

Zum Wasserhaushalt des Einzugsgebietes der Oberen Ill

von Nikolaus Batlogg

Zum Autor

Mag. Nikolaus Batlogg wurde 1968 in Lorüns im Montafon geboren. Er studierte an der Universität Innsbruck Meteorologie und Geophysik und ist seit 1996 an diesem Institut als Forschungsassistent tätig. Arbeitsschwerpunkte sind alpine Hydrologie, Niederschlag- und Abflussmodellierung sowie GIS und Fernerkundung.

**VORARLBERGER
NATURSCHAU
7
SEITE 109–140
Dornbirn 1999**

Inhalt

<i>Abstract</i>	109
<i>Zusammenfassung</i>	110
1. <i>Überblick</i>	110
1.1 Lage und Orientierung des Einzugsgebiets der Oberen Ill	111
2. <i>Der Niederschlag</i>	113
2.1 Aufbereitung der Niederschlagsmessungen	113
2.2 Niederschlagskorrektur der mittleren gemessenen Niederschläge	115
2.3 Anteil von Schnee an der Niederschlagssumme	119
2.4 Berechnung des Gebietsniederschlags	120
2.5 Fehlerabschätzung bei der Bestimmung des Gebietsniederschlags	123
3. <i>Die Verdunstung im Einzugsgebiet der Oberen Ill</i>	124
3.1 Indirekte Bestimmung der Verdunstung über die Wasserbilanz	125
3.2 Abschätzung der Verdunstung aus Klimadaten mit Hilfe empirischer Formeln	125
3.2.1 Empirische Formeln zur Berechnung der Verdunstung über bewachsenem Boden	126
3.2.2 Empirische Formeln zur Berechnung der Verdunstung über schneebedecktem Boden	128
3.3 Abschätzung der Gebietsverdunstung	129
3.3.1 Direkte Abschätzung der Gebietsverdunstung über Verdunstungsformeln	130
3.3.2 Indirekte Abschätzung über die Hydrologische Bilanz	136
3.4 Abschätzung der Gültigkeit der ermittelten Gebietsverdunstung	138
4. <i>Literatur</i>	139



Abstract

The goal of this investigation was to determine the variables of the hydrologic equation, precipitation and evaporation for an alpine basin. Known problems in alpine Hydrology like the estimation of the areal precipitation/evaporation and the systematic precipitation measurement error were carried out. The areal evaporation, derived from the hydrologic balance, and that calculated directly with empirical formulas, compared well. Therefore it can be assumed, that the calcu-

lated variables of the hydrologic equation (precipitation and evaporation) are fairly well estimated for the catchment Obere Ill.

Zusammenfassung

Die von 1951 – 1992 gemittelten Größen der Wasserbilanz des Einzugsgebietes (EG) der Oberen Ill lassen sich nach den Ergebnissen in dieser Arbeit wie folgt zusammenfassen:

Die Abflußmessung der Vorarlberger Illwerke ergibt für den natürlichen Abfluß des EG 1374 mm bei einer Genauigkeit von $\pm 10\%$.

Die Jahressumme des Gebietsniederschlags beträgt 1765 mm bei einer möglichen Abweichung von $\pm 15\%$.

Die Jahresverdunstung kann zwischen 330 ± 50 mm eingegrenzt werden. Obwohl bei der Berechnung der Verdunstung mit zwei voneinander unabhängigen Methoden ein ähnliches Ergebnis erzielt wurde, bleibt doch eine gewisse Unsicherheit. Die berechneten Werte können leider nicht anhand von Messungen überprüft werden. Diese Unsicherheit wirkt sich in weiterer Folge auch auf eine nicht endgültig gesicherte Fehlerabschätzung des Gebietsniederschlags aus.

Mit gezielten Verdunstungsmessungen an Klimastationen über mehrere Jahre könnte zumindest für mittlere Verhältnisse die Verdunstungsberechnungen überprüft werden. Es würden wahrscheinlich bereits detaillierte Messungen der Feuchte-, Wind- und Strahlungsverhältnisse an repräsentativen Stationen genügen, um mit besseren, aufgrund physikalischer Vorgänge abgeleiteter Verdunstungsformeln, zuverlässigere Ergebnisse zu erzielen.

Gleichzeitig könnte man auch mit gewissenhaften Wasserwertsbestimmungen der Schneedecke an Klimastationen und Totalisatoren den Korrekturfaktor prüfen und gegebenenfalls verbessern.

Die Umlegung der Punktwerte von Niederschlag und Verdunstung auf das ganze Gebiet wird immer subjektiv und deshalb schwer verifizierbar bleiben. Nur über zusätzliche Messungen an kritischen Stellen wäre eine Verbesserung denkbar.

1. Überblick

Mit einer Bilanzierung der Wasserhaushaltsgrößen im Einzugsgebiet der Oberen Ill von 1951 bis 1992 versucht diese Arbeit, einen Einblick in den mittleren jährlichen Wasserhaushalt eines alpinen Einzugsgebietes zu geben.

Die gemessenen Variablen der Wasserbilanzgleichung

$$\mathbf{N} - \mathbf{A} - \mathbf{V} \pm \Delta S = 0 \quad (1)$$

sind der Abfluß **A** des gesamten Einzugsgebiets (EG) und im Gebiet verteilte Punktmessungen des Niederschlags **N** an 13 Klimastationen und 12 Totalisatoren zwischen rund 650 m und über 3000 m Seehöhe. Ein großes Problem bei der Erfassung des Punktniederschlags ergibt sich durch den systematischen Niederschlagsmeßfehler (vgl. Kap. 2.1). Durch den Vergleich mit Messungen der Neuschneehöhe und Wasserwertsbestimmungen der Schneedecke wird dieser

Fehler zumindest teilweise korrigiert (BATLOGG 1995). Die korrigierten Niederschlagsmessungen dienen dann der Berechnung des Gebietsniederschlags.

Da durch den Kraftwerksbetrieb der gemessene Abfluß nicht dem ungestörten Gebietsabfluß entspricht, muß die Bilanz mit dem über Betriebsdaten zurückgerechneten natürlichen Abfluß gebildet werden. Von allen Bilanzgrößen ist der Abfluß am genauesten bestimmt. Er ist die eigentliche und auch einzige „Stütze“ in der Wasserbilanz.

Änderungen des in der Bodenfeuchte, im Grundwasser und in Seen gespeicherten Wasservolumens ΔS werden vernachlässigt. Die Speicherung in Gletschern oder die Abgabe von Schmelzwasser von Gletschern müßte aus anderen Regionen (z.B. Hintereisferner – Ötztaler Alpen) übertragen werden, da es im EG der Oberen Ill erst seit 4 Jahren Massenhaushaltsbestimmungen an den beiden größten Gletschern, dem Vermunt und Ochsentaler Gletscher gibt. Bei weniger als 2% vergletscherter Fläche werden sich jedoch Änderungen des dort gespeicherten Wasservolumens nur gering auf den mittleren natürlichen Abfluß der Ill auswirken und können somit ebenfalls vernachlässigt werden. Auf diese Weise kann man bei der Betrachtung des gesamten EG einen nur sehr schwer meßbaren Term umgehen.

Messungen der Verdunstung von der Landoberfläche V , der kleinsten Größe des Wasserhaushalts, gibt es im Untersuchungsgebiet keine. Sie wird deshalb sowohl als Restglied über die hydrologische Bilanz als auch zum Vergleich direkt mit Hilfe von Verdunstungsformeln und/oder Abschätzungen berechnet. Ihr Betrag liegt in der Größenordnung des systematischen Niederschlagsmeßfehlers. Deshalb setzt die Bestimmung der Verdunstung über die hydrologische Bilanz eine genaue Kenntnis des Gebietsniederschlags und des Abflusses voraus. Die direkte Berechnung über Verdunstungsformeln soll eine zusätzliche Kontrolle der Bilanz geben.

1.1 Lage und Orientierung des Einzugsgebiets der Oberen Ill

Das EG der Oberen Ill liegt im südlichsten Teil Vorarlbergs. Die Wasserscheide im Westen, Osten und Süden verläuft bis auf wenige kleine Abweichungen entlang der Landesgrenze. Im Norden ist der Pegel an der Ill bei Vandans der Endpunkt des Einzugsgebietes. Es umfaßt dabei fast zur Gänze die Talschaft Montafon.

Das Illtal mündet in seiner Verlängerung in das Rheintal und ist nach NW offen, was das Eindringen von Kaltfronten über das Rheintal und das Auftreten möglicher Stauniederschläge in einer NW bis N lichen Bodenströmung ermöglicht. Damit unterscheidet sich das Gebiet z.B. vom oberen Inntal und seinen Seitentälern, die nach N und NW durch vorgelagerte Ketten geschützt sind. In das Illtal münden im Bereich des Montafons neun Seitentäler, von denen das Silbertal und das Gargellental die größten und als einzige auch bewohnt sind.

Im EG liegen Teile der Gebirgsgruppen Rätikon, Silvretta und Verwall. Während die Silvretta und der Verwall auf Vorarlberger Seite aus Gneis aufgebaut sind, ist der Rätikon Teil der nördlichen Kalkalpen. Somit gehören das Rellstal, das Gauertal, das Gampadelstal und ein Teil des Gargellentales sowie ein

kleiner Bereich des Silbertales um den Itonskopf noch zu den Nördlichen Kalkalpen, der Größte Teil des EG hingegen zum Gneis der Zentralalpen.

Das Einzugsgebiet erstreckt sich über einen Höhenbereich von 625 m Seehöhe an der Ill beim Pegel Vandans bis zum Gipfel des Piz Buin mit 3312 m. Die Ill selbst legt dabei von ihrem Ursprung an der Zunge des Ochsentaler Gletschers in rund 2300 m bis zum Pegel Vandans mehr als 35 km zurück.

Die Gesamtfläche des Einzugsgebietes der Oberen Ill beträgt 511,2 km², im Vergleich dazu geben die Vorarlberger Illwerke (VIW) für das natürliche EG der Oberen Ill bis zum Pegel Vandans 511,5 km² an. Der Unterschied von 0,06% kann mit gutem Gewissen vernachlässigt werden. Wesentlicher dürfte dagegen die Tatsache sein, daß die durchschnittliche Höhe des gesamten EG bei 1965 m liegt, somit liegt also beinahe die Hälfte der Gesamtfläche über 2000 m.

Insgesamt sind 128.05 km² oder 25% der Gesamtfläche des EG mit Wald bedeckt.

Die Vergletscherung mit 10.98 km² oder rund 2% dürfte hingegen auf den hydrologischen Kreislauf des gesamten EG kaum einen Einfluß haben.

Während also bei einer hydrologischen Betrachtung des EG Obere Ill die Vergletscherung kaum von Bedeutung ist, wird die Waldfläche, welche doch 1/4 der Gesamtfläche ausmacht, aufgrund hoher Verdunstungsbeträge einen größeren Einfluß haben.

Abbildung 1: Übersichtskarte des Einzugsgebietes mit Lage der Meßstellen



2. Der Niederschlag

„Unter Niederschlag versteht man alle Kondensationsprodukte, die nicht am Boden entstehen aber bis zum Boden gelangen.“ MÖLLER (1973). Alles andere wie zum Beispiel Tau, Reif oder durch Wind verfrachteter Schnee sind für die Meteorologie kein Niederschlag, obwohl diese Vorgänge sicher teilweise auch von Meßgeräten erfaßt und als Niederschlag registriert werden. Bis auf wenige Ausnahmen dürften sie mengenmäßig für die Niederschlagssumme an einem Punkt aber von geringer Bedeutung sein.

2.1 Aufbereitung der Niederschlagsmessungen

Ein großes Problem bei der Erfassung des Niederschlags an einer Meßstation stellt der systematische Niederschlagsmeßfehler dar. Selbst bei einem günstigen Aufstellungsort für den Sammler kommt es nach SEVRUK (1985) zu Abweichungen des gemessenen Niederschlags vom eigentlich gefallenen Niederschlags durch:

- eine Störung des Windfelds durch den Sammler, was eine Erhöhung der Windgeschwindigkeit über der Auffangfläche (Stromlinien werden enger) und einen vermehrten Abtransport von Niederschlag zur Folge hat.
- Verdunsten von Haftwasser an der Innenseite der Auffangfläche und des Sammelgefäßes. Dieses Haftwasser verhindert auch eine vollständige Entleerung des Gefäßes.
- Verdunsten von bereits gesammeltem Niederschlag bis zur Ablesung (vor allem bei den Totalisatoren).

Alle diese Fehlerquellen tragen im Wesentlichen zu einer Verringerung des gemessenen Niederschlags im Vergleich zum wahren Niederschlag bei. Eine Erhöhung des gemessenen Niederschlagwertes ist eigentlich nur durch einen Transport von z. B. Treibschnee an ein im Lee aufgestelltes Meßgerät denkbar. Wäre ein Totalisator im Lee eines Grates oder einer Erhebung aufgestellt, könnten Verwehungen das Meßergebnis beeinflussen. Dieser Fall kann, mit einer Ausnahme, bei der Behandlung der Niederschlagsmessungen aufgrund einer Besichtigung aller Klimastationen und Totalisatoren im Gelände für unwahrscheinlich angesehen werden.

Der relative Unterschied zwischen gemessenem und wahren Niederschlag wird also hauptsächlich um so größer sein:

- je stärker der Wind und je geringer die Intensität des Niederschlagsereignisses ist, das heißt je leichter die Tropfen sich vom Wind bewegen lassen. Starken Einfluß wird der Wind vor allem bei Schneefall haben.
- je größer die Zeitspanne zwischen zwei Ablesungen ist.

Im Wesentlichen dürfte die größte Ungenauigkeit über eine Verfälschung der Messung bei starkem Wind zustande kommen. Haftwasserverluste und Verdunstung aus dem Sammler dürften bei der täglichen Ablesung eine eher theoretische Rolle spielen.

Nach SEVRUK (1985) setzt sich der wahre monatliche Niederschlag für einen Hellmann Regenmesser wie folgt zusammen:

$$N_k = k * (N + \Delta N_{2+3}) \quad (2)$$

N	gemessene Monatssumme des Niederschlags
N_k	korrigierte Monatssumme des Niederschlags
k	windbedingter Umrechnungsfaktor
ΔN_{2+3}	Haftwasserverluste im Auffang- und Sammelgefäß

wobei

$$\Delta N_{2+3} = 0.15 * q * \left(2 - \frac{Q}{100}\right) \quad (3)$$

q	Anzahl der Niederschlagstage
Q	prozentueller Schneeanteil an der NS Monatssumme

Abbildung 2: Klimastation Obervermunt mit Klimahütte im Vordergrund Niederschlagsmesser im Bildzentrum

Eine mögliche Variante die gesuchten Korrekturfaktoren zu bestimmen mit einer Fehlerabschätzung der berechneten Ergebnisse ist in BATLOGG (1995) angeführt.





Abbildung 3: Totalisator Vermuntgletscher. Im Hintergrund der Eisbruch des Ochsen-taler Gletschers

2.2 Niederschlagskorrektur der mittleren gemessenen Niederschläge

Die nachfolgenden Tabellen zeigen den mittleren Jahresverlauf und die mittlere Jahressumme des korrigierten und des unkorrigierten Niederschlags jeweils gemittelt über den angegebenen Zeitraum für die im Einzugsgebiet liegenden 13 Klimastationen und 12 Totalisatoren.

Der mittlere jährliche Korrekturfaktor nimmt wie erwartet mit der Seehöhe zu, da die Dauer der Perioden mit Schneefall und auch der Mengenanteil des Schneefalls am Gesamtniederschlag zunimmt. Zudem bedeutet eine Abnahme der Temperatur mit der Höhe auch mehr trockenen Schneefall in den Wintermonaten, der dann auch leichter vom Wind verfrachtet werden kann.

Rodund	Sh = 645 m 1951-1992			Schruns	Sh = 661 m 1951-1992		
Monat	N in mm unkor.	N in mm korr.	Korr. Faktor	Monat	N in mm unkor.	N in mm korr.	Korr. Faktor
1	92	10	1.12	1	85	96	1.12
2	76	86	1.13	2	69	78	1.14
3	76	84	1.10	3	70	77	1.10
4	75	83	1.11	4	73	81	1.10
5	102	112	1.10	5	102	112	1.10
6	138	152	1.10	6	137	151	1.10

Tabellen 1 - 7: Die mittlere Monatssumme des korrigierten und unkorrigierten Niederschlags. Die Jahresniederschlagssumme an den Klimastationen liegt zwischen 1295 mm und 1898 mm

Rodund	Sh = 645 m		1951-1992		Schruns	Sh = 661 m		1951-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor		Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	
7	146	161	1.10		7	149	164	1.10	
8	145	159	1.10		8	142	156	1.10	
9	106	116	1.10		9	99	109	1.10	
10	80	88	1.10		10	78	86	1.10	
11	86	94	1.10		11	80	89	1.10	
12	95	105	1.11		12	87	96	1.11	
Jahr	1216	1344	1.11		Jahr	1172	1295	1.11	

Vandans	Sh = 670 m		1981-1992		St.Gallen- kirch	Sh = 868 m		1951-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor			N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	
1	109	120	1.10		1	91	107	1.18	
2	85	96	1.12		2	79	93	1.18	
3	104	114	1.10		3	80	90	1.13	
4	88	97	1.10		4	84	93	1.10	
5	111	123	1.10		5	110	121	1.10	
6	165	182	1.10		6	148	163	1.10	
7	164	180	1.10		7	161	178	1.10	
8	154	169	1.10		8	155	170	1.10	
9	137	151	1.10		9	103	113	1.10	
10	78	86	1.10		10	84	93	1.10	
11	93	102	1.10		11	87	97	1.11	
12	128	140	1.10		12	96	109	1.14	
Jahr	1416	1559	1.10		Jahr	1279	1428	1.12	

Silbertal	Sh = 890 m		1951-1992		Gaschurn	Sh = 960 m		1951-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor		Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	
1	106	123	1.17		1	92	107	1.17	
2	88	109	1.24		2	76	96	1.26	
3	93	105	1.13		3	77	88	1.14	
4	97	107	1.10		4	78	86	1.10	
5	127	140	1.10		5	105	116	1.10	
6	167	183	1.10		6	139	153	1.10	
7	179	197	1.10		7	154	169	1.10	
8	168	185	1.10		8	147	162	1.10	
9	116	128	1.10		9	101	112	1.10	
10	90	99	1.10		10	76	83	1.10	
11	97	108	1.11		11	86	96	1.12	
12	102	119	1.16		12	91	105	1.15	
Jahr	1429	1602	1.12		Jahr	1222	1372	1.12	

Partenen	Sh = 1020 m	1951-1982		Latschau	Sh = 1025 m	1951-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor
1	98	120	1.22	1	106	126	1.18
2	81	106	1.30	2	93	112	1.21
3	87	104	1.20	3	96	111	1.15
4	90	99	1.10	4	97	108	1.11
5	111	122	1.10	5	120	132	1.10
6	140	154	1.10	6	160	176	1.10
7	156	172	1.10	7	166	182	1.10
8	149	164	1.10	8	167	183	1.10
9	105	115	1.10	9	118	130	1.10
10	81	89	1.10	10	91	100	1.10
11	85	97	1.15	11	100	111	1.11
12	95	113	1.19	12	114	129	1.14
Jahr	1276	1454	1.14	Jahr	1427	1600	1.12

Vermunt	Sh = 1733 m	1951-1992		Trominier	Sh = 1750 m	1951-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor
1	124	194	1.56	1	109	175	1.60
2	107	172	1.60	2	94	146	1.55
3	121	167	1.38	3	108	155	1.43
4	136	165	1.21	4	117	152	1.30
5	150	165	1.10	5	126	138	1.10
6	186	205	1.10	6	163	179	1.10
7	209	230	1.10	7	182	201	1.10
8	201	221	1.10	8	173	190	1.10
9	140	154	1.10	9	123	136	1.10
10	104	117	1.13	10	89	103	1.16
11	112	141	1.27	11	92	123	1.34
12	119	179	1.51	12	104	165	1.59
Jahr	1708	2109	1.24	Jahr	1480	1862	1.26

Kops	Sh = 1829 m	1962-1992		Golm	Sh = 1890 m	1961-1992	
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor
1	114	157	1.38	1	108	164	1.52
2	100	135	1.35	2	92	144	1.57
3	115	161	1.41	3	110	162	1.48
4	114	146	1.28	4	117	154	1.31
5	120	134	1.12	5	130	143	1.10
6	163	179	1.10	6	170	187	1.10

Kops	Sh = 1829 m		1962-1992		Golm		Sh = 1890 m		1961-1992
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor	Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor		
7	185	204	1.10	7	186	205	1.10		
8	180	198	1.10	8	180	198	1.10		
9	118	130	1.10	9	127	140	1.10		
10	85	94	1.11	10	93	107	1.15		
11	115	131	1.14	11	103	130	1.26		
12	120	154	1.29	12	114	165	1.45		
Jahr	1527	1822	1.19	Jahr	1529	1898	1.24		

Obervermunt	Sh = 2045 m		1951-1992
Monat	N in mm unkorr.	N in mm korr.	Korr. Faktor
1	53	36	2.59
2	47	22	2.58
3	50	27	2.54
4	55	22	2.21
5	91	2	1.13
6	148	63	1.10
7	184	2	1.10
8	177	94	1.10
9	107	17	1.10
10	59	3	1.24
11	52	2	1.98
12	53	30	2.44
Jahr	1075	1590	1.48

Tabelle 8: Korrekturfaktor, korrigierte und unkorrigierte mittlere Jahressumme des Niederschlags für die Totalisatoren während der angegebenen Periode. Die Jahresniederschlagssumme an den Totalisatoren liegt zwischen 1420 mm und 2680 mm

Sammler	Höhe	Periode	Korr. Faktor	NS uncorr.	NS korr.
Silbertaler Winterjöchle	1946 m	1951 - 1992	1.24	1380 mm	1710 mm
Madlenerhaus	1980 m	1951 - 1992	1.25	1140 mm	1420 mm
Bielerhöhe	2030 m	1951 - 1992	1.25	1260 mm	1580 mm
Tilisunasee	2200 m	1951 - 1992	1.27	1330 mm	1690 mm
Gargellner Kopf	2210 m	1951 - 1992	1.27	1670 mm	2130 mm
Valzifenz	2300 m	1951 - 1992	1.28	1400 mm	1800 mm
Tschifernella	2344 m	1962 - 1951	1.29	1500 mm	1940 mm
Verbella	2350 m	1951 - 1992	1.29	1400 mm	1810 mm
Litzner Gletscher (bis 1966)	2675 m	umgerechnet auf 1951 - 1992	1.32	2030 mm	2680 mm
Vermunt Gletscher	2700 m	1951 - 1992	1.33	1070 mm	1420 mm
Klostertaler Gletscher	2750 m	1951 - 1992	1.33	1300 mm	1740 mm
Eckhorn (bis 1959)	3150 m	umgerechnet auf 1951 - 1992	1.36	1430 mm	1940 mm

2.3 Anteil von Schnee an der Niederschlagssumme

Wenn man voraussetzt, daß nach MARTINEC (1985) bei Schneefall von einer mittleren Dichte der Neuschneesumme mit 100 kg/m^3 ausgegangen werden kann, so läßt sich mit Hilfe des korrigierten Niederschlags und der Summe der Neuschneehöhen der Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag bestimmen.

Station	Höhe	Januar in m	Februar	März	April	Mai	Juni
Rodund	645	0.55	0.48	0.33	0.17	0.01	0.00
Schruns	661	0.59	0.48	0.29	0.11	0.01	0.00
Vandans	670	0.63	0.47	0.31	0.08	0.01	0.00
St. Gallenkirch	868	0.80	0.72	0.57	0.33	0.04	0.00
Silbertal	890	0.80	0.74	0.56	0.31	0.03	0.00
Gaschurn	960	0.89	0.80	0.64	0.43	0.07	0.01
Partenen	1020	0.92	0.84	0.73	0.48	0.06	0.01
Latschau	1025	0.87	0.79	0.70	0.50	0.06	0.01
Vermunt	1733	0.99	1.00	0.98	0.91	0.39	0.11
Trominier	1750	0.98	0.99	0.96	0.94	0.44	0.12
Kops	1829	1.00	0.96	0.97	0.91	0.43	0.11
Golm	1890	0.99	0.98	1.00	0.92	0.38	0.11
Obervermunt	2045	1.00	1.00	1.00	1.00	0.65	0.16

Tabelle 9 & 10:
Verhältnis von
Schneeniederschlag
zu Gesamtnieder-
schlag für die einzel-
nen Monate und das
gesamte Jahr an 13
Klimastationen

Station	Juli	Au- gust	Sep- tember	Okto- ber	Novem- ber	Dezem- ber	Jahr
Rodund	0.00	0.00	0.00	0.04	0.24	0.41	0.16
Schruns	0.00	0.00	0.00	0.06	0.23	0.42	0.15
Vandans	0.00	0.00	0.00	0.01	0.21	0.45	0.16
St. Gallenkirch	0.00	0.00	0.01	0.14	0.43	0.64	0.26
Silbertal	0.00	0.00	0.00	0.12	0.46	0.66	0.26
Gaschurn	0.00	0.00	0.01	0.22	0.54	0.75	0.31
Partenen	0.00	0.00	0.01	0.18	0.59	0.81	0.34
Latschau	0.00	0.00	0.01	0.19	0.52	0.75	0.32
Vermunt	0.00	0.00	0.11	0.57	0.93	0.98	0.55
Trominier	0.00	0.00	0.12	0.63	0.94	0.98	0.56
Kops	0.00	0.00	0.13	0.50	0.81	0.95	0.53
Golm	0.00	0.00	0.12	0.51	0.92	0.97	0.54
Obervermunt	0.01	0.00	0.18	0.72	0.99	0.99	0.57

Diagramm 1: Schneeanteil am Jahresniederschlag in Abhängigkeit von der Meereshöhe

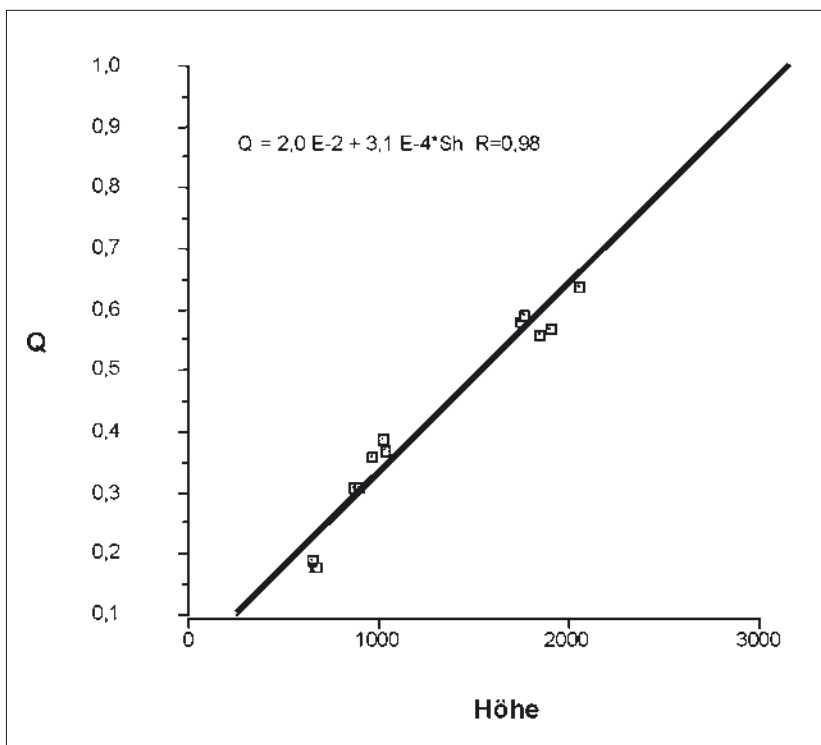


Diagramm 1 zeigt den Anteil von Schnee an der Niederschlagsjahressumme in Abhängigkeit von der Höhe. Nimmt man die Regressionsgerade, so ergibt sich für eine Höhe von 3153 m ein $Q = 1$. Mit anderen Worten, ab rund 3200 m fällt nach diesem Diagramm der gesamte Jahresniederschlag zur Gänze in Form von Schnee.

Dieses Ergebnis dürfte nicht ganz der Realität entsprechen. Es wird sicher über 90% des Gesamtniederschlags als Schnee fallen, aber die Aussage dieser Regressionsgeraden sollte über den Bereich von 600 bis 2100 m hinaus nicht überinterpretiert werden. Eine repräsentative Klimastation im Gletscherniveau könnte für hydrologische und meteorologische Fragestellungen wie in diesem Fall wertvolle Zusatzinformationen liefern.

2.4 Berechnung des Gebietsniederschlags

Der Gebietsniederschlag ist eine für ein Einzugsgebiet repräsentative über die ganze Fläche gemittelte Niederschlagshöhe.

Die WMO/UNESCO (1974) definiert den Gebietsniederschlag als: „areal precipitation (precipitation regionale, precipitazioni regionali): precipitation in a specific area expressed as the average depth of liquid water over this area“.

Für eine Berechnung der spezifischen Gebietsbilanz ist es nötig, den während einer bestimmten Periode auf das ganze Gebiet gefallenen Niederschlag zu kennen und ihn dann durch die gesamte Fläche zu dividieren.

Dazu müssen die Punktwerte des Niederschlags auf entsprechende Flächen-teile übertragen werden, wobei der Punktniederschlag möglichst repräsentativ für die jeweilige Teilfläche sein sollte.

Wichtig ist es dabei auch, die Topographie des Einzugsgebietes mitzuberechnen. Es ist nicht sinnvoll einen Niederschlagswert auf eine Fläche zu übertragen, die sich über eine Lee und Luvseite erstreckt.

Für das Einzugsgebiet der Oberen Ill gilt nach Diagramm 2 generell daß der Niederschlag mit der Höhe zunimmt. Dieser Gradient ist aber nicht im ganzen Gebiet einheitlich. Es ist deshalb notwendig, neben der Höhenabhängigkeit des Niederschlags auch seine horizontale Variabilität zu berücksichtigen. Dabei spielt die Topographie des Einzugsgebietes eine entscheidende Rolle. Es scheint zweckmäßig, das Einzugsgebiet in einzelne Talschaften mit ähnlicher Ausrichtung und Lage aufzuteilen, und diese dann unter der Annahme gleicher Niederschlagsverhältnisse zusammenzufassen.

Für jedes Teilgebiet wird eine in diesem Bereich einheitlich nur mit der Seehöhe variierende Niederschlagsverteilung angenommen. Die Berechnung des Gebietsniederschlags im Teilgebiet wurde dann unter der Annahme einer linearen Höhenabhängigkeit des Niederschlages entsprechend einer Ausgleichsgeraden durch die Meßpunkte der im Gebiet verwendeten Stationen und Sammler gemacht. Über diese wird der Niederschlag für die einzelnen Höhenstufen ausgerechnet, die Summe über alle Höhenstufen dividiert durch die gesamte Fläche ergibt dann die mittlere Niederschlagshöhe im Teilgebiet.

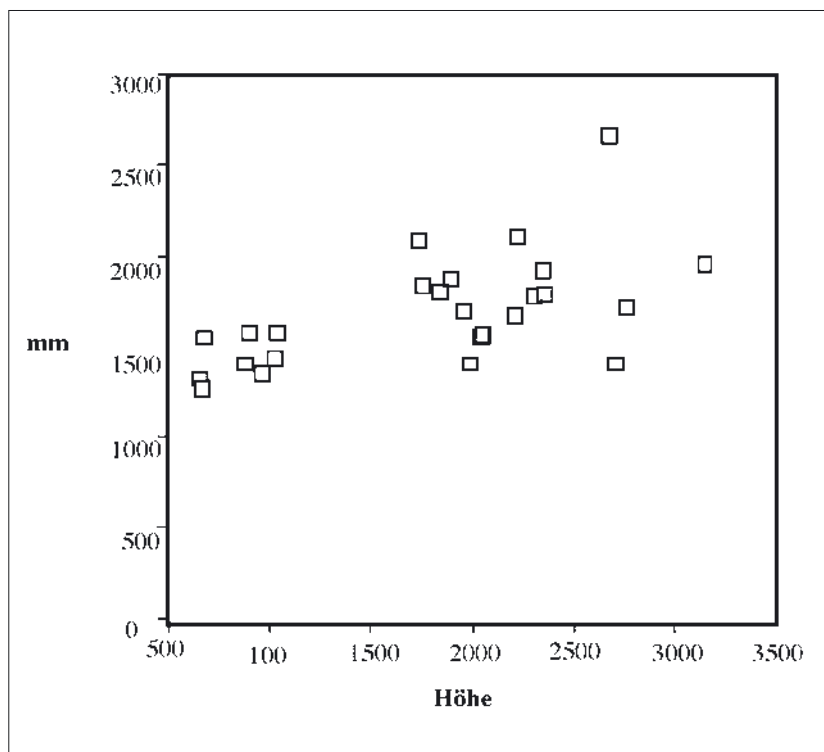


Diagramm 2: Mittlere korrigierte Jahresniederschlagssumme an den Klimastationen und Totalisatoren im Einzugsgebiet der Oberen Ill in Abhängigkeit mit der Seehöhe

$$\bar{N}_{TG} = \frac{\sum_{hs=H_{unten}}^{H_{oben}} N_{hs} * A_{hs}}{A_{TG}} \quad (4)$$

$$\bar{N}_G = \frac{\sum \bar{N}_{TG} * A_{TG}}{A_G} \quad (5)$$

$$N(hs) = D_g + G_g * hs \quad (6)$$

\bar{N}_G	Gebietsniederschlag des EG Obere ILL
\bar{N}_{TG}	Gebietsniederschlag des Teileinzugsgebiets
N_{hs}	Niederschlag in der einzelnen Höhenstufe
A_{hs}	Fläche der einzelnen Höhenstufe
A_{TG}	Gesamtfläche des Teileinzugsgebiets
A_G	Gesamtfläche des EG Obere ILL
$D_g + G_g$	Koeffizienten der Ausgleichsgeraden
hs	Höhenstufe in Meter

Tabelle 11: Zusammenfassung der einzelnen Teilgebiete zum gesamten Einzugsgebiet der Oberen Ill.

Für das ganze Einzugsgebiet werden die Ergebnisse der sieben Teilgebiete zusammengefaßt:

Teilgebiet	Fläche	Mittlere Höhe	Gebietsniederschlag
Illtal bis Partenen	111.82 km ²	1385 m	1691 mm
Silbortal	100.54 km ²	1810 m	1696 mm
Gargellen/Nova/Garneratal	105.18 km ²	2020 m	1870 mm
Kops/Verbella/Vallüla/Valschaviel	60.66 km ²	2025 m	1785 mm
Obervermunt/Kloster-Ochsental	40.32 km ²	2525 m	1642 mm
Relis-Gampadels-Gauertal	68.76 km ²	1740 m	1734 mm
Untervermunt	23.89 km ²	2200 m	2184 mm
Gesamtes Einzugsgebiet	511.17 km²	1940 m	1765 mm

Tabelle 11 zeigt im Überblick noch einmal die einzelnen Teilgebiete und das gesamte Ergebnis für das Einzugsgebiet der Oberen Ill. Im Mittel über das gesamte Gebiet ist eine jährliche Niederschlagshöhe von 1765 mm, das entspricht 1765 Liter pro Quadratmeter, zu erwarten.

2.5 Fehlerabschätzung bei der Bestimmung des Gebietsniederschlags

In Anbetracht der Schwierigkeiten, die man bereits hat, um nur den Punktniederschlag zu bekommen, scheint eine Abschätzung des Fehlers bei einer Ausweitung des Punktniederschlags auf Flächen äußerst schwierig zu sein. Ohne die wirkliche Verteilung des Niederschlags zu kennen, läßt sich kaum bestimmen, wie weit der über vielleicht nur wenige Stationen bestimmte Gebietsniederschlag abweicht. Es gilt jedoch, daß je dichter das Stationsnetz ist, die Übertragung der Punktwerte auf Flächen einen um so genaueren Wert liefert, und je größer die gemittelte Fläche, um so eher wird sich ein möglicher Fehler ausgleichen.

Mit Hilfe einiger Anhaltspunkte soll nun eine Fehlerabschätzung gemacht werden.

- Bestimmt man den Gebietsniederschlag für das gesamte EG Obere Ill über die bereits beschriebene Methode nun aber
 - 1.) mit einer Regressionsgeraden für das gesamte EG und der gesamten Höhen – Flächenverteilung oder
 - 2.) mit einer Aufteilung in nur vier Teilgebiete: Untervermont, Obervermont/Kloster-/Ochsental, linke Illtalseite, rechte Illtalseite und der jeweils wieder anhand der im Teilgebiet liegenden Sammler und Totalisatoren bestimmten Regressionsgeraden für den Niederschlag, ist der mit diesen Einteilungen berechnete Gebietsniederschlag ungefähr nur 2% kleiner als der bereits berechnete Wert von 1765 mm.
- Da die Abflußmessung in der Bilanzierung der hydrologischen Größen mit einem Fehler von $\pm 10\%$ am genauesten bestimmt ist und diese für die Obere Ill im Mittel von 1951 – 1992 bei 1374 mm liegt, kann der Gebietsniederschlag unmöglich darunter liegen. Die mittlere jährliche Gebietsverdunstung kann auf einen Bereich von mindestens 200 und höchstens 500 mm pro Jahr eingegrenzt werden und der unterirdische Abfluß zwischen 0 und 100 mm.

Der damit kleinste mögliche Wert für den Gebietsniederschlag wäre dann rund 1400 mm und der größte mögliche Wert rund 2100 mm. Das würde einen mittleren Gebietsniederschlag von 1770 mm $\pm 20\%$ für die größte Variationsbreite bedeuten.

Gestützt auf Verdunstungsabschätzungen in Kapitel 3 kann ein engerer Bereich eingegrenzt werden. Die Gebietsverdunstung liegt wahrscheinlich eher im Bereich von 250 – 400 mm. Der unterirdische Abfluß am Pegel Vandans bei 30 – 90 mm und der gemessene Abfluß wieder bei $\pm 10\%$.

Das ergibt dann als untersten Wert annähernd 1520 mm und als obersten 2000 mm. Oder anders formuliert liegt der zu erwartende Bereich für den mittleren Gebietsniederschlag bei 1760 mm $\pm 14\%$.

Faßt man alle vorherigen Abschätzungen zusammen und bezieht sie auf den bereits berechneten Wert des Gebietsniederschlags, so kann man für diesen einen Bereich von 1765 mm $\pm 15\%$ angeben.

3. Die Verdunstung im Einzugsgebiet der Oberen III

Verdunsten bedeutet den Transport von Wasser und Energie in Form latenter Wärme von der Erdoberfläche in die Atmosphäre. Die Verdunstung von der Landoberfläche ist somit aus energetischer und hydrologischer Sicht von Bedeutung. Dabei verdunsten nach BAUMGARTNER und REICHEL (1975) von den 973 mm durchschnittlichen Niederschlags der gesamten Erdoberfläche 64% über den Landflächen und 103 – 116% über den Weltmeeren.

In BINGGELI (1974) setzt sich die Verdunstung eines EG aus der Verdunstung von Wasserflächen, unbewachsenem Boden (Evaporation) und der Verdunstung von Pflanzen (Transpiration) zusammen. Beides zusammen gilt als Landesverdunstung (Evapotranspiration: ETP). Als Evapotranspiration wird also die gesamte Verdunstung an der Erdoberfläche bezeichnet.

Die Verdunstung ist von allen Elementen der hydrologischen Bilanz am Schwierigsten zu bestimmen. Darüber hinaus bewegt sich der Wert der Verdunstung in den Alpen in der Größenordnung der Meßungenauigkeit von Niederschlag und Abfluß. Von diesen beiden wiederum ist der Niederschlag und in weiterer Folge der Gebietsniederschlag am unsichersten. Würde man z.B. im EG der Oberen III den Gebietsniederschlag nicht mit den korrigierten Niederschlagssummen berechnen, sondern aus den Rohdaten, würde sich die Bilanz aus Abfluß und Niederschlag fast zur Gänze aufheben.

Für ein EG wie das der Oberen III, das in der vertikalen Erstreckung bis über 3000 m hinausgeht, ist zu erwarten, daß die Verdunstung im Gegensatz zum Niederschlag mit der Höhe abnimmt. Das läßt sich damit begründen, daß die schneefreie Zeit und somit die Vegetationsperiode mit starker Evapotranspiration mit größerer Seehöhe kürzer wird. Zusätzlich sinkt mit den tieferen Temperaturen der Sättigungsdampfdruck und dadurch das Vermögen der Atmosphäre, Wasserdampf aufzunehmen. Zudem nehmen oberhalb der Waldgrenze die Speicherkapazität des Bodens und dadurch das verfügbare Wasser ab. Dagegen würde sprechen, daß das Energieangebot durch Einstrahlung, ein wichtiger Faktor für die Verdunstung, zunimmt.

Ähnlich wie beim Niederschlag stellt sich auch hier wieder die Frage nach der Bestimmung der Verdunstung für das gesamte EG der Oberen III. Da es im gesamten Gebiet keine Daten über Verdunstungsmessungen gibt, muß versucht werden, diese über verschiedene Methoden abzuschätzen. Eine zusätzliche Unsicherheit bei dieser Abschätzung ist die Übertragung von Verdunstungsmessungen oder Berechnungen aus anderen, klimatisch ähnlichen Teilen Europas, und darüber hinaus auch noch die Interpolation im Einzugsgebiet.

Es sollen nun die im EG der Oberen III aufgrund des eingeschränkten Datenmaterials überhaupt anwendbaren Methoden der Verdunstungsabschätzung und in weiterer Folge die daraus berechnete Gebietsverdunstung erläutert werden.

3.1 Indirekte Bestimmung der Verdunstung über die Wasserbilanz

Die Verdunstung läßt sich als Restglied aus der Wasserbilanzgleichung

$$V = N - A \pm \Delta S \quad (7)$$

V	Gebietsverdunstung
N	Gebietsniederschlag
A	Abfluß
ΔS	Änderung des gespeicherten Wasservolumens

berechnen. Wenn man annimmt, daß sich sowohl der gesamte Niederschlag auf die zu untersuchende Fläche als auch der Abfluß und die Speicheränderung für das betrachtete Volumen bestimmen lassen, so kann V für ein größeres Einzugsgebiet oder auch nur für einen kleinen Bodenausschnitt berechnet werden.

Unter dem Begriff gespeichertes Wasservolumen sind

- das in den Kapillaren des Bodens, eigentlich der Feuchtegehalt des Bodens,
- das in Seen und Flüssen,
- das unterirdisch im Grundwasser,
- das in Form von Schnee oder Eis in Gletschern,

gespeicherte Wasser zusammengefaßt. Die Bestimmung dieser vier Größen oder ihrer Änderung ist sehr aufwendig. Für längere Perioden kann jedoch oft die Änderungen des gespeicherten Wasservolumens als vernachlässigbar klein angenommen werden, beziehungsweise kurzfristige Schwankungen heben sich auf. So errechnet sich dann die Verdunstung alleine aus der Differenz zwischen Niederschlag und Abfluß **$V = N - A$** .

Konkrete Berechnungen werden dann im Abschnitt, der sich mit der Gebietsverdunstung befaßt, durchgeführt.

3.2 Abschätzung der Verdunstung aus Klimadaten mit Hilfe empirischer Formeln

Der Meß- und Rechenaufwand um die Verdunstung meist an für größere Flächen repräsentativen Punkten durchzuführen, ist beträchtlich. Je nach Methode müssen die Strahlungsbilanz, die Oberflächentemperatur, Gradienten der Temperatur, der Feuchte und des Windes in Bodennähe gemessen werden. Zusätzlich sind Annahmen über die Verwendung passender Austauschkoefizienten zu treffen. Damit wäre die Bestimmung der Verdunstung in einem größeren Gebiet und über eine lange Zeitdauer zu aufwendig. Es wurden daher vor allem Anfang dieses Jahrhunderts auf empirischem Weg Formeln abgeleitet, aus denen sich mit Hilfe der an meteorologischen Stationen standardmäßig gemessenen Größen wie Temperatur, Feuchte, Wind und Niederschlag die Verdunstung berechnen läßt. Für die einfachsten davon reichen bereits Aufzeichnungen der Temperatur und des Niederschlags.

Häufiger jedoch sind Formeln, die in der Literatur oft als DALTON-TYP Beziehungen bezeichnet werden (LANG (1978), BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1990)). Sie bestehen in der Regel aus

$$E = c * f(v) * (\Delta E) \quad (8)$$

E	Verdunstung
f(v)	beinhaltet den Wind als Maß für den Austausch (Ventilationskomplex) und wird empirisch bestimmt
c	ebenfalls empirisch ermittelt. Gibt meist das Verhältnis zwischen potentieller und aktueller Verdunstung an
ΔE	Entweder die Differenz zwischen dem Dampfdruck der verdunstenden Oberfläche und der umgebenden Luft oder nur das Sättigungsdefizit in der Atmosphäre (Feuchtekomplex)

Nach MÖLLER (1973) liefern Formel auf der Basis des Sättigungsdefizits brauchbare Ergebnisse, da ein kontrollierender Prozeß der Verdunstung, die Energiezufuhr zur Oberfläche durch den Bodenwärmestrom und vor allem die Strahlungsbilanz mit dem Sättigungsdefizit gut korreliert ist, weil die Relative Feuchte bei Erwärmung durch Einstrahlung recht klein wird. Es sollen nun im Folgenden die von mir verwendeten Formeln kurz beschrieben werden.

3.2.1 Empirische Formeln zur Berechnung der Verdunstung über bewachsenem Boden

- Die Formel von Turc
TURC (1954) entwickelte aus 245 Einzugsgebieten in allen Klimatypen einen weltweit anwendbaren Ansatz basierend auf Temperatur und Niederschlagsverhältnissen zur Berechnung der jährlichen Evapotranspiration:

$$\bar{E} = \frac{\bar{P}}{\sqrt{0,9 + \left(\frac{\bar{P}}{\bar{L}}\right)^2}} \quad (9)$$

$$L(T) = 300 + 25 * \bar{T} + 0,05 * \bar{T}^3 \quad (10)$$

\bar{E}	Jährliche Evapotranspiration [mm]
\bar{P}	jährliche Niederschlagshöhe [mm]
\bar{T}	Jahresmitteltemperatur [°C]

Diese Formel wurde unter anderem dazu verwendet, den Wasserbedarf von landwirtschaftlichen Flächen in Europa zu bestimmen. Es ist natürlich fragwürdig, ob sie sich überhaupt auf ein alpines Einzugsgebiet wie im Fall der Oberen Ill anwenden läßt.

- Formel von Albrecht

ALBRECHT (1950) versuchte über die möglichen Verdunstung, von der er annimmt, daß sie hauptsächlich über das Sättigungsdefizit der Atmosphäre gesteuert wird, und der Bestimmung des Wassergehalts im Boden sowie des Monatsniederschlags die aktuelle Verdunstung zu berechnen. Solange die mögliche Verdunstung jedoch niedriger ist als der Monatsniederschlag, gilt diese laut Albrecht als die aktuelle Verdunstung des natürlichen Bodens.

SCHRÖDTER (1982) zählt die Formel von ALBRECHT (1950) zu den empirischen Formeln, die sich bei der Verdunstungsberechnung in erster Linie auf die Feuchtigkeitsbedingungen in der Atmosphäre stützen. Die damit berechnete mögliche Verdunstung ist mit der potentiellen Evapotranspiration gleichzusetzen.

In ihrer ursprünglichen Form berechnete die Formel die Monatssumme der möglichen Verdunstung für 30 Tage:

$$ETP = F * (E_s - e) \quad (11)$$

ETP	Verdunstung in mm/Monat oder Tag
F	Proportionalitätsfaktor. Hat den Wert $F = 16$ wenn die ETP für 30 Tage berechnet wird. Für nur einen Tag ist $F = 0.53$
E_s	Sättigungsdampfdruck der Atmosphäre in mm Hg (Monatsmittel/ Tagesmittel)
e	Tatsächlicher Dampfdruck in mm Hg (Monatsmittel / Tagesmittel)

Der Faktor $F = 16$ gilt nur für Windgeschwindigkeiten über 3.6 km/h gemessen in 2 m Höhe. Für Geschwindigkeiten um 1.8 km/h gab ALBRECHT (1950) für F den Wert 10 an. Mit diesen Angaben leitete UHLIG (1954) eine Beziehung für den Proportionalitätsfaktor F bei Windgeschwindigkeiten unter 1 m/s ab:

$$F = 0.134 + 0.11 * u \quad \text{für } u < 3.6 \text{ km/h} \quad (12)$$

u Tagesmittel der Windgeschwindigkeit in km/h

Eine Abhängigkeit mit der Windgeschwindigkeit ist also nur für $u < 1$ m/s (3.6 km/h) gegeben, darüber kontrolliert nur das Sättigungsdefizit den berechneten Wert der Verdunstung. Eine Abhängigkeit der berechneten ETP vom Wind ist also für Windgeschwindigkeiten über 1 m/sec nicht gegeben.

UHLIG (1954) überprüfte mit Hilfe eines Popoff-Lysimeters ihre Zuverlässigkeit mit dem Ergebnis, daß die Berechnete Verdunstung im Verhältnis zur gemessenen zu niedrig ausfällt. Ein Vergleich mit anderen Verdunstungsformeln erbrachte das selbe Ergebnis. SCHRÖDTER (1982) schließt daraus, daß diese Formel offensichtlich die Potentielle Evapotranspiration unterschätzt.

- Formel von Meyer

Ähnlich aufgebaut ist die Verdunstungsformel von MEYER (1926). Sie ist ebenfalls eine empirisch abgeleitete Formel, die aber im Unterschied zu Albrechts Formel, noch eine differenziertere Windabhängigkeit (Ventilationskomplex) bei der Bestimmung der Potentiellen Evapotranspiration mitberücksichtigt.

$$ETP = 15 * (E_s - e) * (1 + 0.224 * u) \quad (13)$$

ETP	Potentielle Evapotranspiration (in mm/30 Tage)
E _s	Sättigungsdampfdruck der Atmosphäre (in mm Hg im Monatsmittel)
e	Tatsächlicher Dampfdruck (in mm Hg im Monatsmittel)
u	Windgeschwindigkeit (in m/s in 2 m Höhe im Monatsmittel)

Wie die Formel von Albrecht kann die Beziehung von Meyer auch für die Berechnung von Tageswerten verwendet werden:

$$ETP = 0.5 * (E_s - e) * (1 + 0.224 * u) \quad (14)$$

ETP	Potentielle Evapotranspiration (in mm/Tag)
-----	--

3.2.2 Empirische Formeln zur Berechnung der Verdunstung über schneebedecktem Boden

Die WMO (1966) empfiehlt in einer Technical Note zur Abschätzung der Verdunstung von einer Schneedecke die Verwendung von zwei Formeln: Die Formel von KUZMIN (1961) und eine Formel entwickelt am Central Sierra Snow Laboratory in Kalifornien. Beide sind wiederum vom Dalton – Typ und bestehen aus Ventilations- und Feuchtekomples. Im Unterschied zum vorherigen Abschnitt ist hier der Term ΔE die Differenz zwischen dem Dampfdruck der Schneeoberfläche und dem aktuellen Dampfdruck der Atmosphäre. Im Fall von Schnee oder Wasser ist eine Messung des Dampfdrucks an der verdunstenden Oberfläche nicht nötig, da es sich jeweils um den Sättigungsdampfdruck bei der gegebenen Oberflächentemperatur handelt. Die dabei berechnete Verdunstung entspricht immer der potentiellen Verdunstung, da die Oberflächen über genügend Feuchtenachschub verfügen.

- Die Formel von Kuzmin

Sie wurde in der ehemaligen Sowjetunion von KUZMIN (1961) empirisch bestimmt.

$$V = (0.18 + 0.098 * u) * (E_s - e) \quad (15)$$

V	Tagessumme der Verdunstung von einer Schneeoberfläche (in mm/Tag)
E _s	Sättigungsdampfdruck bei der Temperatur der Schneeoberfläche (in hP)
e	Dampfdruck der Luft (in 2 Meter Höhe in hpa)
u	Windgeschwindigkeit (in 10 Meter Höhe in m/sec)

LAUSCHER und LAUSCHER (1975) berechneten mit Hilfe dieser Beziehung die Verdunstung von einer Schneeoberfläche auf dem Sonnblick (Hohe Tauern, 3106 m). Da die Formel von Kuzmin empirisch für eine spezielle Seehöhe bestimmt wurde, wird sie von NEUWIRTH (1977) mit einer Luftdruckkorrektur erweitert, um die Abhängigkeit der Verdunstung vom Druck der umgebenden Atmosphäre miteinzubeziehen. Die nach Neuwirth erweiterte Formel von Kuzmin sieht dann folgendermaßen aus:

$$V = (0.18 + 0.098 * u) * (E_s - e) * \frac{P_0}{P} \quad (16)$$

P ₀	Luftdruck auf Meeresniveau (in hPa)
P	Aktueller Luftdruck (in hPa)

- Central Sierra Snow Laboratory Formel

Sie wurde in den USA am Central Sierra Snow Laboratory (C.S.S.L.) für die Verhältnisse der Sierra in Kalifornien entwickelt.

$$V' = 0.0063 * (Z_a * Z_b)^{-1/6} * (E_s - e_a) * u_b \quad (17)$$

V'	Tagessumme der Verdunstung (in Inch/Tag)
Z _a	Höhe der Dampfdruckmessung (in Fuß)
Z _b	Höhe der Windmessung in Fuß
E _s	Sättigungsdampfdruck bei der Oberflächentemperatur der Schneedecke (in hPa)
e _a	Dampfdruck der Atmosphäre (in hPa)
u _b	Windgeschwindigkeit (in Meilen pro Stunde)

3.3 Abschätzung der Gebietsverdunstung

Die Gebietsverdunstung kann entweder direkt durch die Übertragung von Verdunstungsberechnungen auf das gesamte Gebiet oder indirekt als Restglied der Hydrologischen Bilanz des Gebiets gewonnen werden.

3.3.1 Direkte Abschätzung der Gebietsverdunstung über Verdunstungsformeln

Mit Hilfe der beschriebenen Formel wird nun die Verdunstung an bestimmten Klimastationen berechnet und daraus eine Höhenabhängigkeit der Verdunstung abgeleitet. Dabei ist es vorteilhaft, den Jahresverlauf der Verdunstung in zwei Abschnitte zu unterteilen:

- Verdunstung von einer Schneedecke.
Hier wird immer mit der potentiellen Verdunstung zu rechnen sein.
- Verdunstung von bewachsenem Boden (ohne Wald).
Dabei ist zu unterscheiden zwischen der aktuellen und der potentiellen Evapotranspiration, also der maximal möglichen Verdunstung der Oberfläche. Diese ist nur dann gegeben, wenn ausreichend Feuchtigkeit zum Verdunsten vorhanden ist. Die verwendeten Formeln drücken jeweils nur die potentielle Evapotranspiration aus. Es wird aber angenommen, daß am Beispiel des Einzugsgebiets Obere Ill über das Jahr ausreichend Feuchtigkeit vorhanden ist, sodaß die tatsächliche Verdunstung der Potentiellen Verdunstung nahe kommt. KÖRNER (1976) gibt an, daß an Gebirgsstandorten in den Alpen kaum Wassermangel auftritt, da im allgemeinen mehr Niederschlag fällt, als die Pflanzen verbrauchen.

Diese Unterteilung ist deshalb notwendig, da die im vorigen Abschnitt beschriebenen empirischen Formeln eben nur für bestimmte Bedingungen entwickelt wurden.

Bei der Verdunstung von bewachsenem Boden wird der Wald ausgenommen. Die verwendeten Formeln wurden hauptsächlich in der Landwirtschaft eingesetzt um den Wasserbedarf verschiedener Kulturen zu bestimmen, und für diesen Zweck wurden sie auch entwickelt. Für die Verdunstung von einer Schneedecke werden die bereits beschriebenen Formeln (16) bzw. (17) verwendet, und auf die Verdunstung waldbedeckter Flächen soll später noch eingegangen werden, da sich die Klimastationen ausschließlich in der Nähe von Gebäuden und auf Wiesen befinden.

Bei der Berechnung der Schneeverdunstung wurde die Oberflächentemperatur mit Hilfe der Sprung'schen Formel aus den aktuellen Feuchte und Temperaturverhältnissen der Atmosphäre berechnet. Es wird angenommen, daß zum einen die Temperatur der Schneedecke nicht über 0° C ansteigen kann und zum anderen die Oberflächentemperatur bei negativen Lufttemperaturen mit der Psychrometer Temperatur (Luftfeuchtemessertemperatur) gleichzusetzen ist.

Zusammenfassend dürfte es also sinnvoll sein, daß für die jeweiligen Vorgänge mit dafür abgeleiteten empirischen Formeln gerechnet wird. Eine Ausnahme ist die Formel von TURC (1954). Obwohl sie auch für Verdunstungsberechnungen in der Landwirtschaft verwendet wurde, ist sie im Unterschied zu den anderen anhand von hydrologischen Bilanzen verschiedener Einzugsgebiete entwickelt worden. Da sie außerdem nur die Jahressummen der Verdunstung angibt, kann eine Aufspaltung in Schneeverdunstung und Verdunstung von bewachsenen Oberflächen nicht gemacht werden.

Das Datenmaterial für die Verdunstungsberechnung setzt sich wie auch beim Niederschlag aus Monatsmitteln der Temperatur, Feuchte und den Windverhält-

nissen zusammen. Im Folgenden werden nun die Ergebnisse der Berechnung in Tabellenform dargestellt. Es gibt nur 3 Stationen im EG an denen zusätzlich noch Feuchte und Windbeobachtungen gemacht werden. (An den Stationen Obervermunt (2045 m), Partenen (1020 m) seit 1964, und an der Station Vandans (645 m), die 1981 in Betrieb genommen wurde). Um eine zuverlässigere Höhenabhängigkeit der Jahresverdunstung bestimmen zu können, wurde mit Angaben der mittleren Temperatur, Wind und Feuchteverhältnisse in einer Höhe von 3000 m in den Ostalpen nach NEUWIRTH (1977) für eine imaginäre Klimastation in dieser Höhe ebenfalls die Jahresverdunstung berechnet, und mit dem Wert für den Sonnblick nach LAUSCHER und LAUSCHER (1975) verglichen.

Mit der Höhenabhängigkeit der mittleren Jahressumme der Verdunstung (siehe BATLOGG 1995) kann die mittlere jährliche Gebietsverdunstung, also das Mittel über das gesamte Einzugsgebiet, abgeleitet werden. Unter der Annahme, daß die Bedingungen für die Verdunstung im langjährigen Mittel im gesamten Einzugsgebiet nur mit der Höhe und nicht mit dem Ort variieren, in Summe Schatten- und Sonnenhänge der einzelnen Teileinzugsgebiete gleiche Anteile am Gesamten haben und die drei Stationen sowie der bestimmte Wert der Verdunstung für 3000 m Seehöhe repräsentativ für das ganze Einzugsgebiet sind, können die Regressionsgeraden zur Berechnung der Verdunstung in den einzelnen Höhenstufen verwendet werden. Das Produkt aus der Gesamtfläche der Höhenstufe mit der dort aus der Regressionsgeraden erhaltenen Jahresverdunstung pro Einheitsfläche stellt die gesamte jährliche Verdunstung von dieser Höhenstufe dar. Indem man zuerst über den ganzen Höhenbereich aufsummiert und dann durch die Gesamtfläche dividiert erhält man die mittlere jährliche Gebietsverdunstung V_g in mm/Jahr.

$$\bar{V}_g = \frac{\sum_{hs=H_{unten}}^{H_{oben}} V_{hs} * A_{hs}}{A_{ges}} \quad (18)$$

$$V(hs) = D_g + G_g * hs \quad (19)$$

\bar{V}_{ig}	Gebietsverdunstung des EG Obere III
V_{hs}	Verdunstung in der einzelnen Höhenstufe
A_{hs}	Fläche der einzelnen Höhenstufe
A_{ges}	Gesamtfläche des EG Obere III
$D_g + G_g$	Koeffizienten der Ausgleichsgeraden
hs	Höhenstufe in Meter

Die Waldbedeckung bedarf dabei noch einer genaueren Betrachtung. Mit 128.05 km² stellt sie immerhin ein Viertel der Gesamtfläche des Einzugsgebiets Obere III dar. Was die Verdunstung betrifft, so kommt dem Wald eine spezielle Bedeutung zu. Es lassen sich die oben zur Berechnung verwendeten Beziehungen sicher nur sehr schwer anwenden, da sie im allgemeinen unter waldfreien

Bedingungen eingesetzt und auch dort mit Messungen verglichen wurden. Es schien deshalb besser, sie nur für den waldfreien Bereich zu verwenden, und für die Verdunstung von der mit Wald bedeckten Fläche Meßergebnisse aus vergleichbaren Regionen heranzuziehen. Dabei kann man bei verschiedenen Autoren auf doch ähnliche Ergebnisse zurückgreifen, und diese als Abschätzung der möglichen Evapotranspiration verwenden (BATLOGG 1995). Letztendlich wurden zur Bestimmung der Jahresverdunstung auf Angaben von KELLER (1978) zurückgegriffen.

Die Verdunstung von freien Wasseroberflächen kann im Einzugsgebiet der Oberen Ill vernachlässigt werden, da nur rund 0.5% der Gesamtfläche mit Wasser bedeckt sind, wobei es sich dabei fast ausschließlich um Stauseen handelt. Außerdem würde wahrscheinlich die mittlere Jahressumme der Verdunstung von diesen Seen sich kaum von der bewachsenen Oberfläche unterscheiden, da die Stauseen in einem Bereich von 1700 – 2000 m liegen und bis zu 200 Tage im Jahr mit Schnee bedeckt sind. Es soll daher nicht näher darauf eingegangen werden.

Unsicherheit besteht auch bei der Betrachtung der Verdunstung von Ödland, also Flächen die zwischen den Gletschern und der Vegetation liegen. Wie bereits erwähnt dürfte wahrscheinlich dort die Verdunstung aufgrund der nur geringen Wasserspeicherung kleiner sein als über Vegetation. In der Verdunstungsberechnung wird auf solche Flächen nicht eingegangen. Zum einen gibt es keine Klimastation in der entsprechenden Höhe, zum anderen wurden auch keine Formeln oder Messungen, die sich mit der Verdunstung von Ödland befassen, in der Literatur gefunden. Da aber in dieser Höhe die Schneedecke im Durchschnitt über 250 Tage im Jahr andauert, und auch der Anteil an der Gesamtfläche des EG kleiner gleich 20% ist, dürfte diese Unsicherheit fast keinen Einfluß auf die Berechnung der Gebietsverdunstung haben.

In den folgenden Tabellen sind die Berechnungen und Ergebnisse der direkten Verdunstungsabschätzungen nach der bereits beschriebenen Vorgangsweise zusammengefaßt.

- Berechnung der Gebietsverdunstung nach KELLER (1978), ALBRECHT (1950), KUZMIN/NEUWIRTH (1977)

Tabellen 12-14: Jahressumme der Verdunstung in mm, berechnet für die einzelnen Höhenstufen und aufgeschlüsselt nach waldfreier und waldbedeckter Teilfläche nach verschiedenen Berechnungsmethoden

Höhe	Waldfläche in km ²	Restfläche in km ²	Geschätzte Jahressumme der ET für Wald in mm/a	Berechnete Jahressumme der Verdunstung Rest in mm/a	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesamten EG in mm/a
600	0.94	5.8	850	400	463
800	7.39	7.75	700	373	532
1000	15	11.35	700	345	547
1200	21.9	6.81	600	318	533
1400	30.19	9.03	600	290	529
1600	32.72	16.92	450	263	386
1800	17.99	54.59	450	235	288

Höhe	Waldfläche in km ²	Restfläche in km ²	Geschätzte Jahressumme der ET für Wald in mm/a	Berechnete Jahressumme der Verdun- stung Rest in mm/a	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesam- ten EG in mm/a
2000	1.88	82.14	450	208	213
2200	0.04	88.69	350	180	180
2400	0	59.98	0	153	153
2600	0	24.61	0	125	125
2800	0	11.11	0	98	98
3000	0	3.85	0	70	70
3200	0	0.49	0	43	43
Gesamt	128.05	383.12	558	203	293

- Berechnung der Gebietsverdunstung nach KELLER (1978), MEYER (1926), KUZMIN/NEUWIRTH (1977)

Höhe	Waldfläche in km ²	Restfläche in km ²	Geschätzte Jahressumme der ET für Wald in mm/a	Berechnete Jahressumme der Verdun- stung Rest in mm/a	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesam- ten EG in mm/a
600	0.94	5.8	850	511	559
800	7.39	7.75	700	475	585
1000	15	11.35	700	439	588
1200	21.9	6.81	600	403	553
1400	30.19	9.03	600	367	546
1600	32.72	16.92	450	331	410
1800	17.99	54.59	450	295	334
2000	1.88	82.14	450	259	263
2200	0.04	88.69	350	223	223
2400	0	59.98	0	187	187
2600	0	24.61	0	151	151
2800	0	11.11	0	115	115
3000	0	3.85	0	79	79
3200	0	0.49	0	43	43
Gesamt	128.05	383.12	558	253	330

- Berechnung der Gebietsverdunstung nach KELLER (1978), KÖRNER (1985), KUZMIN/NEUWIRTH (1977)

Höhe	Waldfläche in km ²	Restfläche in km ²	Geschätzte Jahressumme der ET für Wald in mm/a	Berechnete Jahressumme der Verdunstung Rest in mm/a	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesamten EG in mm/a
600	0.94	5.8	850	599	634
800	7.39	7.75	700	557	627
1000	15	11.35	700	514	620
1200	21.9	6.81	600	472	570
1400	30.19	9.03	600	430	561
1600	32.72	16.92	450	387	429
1800	17.99	54.59	450	345	371
2000	1.88	82.14	450	302	306
2200	0.04	88.69	350	260	260
2400	0	59.98	0	218	218
2600	0	24.61	0	175	175
2800	0	11.11	0	133	133
3000	0	3.85	0	90	90
3200	0	0.49	0	48	48
Gesamt	128.05	383.12	558	295	361

- Berechnung der Gebietsverdunstung nach TURC (1954)

Wie schon erwähnt, leitete Turc diese Formel weltweit über Wasserbilanzen von Einzugsgebieten ab. Es ist schwierig abzuschätzen, inwieweit der Einfluß des Waldes dort mitberücksichtigt ist. Wahrscheinlich ist ein mit dieser Formel berechnetes Ergebnis nur eine grobe Abschätzung der tatsächlichen Verdunstung und eine Anwendung auf ein alpines Einzugsgebiet fraglich.

Tabelle 15: Jahressumme der Verdunstung in mm berechnet für die einzelnen Höhenstufen

Höhe	Fläche in km ²	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesamten EG in mm/a
600	6.74	509
800	15.14	487
1000	26.35	465
1200	28.71	443
1400	39.22	421
1600	49.64	399
1800	72.58	377
2000	84.02	355
2200	88.73	333
2400	59.98	311
2600	24.61	289

Höhe	Fläche in km ²	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesamten EG in mm/a
2800	11.11	267
3000	3.85	245
3200	0.49	223
Gesamt	511.17	369

Als Mittelwert der drei leicht unterschiedlichen Ergebnisse (die Beziehung von Turc wird ausgeschieden) kann eine ähnliche Tabelle für die gemittelte Regressionsgerade erstellt werden.

- Berechnung der Gebietsverdunstung mit einer mittleren Regressionsgeraden

Tabelle 16: Jahressumme der Verdunstung in mm berechnet für die einzelnen Höhenstufen und aufgeschlüsselt nach waldfreier und waldbedeckter Teilfläche

Höhe	Waldfläche in km ²	Restfläche in km ²	Geschätzte Jahressumme der ET für Wald in mm/a	Berechnete Jahressumme der Verdunstung Rest in mm/a	Mittlere jährliche Verdunstung von der Höhenstufe und des gesamten EG in mm/a
600	0.94	5.8	850	505	553
800	7.39	7.75	700	473	584
1000	15	11.35	700	441	588
1200	21.9	6.81	600	409	555
1400	30.19	9.03	600	377	549
1600	32.72	16.92	450	345	414
1800	17.99	54.59	450	313	347
2000	1.88	82.14	450	281	285
2200	0.04	88.69	350	249	249
2400	0	59.98	0	217	217
2600	0	24.61	0	185	185
2800	0	11.11	0	153	153
3000	0	3.85	0	121	121
3200	0	0.49	0	89	89
Gesamt	128.05	383.12	558	276	346

3.3.2 Indirekte Abschätzung über die Hydrologische Bilanz

Wie schon erwähnt, läßt sich die Verdunstung eines Gebietes auch als Restglied aus der Wasserbilanzgleichung

$$V = N - A \pm \Delta S \quad (20)$$

bestimmen.

Für das Einzugsgebiet Obere Ill kann ΔS im langjährigen Mittel vernachlässigt werden, da

- die vergletscherte Fläche nur 2% der Gesamtfläche ausmacht und die Massenänderung der Gletscher von 1951 – 1992 auf den Abfluß des gesamten Einzugsgebietes einen wahrscheinlich nicht wesentlichen Einfluß gehabt hat.
- sich das in Seen gespeicherte Wasservolumen fast ausschließlich in Stauseen befindet, deren Einfluß bei der Umrechnung auf den natürlichen Abfluß der Ill von den VIW mitberücksichtigt wurde. Eine Änderungen der in Seen gespeicherten Wassermenge kann in diesem Fall auch nur durch den Bau neuer Speicher auftreten, was seit 1951 auch der Fall war. Das beim Füllen der Seen zurückgehaltene Wasser wird in der über 42 Jahre gemittelte Bilanz kaum aufscheinen.
- sich der Grundwasserspiegel laut Angaben der VIW in diesem Zeitraum kaum verändert hat.

Für den Jahresniederschlag wird der bereits ermittelte Wert des Gebietsniederschlags von 1765 mm/a verwendet. Beim Abfluß handelt sich es um den von 1951 – 1992 gemittelte natürlich Abfluß der Ill am Pegel Vandans. Dieser wird von den VIW aus dem tatsächlich gemessenen Abfluß über Speicheränderungen und Ableitungen an der Meßstelle vorbei berechnet. Er liegt bei 1374 mm.

Zudem muß ein möglicher unterirdischer Abfluß mitberücksichtigt werden. Über ihn gibt es leider keine direkten Messungen oder Beobachtungen. Er kann jedoch indirekt abgeschätzt werden. Da sich das Montafon kurz hinter Vandans stark verengt und von Felsen bis nahe an die Ill eingeschlossen wird, wird angenommen, daß der größte Teil des Unterirdischen Abflusses, eigentlich der Bereich des aktiven Grundwasserkörpers, in die Ill zurückfließt. Dieser Vorgang erstreckt sich über einigen Quellen entlang des Flußbettes. Ihre Wassermenge kann gemessen werden und als grobe Abschätzung für den unterirdischen Abfluß gelten. Der Wert liegt nach Angaben der VIW bei umgerechnet 62 mm/a.

Bildet man nun eine Bilanz mit den oben angeführten Werten über die Wasserhaushaltsgleichung, so ergibt sich nach

$$V_g = N - (A_o + A_u) \pm \Delta S = 1765 - (1374 + 62) \pm 0 = 329 \quad (66)$$

für die mittlere jährliche Gebietsverdunstung rund 330 mm.

- Diskussion der Ergebnisse:

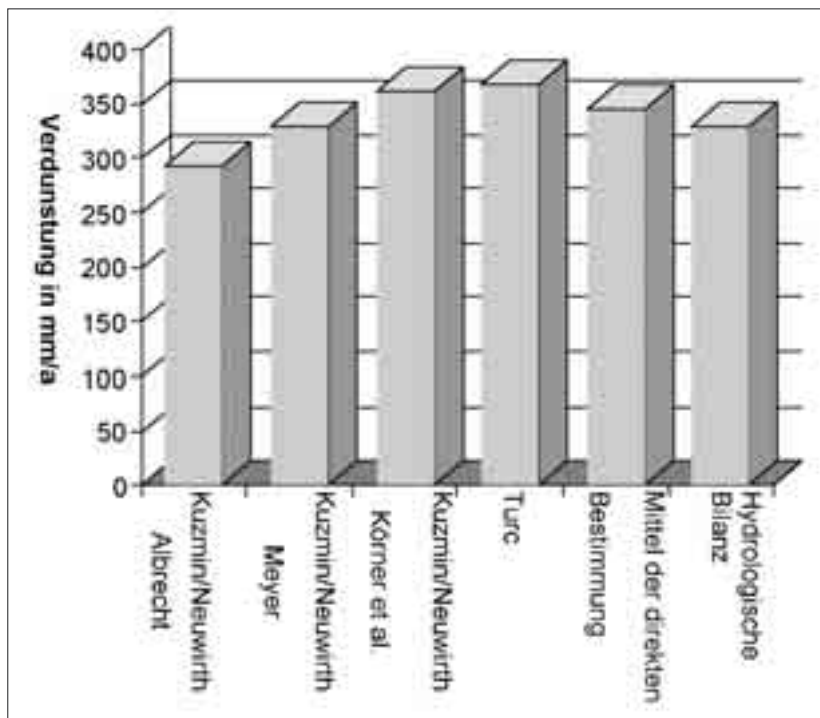


Abbildung 4: Gegenüberstellung der verschiedenen Ergebnisse für die Bestimmung der mittleren Jahresverdunstung V im Einzugsgebiet der Oberen Ill

Da bei allen Berechnungen der Gebietsverdunstung, mit Ausnahme der Formel von Turc und der Hydrologischen Bilanz, die Schneeverdunstung nach der selben Formel berechnet wurde (die Unterschiede zur anderen Formel wären, wie bereits erwähnt, im Verhältnis zur Gesamtverdunstung sehr klein), so war zu erwarten, daß die Methode mit der höchsten Verdunstung von bewachsenem Boden auch die höchste berechnete Gebietsverdunstung mit sich bringt. Nach Körner et al. (1985), mit einer einheitlichen Verdunstung während der schneefreien Periode von 2 mm/Tag angenommen, ist die Verdunstung um 40 bzw. 76 mm höher als bei Meyer mit 1.7 mm/Tag und Albrecht mit 1.3 mm/Tag durchschnittlicher Verdunstung während der schneefreien Zeit. Erstaunlicherweise liegt der Wert für die Gebietsverdunstung nach Turc recht nahe an den anderen Ergebnissen, obwohl die Gültigkeit der Formel für ein alpines EG fraglich ist. Die hydrologische Bilanz liegt mit ihrem Verdunstungsergebnis nahe dem der gemittelten Ausgleichsgeraden und ist fast gleich der Verdunstung ermittelt nach Meyer und Kuzmin/Neuwirth.

Bemerkenswert ist, daß für die Gebietsverdunstung, die mit zwei verschiedenen voneinander unabhängigen Methoden bestimmt wurde, (direkt über Verdunstungsformeln – indirekt über die hydrologische Bilanz) vergleichbare Ergebnisse erzielt wurden. Der Mittelwert aus der direkten Methode liegt bei 346 mm/a, das Ergebnis der indirekten Methode ist 329 mm/a.

Die mittlere jährliche Gebietsverdunstung als Durchschnitt aller Bestimmungsmethoden ist 336 mm/a mit einer Standardabweichung von 30 mm oder

weniger als 10%. Es liegen also alle Ergebnisse recht nahe beieinander. Leider ist keine Überprüfung der Verdunstungsberechnungen anhand von langen Meßreihen möglich.

Aus den hier ermittelten Werten kann eine mittlere jährliche **Gebietsverdunstung für das EG der Oberen Ill von 330 ± 50 mm/a** angegeben werden. Aufschlußreich wären zusätzlich direkte Messung der Verdunstung an den Klimastationen oder genaueren Berechnungen mit detaillierteren Messungen der Feuchte-, Wind- und Strahlungsverhältnisse.

3.4 Abschätzung der Gültigkeit der ermittelten Gebietsverdunstung

Über die Methode der Hydrologische Bilanz kann zusätzlich eine Abschätzung gemacht werden, welche Wertebereiche für die einzelnen Größen der Bilanz und somit auch für die Verdunstung möglich sind.

Von allen verwendeten Größen ist der oberirdische Abfluß am genauesten bestimmt. Nach Angaben der VIW sollte der Meßfehler $\pm 10\%$ nicht überschreiten. Somit läßt sich, den Meßfehler etwas größer angenommen, ein wahrscheinlicher Bereich für den mittleren oberirdischen Jahresabfluß von mindestens 1200 und höchstens 1550 mm eingrenzen.

Schwierig ist eine Festlegung des mögliche Wertebereichs für den unterirdischen Abfluß. Es wird hier angenommen, daß er im Mittel zwischen 0 und 100 mm liegt.

Eine Abschätzung des Gebietsniederschlags ist bereits in Abschnitt 2 durchgeführt worden. Dabei wurde aber auf die Gebietsverdunstung zurückgegriffen. Hier soll noch einmal unabhängig davon eine Eingrenzung erfolgen. Mittelt man den Jahresniederschlag aller Stationen, so liegen 80% von ihnen im Bereich von $1765 \text{ mm} \pm$ der Standardabweichung. Der Wertebereich für den Gebietsniederschlag liegt somit mit großer Wahrscheinlichkeit innerhalb dieser Grenzen von $N_{\min} \approx 1400$ und $N_{\max} \approx 2000$ mm/a.

Mit diesen Größen kann nun jeweils eine Bilanz erstellt werden. Der Term ΔS wird wiederum vernachlässigt.

$$N_{\max} - (A_{\max} + A_{\text{umax}}) = 350 \text{ mm}$$

$$N_{\max} - (A_{\text{omin}} + A_{\text{umin}}) = 800 \text{ mm}$$

$$N_{\min} - (A_{\max} + A_{\text{umax}}) = \text{unmöglich! Gebietsverdunstung} > 0!$$

$$N_{\min} - (A_{\text{omin}} + A_{\text{umin}}) = 200 \text{ mm}$$

Die Ergebnisse für die Verdunstung von 200 mm/a und 800 mm/a sind Extrema, die ziemlich sicher in diesem EG nicht gegeben sind. Auch N_{\min} als Gebietsniederschlag kann für dieses Einzugsgebiet mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Die in dieser Arbeit ermittelte Gebietsverdunstung von rund 330 ± 50 mm liegt innerhalb der oben angeführten Grenzen, die sicher weit genug angenommen wurden, und dürfte als Anhaltspunkt seine Gültigkeit haben. Diese Vermutung wird durch die Tatsache bekräftigt, daß für das EG der Oberen Ill mit zwei voneinander unabhängigen Methoden (Verdunstungsformeln – Hydrologische Bilanz) ähnliche Ergebnisse für die Gebietsverdunstung erzielt werden.

Bestätigt wird diese Aussage zudem durch einen Vergleich mit den Angaben verschiedener Autoren in der Fachliteratur, nach denen man die Gebietsverdunstung für die Verhältnisse des Montafons zwischen 200 – 400 mm/a eingrenzen kann.

4. Literatur

- ALBRECHT, F. (1950): Die Methoden zur Bestimmung der Verdunstung der natürlichen Erdoberfläche. Arch. Met. Geoph. Biokl. Ser. B, II, S 1 – 38.
- BAUMGARTNER & LIEBSCHER (1985): Allgemeine Hydrologie I. Berlin 1985 (Gebrüder Bornträger)
- BAUMGARTNER, A. & REICHEL, E. (1975): Die Weltwasserbilanz. – Niederschlag, Verdunstung und Abfluß über Land und Meer sowie auf der Erde im Jahresdurchschnitt. München 1975 (Oldenbourg)
- BATLOGG, N. (1995): Niederschlag und Verdunstung im Einzugsgebiet der Oberen Ill. Diplomarbeit am Institut für Meteorologie und Geophysik der Universität Innsbruck.
- BINGGELI, V. (1974): Hydrologische Studien im schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie Nr. 22.
- KELLER, H. M. (1978): Die Bestimmung der Evapotranspiration von Waldbeständen aus Forsthydrologischer Sicht. Die Verdunstung in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie 25, 49 – 52.
- KÖRNER, Ch. (1976): Evapotranspiration und Transpiration verschiedener Pflanzenbestände im alpinen Grasheidegürtel der Hohen Tauern. Veröffentlichung des Österreichischen MAB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, Band 2 S 67 – 79.
- KÖRNER Ch., WIESER G., CERNUSCA A. (1985): Der Wasserhaushalt waldfreier Gebiete in den Österreichischen Alpen zwischen 600 und 2600 m Höhe, Veröffentlichungen des Österr. MAB Hochgebirgsprogrammes Hohe Tauern, Band 8 S 119 – 153.
- KUZMIN, P. P. (1961): Melting of snow cover. Israel Program of Scientific Translations Ltd. Jerusalem S 47 – 59.
- LANG, H. (1978) Zusammenfassender Bericht. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Hydrologie Nr. 25.
- LAUSCHER, A. & F. (1975): Zur Berechnung der Schneesverdunstung auf dem Sonnblick. 72. – 73. Jahresbericht des Sonnblickvereins 1974 – 1975.
- MARTINEC, J. (1985): Korrektur der Niederschlagsdaten durch Schneemessungen. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, Nr. 31, S65 – 74.
- MEYER, A. (1926): Über einige Zusammenhänge zwischen Klima und Boden in Europa. Chemie der Erde II, 209 – 347.
- MÖLLER, F. (1973): Einführung in die Meteorologie Band 1. Seite 203. Mannheim 1973 (Bibliographisches Institut).
- NEUWIRTH, F. (1977): Abschätzung der mittleren Ströme latenter und fühlbarer Wärme über Schnee; Arch. Met. Geoph. Biokl., Serie A, 26, 213-228, 1977.
- SCHRÖDTER, H. (1982): Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Berlin 1985 (Springer Verlag).

- SEVRUK, B. (1985): Systematischer Niederschlagsmeßfehler in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie Nr. 31, S 65 – 74.
- TURC, L. (1954) Calcul du bilan de l'eau evaluation en fonction des precipitation et des temperatures, IAHS – Publ 37: 188 – 202.
- UHLIG, S. (1954): Berechnung der Verdunstung aus klimatologischen Daten. Mitt. des Dtsch. Wetterdienst Nr 6.
- WMO (1966): Measurements and Estimation of Evaporation and Evapotranspiration, WMO Technical Note No. 83, WMO No. 201, TP, 105, Geneva 1966.
- WMO/UNESCO (1974): International Glossary of Hydrologie. WMO Nr. 385, Seite 394. Geneva 1974.

Anschrift des Autors:

Nikolaus Batlogg

Siedlerweg 9c

A-6714 Nüziders