seines Bettes auf eine immer tiefere Erosionsbasis entgegengearbeitet haben. Und diese Erosionsbasis hat sich bereits rückwärts durch die 500 m hohen Zebra-Berge und die 150m hohen Tschombumbi-Berge 250 km weit hindurchgefressen bis zu den Kambele-Fällen und den Stromschnellen und Katarakten unterhalb Eriksons-Drift. Stellenweise ist der Fluß auf dieser Strecke bereits wieder breit und beruhigt in einer offenen Landschaft, aber an vielen Stellen, besonders wo höhere Bergzüge das Tal kreuzen, arbeitet die Erosion noch weiter. Die beiden großen Nebenflüsse, der Elefantenfluß und der Omuhonga, müssen zu ihrer Ausbildung ebenfalls lange Zeit gebraucht haben. Der Charakter des Kunene zwischen Montenegro-Fällen und Eriksons-Drift zeigt, obwohl die Erosionsarbeit noch im Gange ist, keinerlei Ähnlichkeit mit dem durchaus jugendlichen Charakter des Kunene zwischen den Montenegro-Fällen und der Mündung. Die noch andauernde Erosion kann leicht der noch andauernden Aufwölbung des Randgebirges zugeschrieben werden, genau wie auch die Lunda-Schwelle noch im Diluvium neue Aufwölbung erfahren hat. Wäre aber der Kunene früher in die Etoscha-Pfanne geflossen, dann müßte dies schon im frühen Tertiär der Fall gewesen sein, sonst hätte der Kunene sich nicht, der Aufwölbung des Randgebirges im Tertiär folgend, allmählich sein Bett tiefer legen können. Nur die Flüsse, deren Entstehung bis ins Tertiär zurückreicht, haben die Zeit und Kraft gehabt,ihren Lauf durch das sich aufwölbende Randgebirge hindurchzunagen.

Der ganz junge Unterlauf des Kunene westlich der Montenegro-Fälle und der zum mindesten bis ins Tertiär zurückreichende Mittellauf lassen keine andere Erklärung zu, als daß der Kunenelauf in seinem Unterlauf sich in jüngster geologischer Zeit geändert haben muß. Alle geologischen und morphologischen Anzeichen aber weisen darauf hin, daß der Kunene, ursprünglich dem Otjitamifluß folgend, zum Coroca geflossen ist.

## NIEDERSCHLAG, ABFLUSS UND VERDUNSTUNG IM SCHWEIZER HOCHGEBIRGE

Zum Lebenswerk von *Otto Lütschg-Lötscher* († 1947)

*R. Keller*

Mit 6 Abbildungen

Länger als fünfzig Jahre standen die Untersuchungen zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges im Mittelpunkt der Lebensarbeit des 1947 verstorbenen Schweizer Forschers Dr. phil. h. c. *O. Lütschg-Lötscher*. Bei seinen Forschungen schenkte er der genauen Erfassung des Niederschlags und der Vorratsänderungen im Wasserhaushalt des Hochgebirges, insbesondere der Gletscher, und der Abnahme der Landesverdunstung mit der Höhe seine besondere Aufmerksamkeit. Die Untersuchungen wurden angestellt in fünfzehn ausgewählten Forschungsgebieten der Schweizer Alpen und Voralpen mit einem jeweils sehr dichten Netz für die Beobachtung von Niederschlag und Abfluß.

Die Forschungsergebnisse sollten zusammengefaßt werden in einem vierbändigen Werk „Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges", in der Reihe „Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie. Hydrologie". Im ersten Teil, von dem die Kapitel 1—5 erschienen sind, wird allgemein über den heutigen Stand der Niederschlags, Abfluß- und Verdunstungsforschungen im Schweizer Hochgebirge berichtet. Die Ergebnisse der Niederschlagsforschungen sind hier in einem Tabellenwerk zusammengestellt [1]). Das Problem der quantitativen Erfassung der Vorratsänderungen wird ausführlicher behandelt am Beispiel des Oberen Grindelwaldgletschers und der Gletscher im Monte-Rosa-Gebiet (Saastal) [2]). Der zweite Teil behandelt die Arbeiten in vierzehn Forschungsgebieten (noch nicht erschienen), während der dritte Teil eine Monographie des vom Menschen stark beeinflußten Wasserhaushaltes der Landschaft Davos bringt [3]). Der letzte Teil sollte schließlich den Schlußfolgerungen und dem Sachregister vorbehalten werden.

In zwei früher erschienenen umfangreichen Bearbeitungen behandelte *O. Lütschg* Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im stark vergletscherten Mattmarkgebiet in der Monte-Rosa-Gruppe und den Märjelensee und seine Abflußverhältnisse [4]).

[1]) *O. Lütschg-Loetscher*, Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. I. Band, 1. Teil. Allgemeines 1. Abteilung. Kap. 1—3 (Mitarbeiter *Rudolf Bohner*). 60 S. mit 9 Karten, 10 Textfig., 17 Tab. Beitr. z. Geol. d. Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung. Zürich. 1945.

[2]) *O. Lütschg-Loetscher*, Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. I. Band, 1. Teil. Allgemeines 2. Abteilung. Kap. 4 und 5. 41 S. mit 10 Taf., 21 Fig. u. 6 Tab. Beitr. z. Geol. d. Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung. Zürich. 1944.

[3]) *O. Lütschg-Loetscher*, Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. II. Band, 3. Teil (Mit Beiträgen von *Rudolf Bohner* u. *Walter Dietz*): Forschungsgebiet Nr. 7, Davosersee. Zur Hydrologie der Landschaft Davos. 490 S. mit 2 Karten, 9 Taf., 146 Textfig., 173 Tab. Beitr. z. Geol. d. Schweiz — Geotechnische Serie — Hydrologie, 4. Lieferung. Zürich. 1944.

[4]) *O. Lütschg*, Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Ein Beitrag zur Fluß- und Gletscherkunde der Schweiz mit Beiträgen von Dr. *R. Eichenberger*, Dr. *H. Christ*, Chemiker *P. Huber* und Oberforstinspektor *M. Petitmermet*. 479 S.

Die folgenden Ausführungen möchten einen Einblick geben in den Fragenkomplex des Wasserhaushaltes des Hochgebirges unter besonderer Beachtung der unermüdlichen und vielseitigen Studien von *O. Lütschg*, wobei aber die Fülle der Ergebnisse und ganz besonders seine reichhaltigen Beobachtungen zur Landesnatur nicht annähernd erschöpfend behandelt werden.

Schon seit mehreren Jahrzehnten befassen sich Geographen mit dem Wasserhaushalt, welcher doch für Morphologie, Vegetation und Wirtschaft, für die gesamte Physiognomie einer Landschaft oft von so entscheidender Bedeutung ist. Im Jahre 1896 veröffentlichte *A. Penck* [5]) seine „Untersuchungen über Verdunstung und Abfluß an größeren Landflächen", nachdem *A. Woeikof* [6]) schon 1885 auf „Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas" hingewiesen hatte. Es lag nahe, Verbindungen zum Klima, insbesondere zur Lufttemperatur, zu suchen, und *H. Keller* [7]) baute etwas später, von der praktisch-hydrographischen Seite ausgehend, die Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluß und Verdunstung weiter aus. Er stellte für Mitteleuropa z. B. fest, daß bei einer Niederschlagshöhe von nur 429 mm Abflußlosigkeit herrschen würde. Seine Bezugslinien tragen bereits verschiedenen Klimagebieten Rechnung.

*A. Penck* [8]) dagegen stieß auf Grund seiner Erkenntnisse über den Wasserhaushalt in anderer Richtung vor, zum Wasserhaushalt der Landschaften und Klimazonen der Erde. Seine „Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage" ist gegründet auf das Verhältnis von Niederschlag, Abfluß und Verdunstung in den verschiedenen Klimagebieten, für welche er die Bezeichnung humid und arid, semihumid und semiarid einführt. In den glazialen Bereichen, wo Rücklage und Aufbrauch des gefrorenen Wassers entscheidend sind, spricht *Penck* vom nivalen Klima. Die grundwasserbildenden Klimate wurden zusammengefaßt in den phreatischen Klimaten.

Diesen Untersuchungen zum Thema Wasserhaushalt und Klima hat die Wasserwirtschaft vor allem durch *H. Keller* und *K. Fischer* [9]) wesentliche Beiträge zur Seite gestellt, während die Geographie in den letzten Jahren vorwiegend den Landschaftshaushalt, die Erforschung des Zusammenwirkens von Boden, Klima und Vegetation, zum Gegenstand ihrer Untersuchungen machte, wobei der Wasserhaushalt eigentlich zu wenig berücksichtigt wurde, obwohl der Landschaftshaushalt vom Wasserhaushalt weitgehend abhängig ist. Der Kreislauf des Wassers — angeregt durch die solare Einstrahlung — löst erst die Kreisläufe der Stoffe in der organischen und anorganischen Natur aus. Wasserwirtschaft und Geographie stehen heute vor der Aufgabe, Landschaftshaushalt und Wasserhaushalt zusammenzubringen. Die Wasserwirtschaft kann ihre Erkenntnisse zum Wasserhaushalt nur noch auf dem Wege über die Landschaftsökologie wesentlich ververtiefen. „Zu einem bestimmten Ergebnis gelangen wir erst, wenn wir die Frage unter bestimmten geographischen Gegebenheiten untersuchen" sagt *W. Wundt* [10]), und auch nach *O. Lütschg* ist „eine gesunde Entwicklung der Gewässerkunde ohne Berücksichtigung der boden- und pflanzenwirtschaftlichen Verhältnisse" nicht mehr möglich. In bezug auf die Unterschiede der Landesverdunstung in verschiedenen Forschungsgebieten schreibt er: „Die entscheidende Ursache liegt unbedingt in der Beschaffenheit der Landschaften" [11]).

Auf der anderen Seite verspricht sich die Geographie von der Beschäftigung mit dem Wasserhaushalt einen wesentlichen Beitrag zur Landschaftsökologie, die für Wissenschaft und Wirtschaft von gleich großer Bedeutung ist. Die hydrographische Forschung scheint somit wenigstens teilweise wieder zu ihrem Ausgangsobjekt zurückzukehren, zur Landschaft.

Zu dieser Rückkehr bedurfte es keineswegs erst eines Anstoßes durch die Geographie, obwohl *A. Penck* auch schon in seinem einleitenden Aufsatz zur Zeitschrift für Gewässerkunde den Wunsch äußert, es möchten nicht nur die praktischen Gesichtspunkte bei der gewässerkundlichen Forschung maßgebend sein. Auch *K. Fischer* [12]) scheint „bei den Sondereigenschaften alles auf die richtige geographische Zusammenschau anzukommen", und *G. Troßbach* [13]) widmet in seiner Untersuchung zur Wasserwirtschaft im Elsaß, in Lothringen und Luxemburg der „Natur der Landschaft" weiten Raum. „Die Gewässerkunde muß nach geographisch-hydrologischer Methode arbeiten. Ihre Aufgabe besteht darin, den ursächlichen Zusammenhang sämtlicher Gewässer eines gegebenen Forschungsgebietes mit der geographischen Landschaft nach Geologie, Geomorphologie, Boden und Vegetation klarzustellen" *(O. Lütschg)* [14]).

---

mit 47 Taf. und 142 Abb. im Text. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband — Verbandsschrift Nr. 14 — Veröffentlichung der Hydrologischen Abteilung der Schweizerischen Meteorol. Zentralanstalt in Zürich. Zürich. 1926.
*O. Lütschg*, Der Märjelensee und seine Abflußverhältnisse. Schweizer Departement des Inneren. Ann. d. Schweizer Landeshydrogr. Band I. Bern. 1915.

[5]) *A. Penck*, Untersuchungen über Verdunstung und Abfluß von größeren Landflächen. Geogr. Abh. V, 5. 1896.

[6]) *A. Woeikof*, Flüsse und Landseen als Produkte des Klimas. Zeitschr. Ges. Erdk. Bln. 1885, S. 92.

[7]) *H. Keller*, Die Abflußerscheinungen in Mitteleuropa. Geogr. Zeitschr. XII, 1907, S. 611—630 und S. 682—699. *H. Keller*, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung in Mitteleuropa. Jahrb. f. Gewässerkunde. Bes. Mitt. Bd. I, 4. 1906.

[8]) *A. Penck*, Versuch einer Klimaklassifikation auf physiographischer Grundlage. Sitzungsber. d. pr. Ak. d. Wiss. Bln. 1910, XII.

[9]) *K. Fischer*, Abflußverhältnisse, Abflußvermögen und Verdunstung von Flußgebieten in Mitteleuropa. Met. Zeitschr. 1925, S. 241.

[10]) *W. Wundt*, Das Bild des Wasserkreislaufes auf Grund früherer und neuerer Forschungen. Mitt. d. Reichsverb. d. d. Wasserwirtschaft Nr. 44. Bln.-Halensee. 1938.

[11]) *O. Lütschg*, a. a. O. 1945, S. 43.

[12]) *K. Fischer*, Ziele und Wege der Untersuchungen über den Wasserhaushalt (Niederschlag, Abfluß, Verdunstung). Mitt. d. Reichsverb. d. d. Wasserwirtschaft Nr. 40, Bln.-Halensee. 1936.

[13]) *G. Troßbach*, Die Wasserwirtschaft im Elsaß, in Lothringen und Luxemburg. Archiv f. Wasserwirtschaft. Nr. 60. Bln. 1941.

[14]) *O. Lütschg*, s. Anm. [3]), S. 437.

Der mitteleuropäische Flachlandshydrologe kann zunächst der Meinung sein, daß die scharf abgrenzbaren und geologisch einheitlichen Flußgebiete des Hochgebirges ein ideales Forschungsobjekt sind. Hier ist kein unkontrollierbarer Grundwasserträger und Grundwasserabfluß, der wie im Tiefland die Abflußwerte verfälscht; im Hochgebirge hat der Mensch den Wasserhaushalt noch nicht so nachhaltig beeinflußt, während im Tiefland etwa 10 % des gesamten Niederschlagswassers durch die Wasserversorgungsanlagen fließen und durch Kraftausnutzung, Talsperren u. a. das Abflußregime weitgehend abgeändert wurde. Kann man im Gebirge nicht oberhalb der Baumgrenze den Einfluß der Vegetation weitgehend eliminieren, welcher dem Flachlandhydrologen so manche Rätsel aufgibt? Fast in jedem Winter kann man im Gebirge Werte über das Retentionsvermögen des Bodens erhalten, da für den Wasserhaushalt des Hochgebirges die Wintermonate Trockenmonate sind, weil Frost und Schnee keinen Niederschlag zum Abfluß kommen lassen. Der Abfluß ist im Hochgebirge während des Winters vollkommen auf das Wasserhaltungsvermögen des Bodens angewiesen. Im Tiefland muß man dagegen oft jahrelang auf einen trockenen Sommer warten, um durch „Trockenwetterkurven" einen Einblick in den unterirdischen Wasservorrat zu erhalten.

Bald zeigt sich aber, daß die Natur des Hochgebirges dem Hydrologen ganz andere Aufgaben stellt. Auch hier gewährt die Natur dem Menschen in ihren wichtigsten Kreislauf nur zögernd Einblick. Die lang- und kurzperiodischen Schwankungen im Gletscherhaushalt, die ausgleichende Wirkung der Seen und episodische Wasserausbrüche, die schuttreichen Hochwasser und die Grundwasserströme der schottererfüllten Täler, nicht zuletzt aber das Klima, insbesondere die Niederschlagsverhältnisse, werfen im Hochgebirge neue hydrologische Probleme auf, die die Fragen des Wasserhaushaltes nicht minder schwierig gestalten als im Flachland.

Die Beschaffenheit der Landschaft entscheidet, welche Größe der Wasserhaushaltsgleichung dominierend ist und in welchem Verhältnis die einzelnen Größen zueinander stehen.

*Abfluß, Verdunstung* und *Rücklage* bzw. *Aufbrauch* das sind die Wege, welche das Niederschlagswasser in seinem Kreislauf auf der Erde einschlagen kann. In Mitteleuropa übertrifft die Verdunstung im Tiefland fast immer den Abfluß. Etwa 55—60 % des gesamten Niederschlags, bisweilen auch mehr, entfallen im mitteleuropäischen Tiefland auf die Verdunstung [15]). Rücklage bzw. Aufbrauch spielen hier nur eine untergeordnete Rolle.

Das Tiefland verdankt seiner großen Verdunstungskraft die vielseitigen Möglichkeiten der Landwirtschaft und die reiche Vegetation der Ebene. Dem geringen Abfluß entspricht die geringe Erosionskraft der dortigen Gewässer.

Im unvergletscherten Hochgebirge schließen nur 10—20 % des niedergeschlagenen Wassers den Kreislauf auf dem direkten Wege über die Verdunstung. Der überwiegende Teil der Niederschläge fließt hier wie teilweise auch schon im Mittelgebirge oberirdisch ab. Das Hervortreten des Abflusses im Hochgebirge ist sowohl der Zunahme der Niederschläge als auch der Abnahme der Verdunstung mit der Höhe, welche der tieferen Lufttemperatur in den höheren Lagen entspricht, zuzuschreiben. Auch die im großen und ganzen mit der Höhe zunehmende Reliefenergie kann die Verdunstung vermindern und den Abfluß vergrößern, aber nur dort, wo sie die Zeitdauer der Bodenfeuchtigkeit, welche für die Größe der Verdunstung ausschlaggebend ist, einengen kann. Wo z. B. eine gefällsreiche Landschaft das Wasser von Schauerniederschlägen rasch talwärts führt, bleibt für die Verdunstung bald nichts mehr übrig; wo aber die Niederschläge in der gleichen Landschaft gut verteilt sind, kann auch eine größere Reliefenergie die Verdunstung nicht wesentlich herabsetzen. Daher muß bei allen Untersuchungen über Abfluß und Verdunstung der zeitlichen Verteilung der Niederschläge große Aufmerksamkeit geschenkt werden. Je schlechter die Niederschläge, namentlich im Sommer, verteilt sind, um so mehr Bedeutung kommt der Reliefenergie zu. Da die zeitliche Niederschlagsverteilung im Hochgebirge vielfach eine lokalklimatische Angelegenheit ist — der prozentuale Anteil der Winterregen am Jahresniederschlag beträgt z. B. in Visp (655 m) im siebenjährigen Mittel 1912/13 bis 1918/19 67,4 % = 467 mm (*Lütschg* 1926) und an der Station Hinterrhein (1624 m) nur 31,5 % = 470 mm in den sechs Jahren 1937-1943 — läßt sich erst nach eingehenden Untersuchungen sagen, in welchen Flußgebieten die Reliefenergie im Vergleich zur Wirkung der mittleren Lufttemperatur vernachlässigt werden kann.

Im Gletschergebiet überträgt sich die Diskussion Gefälle — Abfluß auf die Gletscherbewegung. Breite und gefällsarme Gletscher verdunsten wahrscheinlich mehr als gefällsreiche Gletscher, bei denen sich die Schmelzwasser in den zahlreichen Klüften rasch der Verdunstung entziehen können (vgl. *Lütschg* 1945, S. 48). In den glazialen Bereichen des Hochgebirges muß der Abfluß jedenfalls seine dominierende Stellung im Wasserhaushalt aufgeben. Rücklage und Aufbrauch sind die beherrschenden Größen im Gletscherhaushalt, sie dirigieren den Abfluß in fester und flüssiger Form.

Viele Hochgebirgsforscher haben darüber hinaus der Verdunstung im Hochgebirge erhebliche Niederschlagsmengen verschrieben. „Selbst bei der gleichen relativen Luftfeuchtigkeit, Temperatur und Windstärke ist doch infolge des verminderten Luftdruckes die Verdunstung eine viel stärkere" nach der Ansicht von *C. Schröter* [16]), der sich dabei auf *Hann* stützt. Es sei schon vorweggenommen, daß diese Auffassung irrig ist, wie *O. Lütschg* nachweisen konnte.

[15]) *G. Troßbach* und *W. Wundt*, Die natürliche Vorratsbildung in unseren Flußgebieten. Archiv f. Wasserwirtsch. Nr. 52. Bln. 1940.
*J. van Eimern*, Schwankungen des natürlichen Wasserhaushaltes am linken Niederrhein unter besonderer Berücksichtigung der Grundwasserschwankungen. Diss. Bonn. 1948. (Maschinenschrift).

[16]) *C. Schröter*, Pflanzenleben der Alpen. Zürich. 1908, S. 99.

### 1. Niederschlag, Rücklage und Aufbrauch im Firn- und Gletschergebiet

#### a) Niederschlag

Obwohl der Niederschlag im vergletscherten Hochgebirge nicht unmittelbar auf den Abflußvorgang einwirken kann, ist auch hier seine genaue Erfassung die grundlegende Voraussetzung zur Aufstellung einer quantitativen Wasserbilanz.

Die Eigenart einer Hochgebirgslandschaft beeinflußt durch ihre reduzierte Vegetation, durch ihre Gletscher, Moränen und Schutthalden nicht nur den Abfluß, sondern variiert auch schon mit erstaunlichem Erfolg die Niederschlagsverhältnisse. Die Niederschlagshöhe wechselt von Ort zu Ort so sehr, daß man eigentlich eine Zusammenfassung zu Isohyeten ablehnen müßte. Wenn dennoch Isohyetenkarten gezeichnet werden, so deshalb, weil sie für Berechnung und Vergleich nicht zu entbehren sind. Zu den Hindernissen, die in dem unwegsamen Gelände des Hochgebirges mit seinem unwirtlichen Klima alle Beobachtungen erschweren, gesellen sich bez. der Niederschlagsmessungen noch weitere Schwierigkeiten. Verwendet man Sammler mit oder ohne Windschutz, welche Zusatzlösung verhindert das Gefrieren des Niederschlagswassers, wie vermeidet man falsche Werte durch Schneeverwehungen und Verstopfen des Sammlers durch Schnee und Frost? *Lütschg* verwandte einen Sammler mit Windschutz, der sich bisher im Hochgebirge gut bewährt hat. Einen Niederschlagssammler zu konstruieren, der allen Anforderungen genügt, die das Hochgebirge an ein solches Gerät stellt, dürfte nach der Meinung von *Lütschg* [17]) nicht gelingen.

Ein Bild von der kleinräumigen Verteilung des Niederschlags im Hochgebirge vermitteln die Werte der fünfzehn Niederschlagssammler im oberen Saastal (Einzugsgebiet 56,25 qkm) im Monte Rosa-Gebiet. Auf Grund der von *Lütschg* angegebenen Niederschlagshöhen (Jahresmittel der Periode 1922—1943) wurden die Isohyeten der Abb. 1 entworfen. Der Verlauf der Regengleichen hat hier nur noch eine lose Verbindung mit den Höhenlinien. Die Konstruktion der Niederschlagskarten kann im Hochgebirge noch weniger als im Mittelgebirge auf die Zunahme des Niederschlags mit der Höhe gegründet werden. Zur Vorsicht mahnt zudem die in den Alpen oft gemachte Feststellung, daß die Maximalzone des Niederschlags nicht auf der Luvseite, sondern auf der Leeseite liegt. Auch im Einzugsgebiet des Davoser Sees, dem im allgemeinen die Westwinde den Regen bringen, fallen die meisten Niederschläge in den größten Höhen der westlichen Talseite, also im Lee (Totalp mit 1700 mm, s. Abb. 5), während „die minimale Niederschlagszone mit der höchsten Erhebung der Ostseite des Seegebietes zusammenfällt" (650 mm). An der Westseite des Davoser Seegebietes beobachtet man eine stetige Zunahme des Niederschlags mit der Höhe, an der Ostseite dagegen im oberen Teil eine stetige Abnahme der Regenhöhe. Auch im Flüelatal (s. Abb. 5) liegt die Maximalhöhe des Niederschlags nicht auf der Luv-, sondern auf der Leeseite.

Die Talsohlen des Davoser Hochtales und des Visptales haben wie viele Alpenländer relativ wenig Niederschlag. Saas-Fee (Abb. 1) erhält im Jahr durchschnittlich nur 840 mm Niederschlag, Zermatt (1610 m ü. M.), an der westlich benachbarten Matter Visp gelegen, erhält sogar nur 660 mm Niederschlag jährlich. Dagegen steigt die Niederschlagshöhe auf dem nur 5—10 km entfernten Firngebiet auf 2000 bis 3000 mm an.

Das sich im Süden und Südwesten vor die Täler der Saaser und Matter Visp legende Monte Rosa-Massiv und vor allem die Südalpen vermindern die Feuchtigkeit der aus Süden kommenden mediterranen regenbringenden Luftmassen schon erheblich. Nach Abb. 1 könnte man aber annehmen, daß die Gletscher, insbesondere die Gletscherzungen, die Kondensation noch einmal verstärken, obwohl sie im Regenschatten liegen. Die Karte demonstriert eindrucksvoll den Niederschlagsreichtum der gletscherbedeckten hohen Westflanke gegenüber der Ostflanke des Tales. Sie gibt gleichzeitig einen Überblick über die großen Wassermassen, welche zunächst der Rücklage zufallen. Die gesamte Niederschlagsmenge im Gebiet des oberen Saastales dürfte sich auf etwa 120 Millionen cbm (= ca 1680 mm) belaufen.

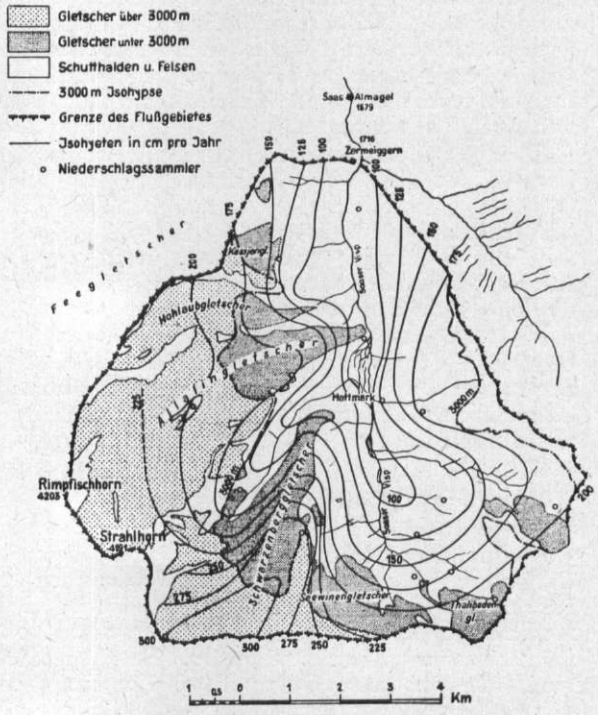



*Abb. 1. Zum Wasserhaushalt des Mattmarkgebietes (Monte-Rosa-Gruppe)*
(entworfen nach Angaben von *Lütschg* 1926 und 1945).

[17]) In Deutschland verwandte u. a. die Landesanstalt für Gewässerkunde bei Versuchen Niederschlagssammler ohne Windschutz, die nach *O. Lütschg* gänzlich falsche Werte liefern.

Die unterschiedliche Verteilung des Niederschlags auf der Ost- und Westseite des Tales spiegelt den asymmetrischen Aufbau dieser baumlosen Hochgebirgslandschaft, welche von der Saaser Visp durchflossen wird, wider. Die unvergletscherte flache Ostflanke des Tales steht der stark vergletscherten, auf 4200 m ansteigenden Westflanke gegenüber. Die Abtragung der östlichen Talflanke wurde gefördert durch Unterschneidungen und Bergstürze der mit 30 bis 35 Grad nach Westen einfallenden Monte Rosa-Gneise. Aus dem Schutt dieser Gneise sind nur kleine Quellen zu erwarten, dagegen liefern die westlich des Schwarzenberggletschers (Abb. 1) ausstreichenden jurassischen und triassischen Amphibolite und Serpentine reichlich Schutt und mehr Wasser, und besonders viel wasserhaltenden Gletscherschutt liefern die leicht abtragbaren Gabbrogesteine im Bereich des durch seine hohe Lage erosionsstarken Allalingletschers.

Um den Unterschied in Höhenlage, Vergletscherung und Klima auf beiden Talseiten hervorzuheben, wurden in Abb. 1 außer den Grenzen des Flußgebietes der Visp bis Zermeiggern die 3000-Meter-Isohypse und die Gletscher eingetragen, wobei die Gletscher nach der Höhenlage über oder unter 3000 m unterschieden sind. Die Zunge des Allalingletschers reicht sogar bis 2150 m herab. Wenn der Abfluß im Sommer von diesen tiefliegenden Gletscherzungen zehrt, dann kann die gegenüberliegende Talseite kaum noch etwas zum Abfluß beitragen.

Allein auf Grund der Niederschlagsmenge kann man keine Bilanz des Wasserkreislaufes im Firn- und Gletschergebiet aufstellen, da nur ein Teil dieses Wassers zum Abfluß kommt. Im Gletschergebiet ist der Abfluß vom Niederschlag unabhängig, er wird bestimmt durch die Lufttemperatur und das Verhältnis von Rücklage und Aufbrauch im Gletscher.

Wenn man erst einmal weiß, welche Niederschlagshöhe die Verdunstung im Gletschergebiet für sich beansprucht, dann kann man auch aus der Niederschlagshöhe auf das Verhältnis zwischen Rücklage und Aufbrauch schließen.

### *b) Rücklage und Aufbrauch im Gletscher*

Um genaue Angaben über die Verdunstungshöhe im vergletscherten Hochgebirge zu erhalten, beschritt *O. Lütschg* den indirekten Weg, die Verdunstung aus Rücklage und Aufbrauch zu errechnen. Rücklage und Aufbrauch im Gletscher können aber nicht durch bloße Flächenmessungen bestimmt werden: So nahm z. B. die Fläche vor einem Querprofil an der Zunge des Oberen Grindelwaldgletschers 1919 bis 1925 von 9,4 auf 11,7 ha zu und bis 1932 wieder um 6,8 ha auf 4,9 ha ab. Demgegenüber steht vor dem gleichen Querprofil eine Volumenzunahme von 210 000 cbm (= mittlere Höhenzunahme von 2 m) im Zeitraum 1919 bis 1925 und eine Volumenabnahme um 1,48 Mill. cbm von 1925 bis 1932, wobei die mittlere Höhe sich um 17,8 m verringerte. Diese Zahlen stehen also in keinem Verhältnis zur Zu- und Abnahme der Gletscherflächen.

Im oberen Saastal entsprach in den Jahren 1932/34 einer Volumen*zu*nahme sogar eine Flächen*ab*nahme der Gletscher und umgekehrt.

Die Bewegungsvorgänge und damit die Vorratsveränderung im gesamten Gletschergebiet sind sehr kompliziert. Innerhalb *eines* Gletschers liegen in der gleichen Periode Akkumulation und Ablation (also Rücklage und Aufbrauch) unmittelbar nebeneinander[18]). Im Nährgebiet des Allalingletschers fand *Lütschg* 1934 im Vergleich zu 1932 auf weiten Flächen eine Akkumulation von 8 und 10 m und knapp 500 m davon entfernt eine „Ablation" von 10 bis 12 m (bei 3500 m ü. M.) und auf der Höhe von 3200 m, d. i. ca. 1 km abwärts, wieder Akkumulation und erst in der äußersten Spitze der Gletscherzunge (unterhalb 2800 m) setzt sich die Ablation endgültig durch mit Beträgen bis zu 16 m.

Einen entsprechenden Wechsel zwischen Akkumulation und Ablation zeigen auch die Messungen am Hohlaub- und Schwarzenberggletscher im Saastal sowie die Zunge des Oberen Grindelwaldgletschers im Berner Oberland. Die Massenbilanz dieser Gletscher legt „Zeugnis dafür ab, daß die Bewegung des Eises einen unsteten und wellenförmigen Charakter trägt, ähnlich dem des Wassers in Wildwasserbetten"[19]).

So ist es auch zu verstehen, daß nicht einmal die Richtung der Flächenänderung bei den Gletschern eines Flußgebietes in einer kurzen Periode übereinstimmen muß. Im Saastal verminderte sich die Fläche der Gletscher mit O-Exposition in den Jahren 1932/34 im Mittel um 2,2 % (Kessjen-, Hohlaub-, Allalin- und Schwarzenberggletscher), während die ostwärts anschließenden kleinen Gletscher ihre Fläche um 1 % vergrößerten (vorwiegend N-Exposition).

Somit sind Rücklage und Aufbrauch die beherrschenden Größen im Wasserhaushalt des vergletscherten Hochgebirges, denen sich sogar der Abfluß unterordnen muß. Der Gletscher kann entsprechend seinen säkularen Schwankungen erhebliche Niederschlagsmengen auf viele Jahre dem Abfluß entziehen und gibt sie erst wieder frei, wenn der Niederschlag zu wenig oder kein Wasser mehr geben kann. Im Bereich der Gletscherzungen ist die Abflußverzögerung nur noch auf wenige Jahre beschränkt, und im unvergletscherten Hochgebirge herrscht die Rücklage schließlich nur noch im Winterhalbjahr vor und hilft dadurch dem Abfluß im Sommer zu seiner gefahrvollen Stärke.

### *c) Rücklage und Aufbrauch in den Gletscherseen*

Die Abflußverzögerung durch die Gletscher kann sich gelegentlich noch verstärken durch die zahlreichen Alpenseen in unmittelbarer Nähe der Gletscher. Jedoch unterscheidet sich die Retention der Gletscher-

[18]) Die Gletschermessung stützt sich auf je eine Karte des Gletschers zu Beginn und am Ende der Untersuchungsperiode (Höhenliniendistanz 10—20 m). Die Flächen der einzelnen Höhenstufen werden ausplanimetriert, und ihre Addition von oben nach unten ergibt die hypsographische Kurve des Gletschers für jede Aufnahme. Aus den Differenzlinien der beiden hypsographischen Kurven ersieht man sogleich Gletscherakkumulation und -ablation. Aus den hypsographischen Kurven können dann auch die Volumina zwischen je zwei Höhenkurven des Gletschers berechnet werden, woraus sich die gesamte Volumenänderung bis zu jeder beliebigen Höhe berechnen läßt.

[19]) *O. Lütschg*, s. Anm. [3]) 1944, S. 101.

seen wesentlich von dem Wasserhaltungsvermögen der Seen in tieferen Höhenstufen. Die Retention der Gletscherseen ist häufig beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Die Wasserspeicherung kann in kurzer Zeit so groß werden, daß sie zu einer großen Gefahr für die Talbewohner wird. Die Seen lagern dann als „unheimliche und verderbenbringende Macht" über dem Tal und werden von den Talbewohnern sorgsam beobachtet. Die Wasserausbrüche der Gletscherseen waren nicht selten die Ursache größter Katastrophen. In anderen Zeiten hingegen helfen die Seen den Menschen im Tal über wasserarme Zeiten hinweg, welche auch in den Alpen während der Winter- und Sommermonate häufiger auftreten.

Einer der gefürchteten Gletscherseen ist der Mattmarksee im oberen Saastal. Die Entstehung dieses Sees ist aus Abb. 1 unschwer zu ersehen. Die Gletscherzunge und Stirnmoräne des Allalingletschers reicht in das Saastal herab, und ein kleiner Vorstoß genügt, um das obere Tal abzusperren und einen großen Mattmarksee aufzustauen. Ein zweites Mal ist diese Möglichkeit der Seebildung etwas oberhalb gegeben durch die Zunge des Schwarzenberggletschers. Meist vermag sich das aufgestaute Seewasser unter der Gletscherzunge einen Ausweg zu bahnen, oft sammeln sich aber auch große Wassermengen hinter der Sperrmauer aus Moränen und Eis an, besonders dann, wenn Schutt und Eis den Abfluß unter dem Gletscher versperren. Die Länge des aufgestauten Mattmarksees betrug z. B. im Jahre 1866 ca. 3 km mit einem Inhalt von mehr als 6 Mill. cbm Wasser. Im Jahre 1916 umfaßte der See 221 900 cbm Wasser, 1920 519 700 cbm und im Sommer 1834 sogar 18,844 Millionen cbm Wasser [20]). Mit steigendem Seespiegel wächst auch die Ausbruchgefahr, bis schließlich Überlaufen oder Spaltenbildung durch den Gletscher, Spaltenbildung oder -erweiterung durch das Seewasser die Katastrophe einleiten. Seit 1859 brach der Mattmarksee 26mal aus.

Um den Hochwassern durch die Seeausbrüche zu begegnen versuchte man einen größeren Aufstau zu verhindern durch Ablaufkanäle oder auch durch Wegschmelzen und Beseitigung der Eis- und Schuttsperren am Seeausgang. Aber bei allen Schutzmaßnahmen hat man immer zu kämpfen mit den großen Schuttmassen, welche die Gletscher, die Frostsprengung und Insolation in dem durch die Vegetation nicht geschützten Hochgebirge bereitstellen und welche die Hochwasser der gefällsreichen Bäche dann zu Tal führen. Ein einziges Hochwasser im oberen Saastal (Abb. 1) brachte im Jahre 1920 im Mattmarkbecken eine Aufschüttung von durchschnittlich 0,8 m (maximal 1,4 m), was einer Geschiebemasse von 300 000 cbm entspricht. Die Baye de Montreux führte am 2. August 1927 dem Léman bei einem Hochwasser nicht weniger als 50 000 cbm Geschiebe zu.

[20]) Die zehntgrößte deutsche Talsperre, die Odertalsperre bei Bad Lauterberg im Harz, hat einen Stauinhalt von 30 Mill. cbm (Fläche 1,4 qkm), und die 1908/13 erbaute Möhnetalsperre im Sauerland ist mit 134 Mill. cbm Stauraum (Fläche 10,4 qkm) die viertgrößte Talsperre Deutschlands.

### 2. Der Abfluß im Hochgebirge

Unterhalb der Grenze des ewigen Schnees treten Rücklage und Aufbrauch mehr und mehr zurück. Abflußmenge und Abflußgang werden die zu beachtenden Größen. Der Abfluß wird aber hier nicht wie im Tiefland vom Niederschlagsregime mit seinem Februarminimum und Oktobermaximum beherrscht, sondern die monatliche Abflußmenge wird im vegetationsfreien Hochgebirge, und ganz besonders in Gletschernähe, von der Lufttemperatur bestimmt. Dabei schwanken natürlich die Quellerträge in der Nähe der Schneegrenze sehr stark mit dem Auf- und Absteigen der Null-Grad-Isotherme.

Im Winter haben die Bäche vom Niederschlag überhaupt keinen Zuschuß zu erwarten. Nur das Wasserhaltungsvermögen des Moränenschutts oder der vielerorts in den Alpen auftretenden triassischen Gesteine vermindert die gänzliche Unterbrechung des Abflußvorganges. Im März erreicht der Abfluß minimale Werte, da bis dahin die Vorräte des Bodens weitgehend aufgezehrt sind. Im Mattmarkgebiet fällt der Abfluß im Winter auf 1,45 Ltr./sec/qkm ab. Besonders in Gletschergebieten sind die winterlichen Quellerträge sehr klein, weil hier der Schutt, welcher das Wasser aufspeichern könnte, meist ausgeräumt ist.

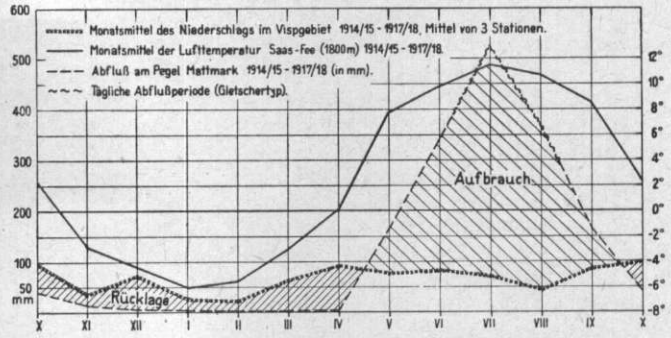



*Abb. 2. Der Jahresgang von Niederschlag, Abfluß und Lufttemperatur im Mattmarkgebiet*

Niederschlag und Abfluß sind nicht streng miteinander vergleichbar, da der Niederschlag nur im Mittel der dem Mattmarkgebiet benachbarten Stationen Grächen, Saas-Fee und Zermatt (mittlere Höhe = 1681 m) dargestellt werden konnte.

Obwohl im April (Abb. 2) das Monatsmittel der Lufttemperatur schon über dem Gefrierpunkt liegt und die Schneeschmelze in diesem Monat schon fortgeschritten ist, und obwohl im April der Niederschlag (im Mittel aus drei etwas tiefer gelegenen benachbarten Stationen 1914/18) ein Nebenmaximum besitzt, ist die Abflußerhöhung noch unbedeutend. Diese Abflußverzögerung zur Zeit der beginnenden Schneeschmelze erwirkt der Schnee selbst. Der Schnee kann mit 40—65 % seines Volumens Schmelz- und Regenwasser aufnehmen und festhalten. Die Aufnahmefähigkeit eines Flußgebietes an Schnee- und Schmelzwasser und damit die Abflußverzögerung ist um so größer, je mehr Schnee im Einzugsgebiet gefallen ist. Bei dem geringen Gefälle der Mattmarkebene oder auch des Davoser Tales (Abb. 5) kann die Übersättigung des

Schnees so groß werden, daß das Wasser im Schnee ansteigt, bis es auf dem Schnee einen Abfluß findet, wenn hier nicht, was häufig vorkommt, Lawinenriegel den Abfluß weiter versperren.

Somit sind also die meisten Hochgebirgsbäche noch weit in das Frühjahr hinein wasserarm, ganz im Gegensatz zu den Flüssen im ozeanischen Mittelgebirge mit häufigem winterlichen Tauwetter.

Im späten Frühjahr braucht die Lufttemperatur keine größeren Wärmemengen für die Schneeschmelze abzugeben und steigt rasch auf 8 Grad an. Jetzt folgt der Abfluß diesem Temperaturgang. Die Verdunstung ist in diesen Höhenstufen merklich geringer als im vegetationsreichen Tiefland, so daß der Aufbrauch der winterlichen Rücklage fast ungeschmälert dem Abfluß zukommt.

In gletscherreichen Flußgebieten kann die Lufttemperatur nach erfolgter Schneeschmelze den Abfluß bis zum Hochwasser verstärken. Eine sommerliche Trokkenheit gibt es in diesen Gegenden nicht, obwohl die Schwankungen des Jahresniederschlags bei vielen Hochgebirgsstationen mehr als 120 % betragen. Die Gletscher gleichen mit Hilfe der Lufttemperatur die großen Niederschlagsschwankungen aus.

Im Rhonegletschergebiet in der Dammagruppe (Größe 38,87 qkm) gaben im Trockenjahr 1920/21 24,19 qkm Gletscherfläche insgesamt 44,3 Mill. cbm Wasser aus der Rücklage frei *(Lütschg)* — das entspricht ungefähr 1850 mm Niederschlag. Diese Wassermenge könnte den Jahresbedarf einer westdeutschen Großstadt von 400 000 Einwohnern decken. Die Gletscher lieferten in diesem Teil des Rhonegletschergebietes 1920/21 aus dem Aufbrauch mehr Wasser, als der Niederschlag während des ganzen Jahres zur Verfügung stellte (Niederschlag = 1370 mm, im Mittel der Jahre 1920/23 = 1870 mm, der Gletscherabfluß alleine erreichte 1920/21 1850 mm).

In der Trockenperiode vom 23. 9. bis 22. 10. 1921 spendeten die Gletscher des oberen Rhonegebietes (Einzugsgebiet der Rhone bis Brig 831,10 qkm, davon 258,9 qkm Gletscher und Firn) sekundlich 44,9 cbm Wasser oder pro qkm Gletscherfläche 173 Ltr./sec. Das unvergletscherte Gebiet mit einer Größe von fast 500 qkm lieferte nur noch 9,1 cbm/sec. Das Abflußvermögen der unvergletscherten Gebiete stellte *Lütschg* im allgemeinen im Winter fest und erhöhte dann die winterlichen Abflußmengen um 10 %. Die entsprechenden Zahlen für die Matter Visp (Station Randa, Einzugsgebiet 316,71 qkm, davon Gletscher 167,97 qkm) nennen für den Gesamtabfluß 19,99 cbm/sec, davon liefern die Gletscher 18,35 cbm/sec, d. i. pro qkm Gletscherfläche 109 Ltr./sec.

Die Lufttemperatur beherrscht aber nicht nur die große Jahresschwankung des Abflusses, sondern sie schafft den Typ des Gletscherbaches mit einer ausgeprägten sommerlichen Tagesschwankung des Abflusses (in Abb. 2 durch Wellenlinie gekennzeichnet). Im Mattmarkgebiet kann nach *Lütschg* im Sommer bei einer Temperaturzunahme von 1 Grad C mit einem Mehrabfluß von mindestens 150 Ltr./sec gerechnet werden *(Lütschg* nennt einmal sogar 220 Ltr./sec).

Die Gletscher sind in der Lage, in Trockenzeiten Talsperren zu ersetzen und die Wirtschaft der Täler mit Wasser zu versorgen. Zwar hat der Mensch keine Kontrolle über dieses „Talsperrenwasser", dennoch benützt er es sehr häufig. Im Walliser Rhonegebiet reichen z. B. die Bewässerungskanäle teilweise bis an die Gletscherzungen heran. Das Wasser der Gletscherbäche, welches auch im trockensten Sommer sicher ist, wird über Wiesen und Felder geleitet, und diesem Wasser verdankt man im Walliser Rhonegebiet sogar den Anbau der Rebe.

An der Saaser Visp läßt die Abflußmenge im August plötzlich sehr nach (Abb. 2), obwohl dieser Monat nur um 1 Grad kühler ist der Juli. Offenbar sind die winterlichen Schneerücklagen inzwischen weitgehend aufgebraucht und nur die höher gelegenen flächenmäßig kleinen Gebiete liefern dem Abfluß noch ihr

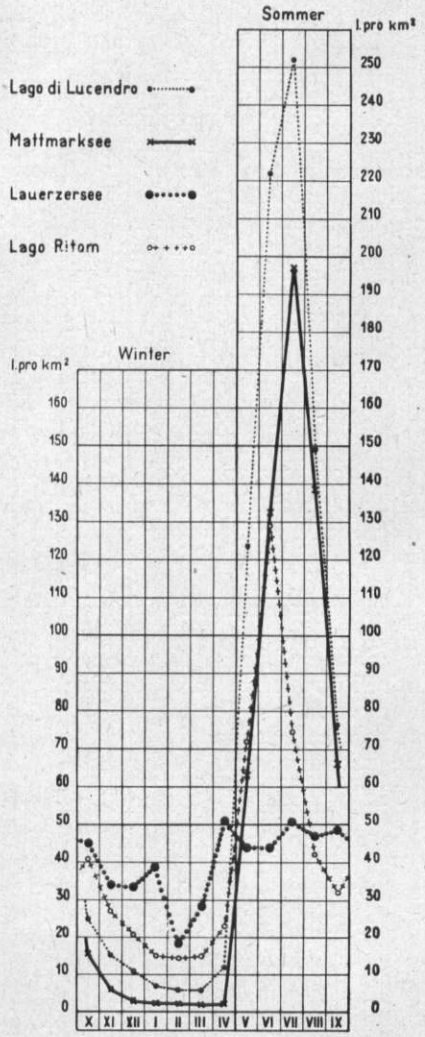



*Abb. 3. Mittlere monatliche Abflußmengen in l/sec/qkm*
(aus *Lütschg*, 1926).
Mattmarksee, Lago di Lucendro und Lauerzersee. Beobachtungsperiode 1914/15 — 1917/18, Lago Ritom 1909/10 — 1913/14.

Wasser. Es ist verständlich, daß im Hochgebirge der sommerliche Abflußgang abhängt von der Menge der winterlichen Schneerücklage.

In Landschaften mit einem geringeren Gletscheranteil, wie z. B. im Ritom- oder Lucendrogebiet, steigt die Abflußkurve im Frühjahr und Frühsommer sehr rasch mit der Lufttemperatur an, löst sich dann aber vom Temperaturgang (Abb. 3) und fällt wieder ab, wobei die Abflußkurve im Sommer und Herbst schon gelegentlich zum Niederschlagsgang hin tendiert. Im stark vergletscherten Tal der Saaser Visp bei Zermeiggern (44,6 % Gletscher und Firn, 33,1 % Felsen u. ä. 1,1 % Wald) können die Firnfelder im Spätsommer noch gelegentlich zum Abfluß beitragen. Da sich zudem in einzelnen Jahren das Oktobermaximum des Niederschlags (= 15 % der Jahresmenge) hier noch auswirken kann, weisen die Abflußmengen des Oktober die stärksten Unterschiede auf.

An das Mittelgebirge erinnert der Lauerzersee (in Seeweren/Voralpen, 450 m ü. M.), dessen Abfluß zur Zeit der Schneeschmelze (April) zwar noch durch die Lufttemperatur, im übrigen aber durch den Niederschlag dirigiert wird. Winterliche Hochwasser sind hier, wie auch im deutschen Mittelgebirge, keine Seltenheit[21]).

Im eigentlichen Hochgebirge können mehr als 90 % aller Hochwasser von Juli bis Oktober erwartet werden, darunter solche „ohne einen Tropfen Niederschlag". „In der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhundert, als im Walliser Lande verheerende Hochwasserfluten auftraten, wurde selbst in Kreisen, denen man ein richtiges Urteil zutrauen sollte, vielfach die Ansicht ausgesprochen, daß diese Katastrophen durch die Ausrottung der Wälder, Eingriffe des Menschen usw. verschuldet wären. Es ist leicht einzusehen, daß die letzteren Umstände auf die Verheerung hemmend oder fördernd einwirken können. Die Hauptursache für Hochwasser waren aber noch immer übermäßige Schnee- und Gletscherschmelze oder ungewöhnlich reicher Regenfall, also meteorologische Verhältnisse"[22]). Wenn auch die viel diskutierte Frage Wald und Wasserhaushalt bis heute noch nicht endgültig geklärt werden konnte, so steht doch fest, daß starke sommerliche Gewitterregen in kahlen unbewaldeten Landschaften der Alpen schwerere Folgen haben als im Gebirge mit starker Vegetation. Umgekehrt schützt der Wald in Trockenzeiten den Wasservorrat, was im folgenden noch ausgeführt wird.

An der Baye de Montreux im westlichen Teil der Berner Alpen beobachtet man im Zusammenhang mit einem Aufforstungsprojekt sowohl die Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluß und Verdunstung als auch die Veränderung der Geschiebeführung. Diese Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen.

Es ergibt sich also im Hochgebirge ein Wechsel der Dominanten in der Gleichung des Wasserhaushaltes entsprechend dem geographischen Charakter der einzelnen Höhenstufen: Der langperiodische Rhythmus von R — B im vergletscherten Gebiet (R = Rücklage, B = Aufbrauch), die große jahreszeitliche Schwankung von R und B in den Randgebieten, wobei das Abflußregime fast ausschließlich von der Lufttemperatur beherrscht wird, und schließlich das Hervortreten des Abflusses mit dem Übergang vom thermisch gebundenen (Schnee- und Gletschertyp) zum niederschlagsgebundenen Abflußregime.

### *3. Die Wasserwirtschaft im Hochgebirge am Beispiel des Hochtales von Davos*

In den unwirtlichen Gebieten oberhalb 2500 m hat der Mensch nur wenig Gelegenheit, in den Wasserhaushalt einzugreifen. Es ist bekannt, daß schon im deutschen Mittelgebirge größere Städte auf erhebliche Schwierigkeiten stoßen[23]). Daher ist es von Interesse zu erfahren, wie sich die Wasserversorgung der Wirtschaft in den dichtbesiedelten Hochtälern der Alpen regelt.

Nun sind aber die Wasserverhältnisse in den Alpen grundlegend anders als im Mittelgebirge. Im Mittelgebirge zehren im Sommer Abfluß, Vegetation und Wirtschaft von einem relativ geringen Niederschlag und der wasserhaltenden Kraft des Bodens. Der Sommer ist im Mittelgebirge die Zeit des größten Wasserbedarfs, aber auch die Zeit des größten Wassermangels. Im Hochgebirge steht dagegen im Sommer dank der Wasserlieferung durch Schnee- und Gletscherschmelze auch in tieferen Tallagen fast überall genügend Wasser zur Verfügung, selbst dann, wenn der sommerliche Niederschlag ausbleibt. Aber im Winter binden die tiefen Temperaturen das Wasser des Hochgebirges, und dann ist dort die Zeit des Wassermangels. Der natürliche Wassermangel erhöht sich zudem dadurch, daß im Hochgebirge die Bedarfsspitze des Verbrauchs durch den Menschen nicht wie im Tiefland in den Sommer, sondern in den Winter fällt (Elektrizitätsversorgung, Stallhaltung des Viehs, Abwasserbeseitigung u. a. m.).

In der Landschaft Davos, dem scharf abgegrenzten, dicht bevölkerten Hochtal der Alpen, muß man mit besonders schwierigen wasserwirtschaftlichen Verhältnissen rechnen. Die Wasserversorgung dieses Gebietes muß aus einem Einzugsbereich von nur 100 qkm bestritten werden. Das breite Davoser Tal ist zwar hochgelegen über dem Prätigau (1500 m ü. M.) und genießt dadurch klimatische Vorteile. Aber trotz der hohen Lage des Tales ist die Landschaft nur von relativ niedrigen Bergketten mit zum Teil sanften, bis 2000 m bewaldeten Hängen umgeben und fast gletscherfrei. Davos bleibt deshalb im allgemeinen von den Schrecken des Hochgebirges verschont, es fehlen ihm jedoch auch die im Sommer wertvollen Wasserspenden der Gletscher. Im Winter ist alles Niederschlagswasser durch den Schnee gebunden.

---

[21]) Neben den bekannten Methoden der Abflußmessung mit Behälter-, Überfall- und Flügelmessung verwendet man in der Schweiz bei Hochwasser das Salzverdünnungsverfahren und verwertet in neuerer Zeit die Eigenschaft des Wassers, bei Zusatz von Kochsalz seine elektrische Leitfähigkeit zu ändern.

[22]) O. *Lütschg*, s. Anm. [4]) 1926, S. 276.

[23]) *R. Keller*, Der Wasserverbrauch im Stromgebiet des Niederrheins. Waldverwüstung und Wasserhaushalt, Decheniana Bd. 103, S. 48—62. Bonn. 1948.
*R. Keller*, Zum Wasserverbrauch von Vegetation und Wirtschaft. Erdkunde II, 1—3, S. 93—100. Bonn. 1948.

Die Abflußkurve des Landwassers, welches das wiesenreiche Tal entwässert, hat im Winter ihr Minimum, da aller Niederschlag als Schnee fällt, bzw. von der Schneedecke aufgesogen wird. Aber sobald die Mitteltemperatur den Schmelzpunkt überschreitet (April) und die schon genannte Wasserspeicherung des Schnees

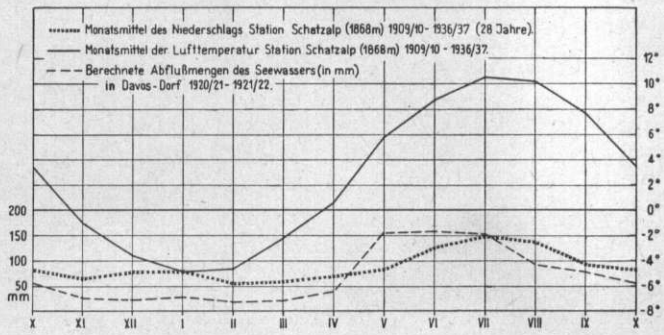



*Abb. 4. Der Jahresgang von Niederschlag, Abfluß und Lufttemperatur in der Landschaft Davos*

unwirksam wird, vergrößert sich der Abfluß um ein Mehrfaches. (Abb. 4 ist zur Aufstellung einer Wasserbilanz ungeeignet, da die Perioden für Niederschlag und Abfluß nicht übereinstimmen. Sie läßt jedoch die wesentlichen Züge im Temperatur-, Niederschlags- und Abflußgang erkennen.) Im Mai löst sich die Abflußkurve schon weitgehend vom Temperaturgang, da die Schneerücklage aufgebraucht ist. Aber das sommerliche Niederschlagsmaximum, zu welchem die Gewitterregen des kontinentalen Davoser Klimas beitragen, sorgt dafür, daß die winterliche Wassermangelzeit nicht um eine zweite, um eine sommerliche Mangelperiode vermehrt wird. Das Davoser Landwasser — der Fluß führt unterhalb des Davoser Sees zunächst die Bezeichnung „Seewasser" — gehört also dem Schneetyp an, dem das sommerliche Maximum des Gletschertyps fehlt. Die gesamte winterliche Schneerücklage wird schon bis zum Frühsommer wieder aufgebraucht.

Obwohl das Niederschlagsmaximum die sommerliche Wasserklemme überbrückt, mußten zur Deckung des Wasserbedarfs und zur Energieversorgung der Landschaft Davos alle Quellen des Flußgebietes gefaßt werden. Nur dem Dischmabach wurde kein Wasser entzogen, obwohl sein Oberlauf quellenreich ist. Das Gefälle dieses größten Seitenbaches ist zu gering, und daher ist das Tal für die Wasserversorgung ungeeignet. Im Einzugsgebiet der Landschaft Davos muß der winterliche Abfluß mehr als 12 % seiner Wassermenge zur Deckung des Wasserbedarfs hergeben, und bei Berücksichtigung der Kraftwerke wird sogar die Hälfte des im Winter zur Verfügung stehenden Wassers benötigt. Die Transportaufgaben des Wassers (Abwasserbeseitigung) sind dabei noch nicht berücksichtigt.

Trotz der Hilfe des Niederschlags und trotz der Fassung aller Quellen könnten die wasserwirtschaftlichen Probleme dieses Hochtales nicht gelöst werden, wenn nicht weitere Rücklagen im Davoser See und in dem schotterreichen, grundwasserführenden breiten Tal zur Verfügung ständen. Schließlich liefert auch noch die Bewaldung ihren Beitrag zur Sicherung des Wasserbedarfs.

Die zerstörenden Kräfte des Hochgebirges meiden See und Landschaft Davos, und der Davoser See wird im Gegensatz zum Mattmarksee von der Bevölkerung nicht gefürchtet, sondern er ist ihr als *winterliches* Wasserreservoir von großem Nutzen.

Von der Entstehung des in seinem natürlichen Wasserhaushalt ausgeglichenen und nur geringen Schwankungen unterworfenen Davoser Sees verrät die Karte schon etwas (Abb. 5). Das Davoser Tal entwässert durch das Landwasser, aber nicht wie die Richtung der Seitentäler (Flüelatal, Dischmatal, Sertigtal) anzudeuten scheint, nach Norden, sondern das Landwasser fließt durch eine Schlucht bei Monstein nach Süden dem Hinterrhein zu. Tatsächlich scheint auch die heutige Flußrichtung nach *Cadisch* erst im Postglacial entstanden zu sein. Ursprünglich floß das Landwasser nach Norden, und erst durch den Bergsturz von Drusatscha (0,5 ckm) wurde das Flußbett versperrt. Es entstand ein 13—14 km langer „Groß-Davoser See", der aber bald wieder von den Seitenbächen zu-

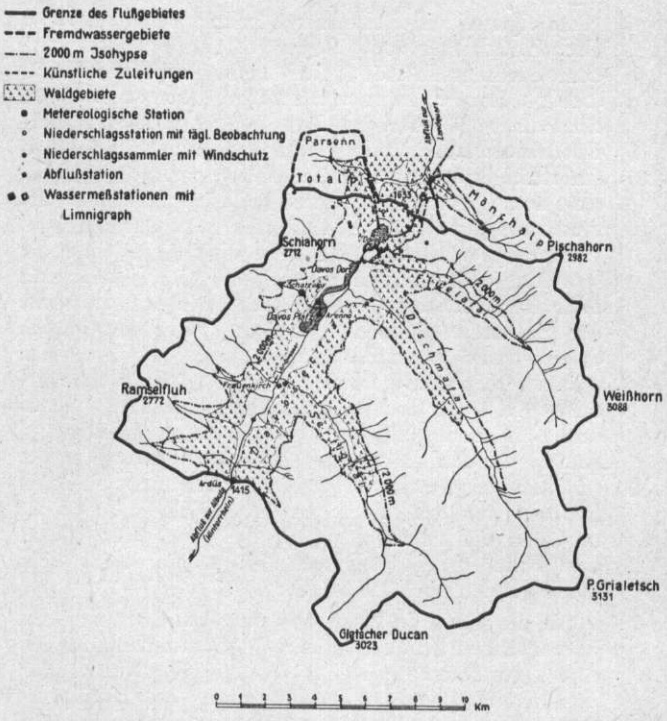



*Abb. 5. Zur Hydrographie der Landschaft Davos*

geschüttet wurde und sich bei Monstein einen Ausweg nach Süden bahnte. Seitdem entwässert das ganze Davoser Hochtal nach Süden. Von dem ehemals großen Davoser See blieb nur der kleine 0,57 qkm umfassende Davoser See übrig, dessen Erhaltung dem Flüeladelta zuzuschreiben ist.

Dieser kleine See nimmt auf Wasserhaushalt und Wasserwirtschaft der Landschaft Davos einen großen

Einfluß. Im schnee- und niederschlagsarmen Winter 1921 (139 mm Niederschlag in Davos-Platz), der einem trockeneren Sommer folgte, erreichte der Abfluß aus dem See noch 77,3 Ltr./sec, was also die oben genannten winterlichen Abflußspenden des Hochgebirges weit übertrifft. Im schneereichen Winter des folgenden Jahres (298 mm Niederschlag in den Monaten Januar bis März) war der Abfluß mit 88,6 Ltr./sec nur um 14,6 % größer. Der winterliche Niederschlag kommt im allgemeinen im Hochgebirge dem Abfluß nicht sogleich zugute. Nur die auf die Seefläche fallende Niederschlagsmenge kann sich sofort im Abfluß auswirken, auch dann, wenn die Seefläche gefroren ist.

Anfang Januar 1922 steigt der Abfluß des Davoser Sees bei 50 mm Niederschlag in vier Tagen um 40 mm, darauf bei 90 mm Niederschlag in fünf Tagen um 70 mm usf. Es ergab sich, daß die gesamte Wasserwerthöhe des Schnees im Anstieg zum Ausdruck kommt. Der Schnee auf der Seefläche wirkt also wie Regen. „Daraus erklärt sich, daß Gewässer, deren Einzugsgebiete reich an Seen sind, namentlich in niederschlagsreichen Wintern, wesentlich größere Abflußspenden aufweisen als solche, die arm an Seen sind" (1944, II, S. 238). Infolge der See-Einwirkung sind auch die Jahresschwankungen des Davoser See- und Landwassers geringer als die Schwankungen der anderen Wasseradern, die im Winter ganz auf das Retentionsvermögen des Bodens angewiesen sind.

Es liegt nahe, auch eine Beziehung zwischen Seespiegel und Grundwasser im Davoser Tal anzunehmen. Im Sommer gibt das Flüeladelta größere Grundwassermengen an den Davoser See und das Seewasser ab (nach *Lütschg* etwa 70 Ltr./sec), mit dem Fallen des Grundwasserspiegels im Spätsommer und Herbst nehmen diese Mengen ab, bis eine Umkehr des Grundwasserstromes eintritt. Etwa von Oktober ab wird nach *Dietz*[24]) das Grundwasser des Landwassertals vom Davoser See gespeist. Bei *natürlichen* Verhältnissen wird das Grundwasser des Davoser Tals während des ganzen Winters, ebenso wie der Oberflächenabfluß vom Davoser See her, verstärkt.

Jedoch blieb es bei diesen natürlichen Verhältnissen nicht. Der Wassermangel während der Wintermonate führte dazu, den Davoser See, welcher insgesamt 15,6 Mill cbm Wasser speichert, als Ausgleich heranzuziehen, zumal mit einem Festfrieren des Seewassers im Winter nicht zu rechnen ist. Der See wird zwar in jedem Winter mit einer Eisdecke überzogen. Diese Eisdecke kann aber keine große Mächtigkeit annehmen, sie kann meistens nicht einmal den Grundwasseraufstößen vom Flüeladelta her standhaften. Die bald im Frühwinter eintreffende Schneedecke läßt nämlich eine Auskühlung des Sees nicht zu. Die Eisschicht erreicht infolgedessen selbst an hochgelegenen Alpenseen kaum mehr als 1 m Mächtigkeit im Winter. Bei dem 51 m tiefen Davoser See, dessen normaler Seestand bei 1562 m ü. M. liegt, ist die durch Frost blockierte Wassermenge für die Praxis unbedeutend. Nach O. *Suchlandt*[25]) sank im Winter 1915/16 die Temperatur des Seewassers unter dem Eis auf 0,6 bis 0,3 Grad und hielt sich in den Tiefen von 5 bis 30 m bei 3,8 bis 3,9 Grad über Null. Am Seegrund sank die Minimaltemperatur niemals unter 4 Grad C, das sommerliche Maximum am Seegrund betrug 4,3 Grad.

In den Jahren 1922/23 begannen die Bündener Kraftwerke Klosters mit der Ausnutzung des Sees. Sie erhielten die Lizenz, den See in jedem Winter auf 28 m unter den normalen Seespiegel abzusenken, d. h. bis auf 1534 m ü. M. Der nutzbare Speicherraum der 15,6 Mill cbm umfassenden Seewanne beträgt 11,5 Mill. cbm. Dieses Wasser wird über die Wasserscheiden nach Norden zur Landquart (Klosters) geleitet, also in Richtung des alten Flußlaufs. Das Wasser geht dadurch dem natürlichen Abfluß im Davoser Tal verloren. Im Frühjahr muß die Wiederauffüllung des Sees einsetzen, wozu als Ausgleich gebietsfremdes Flußwasser aus dem Mönchalp- und Parsenngebiet (s. Abb. 5) über die Wasserscheide zum Davoser See geleitet wird. Auch der Flüelabach erreicht teilweise seinen natürlichen Vorfluter, das Landwasser, erst durch die künstliche Umleitung über den Davoser See. Es werden also durch die moderne Wasserwirtschaft selbst im Hochgebirge Wasserscheiden überbrückt.

Nach *W. Dietz* hat auch das Grundwasser an der winterlichen Speisung des Sees einen maßgebenden Anteil. Bei *natürlichen* Verhältnissen wurde das Grundwasser des Davoser Tals im Winter vom Davoser See her gespeist. Durch die *künstliche* Seeabsenkung wird aber auch im Winter ein Grundwassergefälle vom Landwasser zum See hin erzeugt, wodurch der natürliche Grundwasserstrom in seiner Richtung geändert wird. Den winterlichen Seeabsenkungen entsprechen noch 1,5 bis 2 km unterhalb Absenkungen de Grundwassers. Erst bei der Mündung des Dischmabaches und durch die Stauanlage einer Möbelfabrik werden die Grundwassersenkungen flußabwärts unterdückt.

Einen geringen Zuschuß zum winterlichen Abfluß muß auch das Retentionsvermögen des Bodens liefern. Das Retentionsvermögen in einem Flußgebiet wächst mit der Größe des Einzugsgebietes. Mit zunehmender Gebietsgröße nimmt die Reliefenergie ab, das Waldareal und damit das Retentionsvermögen nehmen zu. Im vergletscherten Hochgebirge richtet sich die winterliche Abflußspende nach dem Speicherungsvermögen des Moränenschutts und des anstehenden Gesteins (vgl. Mattmarkgebiet), im Hochgebirge unterhalb der Baumgrenze, wo der winterliche Niederschlag auch vollkommen als Schnee dem Abfluß vorenthalten wird, kann die Bewaldung das Retentionsvermögen und damit den winterlichen Abfluß wesentlich erhöhen. Kleine Flußgebiete haben steilere Formen, der Niederschlag hat kaum Gelegenheit, tief in den Boden einzudringen.

Im Davoser Tal hatten der Sertigbach mit 10,3 Ltr./sec/qkm und das gesamte Landwassergebiet bis Ardüs (216 qkm) mit 9,3 Ltr./sec/qkm die größte Ergiebigkeit im Winter 1931/32. Beide Flußgebiete

[24]) *W. Dietz*, Das Grundwasser. In: *O. Lütschg*, Zum Wasserhaushalt der Landschaft Davos. Zürich. 1944.

[25]) *O. Suchlandt*, Beobachtungen über das Phytoplankton des Davoser Sees. Lausanne und Davos. 1917.

haben mehr als 10 % Waldanteil. Die kleinsten winterlichen Abflußspenden mit 7,4 bezw. 7,8 Ltr./sec/qkm wurden beim Dischmabach und Flüelabach nachgewiesen. Im Dischmatal sind auch nur 7 %, im Flüelatal nur 6,2 % des Einzugsgebietes bewaldet.

Der Wald vergrößert im Hochgebirge durch Bodenbildung und Bodenschutz die winterliche Abflußspende; er hat daher große Bedeutung für die Sicherung des Wasserbedarfs zur Zeit des größten Wassermangels.

Neben der winterlichen Wasserklemme erschwert auch die große *Geschiebeführung* der Hochgebirgsflüsse mit ihren Folgeerscheinungen der Zerstörung, Versumpfung und Wasserverluste die Ausnutzung des Wasserschatzes im Davoser Hochtal.

Von den überstauten Flächen konnte das Wasser oft wochenlang keinen Abfluß finden, was sich wiederum auf das Lokalklima und die Vegetation der Landschaft ungünstig auswirken mußte. Zu den schlechten Abflußverhältnissen in der Talsohle während des Frühjahrs trägt nicht zuletzt die Schneedecke bei. Die Schneeschmelze erfaßt natürlich zunächst die südexponierten Hänge, und zuletzt liegt nur noch, infolge der kräftigen Inversionen, in der Talsohle und an den Nordhängen Schnee *(W. Dietz)*. Das Wasser bleibt meist in den Niederungen stehen, da der Boden annähernd 400 mm Wassersäule nicht so rasch weiterleiten kann. Ein großer Teil des Schmelzwassers fließt oberirdisch zum See oder auch ungeregelt zum Landwasser. Sicherlich wäre die Wasserkatastrophe im

*Tabelle 1. Einzugsgebiete und Abflußspenden in der Landschaft Davos, Dezember 1931 bis März 1932: (nach Angaben von Lütschg)*

| Gewässer | Einzugsgebiet qkm² | Mittlere Höhe m | Wald qkm | Seen qkm | Felsen, Schutthalden qkm | Firn, Gletscher qkm | Übrige Gebiete qkm | Abfl. Ltr./sec. qkm |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Seewasser / Davos Dorf | 9,47 | 1930 | — | — | — | — | – | 7,9[1]) 9,0[2]) |
| Flüelabach / Davos Dorf | 35,9 | 2284 | 2,2 (6,2 %) | 0,08 | 14,5 | 0,4 | 18,6 | 7,8 |
| Dischmabach | 53,82 | 2278 | 3,8 (7 %) | 0,03 | 15,4 | 1,8 | 32,8 | 7,4 |
| Sertigbach / Frauenkirch | 47,16 | 2302 | 4,2 (10,2 %) | — | 13,7 | 1,6 | 27,0 | 10,3 |
| Landwasser Arenno (D.-Platz) | 110,96 | 2223 | 9,5 (8,5 %) | 0,68 | 34,5 | 2,3 | 64,1 | 8,2 8,7[3]) |
| Landwasser | 216,46 | 2188 | 26,4 (12,1 %) | 0,68 | 56,0 | 3,7 | 130,7 | 9,3[3]) |

1) ohne Niederschlag auf Seefläche, 2) mit Niederschlag auf Seefläche, 3) mit Seegebiet.

Die im Hochgebirge an sich schon vermehrte Niederschlagsmasse wird durch die winterliche Schneerücklage noch stärker auf Frühjahr und Sommer konzentriert, wodurch in dieser Jahreszeit dem Abfluß eine große Transportkraft verliehen wird. Die Aufbereitung der Geschiebe haben in großem Ausmaß im vegetationsfreien Hochgebirge die Frostwechsel mit ihrer Frostsprengung übernommen, und über die Schneeschmelze hinweg dirigiert die Lufttemperatur die Abflußstärke noch im Frühjahr und Sommer bis zu den verheerenden Hochwassern.

Beim Eintritt in das größere Haupttal vermindert sich plötzlich das Gefälle der Seitentäler, und die Schotter werden abgesetzt. So wurde auch der Große Davoser See, der noch im Postglazial eine alte 40 bis 60 m tiefe Erosionsschlucht zwischen Drusatscha und Monstein ausfüllte, von den Schottern der Seitentäler zugeschüttet oder in Teilseen aufgelöst, welche nach und nach verlandeten. Der Flüelabach ist in seinem Unterlauf ein „Dammfluß", vom Flußbett aus fällt das Gelände nach beiden Seiten leicht ab. Das erhöht natürlich die Überschwemmungsgefahr. Vor etwa hundert Jahren überschwemmten Flüela- und Dischmabach in jedem Frühjahr die Talsohle, und ihre starke Geschiebeführung hatte oft große Verschiebungen und Verlagerungen des Landwassers zur Folge. Davoser Tal im Frühjahr noch größer, wenn der Bodenfrost den unterirdischen Abfluß ganz absperrte. Zum Glück trifft aber die winterliche Schneedecke sehr früh ein, und der Frost konnte bis dahin erst eine dünne Bodenschicht erfassen. Diese Frostschicht taut aber unter der Schneeschicht bereits im Winter wieder auf.

Die fortschreitende Erhöhung der Haupttalsohle durch die Geschiebe der Seitentäler verschlechterte die Abflußverhältnisse des Landwassers, und zwischen Davoser See und Frauenkirch nahm die Versumpfung der Talsohle ständig zu. 1884 begann man mit der Landwasserkorrektion und suchte gleichzeitig durch Wildbachverbauung (Talsperren, Korrektionen im Oberlauf) die Geschiebeführung zu vermindern. „Der Aufstieg von Davos ist nicht zuletzt dieser Entsumpfung und den Verbauungen" zuzuschreiben.

Die Schotterkegel der Flüsse bringen in die quantitative Wasserbilanz eine weite Unsicherheit. Der Flüelabach besitzt z. B. an der Mündung oft nur ein Sechstel seiner in den Quellgebieten gemessenen Wasserführung. Andere Bäche, wie der Totalpbach mit seinem die Landschaft charakterisierenden Namen und der Drusatschabach, versickern häufig bis zur völligen Austrocknung. Die großenteils durch diese Versickerungen und das Grundwasser des Flüeladeltas beding-

ten Grundwasseraustritte über und unter dem Seespiegel des Nordufers des Davoser Sees vermögen sogar das winterliche Eis des Sees aufzubrechen. Der Zufluß vom Flüelabach verstärkt sich besonders während der winterlichen Seeabsenkung.

Die vorstehenden Ausführungen haben am Beispiel der Landschaft Davos gezeigt, daß selbst im niederschlagsreichen und verdunstungsarmen Hochgebirge die Landschaft mit dem Wasser haushalten muß und daß insbesondere der Mensch nachhaltig in den natürlichen Wasserhaushalt eingreifen kann.

Für *O. Lütschg* war es daher eine mühsame Aufgabe, „das durch den Menschen gestörte Gleichgewicht natürlicher Zustände zahlenmäßig wiederherzustellen", und er zeigt, wie wichtig es ist, „vor Inangriffnahme natureinschneidender Kulturbauten die früheren Zustände zahlenmäßig festzuhalten".

Wissenschaft und Praxis waren an der Untersuchung der wasserwirtschaftlichen Verhältnisse der Landschaft Davos gleich stark interessiert. Die Praxis stellte die Frage: Beeinflußt die Seeabsenkung die Abflußverhältnisse (Abwasserfrage) im Davoser Landwasser während der wasserarmen Wintermonate? Welche Wassermengen stehen im Kurort Davos zur Deckung des Wasserbedarfs der ständig wachsenden Bevölkerung zur Verfügung? Vermindert der Entzug des warmen Quellwassers die Wassertemperaturen von See- und Landwasser? Die Entnahme des warmen Quellwassers und die dadurch hervorgerufene Verminderung der Flußwassertemperaturen fördern nämlich die Flußeisbildung. Hierbei erhöht sich das Flußbett u. U. so sehr, daß das Wasser sogar während eines wasserarmen Winters das Flußbett verlassen kann. Es gelangt auf die ufernahen Schneeflächen, gefriert und ist so dem winterlichen Abfluß verloren. Durch die Wirkung des Flußeises wurde z. B. der winterliche Abfluß der Plessur (Nebental des Rheins bei Chur) um 45 % herabgesetzt.

*O. Lütschg* baute diese zunächst für die Praxis aufgenommene Untersuchung zum Wasserhaushalt der Landschaft Davos in sein Lebenswerk ein und fügte der Serie der Verdunstungsbestimmungen in den verschiedenen Landschaften des Hochgebirges auf dem Wege über zahlreiche Niederschlags- und Abflußmessungen und bei Berücksichtigung des menschlichen Eingreifens in den Wasserhaushalt ein weiteres Glied hinzu.

### *4. Zur Wasserbilanz im Schweizer Hochgebirge*

Von allen Größen der Wasserhaushaltsgleichung läßt sich vorläufig noch keine mit der gewünschten Genauigkeit ermitteln. Beim Niederschlag mangelt es noch immer an der Dichte des Stationsnetzes, und der größte Fehler schleicht sich mit der Konstruktion der Isohytenkarte vor allem im Hochgebirge ein. Der Oberflächenabfluß läßt sich im Hochgebirge und Tiefland im allgemeinen ermitteln, wobei jedoch noch die Bestimmung der Hochwassermengen große Schwierigkeiten macht. Ein einziges außerordentliches Hochwasser kann im Hochgebirge schon ein Fünftel bis ein Drittel der gesamten Jahresabflußmenge liefern[26]). Der unterirdische Abfluß entzieht sich allerdings in den meisten Flußgebieten jeder Kontrolle, was die Abflußwerte besonders im grundwasserreichen Tiefland, aber auch in den schotterreichen breiten Hochtälern der Alpen sehr verfälschen kann. Rücklage und Aufbrauch, die Dominanten im Wasserhaushalt des vergletscherten Hochgebirges, sind ebenfalls kaum genau zu ermitteln wegen des sehr rasch wechselnden Wasserwertes des Schnees. Die Landesverdunstung schließlich entzieht sich jeder Messung mit physikalisch-meteorologischen Instrumenten und Gesetzen. Gemessen wird nur die Verdunstung der freien Wasserfläche, die vom Sättigungsdefizit der Luft und dem Wind abhängig ist. Die Landesverdunstung hängt ab von Boden, Relief und Vegetation, von der Beschaffenheit der Landschaft.

Welche Eigenschaften geben nun der Verdunstung ihre Schlüsselstellung in der Bilanz des Wasserhaushaltes? Zunächst ist die Verdunstung gegenüber den anderen Größen der Wasserhaushaltsgleichung der am wenigsten veränderliche Faktor, wenn sie auch beim Vergleich kleinster Landschaftseinheiten in unserem Klima zwischen 100 und 1000 mm pro Jahr schwanken kann. Je größer aber das untersuchte Gebiet wird, desto kleiner werden die Verdunstungsschwankungen. In einem niederschlagsreichen Jahr läßt die oft gesättigte Luft keine extremen Verdunstungswerte zu; und ist der Niederschlag gering, dann greift die Verdunstung auf die Rücklagen im Boden oder im Gletschergebiet zurück. Das bedeutet dann auch eine Tendenz der Verdunstungswerte zur zeitlichen Halbinvarianten.

Die sorgfältigen Messungen von *O. Lütschg* im Davoser Seegebiet zeigen, daß darüber hinaus zwischen Niederschlags- und Verdunstungshöhe kein engerer Zusammenhang besteht; die Verdunstung ist eben von vielen Landschaftsfaktoren und nicht allein vom Niederschlag abhängig.

*Tabelle 2. Niederschlag, Verdunstung und Differenz (Abfluß) im Davoser Seegebiet, 9,47 qkm, mittl. Höhenlage 1930 m ü. M.*

| | 1920/21 | 1921/22 | 1931/32 | 1932/33 | 1933/34 | Mittelwert (5 Jahre) |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Mittl. Niederschlagsh. mm | 861 | 1419 | 1022 | 1073 | 1051 | 1085 |
| Verdunstung mm | **306** | 270 | 265 | **229** | 304 | 275 |
| Differenz mm (Abfluß) | 555 | 1149 | 757 | 844 | 747 | 810 |

Die Schwankungen des Niederschlags kommen also in erster Linie dem Abfluß zugute. Größere Verdunstungsschwankungen beobachtete *Lütschg* im Inner-Wäggital (mittl. Höhe 1360 m ü. M.), wo im trockenen Jahr 1937/38 mit 426 mm die größte und im nassen Jahr 1935/36 mit 187 mm die kleinste Verdunstung erreicht wurde. Obwohl diese Schwankung von 239 mm schon 73 % des Mittelwertes der 14-jährigen Periode beträgt, ist die Abflußschwankung im allgemeinen noch größer.

Im Vergleich der einzelnen Landschaften zeigen die einzelnen Verdunstungswerte im langjährigen Mittel

[26]) vgl. Anm. [17]).

größere Unterschiede, wenn die mittlere Höhe der Landschaften verschieden ist. Die Differenzen werden gering, wenn die einzelnen Forschungsgebiete auf gleiche Höhenlage reduziert werden, wie folgende Zusammenstellung zeigt (nach *Lütschg* 1945):

*Tabelle 3. Zusammenhang zwischen der mittleren Höhenlage der Gebiete und ihrer Verdunstung*

| Forschungsgebiet | Fläche | Vergletscherung | | Landesverdunstung bei mittl. Höhe d. Gebietes | Landesverdunstung auf 1360 m ü. Meer reduziert |
|---|---|---|---|---|---|
| | qkm | qkm | % | mm | mm |
| Saaser Visp, Zermeiggern, mittl. Höhe 2850 m ü. M. | 65,25 | 29,1 | 44,6 | 254 | 324 |
| Salanfe, Salanfe, mittl. Höhe 2329 m | 18,43 | 1,3 | 7,0 | 270 | 315 |
| Davoser See, D.-Dorf, mittl. Höhe 1930 m | 9,47 | — | — | 275 | 302 |
| Stausee Innertal, Wäggital, mittl. Höhe 1360 m | 42,36 | — | — | 327 | 327 |

Die Abnahme der Verdunstung mit zunehmender Höhenlage der Forschungsgebiete konnte erwartet werden. Mit zunehmender Höhe geht die Vegetation zurück, Stein- und Felsboden, Firn und Gletscher nehmen zu. Wenn vielfach heute noch angenommen wird, daß eine übernormale Verdunstung infolge des verminderten Luftdrucks, des größeren Windfaktors und der relativen Lufttrockenheit im Hochgebirge die Verdunstungswerte so weit steigern könnte, daß sogar die Verdunstungsunterschiede der einzelnen Höhenstufen verwischt würden oder sogar daß die Verdunstung in den höchsten Höhenstufen größer sei als in tieferen Stufen, so bestätigen die Forschungsergebnisse von O. *Lütschg* diese Vermutungen nicht.

Es steht fest, daß die Pflanzenwelt in unserem Klima an der Verdunstung sehr stark beteiligt ist. Welcher Art diese Beteiligung aber ist, ist noch umstritten. *Lütschg* ist der Meinung, daß die starke Anteilnahme der Pflanzenwelt an der Verdunstung weniger von der Transpiration herrührt, vielmehr soll sich durch die Entfaltung des Pflanzenkleides die Oberflächenverdunstung stärker auswirken. Dagegen geben *A. Pisek* und *C. Cartellieri*[27]) die jährliche Transpirationsleistung eines Rhodoreto-Vaccinietum mit 105 mm, und *C. Cartellieri*[27]) die jährliche Transpirationsleistung der Krautschicht einer Föhrensteppe mit 264 mm an, und eine nasse Wiese des Inntals transpiriert sogar jährlich weit über 1000 mm. Diese und weitere von *Pisek* und *Cartellieri* ausgeführten Transpirationsmessungen zeigen jedenfalls, daß auch die Botanik mit einer Verdunstungsabnahme in den höheren Stufen rechnet.

[27]) *A. Pisek* und *C. Cartellieri*, Der Wasserverbrauch einiger Pflanzenvereine. Jahrb. f. wiss. Botanik 1941, 2, S. 278 ff.

*Lütschg* ist der Meinung, daß die Verdunstungskraft im wesentlichen eine Funktion der Lufttemperatur ist. In diese Funktion läßt sich die Pflanzenwelt ebenfalls gut einordnen. Da aber die mittlere Lufttemperatur in einem stark gegliederten Gebirge schwer zu erfassen ist, setzt *Lütschg* die Verdunstung in Beziehung zur mittleren Höhe und weist so klar die Abnahme der Gebietsverdunstung mit zunehmender Höhe nach. Auf Grund der Messungen im voralpinen Wäggital (Schwyzer Alpen), Salanfegebiet (Bassin du Rhône in der Gruppe der Dent du Midi), Grimselgebiet (Finsteraarhorngruppe) und Saastal in der Monte Rosa-Gruppe gelangte *Lütschg* zu dem Ergebnis, daß die Verdunstung auf 100 m Höhenzunahme um 5,21 mm abnimmt. Für diese Beziehung ergibt sich die Gleichung V-höhe $= 382{,}0 - 0{,}0521 \times H_m$ ($H_m$ = mittlere

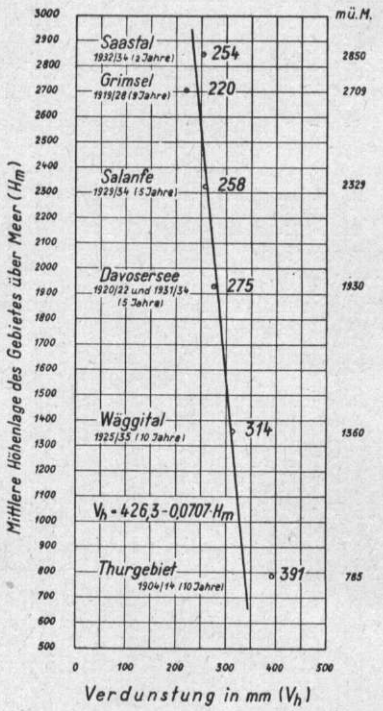



*Abb. 6. Die Beziehungen zwischen mittlerer Höhenlage und Gebietsverdunstung im Schweizer Hochgebirge* (aus *Lütschg* 1944).

Gebietshöhe). Jedoch fügten sich die 1904 bis 1914 durchgeführten Messungen im Thurgebiet in diese Gleichung nur schlecht ein, da sie zu hohe Verdunstungswerte ergaben. Hierin machen sich die Wasserverluste geltend, welche sich, geologischen Untersuchungen zufolge, unterirdisch zum Walensee wenden. Die fünfjährigen Untersuchungen im Davoser Seegebiet (1920/22 und 1931/34) verändern die Gleichung der Verdunstungsabnahme mit der Höhe nur geringfügig: Verdunstungshöhe $= 377{,}7 - 0{,}0508 \times H_m$[28]).

[28]) Wenn das Thurgebiet und das Davoser-Seegebiet berücksichtigt werden, dann lautet die Gleichung: $426{,}3 - 0{,}0707 \times H^m$, d. i. für eine mittlere Höhe $H^m = 2000$ m eine Verdunstungshöhe von 284,9 mm.

Für eine mittlere Gebietshöhe von 2000 m berechnet man nach dieser Gleichung eine Verdunstungshöhe von 276,1 (gegenüber 277,8 ohne Berücksichtigung des Davoser Seegebietes). Abb. 6 veranschaulicht die Verdunstungsabnahme mit der Höhe. Bei der Ermittlung der Relationsgleichung und -geraden in Abb. 6 ist aber das Thurgebiet berücksichtigt, dessen Verdunstungswert unterirdische Wasserverluste einschließt.

Zunächst mag die gleichmäßige Abnahme der Verdunstung mit zunehmender Höhe überraschen; keine Waldgrenze, keine Vegetationsgrenze, nicht einmal die Schneegrenze haben in diese Relation eingreifen können. Aber der Wasserumsatz der Vegetation nimmt mit zunehmender Höhe ständig ab, die Vegetationsperiode verkürzt sich stetig. Die mittlere Lufttemperatur und damit die mittlere Gebietshöhe ist hierfür wieder eine bezeichnende Größe. Die kleinen Abweichungen der vergletscherten Hochgebirge von der Verdunstungsgeraden erklärt *Lütschg* mit der ungenauen Bestimmung von Rücklage und Aufbrauch.

Wenn im vergletscherten Hochgebirge die Landes- und Gebietsverdunstung absolut auch kleiner ist als im Tiefland, so ist ihre Größe doch nicht ohne weiteres erklärlich. Die Verdunstung von nacktem Boden erreicht im Tiefland kaum 200 mm, und im vegetationsfreien Hochgebirge übertrifft sie 200 mm bei weitem, obwohl die mittlere Lufttemperatur nur in fünf Monaten den Frostpunkt überschreitet. Hat das Hochgebirge nicht doch eine übernormale Verdunstungskraft, welche sich naturgemäß aber nur auf die Oberflächenverdunstung auswirken kann? Kann der Föhn nicht größere Mengen von Schnee unmittelbar verzehren, also unmittelbar verdunsten? In tieferen Lagen erhöht der Föhn als Wärmespender nicht nur den Abfluß durch Verstärkung des Schmelzprozesses, sondern dieser trockenwarme Fallwind steigert meist auch die Verdunstung. In größeren Höhen wird der Föhn aber soweit abgekühlt, daß seine Luft nur noch sehr wenig Feuchtigkeit aufnehmen kann, weshalb *Lütschg* nicht damit rechnet, daß Schnee in großen Mengen ohne Schmelzwasserbildung von der Luft aufgezehrt werden kann. „Sicher ist nur . . ., daß der verdunstungssteigernden Wirkung des Föhns sowohl von Laien als auch zuweilen von Forschern meist übertriebene Bedeutung zugemessen wird".

Wenn auch die Gesamtverdunstung absolut genommen im Hochgebirge geringer ist als im Tiefland, so scheint doch die Oberflächenverdunstung, d. i. die von der Transpiration unabhängige Verdunstung, mit der Höhe zunächst einmal zuzunehmen; die Abnahme der Gesamtverdunstung wäre dann in erster Linie dem Fehlen der produktiven Verdunstung, dem Fehlen der Transpiration der Pflanzen zuzuschreiben.

Es kann nicht erwartet werden, daß die den Landschaften von bestimmter Höhenlage entsprechenden Punkte alle auf einer Linie liegen. Das Sonderverhalten der einzelnen Gebiete gibt sich in der Streuung um die Mittellinie zu erkennen. So kann z. B. die Verteilung der Niederschläge auf die warme und kalte Jahreszeit die Verdunstung wesentlich beeinflussen, da einmal die Niederschläge der Verdunstung stärker ausgesetzt sind als im anderen Falle. Auch die Lage eines Untersuchungsgebietes zu Wind und Sonne, die Kondensationsmöglichkeiten, ferner die Bodenverhältnisse und Reliefenergie können Abweichungen vom mittleren Verhalten hervorrufen. Durchlässiger Boden läßt das Wasser versickern und schützt es vor der Verdunstung, während undurchlässiger Boden meist die Verdunstung fördert.

Im großen gesehen, bleibt die Verdunstung dennoch wenig veränderlich. Am stärksten kann sich noch die Höhenlage eines Forschungsgebietes in den Verdunstungswerten durchsetzen.

Mit der Zeit wird sich eine weitere Differenzierung der Verdunstungswerte ergeben, wobei die Besonderheiten der Landschaft, die Art der Vegetation, durchlässiger und undurchlässiger Boden, niederschlagsreiche Gebiete, Landschaften mit intensiver Landwirtschaft und Ödland den Ausschlag geben werden.

Bis die Verdunstungsfrage als geographisch-hydrographisches Problem gelöst ist, muß noch viel Einzelforschung geleistet werden, wie sie O. *Lütschg* in seinen grundlegenden Untersuchungen zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges ausgeführt hat.

# DIE KARTE VON PREUSSEN DES HEINRICH ZELL (1542)

*W. Horn*

Mit 1 Abbildung

Es ist nicht lange her, daß die im Jahre 1542 erschienene Karte von Preußen des Heinrich Zell noch zu denjenigen Denkmälern der älteren Kartographie gehörte, deren Kenntnis sich mangels erhaltener Originale nur auf Nachbildungen gründet. In Nachbildungen war die Karte freilich sehr gut bekannt, da sie in Form verschiedener Kupferstiche in mehreren alten Werken Aufnahme gefunden hat[1]), die zum Teil in zahlreichen Exemplaren auf unsere Zeit überkommen sind. Vor allem war es der Stich in den ersten Ausgaben von *Abraham Ortelius'* Theatrum orbis terrarum, der dem Inhalt der Zellschen Karte eine vom Schicksal der Originalausgabe unabhängige Verbreitung verschafft hat.

Auch v o r der Auffindung der Originalausgabe hätte also bis zu einem gewissen Grade schon die Möglichkeit bestanden, den Inhalt der Karte wissenschaftlich auszuwerten. Es hat sich jedoch niemand gefunden, der das getan hätte. Wo im Schrifttum von Heinrich Zell gehandelt wurde,

[1]) Über die Nachbildungen und Bearbeitungen der Zellschen Preußenkarte hofft der Verfasser später eine besondere Arbeit vorlegen zu können.