ARBEITEN AUS DEM INSTITUT FÜR GEOGRAPHIE DER KARL-FRANZENS-UNIVERSITÄT GRAZ
Band 35 S. 167-181
Beiträge zur Geographie der Steiermark Graz 1997

Versuch einer Verdunstungskarte der Steiermark auf empirischem Weg

von Herwig **WAKONIGG**, Graz
(mit 2 Abbildungen, 2 Karten und 8 Tabellen im Text)

Zusammenfassung

Nach der in modifizierter Form auch für Einzelmonate anwendbaren Formel von TURC wird die aktuelle Jahresverdunstung für alle verfügbaren Stationen der Steiermark berechnet und daraus eine Karte der Abweichung der Verdunstung vom jeweiligen Durchschnitt der entsprechenden Seehöhe abgeleitet. Überdurchschnittliche Verdunstung stellt sich dabei in relativ warmen und niederschlagsreichen Gebieten (südliche Weststeiermark) ein, unterdurchschnittliche entsprechend in relativ kalten und niederschlagsarmen Lagen (Oberes Murtal). In einer zweiten Karte wird die Abweichung des Anteils der Verdunstung vom durchschnittlichen Anteil an der Wasserbilanz dargestellt. Dabei ergeben sich in den niederschlagsarmen Lagen überdurchschnittliche Anteile, in den niederschlagsreichen entsprechend unterdurchschnittliche, wobei die Temperatur jetzt zum unbedeutenderen Faktor wird.

Summary: A map of the actual evapotranspiration for Styria derived from an empirical method.

With the equation of TURC (transformed into applicability for monthly computation) the actual annual evapotranspiration (Ea) has been estimated for all available stations within and in the vicinity of Styria. On the basis of these results a map of the deviation of Ea from the means of the respective altitude was traced out. It shows that outstanding Ea can be found in regions with relatively high temperature as well as high precipitation, while on the other hand subnormal Ea can be found in regions with low temperature and less precipitation. In a second map the deviation of the percentage of Ea in the hydrological cycle from the means of the respective altitude is shown. In this case outstanding values occur in regions with low precipitation, while subnormal percentages are located in regions with high precipitation, whereas the role of temperature is rather unimportant.

Inhalt

1. Einleitung 167
2. Die Verdunstungsformel von TURC und ihre Modifikation 168
3. Berechnung der aktuellen Evapotranspiration für die Steiermark 171
4. Die Karte der Abweichung der Verdunstungshöhe vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe 174
5. Der Anteil der Verdunstung in der Wasserbilanz 176
6. Die Karte der Abweichung des Verdunstungsanteils in der Wasserbilanz vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe 178
7. Vergleich der berechneten Verdunstungshöhen mit den aus der hydrologischen Wasserbilanzgleichung abgeleiteten Verdunstungshöhen 180
8. Zusammfassung und Ausblick 180
Literatur 181

1. Einleitung

Für jedes beliebig definierte Gebiet und jeden beliebig definierten Zeitraum lautet die hydrologische Wasserbilanzgleichung in ihrer einfachsten Form: R = P - E. Dabei ist R der mittlere

Abfluß („Runoff"), P der mittlere Gebietsniederschlag („Precipitation") und E die mittlere Verdunstung („Evapotranspiration"). In dieser Form wird aber ein wichtiges Glied des Wasserhaushaltes außer acht gelassen, nämlich die Wasservorratsänderung S (Rücklage minus Spende). Die Voraussetzung eines unveränderten Vorrates (Speicher) ist für kürzere Zeiträume (Tage bis Monate) wegen der Schneerücklagen bzw. Schneeschmelze sowie Abflußverzögerungen und Grundwasserdynamik sicher nicht gegeben, während sie für längere Zeiträume (Jahre, Jahrzehnte) zumal für unvergletscherte Gebiete in guter Näherung verwirklicht ist.

Von den drei Parametern der Wasserbilanzgleichung ist im allgemeinen der Abfluß (soferne er ausschließlich über Vorfluter erfolgt) am genauesten zu ermitteln, während der Niederschlag nur in Niederungen und Tallagen befriedigend, in windausgesetzten Hochlagen aber nach wie vor nicht befriedigend meßbar ist. Schließlich entzieht sich die natürliche Verdunstung überhaupt einer direkten Messung und kann nur über aufwendige Lysimeteranlagen hergeleitet werden, weshalb diesbezüglich bestenfalls punktuelle Messungen im Sinne von Grundlagenforschung und Lokalstudien existieren, keinesfalls aber auch nur weitmaschige Meßnetze. In der Praxis wird daher die Wasserbilanzgleichung am ehesten in der Form E = P -R angewandt, d.h. die mittlere Verdunstung eines bestimmten Einzugsgebietes wird aus der Differenz zwischen dem mittleren Gebietsniederschlag (aus möglichst vielen Meßpunkten integriert) und dem Gebietsabfluß über den Vorfluter mit wenigstens einem Pegel hergeleitet. Darüber hinaus bleibt die spezifische Verdunstung (punktuell oder nach Teilflächen bzw. Höhenstufen) unbekannt.

Ein Weg zur näherungsweisen Ermittlung der Verdunstung ist die Verwendung von sogenannten **Verdunstungsformeln**. Unbeschadet ihrer Zuordnung zu „empirischen" bzw. „physikalischen" Formeln gilt die Regel, daß sie umso genauer aber gleichzeitig auch unhandlicher werden, je mehr verdunstungssteuernde Faktoren in sie Eingang finden, wobei die nicht klimaabhängigen Faktoren (Untergrundbeschaffenheit) ohnehin unberücksichtigt bleiben müssen. Die besten Ergebnisse sind schließlich zu erwarten, wenn entweder die für die Verdunstung benötigte Energie (überwiegend aus der Globalstrahlung) oder der direkte Wirkfaktor, nämlich das Dampfdruckgefälle zwischen Erdoberfläche und der darüberlagernden Luft in die Formel Eingang finden.

Weil aber beide Parameter nicht im Sinne von Stationsnetz-Daten verfügbar sind, behilft man sich meist mit ihrer indirekten Beschreibung, etwa die der Globalstrahlung über Lufttemperatur und Tageslänge (z.B. THORNTHWAITE-Formel). Der Sinn der Verdunstungsformeln liegt ja in der möglichst einfachen Ermittlung aus vorhandenem und normalerweise leicht zugänglichem Datenmaterial (SCHRÖDTER 1985: 79). Aus verschiedensten Gründen ist es auch zielführender, die **potentielle** Verdunstung (genaue ICID-Definition bei BAUMGARTNER und LIEBSCHER 1990: 334) zu berechnen als die **aktuelle**, deren Abschätzung durch die zusätzliche Unkenntnis der jeweils verfügbaren verdunstungsfähigen Wassermengen weiter erschwert wird, was einer breiten Anwendung in der Praxis offenbar entgegensteht. Zur allgemeinen Problematik der Verdunstungsformeln siehe insbes. SCHRÖDTER 1985: 79f und 136 ff.).

2. Die Verdunstungsformel von TURC und ihre Modifikation

Eine besonders handliche Formel zur groben Abschätzung der aktuellen Verdunstung ist die Formel von TURC (BAUMGARTNER und LIEBSCHER 1990: 343) in der Form: $Ea = P : [0{,}9 + (P : (300 + 25T + 0{,}05\ T^3))^2]^{0{,}5}$. Dabei ist P die mittlere jährliche Niederschlagshöhe in mm und T die mittlere jährliche Lufttemperatur in °C. Zum Wesen dieser Formel gehört, daß die die Verdunstung fördernden Faktoren einzig durch die Lufttemperatur - richtigerweise in exponentieller Form - und die für die Verdunstung verfügbare Wassermenge einzig durch die Niederschlagshöhe erfaßt werden. Das ermöglicht einerseits die rasche Anwendung bei großer Stati-

onsdichte, birgt aber andererseits das Risiko sehr unscharfer Ergebnisse in sich. Die aktuelle Verdunstung nimmt also sowohl mit steigender Temperatur, als auch mit wachsenden Niederschlägen zu. Die an sich weltweit anwendbare Formel gilt aber nur für $P > 0{,}316 . (300 + 25\ T + 0{,}05\ T^3)$, bei kleineren Niederschlagshöhen wird Ea > P und damit das Ergebnis sinnwidrig, was aber gleichzeitig bedeutet, daß unter diesem Grenzwert der **gesamte Niederschlag** zur Verdunstung gelangt und R Null werden muß. Für Graz (T = 9,1°) wäre das unter dem Grenzniederschlag von 179 mm der Fall.

Darüber hinaus wird Ea auf jeden Fall bei $T \leq -10°$ Null bzw. nähert sich bei Einsetzen zunehmend höherer Niederschläge asymptotisch einem oberen Grenzwert, der sinngemäß der potentiellen Verdunstung entsprechen müßte und wieder den Ausdruck $300 + 25\ T + 0{,}05\ T^3$ ergibt. Für Graz wären das 565 mm.

Ein weiteres Problem ergibt sich dadurch, daß es sich bei den Eingangsparametern um Jahreswerte handelt, wobei die Jahresgänge von Temperatur und Niederschlag unberücksichtigt bleiben. Bei gleicher Jahrestemperatur liefert die Formel also stets denselben Wert, unabhängig davon, ob die Niederschläge ihren Schwerpunkt im verdunstungsschwachen Winter oder im verdunstungsstarken Sommer haben, was de facto aber zu großen Unterschieden führen muß, wie es ja auch schon von KÖPPEN bei der Abgrenzung der Trockenklimate beachtet wurde.

Dieses Problem kann umgangen werden, indem man Ea **monatsweise** berechnet und zum Jahreswert aufsummiert. in Anlehnung an COUTAGNE, der den DE MARTONNE'schen Jahresariditätsindex durch Multiplikation der Monatsniederschläge mit 12 auch für Einzelmonate anwendbar machte (BORCHERT 1993: 70), wird auch bei der TURC'schen Formel der Monatsniederschlag mit 12 multipliziert und solcherart (wie auch die Monatstemperatur) als Jahreswert behandelt und schließlich die ermittelte Ea wieder durch 12 dividiert. Weil die TURC'sche Formel aber an sich nicht für Einzelmonate konzipiert ist und offenbar bei gemäßigten Temperaturen nur unter der Bedingung einer markanten Jahresschwankung der Temperatur befriedigende Ergebnisse liefert, werden die für die Einzelmonate gewonnenen Ergebnisse für sich allein ebenfalls wenig befriedigend ausfallen, wobei man für die Wintermonate sichtlich zu hohe, für die Sommermonate aber etwas zu niedrige Werte für Ea erhält, was auch bedeutet, daß die hier benutzte Modifikation keinesfalls eine Handhabe zur Berechnung realistischer Verdunstungshöhen für die Einzelmonate sein kann. Die aufsummierten Werte sind aber dann doch realistischer als die Berechnung über die Jahreswerte, zumal bei starker Konzentration der Niederschläge auf eine Jahreszeit.

Die Sinnhaftigkeit der monatsweisen Berechnung sei noch am Beispiel von Graz und Athen demonstriert:

Tab. 1: Berechnung von Ea nach TURC unter verschiedenen Bedingungen.

Graz, 366 m, 1901-1990

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
	T	-1,9	0,2	4,6	9,4	14,2	17,4	19,1	18,2	14,5	9,3	3,7	-0,1	9,1°
A	P	29	32	42	57	89	120	129	112	87	70	53	40	860 mm
A	Ea	17,3	20,3	27,4	37,5	54,3	69,5	77,2	70,6	54,6	40,1	28,4	21,4	518,6 mm
B	Ea	20,2	24,1	31,8	40,5	49,9	55,9	58,9	57,3	50,5	40,4	30,2	23,6	483,2 mm
C	P	129	112	87	70	53	40	29	32	42	57	89	120	860 mm
C	Ea	20,8	24,8	32,7	40,3	42,8	37,6	29,1	31,5	37,1	37,4	31,1	24,3	389,5 mm

Werte für Graz 1901-90 (Beitr. z. Hydr. Österr. Nr. 52) Werte für Athen aus FURLAN 1977, 235).
T = Temperatur P = Niederschlag Ea = effektive Verdunstung A = tatsächliche Niederschlagsverteilung B = alle Monate 1/12 des Jahresniederschlags (71,7 mm für Graz, 33,5 mm für Athen) C = Spiegelbildliche Niederschlagsverteilung.

Athen 37°58' N, 23°43' E, 107 m

		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
	T	9,3	9,9	11,3	15,3	20,0	24,6	27,6	27,4	23,5	19,0	14,7	11,0	17,8°
A	P	62	36	38	23	23	14	6	7	15	51	56	71	402 mm
A	Ea	38,5	30,2	32,3	23,0	23,6	14,7	6,3	7,4	15,7	46,6	44,8	43,5	326,6 mm
B	Ea	28,4	28,8	29,6	31,7	33,3	34,2	34,6	34,6	34,0	33,0	31,4	29,5	383,1 mm
C	P	6	7	15	51	56	71	62	36	38	23	23	14	402 mm
C	Ea	6,3	7,3	15,2	43,0	50,8	65,8	61,0	37,0	38,2	23,5	22,9	14,2	385,2 mm

Somit ergibt sich, daß in Graz bei Berechnung nach Einzelmonaten 60,3% des Jahresniederschlags verdunsten, bei gleichmäßiger Niederschlagsverteilung wären es 56,2% und bei inverser Verteilung (Wintermaximum) nur mehr 45,3% gegenüber 55,8% (479,6 mm) bei der Berechnung aus den Jahreswerten. Die Berechnung aus Monatswerten bedeutet demnach eine Steigerung der Verdunstung um 39 mm oder 4,5 Prozentpunkte. Ein Wintermaximum der Niederschläge ergäbe gegenüber dem tatsächlichen Sommermaximum eine Verminderung der Verdunstung um 129 mm oder 15 Prozentpunkte.

Umgekehrt ist die Situation in Athen. Dort ergibt eine Berechnung aus den Jahreswerten ein Ea von 391,7 mm, das ist fast der gesamte Niederschlag (97,4%), während in Wirklichkeit die starke Konzentration der Niederschläge auf den Winter in dieser Jahreszeit Abfluß und Grundwasserneubildung ermöglicht. Bei der Berechnung aus Monatswerten sinkt die Verdunstung um 65 mm oder 16 Prozentpunkte auf 81,2%, bei gleichförmiger Niederschlagsverteilung sind es wieder 95%, bei Sommermaximum 96%. Eine Vermehrung der Verdunstung durch Konzentration der Niederschläge auf den Sommer gegenüber einer gleichmäßigen Verteilung ist bei der subtropischen Wärme Athens, zumal bei ohnehin nur knapp über dem Grenzwert der Brauchbarkeit der Formel liegenden Werten (für 17,8° : 325 mm) also nicht mehr möglich.

Unter bestimmten Voraussetzungen, d.h. vollständiger Speicherung der Niederschläge im Boden (= „Klimaboden" nach HENNING 1994: 9) würde bei den Wärmeverhältnissen Athens jeder Jahresniederschlag ≥ 325 mm zur Verdunstung gelangen. Hier sei aber erinnert, daß die tatsächliche Feldkapazität der besten Böden diesen Wert noch deutlich übertrifft, z.B. 540 mm bei Parabraunerde auf Löß unter Fichten-Baumholz (BAUMGARTNER-LIEBSCHER 1990: 381 f).

Bei monatsweiser Berechnung ergibt sich für Graz ein Verhältnis der Verdunstung von Jänner zu Juli von 1 : 4,5, was deutlich unter den Meßwerten der natürlichen Lysimeter in Mitteleuropa liegt, die mit 1 : 10 bis 1 : 13 zu veranschlagen sind (BAUMGARTNER-LIEBSCHER 1990: 337, 339). Dieses Mißverhältnis geht in erster Linie zu Lasten der Wintermonate, in welchen die Werte wenigstens auf die Hälfte zu reduzieren wären, allerdings bei gleichzeitiger Erhöhung der Sommerwerte, belegt also neuerlich die Nicht-Anwendbarkeit der modifizierten Formel für Einzelmonate.

Wie weit nun aber die aus Monatswerten aufsummierte Jahresverdunstung realitätsbezogen ist, sollen folgende Überlegungen zeigen:

Tab. 2: Vergleich der nach der TURC'schen Formel berechneten Jahresverdunstung mit Erfahrungswerten.

	T	P	W	B-R-W	ST	TJ	TM
Graz-Univ. 366m	9,1°	860	512	664	629	480	519
Altaussee 850 m	5,8°	2182	447	552	517	455	468
Schöckl 1436 m	3,7°	995	381	480	446	370	384
Planai 1820 m	2,2°	1041	336	429	395	338	342
Krippenstein 2050 m	0,7°	1912	300	378	344	314	315
Sonnblick 3106 m	-6,0°	2767	.	151	(123)	139	148

T = Jahrestemperatur P = Jahresniederschlag in mm W = „Landesverdunstung" interpoliert nach WUNDT 1937 (BAUMGARTNER-LIEBSCHER 1990: 342) B-R-W = Mittelwerte für den Alpenraum nach BAUMGARTNER-REICHEL-WEBER 1983: 52 f mit der Beziehung Ea = 355 + 34 T, ST = interpoliert nach Steinhäusser 1970 (BAUMGARTNER-REICHEL-WEBER 1983: 52), TJ = nach TURC über das Gesamtjahr berechnet, TM = nach TURC über die aufsummierten Monatswerte berechnet.

Die Tabelle kann hier nicht im Detail diskutiert werden, es sei nur so viel bemerkt, daß die monatsweise aufsummierten Werte offenbar eine Verbesserung gegenüber den aus den Jahreswerten ermittelten bedeuten und die solcherart modifizierte Anwendung der TURC'schen Formel für die Jahressumme wenigstens keine unrealistischen Ergebnisse liefert, sondern durchaus brauchbare, wenn auch grobe Abschätzungsgrößen der aktuellen Verdunstung, die eine weitere Verwendung im Sinne der Herleitung einer Wasserbilanz sinnvoll erscheinen lassen.

Der große Vorteil der TURC'schen Formel liegt ja in der Beachtung der Abhängigkeit der aktuellen Verdunstung vom Niederschlag selbst, wogegen z.B. eine bloße Extrapolation der für den Alpenraum gewonnenen Gebietsmittel nach BAUMGARTNER-REICHEL-WEBER oder STEINHÄUSSER für das niederschlagsarme Ostösterreich bereits Beträge ergibt, die den tatsächlichen Niederschlag weit übertreffen (z.B. Retz: P = 480 mm, Ea = 664 bzw. 629 mm) und die damit ungleich realitätsferner sind als die aufsummierten Werte der modifizierten Formel nach TURC (für Retz: Ea = 383 mm).

Eine weitere Möglichkeit der Abschätzung der Brauchbarkeit der TURC'schen Formel ist ihre Anwendung zur Berechnung der potentiellen Verdunstung (Ep) bei unendlich großem Niederschlag in der Form $Ep = 300 + 25\ T + 0{,}05\ T^3$ und der Vergleich mit den nach bewährten Methoden berechneten Werten.

Von den zahlreichen Formeln zur Ermittlung von Ep wird hier jene von THORNTHWAITE benutzt, da sie sich ebenfalls auf leicht verfügbare Parameter stützt. Ihre vollständige Struktur ist aber so unübersichtlich und ihre Handhabung relativ umständlich, sodaß hier auf eine Wiedergabe verzichtet und auf die entsprechenden Stellen bei SCHRÖDTER (1985: 82-86) verwiesen wird, wo eine eine ausgesprochen benutzerfreundliche Erläuterung mit einem praktischen Anwendungsbeispiel geboten wird. Die Ergebnisse sind die folgenden:

Tab. 3: Vergleich der für die potentielle Verdunstung (Ep) gewonnenen Werte.

	T	TW	TJ	TM
Graz-Univ. 366 m	9,1°	632	565	634
Altaussee 850 m	5,8°	529	455	492
Schöckl 1436 m	3,7°	465	395	416
Planai 1820 m	2,2°	425	356	364
Krippenstein 2050 m	0,7°	403	318	320
Sonnblick 3106 m	-6,0°	283	139	149

TW = nach THORNTHWAITE, TJ = nach TURC über das Gesamtjahr berechnet, TM = nach TURC über die aufsummierten Monatswerte berechnet (T = Jahrestemperatur).

Abgesehen von der hier nicht auszudiskutierenden Problematik der THORNTHWAITE'schen Formel selbst, welche für Monate von ≤ 0° ein Ep von Null ergibt und für Hochgebirgslagen offenbar nicht mehr sinnvoll anwendbar ist, zeigen auch hier die monatsweise aufsummierten Werte gegenüber den aus dem Gesamtjahr berechneten nach TURC die bessere Übereinstimmung, insbesondere in den wärmeren Niederungen.

3. Berechnung der aktuellen Evapotranspiration für die Steiermark

Die Berechnung der aktuellen Verdunstung für die Steiermark erfolgte also nach den monatsweise aufsummierten Werten nach TURC. Die benötigten Klimadaten wurden den Beiträgen zur Hydrogeographie Österreichs, H.52 entnommen und betreffen überwiegend den Zeitraum

von 1961-90, teilweise auch 1901-90 und bei jüngeren Stationen 1981-90. Weitere Daten wurden aus WAKONIGG (1978) entnommen und betreffen den Zeitraum 1951-70 oder wurden auf diesen reduziert. Auf eine Reduktion auf einen einheitlichen Zeitraum wurde verzichtet, weil sie einerseits bei der Zahl der verfügbaren Stationen zu zeitraubend gewesen wäre, andererseits für eine erste Abschätzung auch nicht nötig erschien, zumal sich die monatlichen Abweichungen in der Jahressumme wieder recht gut ausgleichen. Die durch die ungleichen Zeiträume entstehenden Abweichungen sind auch wesentlich kleiner als die zu vermutenden Unschärfen des Berechnungsverfahrens an sich.

Da nicht alle Stationen über Temperaturbeobachtungen verfügen, wurden die Temperaturen nötigenfalls aus Nachbarstationen abgeleitet. Insgesamt konnten 171 Stationen Verwendung finden, wobei etliche auch in unmittelbarer Nachbarschaft in anderen Bundesländern liegen (z.B. Pötschenpaß, Semmering, Wörtherberg u.a.). Weggelassen wurden nur Stationen mit bloß 10 jähriger Niederschlagsreihe und fehlender Temperaturreihe, wenn in unmittelbarer Nähe Stationen mit vollständigen Reihen existierten.

Die Abhängigkeit der ermittelten aktuellen Jahresverdunstung von der Seehöhe zeigt die Abbildung 1. Erwartungsgemäß nimmt die Verdunstung mit zunehmender Seehöhe ab, wobei die Beziehung mit einem linearen Korrelationskoeffizienten von -0,91 (Bestimmtheitsmaß r^2 = 0,83) recht eindeutig ist und durch die lineare Regression von $Ea_{(mm)} = 545{,}56 - 0{,}11037\ h_{(m)}$ ausgedrückt wird. Von einem theoretischen Wert von knapp 546 mm in Meereshöhe beträgt die Abnahme durchschnittlich 11 mm auf 100 m und geht in 4943 m gegen Null. Bei einer Höhe der Null Grad-Grenze im Juli von 3350 m und einem Temperaturgradienten von 0,645 $K.hm^{-1}$ ergibt sich eine errechnete Höhe der -10° - Isotherme von genau 4900 m, womit auch solcherart dieselbe Höhe errechnet wird, oberhalb welcher die TURC'sche Formel für die Verdunstung nur mehr den Wert Null ergibt. Der für den Sonnblick (3106 m) extrapolierte Wert beträgt allerdings noch 203 mm gegenüber einem direkt errechneten von 148 mm.

Der offensichtlich recht eindeutige Zusammenhang zwischen Verdunstung und Seehöhe ergibt sich aber nur aufgrund des insgesamt doch beträchtlichen Höhenunterschiedes und ist z.B. in den einzelnen, jeweils nur 300 m umfassenden Höhenstufen keineswegs erkennbar bzw. verwirklicht, zumindest nicht unterhalb 1300 m. Innerhalb eines solchen „unwesentlichen" Höhenunterschiedes sind lokal- und regionalklimatische Faktoren mindestens ebenso stark wirksam wie der Faktor der absoluten Höhe.

Da sich die Verdunstung aus Temperatur **und** Niederschlagshöhe herleitet, finden sich die größten positiven Abweichungen bei Stationen, die sowohl übernormal warm (meist infolge eines entsprechenden Geländeklimaeffektes), als auch übernormal niederschlagsreich sind. Die 12 Stationen mit den höchsten positiven Abweichungen sind die folgenden:

Tab. 4: Maximale positive Abweichungen vom Durchschnittswert der Jahresverdunstung der entsprechenden Seehöhe.

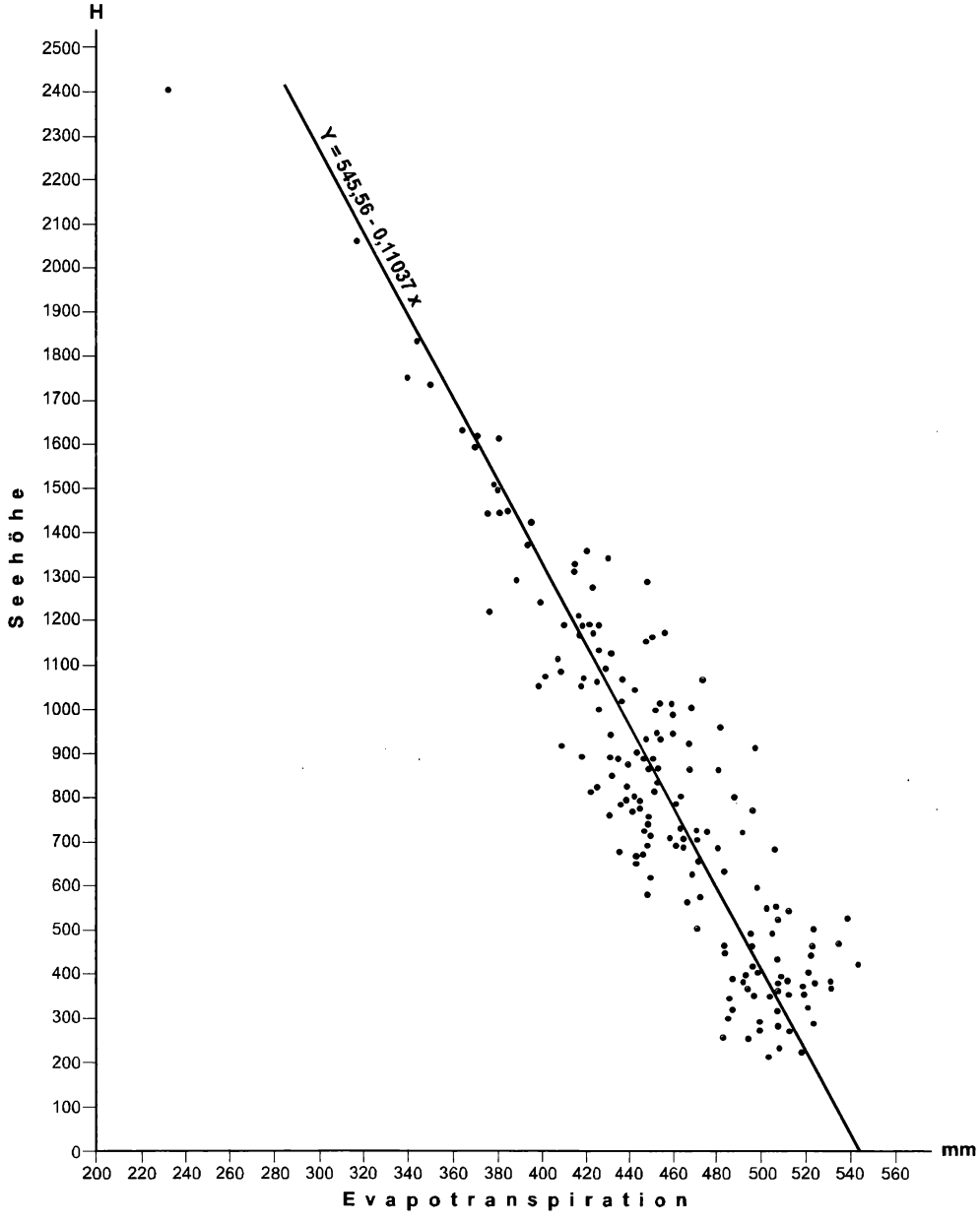
Station	Seehöhe m	mm
1) Wiel	900	+52
2) Kitzeck	510	+51
3) St. Anna ob Schwanb.	1050	+44
4) Deutschlandsberg	410	+44
5) Glashütten	1275	+43
6) Eisenerz	737	+43

Station	Seehöhe m	mm
7) Kogelberg	460	+41
8) Pyhrnpaß	945	+41
9) Hirschegg	1158	+38
10) Bad Aussee	670	+35
11) St. Radegund	760	+35
12) Hieflau	492	+33

Somit zeigt sich die „warm-feuchte" Südweststeiermark am „verdunstungsstärksten", insbesondere bei Stationen in thermisch bevorzugter Hang- Kuppen- oder Riedellage, gefolgt von den regenreichen Stationen der Nordstaulagen, wobei Eisenerz wohl einen „thermischen Ausreißer" darstellt (und auch nicht in die statistische Berechnung einbezogen wurde); beim

Pyhrnpaß könnte die Temperatur auch etwas zu großzügig interpoliert worden sein, allerdings beläuft sich dort die Jahresniederschlagsmenge auf etwa 1600 mm, wie auch in Hieflau.
Umgekehrt findet man die „verdunstungsschwachen" Stationen in niederschlagsarmen und zugleich unternormal kalten Lagen, es sind die folgenden:

Abb. 1: Aktuelle Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Seehöhe



Tab. 5: Maximale negative Abweichungen vom Durchschnittswert der Jahresverdunstung der entsprechenden Seehöhe.

	Seehöhe m	mm
1) Schöder	900	-37
2) Trofaiach	660	-37
3) Seethal (Lungau)	1210	-36
4) Eltendorf (Bgld.)	240	-35
5) Kindberg	567	-35
6) Reichenfels	800	-34

	Seehöhe m	mm
7) Untertal-Tetter	1040	-33
8) Unzmarkt	745	-32
9) Friesach (Kärnten)	636	-31
10) Oberwölz	810	-31
11) Stanz	648	-31
12) Preiner Gscheid	880	-29

Erwartungsgemäß sind es fast ausschließlich Stationen der inneralpin getönten Mur-Mürzfurche oder ihrer Umgebung in Kärnten, nur Eltendorf im niederschlagsarmen Südburgenland und die Station Tetter im kalten und relativ niederschlagsarmen Hochbecken des Untertales bei Schladming sind anderen Landschaften zugehörig. Die Werte der regenärmeren Oststeiermark (Raab - bis Lafnitztal) liegen zwischen -20 und -28 mm.

4. Die Karte der Abweichung der Verdunstungshöhe vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe

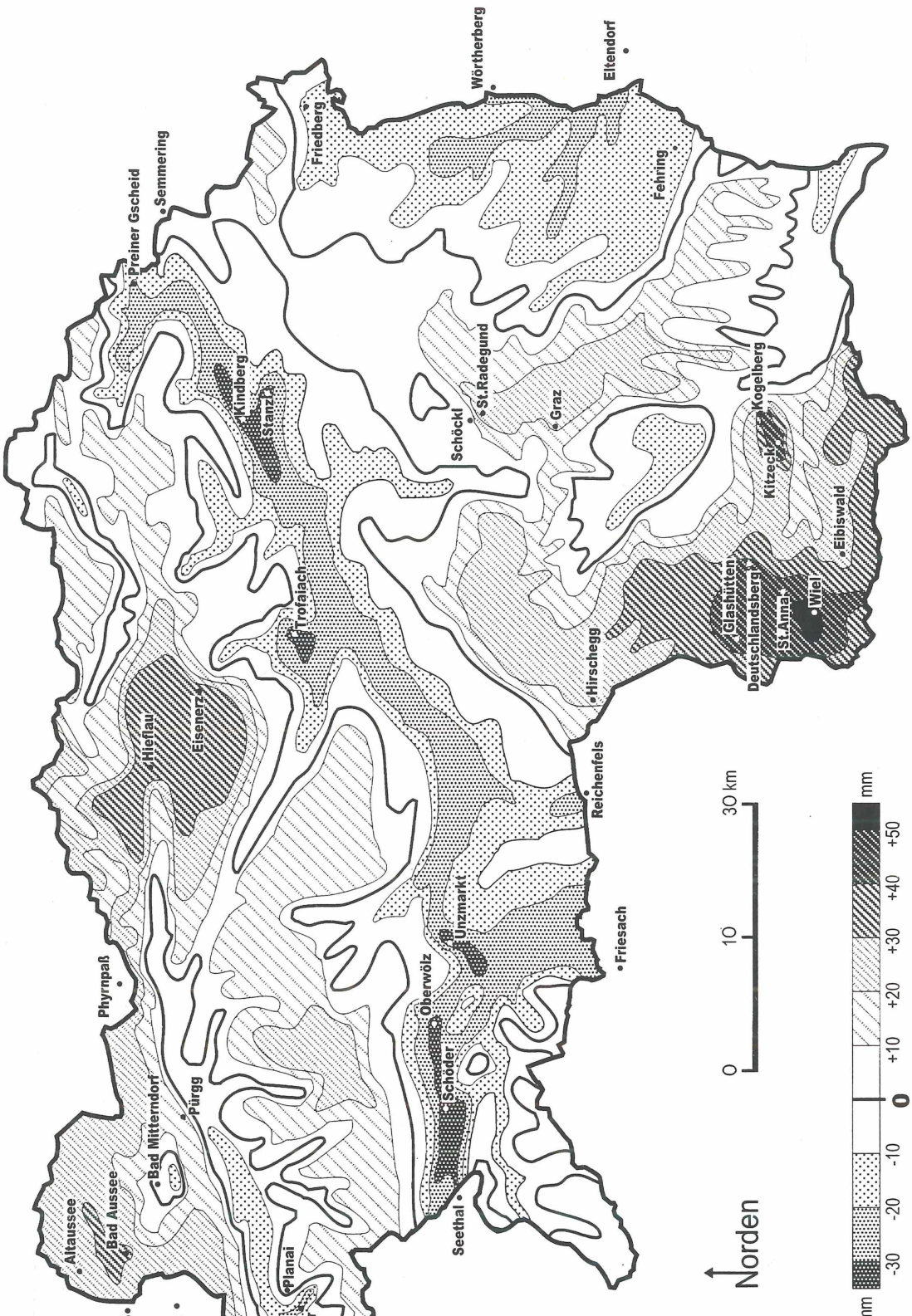
Trotz dieser auffallenden regionalen Unterschiede läuft eine kartographische Darstellung der Verdunstung nach Absolutwerten im Prinzip (wie alle Karten von stark seehöhenabhängigen Klimaelementen) auf eine isohypsenähnliche Darstellung hinaus, in der diese regionalen und lokalen Besonderheiten unterdrückt werden. Es wurde daher hier in Anlehnung an die Darstellung der Schneeverhältnisse (WAKONIGG, 1978, 299, 304) einer relativen Darstellung der Vorzug gegeben, d.h. einer Darstellung der Abweichungen vom Mittelwert (Karte 1).

Der Einfluß des Reliefs ist aber auch bei dieser Form der Darstellung dominierend. Dabei sind prinzipiell zwei verschiedene Strukturen erkennbar: In der außeralpinen Steiermark sind die Reliefunterschiede zu gering um die Niederschlagsmengen kleinräumig nennenswert zu differenzieren. Sowohl die großflächigen, warmfrontartigen Aufgleitniederschläge des Winterhalbjahres als auch die konvektiv-gewittrigen Regen des Sommerhalbjahres zeigen nur eine generelle Abnahme von SW nach NE (etwa im Sinne der Achse Eibiswald-Friedberg), aber keine wesentliche Beeinflussung durch das überwiegend niedrige Riedelrelief (WAKONIGG 1978: 205-208, Abb. 99). Umgekehrt unterliegen die Temperaturen in allen Jahreszeiten einer auffallend starken geländeklimatischen Beeinflussung, deren genaue Erfassung aber den gebotenen Maßstab überfordern würde (WAKONIGG 1978, Abb. 33, 37, 38, LAZAR 1979: Karte 3). Demnach ist auch die allgemeine Abnahme der Verdunstung von SW nach NE der Niederschlagsabnahme zuzuordnen, die starke örtliche Unterschiedlichkeit aber dem Temperaturverhalten, wobei im gebotenen Maßstab die tatsächliche Feinstruktur im Sinne des Gegensatzes zwischen den wärmeren Riedelrücken und kälteren Talböden nur in allergröbster Form angedeutet werden kann.

Auf der anderen Seite wird die Niederschlagsverteilung in der Gebirgs- oder Obersteiermark durch das Großrelief auffallend stark beeinflußt und umfaßt wenigstens eine Spannweite von über 2000 mm im Ausseerland (Hochlagen) bis unter 800 mm in weiten Teilen der Mur-Mürz-Furche (WAKONIGG 1978: Abb. 99). Diese Niederschlagsdifferenzierung bestimmt nun in der Obersteiermark die primäre und auffallende Verteilung der Verdunstung, besonders erkennbar an der Scharung der Isolinien an der Südflanke der Nördlichen Kalkalpen zum Ennstal hin, an der Südseite der Niederen Tauern zum Oberen Murtal oder an der Südseite des Hochschwabmassivs und seiner Umgebung in Richtung Liesing-, Mur- und Mürztal. Dieser Grobstruktur ist nun die thermisch gesteuerte Feinstruktur untergeordnet, insbesondere im Sinne einer starken Verringerung der Verdunstung in kalten Tal- und Beckenlagen, vor allem im Becken von Bad Mitterndorf, im Oberen Enns- und Murtal, unteren Mürztal und im Becken von Trofaiach, ja sogar in den auffallend kalten Talabschnitten des Salzatales. Entsprechend gibt es auch warme „Ausreißer" wie Eisenerz mit über +40, Pürgg mit über +30 usw., die aber nicht in ihrem vollen Ausmaß beachtet wurden, weil es sich tatsächlich nur um ganz lokale Abweichungen oder sogar nur um Effekte von problematischen Stationsplazierungen handeln dürfte.

Zur praktischen Bedeutung der Karte wäre noch zu bemerken, daß alle Aussagen oberhalb der Waldgrenze bzw. 2000m wegen der Niederschlagsmeßproblematik und der fehlenden Stationen grundsätzlich problematisch bzw. fiktiv sind und keineswegs als gesicherte Ergeb-

Karte 1: Abweichung der jährlichen Verdunstungshöhe vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe für die Steiermark



nisse behandelt werden dürfen, was übrigens für alle Klimakarten gilt, die den Niederschlag in irgend einer Form zum Thema haben. Für die tieferen Regionen ist nun aber die Ableitung der Höhe der Jahresverdunstung durch Interpolation für beliebige Punkte möglich, was an einem Beispiel demonstriert werden soll: Für das oststeirische Fehring zwischen den Isolinien von -10 und -20 mm lassen sich -12 mm interpolieren. Nach der Beziehung Ea = 545,56 - 0,11 h ergeben sich für 260 m 517 mm bzw. unter Beachtung der negativen Abweichung 505 mm für Fehring, was dem tatsächlich errechneten Wert von 501 mm recht gut entspricht.

5. Der Anteil der Verdunstung in der Wasserbilanz

Die errechneten Werte für die Verdunstung können auch in Prozentwerte der Niederschlagshöhen umgerechnet werden, um den Anteil der Verdunstung in der örtlichen Wasserbilanz als Relativzahl auszudrücken. Die so gewonnenen Werte sind nun gegenüber den absoluten Verdunstungshöhen im **umgekehrten** Sinne von der Niederschlagshöhe abhängig, weil sie nun mit wachsender Niederschlagshöhe **abnehmen** müssen. Erwartungsgemäß nehmen die Verdunstungsanteile auch mit zunehmender Seehöhe stark ab da nun sowohl die absolute Verdunstungshöhe temperaturbedingt in diese Richtung ab -, die Niederschlagshöhe aber erfahrungsgemäß mehr oder weniger regelhaft zunimmt.

Die Beziehung zwischen Verdunstungsanteil und Seehöhe wird in Abb. 2 dargestellt. Überraschenderweise ist nun aber der Zusammenhang mit einem linearen Korrelationskoeffizienten von -0,794 (Bestimmtheitsmaß r^2 = 0,63) weit weniger streng als bei der absoluten Verdunstunghöhe und kann durch die lineare Regression in der Form Ea (%) = 64,88 - 0,02309 h(m) beschrieben werden. Demnach beträgt der theoretische Anteil in Meereshöhe knapp 65% und nimmt pro 100 m um 2,3% ab, wodurch er schon in 2810 m gegen Null geht, was eine ungleich schlechtere Anpassung bedeutet als bei den absoluten Verdunstungshöhen.

Positive Abweichungen sind nun bei Stationen mit hohen Temperaturen aber relativ **geringen** Niederschlägen zu erwarten, negative entsprechend bei Stationen mit niedrigen Temperaturen aber hohen Niederschlägen, wobei in beiden Fällen der Niederschlag als der wesentlichere Faktor erscheint. Die Stationen mit den höchsten positiven Abweichungen sind die folgenden:

Tab. 6: Maximale positive Abweichungen vom Durchschnittsanteil der Jahresverdunstung der entsprechenden Seehöhe.

Station	Seehöhe, m	%
1) Hohenpressen	1120	+12,4
2) Bonisdorf	370	+11,1
3) Oberwölz	810	+10,6
4) Stolzalpe	1305	+10,5
5) Planai	1820	+10,0
6) Unzmarkt	745	+9,9

Station	Seehöhe, m	%
7) Schöder	900	+9,7
8) Seckau	854	+9,6
9) Kraubath	605	+9,5
10) Paal	1200	+9,4
11) Seethal	1210	+9,2
12) Wörtherberg	402	+9,0

Die Station Michaelerberg (1280 m, + 10,7%) wurde hier wegen offensichtlicher Meßfehler beim Niederschlag nicht beachtet. Wie angedeutet finden sich hier eher niederschlagsarme Stationen auch in relativ kalter Lage (Nr. 3, 6, 7, 9, 11) als auffallend warme Stationen (Nr. 4, 12). Diese Niederschlagsdominanz ist noch viel stärker bei den Stationen mit auffallend hohen negativen Abweichungen, welche auch weit größere Beträge erreichen als die positven, wie es ja auch schon die Abb. 2 zeigt:

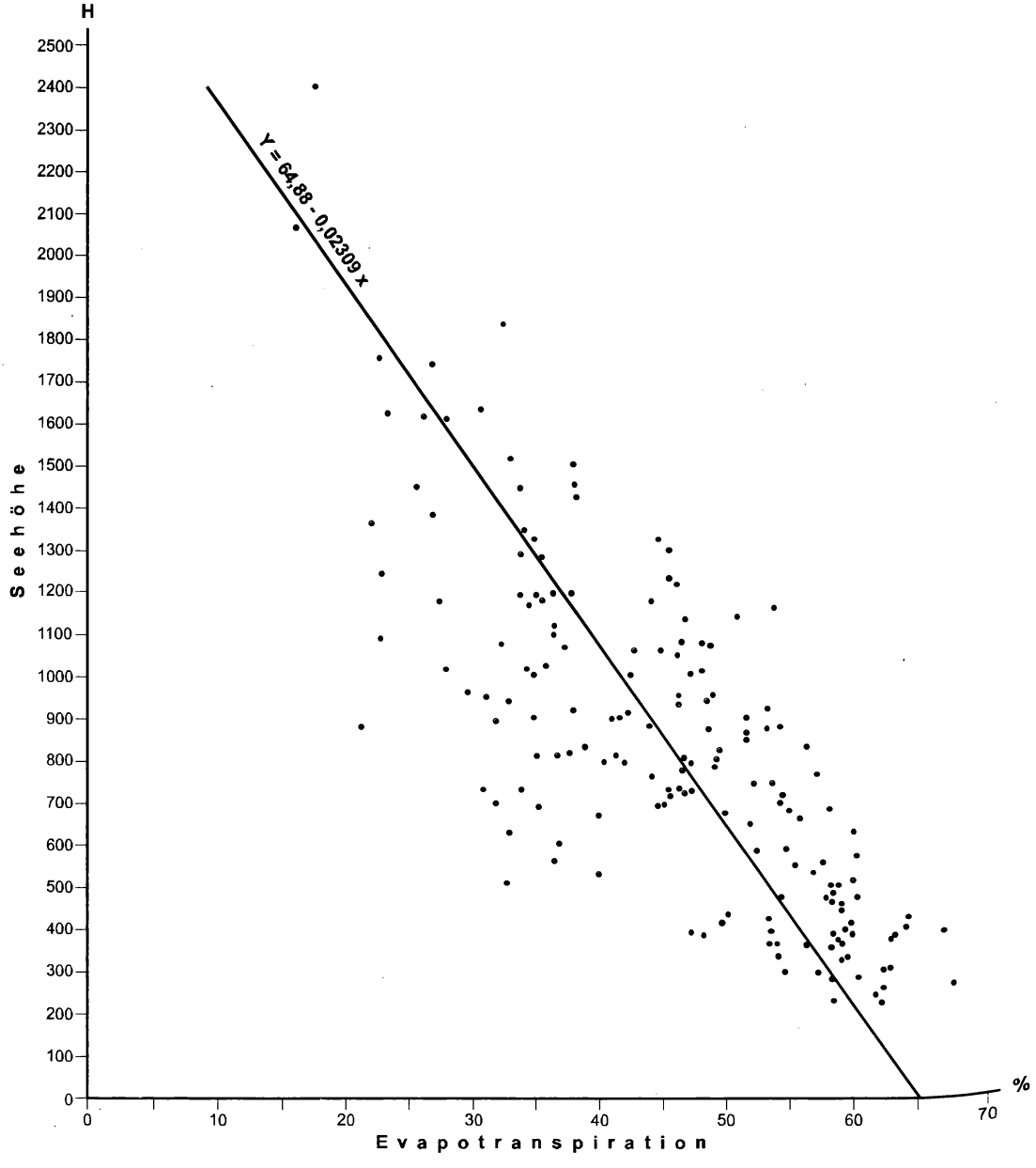
Tab. 7: Maximale negative Abweichungen vom Durchschnittsanteil der Jahresverdunstung der entsprechenden Seehöhe.

Station	Seehöhe, m	%
1) Altaussee	850	-23,8
2) Hieflau	492	-20,5
3) Wildalpen	610	-17,5
4) Gößl	710	-17,3
5) Neuhaus	1071	-17,2
6) Weichselboden	680	-17,0

Station	Seehöhe, m	%
7) Unterlaussa	540	-15,5
8) Gstatterboden	580	-14,2
9) Brunngraben	710	-14,2
10) Bad Aussee	670	-13,7
11) Pötschenpaß	1000	-13,5
12) Präbichl	1227	-13,2

Die Reihung dieser durchwegs in den nördlichen Hauptstaugebieten liegenden Stationen würde bei den positiven Abweichungen der Jahresniederschlagshöhen vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe wohl kaum wesentlich anders aussehen und bedarf keiner weiteren Erläuterung.

Abb 2: Anteil der aktuellen Evapotranspiration am Niederschlag in Abhängigkeit von der Seehöhe



6. Die Karte der Abweichung des Verdunstungsanteils in der Wasserbilanz vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe.

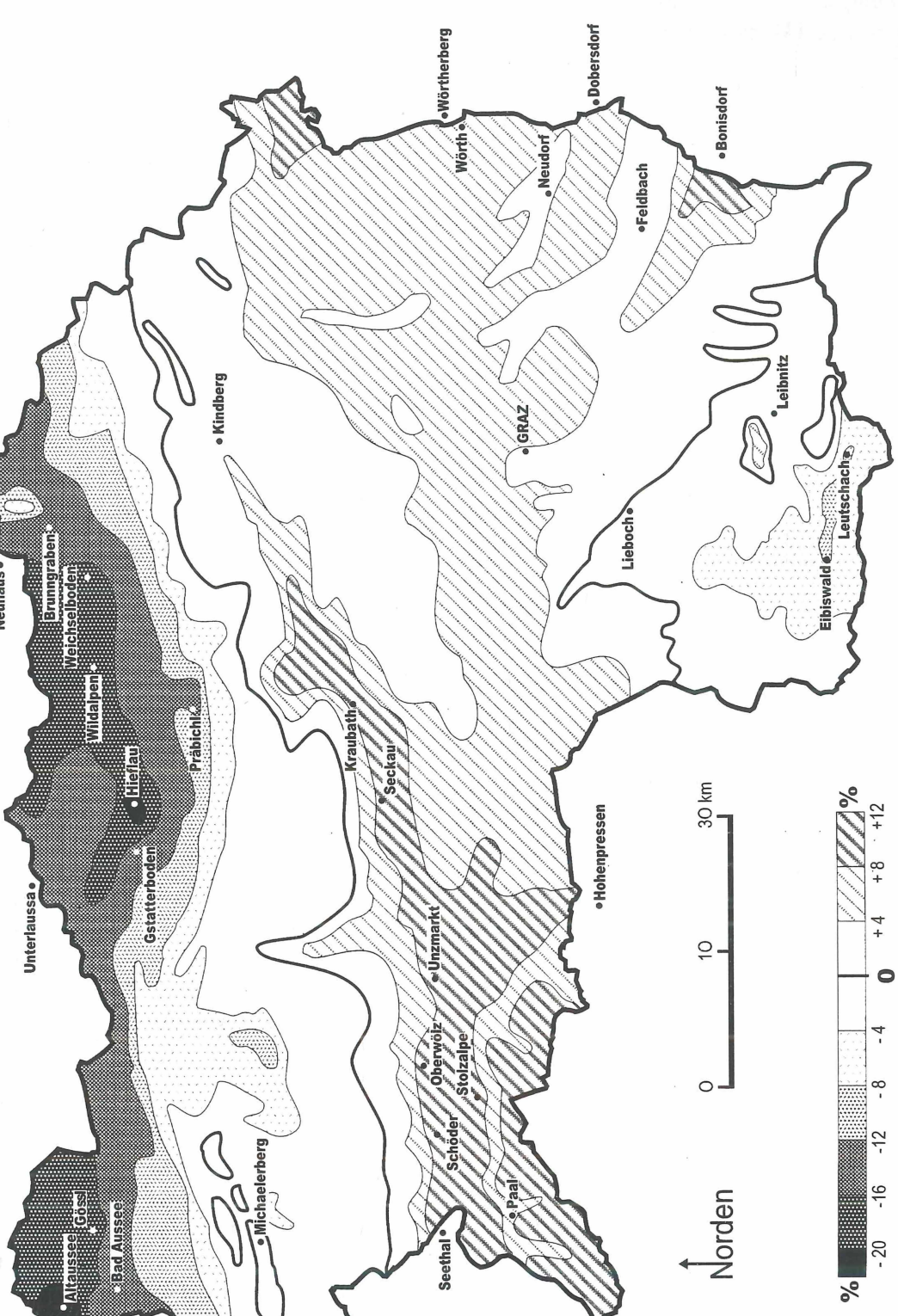
Auch beim Anteil der Verdunstung erfolgt die kartographische Darstellung aus denselben Gründen wie bei Verdunstungshöhe in **relativer** Form (Karte 2). Eine detaillierte Interpretation erscheint nach dem bisher gesagten unnötig, daher wird nur auf die besonderen Eigenarten und Strukturen eingegangen: Wie bei der Karte 1 ist im außeralpinen Vorland das Zusammenwirken des allgemein von SW nach NE abnehmenden Niederschlages mit der stark geländeklimatisch differenzierten Temperatur zu bemerken, wobei wiederum die tatsächlichen kleinräumigen Unterschiede der Generalisierung zum Opfer fallen mußten, sich aber doch die wärmeren Kuppen (Sausal, oststeirische Vulkanlandschaft) als Inseln mit erhöhtem Verdunstungsanteil herausheben. In dieser Form erinnert die Karte stark an jene der reduzierten Jahrestemperaturen von H. KREPS, welche in der hydrologischen Praxis der Steiermark jahrzehntelang Verwendung gefunden hat (veröffentlicht u.a. bei KREPS 1975: 60 oder BERNHART et al. 1974: Tafel 7). Solcherart ist aber die inselartige Hervorhebung des Sausals nur als beispielhaft für ähnlich hohe Kuppen im „südsteirischen Weinland" zu verstehen und nicht als detailgetreue kartographische Realität.

Demgegenüber wird die Verteilung der Abweichung des Verdunstungsanteils in der Obersteiermark erstrangig durch die Verteilung der Niederschläge bestimmt und erinnert solcherart an die KREPS'sche Karte der reduzierten Jahresniederschlagshöhen (veröffentlicht u.a. bei KREPS 1975, 52 oder BERNHART et al. 1974: Tafel 3), insbesondere was die ausnehmend negativ abweichenden Anteile (beim Niederschlag entsprechen positiv!) im Raum um Hieflau bzw. im Steirischen Salzkammergut anlangt oder auch die Scharung der Isolinien in den schon vorhin erwähnten Zonen der Hauptwetterscheide der Steiermark (z.B. Südflanke der Niederen Tauern).

In großen Zügen veranschaulicht die Karte wieder die Existenz der zentralalpinen „Trockenheitsachse", welche wenigstens vom Engadin bis zum Wechsel verfolgt werden kann und sich in allen relativen Parametern bezüglich der Niederschlags- oder Schneehöhen nachweisen läßt (z.B. WAKONIGG 1978: 281, 283, 299 f, 304). Von dieser Achse aus nehmen die relativen Niederschlags- und Schneemengen sowohl nach Norden, als auch nach Süden zu (besonders instruktiv erkennbar bei WAKONIGG 1978: 281), entsprechend nimmt auch der Verdunstungsanteil im selben Sinne ab und sinkt im relativ kühlen Talboden des südlichen Saggaueinzugsgebietes (Eibiswald-Leutschach) sogar auf eine negative Abweichung von unter -8% gegenüber der Norm der entsprechenden Seehöhe. Für einige Teile der Karte sind die Aussagen und damit die Isolinien allerdings wenig abgesichert, z.B. für die hohen Gurktaler Alpen oder den Raum um die Stubalpe, welche diesbezüglich noch als „terra incognita" gelten müssen.

So wie die Karte der Abweichung der Verdunstungshöhen ist nun auch die Karte der Abweichung der Verdunstungsanteile - natürlich unter den Vorbehalten der quellen - bzw. generalisationsbedingten Einschränkungen - zur Interpolation des Verdunstungsanteils für beliebige Punkte geeignet. Das soll diesmal am Beispiel von Kindberg gezeigt werden: Durch grobe Interpolation zwischen den Isolinien von Null und +4% läßt sich für Kindberg eine Abweichung von +3% ableiten. Die allgemeine Beziehung Ea = 64,88 - 0,02309 h ergibt für die Höhe von 567 m einen Erwartungswert von 51,8% bzw. unter Beachtung der Abweichung 54,8%, was dem tatsächlich errechneten Wert von 55,1% in diesem Fall natürlichen fast genau entspricht, weil ja schon bei der Isolinienführung entsprechend genau interpoliert wurde. Auch die Karte der Abweichung der Anteile sollte mit einigermaßen vertretbarem Anspruch auf Realität nur für Bereiche bis höchstens 2000 m benutzt werden.

Karte 2: Abweichung des Verdunstungsanteils am Niederschlag vom Durchschnitt der jeweiligen Seehöhe für die Steiermark



7. Vergleich der berechneten Verdunstungshöhen mit den aus der hydrologischen Wasserbilanzgleichung abgeleiteten Verdunstungshöhen

Abschließend soll noch ein anderer Weg zur Abschätzung der Realität des benutzten Verfahrens (monatsweise Anwendung der TURC'schen Formel) gezeigt werden, nämlich der Vergleich der solcherart ermittelten Werte mit den aus der hydrologischen Wasserbilanzgleichung E = P - R ermittelten, und zwar für die Fälle der Kenntnis der mittleren Jahres-Wasserführung von Vorflutern aus Einzugsgebieten mit wenig differenzierten und daher gut abschätzbaren mittleren Niederschlagshöhen. Solche sind insbesondere im außeralpinen Bereich zu erwarten.

Tab. 8: Vergleich der nach der TURC'schen Formel berechneten Verdunstungshöhen mit den aus der hydrologischen Wasserbilanzgleichung ermittelten.

Flußgebiet	Pegel	km²	St	P	R	Eah	EaT	%
1) Sulm	Leibnitz	1102,5	14	1068	478	590	508	86
2) Kainach	Lieboch	756,2	12	938	426	512	482	94
3) Raab	Feldbach	689,4	7	886	285	601	482	80
4) Ilzbach	Neudorf	190,1	5	823	228	595	489	82
5) Lafnitz	Wörth	439,4	6	811	286	525	475	90
6) Lafnitz	Dobersdorf	925,1	15	841	245	596	476	80
7) Wulka	Schützen	383,7	4	630	98	532	456	86
8) Pulkau	Zwingendorf	371,5	2	433	29	404	363	90

km² = Fläche des Einzugsgebietes St = Zahl der zu Mittelbildung verwendeten Stationen P = mittlerer Gebietsniederschlag, R = mittlere Abflußhöhe aus der mittleren Wasserführung des Vorfluters berechnet, Eah = mittlere aktuelle Verdunstungshöhe aus P - R, EaT = mittlere aktuelle Verdunstungshöhe nach TURC aus den aufsummierten Monatswerten der gegebenen Stationen berechnet, % = Anteil von EaT an Eah.

Bei den angegebenen Werten stammen die mittleren Abflüsse hauptsächlich aus dem Zeitraum 1951-80 oder auch nur 1961-80, stimmen also mit den Zeiträumen, aus denen die Verdunstung nach TURC berechnet wurde nicht überein. Weiters wurden die Gebietsmittel von P und EaT nur als einfache Durchschnittswerte der verfügbaren Stationen (auch solcher in unmittelbarer Nachbarschaft) und nicht nach strengen kartometrischen Methoden berechnet. Schließlich bleibt auch der unterirdische Grundwasserabstrom unbeachtet, weil unbekannt. Solcherart sind die gebotenen Werte nur grobe Orientierungsgrößen ohne Anspruch auf absolute Verläßlichkeit.
Im Falle der Pulkau im nördlichen Weinviertel wurde nur aus dem besonders niederschlagsarmen Jahrzehnt 1971-80 aus den beiden Stationen Retz (399 mm!) und Mailberg (467 mm) gemittelt, wobei schon nach der TURC'schen Formel 84% des Niederschlags zur Verdunstung gelangen, nach den gemessenen Abflußwerten sind es sogar 93%!

Jedenfalls bleibt als wesentliches Ergebnis festzuhalten, daß die nach der TURC'schen Formel durch Aufsummieren der Monatswerte berechnete Jahresverdunstung sicher bessere, weil höhere Werte liefert als die Berechnung über die Jahresmittel. Erreichen doch die solcherart verbesserten Werte auch erst 80-94% der aus der Wasserbilanz der Flußeinzugsgebiete berechneten. Für einen exakten Vergleich müßten aber noch die oben angeführten Bedingungen erfüllt sein (gleiche Beobachtungszeiträume, verläßliche Gebietsmittel, Beachtung des unterirdischen Abflusses).

8. Zusammenfassung und Ausblick

Wie schon im Titel angedeutet handelt es sich bei den entworfenen Karten um einen ersten Versuch, der noch mit vielen Unschärfen behaftet ist. Um zu verläßlicheren Werten zu gelangen müßten die Klimakennzahlen Temperatur und Niederschlag aus einem einheitlichen Zeit-

raum entnommen bzw. auf einen solchen reduziert werden, dasselbe gilt natürlich auch für die hydologischen Kennzahlen, wenn Vergleiche mit der hydrologischen Wasserbilanz gezogen werden. Weiters müßten fragliche Werte (insbesondere beim Niederschlag) ausgeschieden bzw. korrigiert werden und schließlich wäre noch der unterirdische Abfluß abzuschätzen bzw. zu beachten. Dazu müßte auch die Berechnung des mittleren Gebietsniederschlages eines Einzugsgebietes nach verläßlichen kartometrischen Methoden erfolgen. Die Hauptforderung geht aber nach einer verbesserten Verdunstungsformel, die einerseits monatsweise anwendbar und andererseits realitätsnäher ist, d.h. den eklatanten Unterschied zwischen Winter und Sommer besser beachtet. Solcherart ergäben sich zwar ein ungleich größerer Arbeitsaufwand, wohl aber auch bessere Ergebnisse.

Literatur

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G., 1983: Der Wasserhaushalt der Alpen. München, Wien, S. 1-343 und Kartenteil.

BAUMGARTNER, A. UND LIEBSCHER, M-J., 1990: Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie (Lehrbuch der Hydrologie Bd. 1), Berlin, Stuttgart, S. 1-673.

BERNHART, L., et alii 1974: Generalplan der Wasserversorgung Steiermarks (Entwurfsstand 1973). Berichte der Wasserwirtschaftl. Rahmenplanung 29, S. 1-206.

BORCHERT, G., 1993: Klimageographie in Stichworten². Berlin - Stuttgart, S. 1-176 (HIRT'S Stichwortbücher).

FURLAN, D., 1977: The Climate of Southeast Europe. In: WALLÉN, C.C.: The Climate of Central and Southern Europe, Vol. 6 d. World Survey of Climatology, hrsg. H. E. LANDSBERG. Amsterdam - Oxford - New York, S. 185-235.

HENNING, I., 1994: Hydroklima und Klimavegetation der Kontinente. Münstersche Geographische Arbeiten 37, S. 1-137.

HYDROGRAPHISCHER DIENST IN ÖSTERREICH, 1994: Die Niederschläge, Schneeverhältnisse und Lufttemperaturen in Österreich im Zeitraum 1981-1990. Beiträge zur Hydrographie Österreichs, H 52, S. 1-529.

KREPS, H., 1975: Praktische Arbeit in der Hydrographie. 25 Jahre im Dienste der Hydrographischen Landesabteilung Steiermark. Wien, S. 1-227.

LAZAR, R., 1979: Kleinklimatische Beobachtungen der Temperatur und der Talnebel mit besonderer Berücksichtigung des Temperaturminimums und der Spät- und Frühfröste in der Südweststeiermark. Arb. aus d. Inst. für Geographie der Univ. Graz 22, 1-80 und Kartenbeilage.

SCHRÖDTER, H., 1985: Verdunstung. Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Berlin - Heidelberg - New York - Tokio, S. 1-186.

WAKONIGG, H., 1978: Witterung und Klima in der Steiermark. Arb. aus d. Inst. f. Geogr. d. Univ. Graz 23, S. 1-473.

Anschrift des Verfassers:

Univ.-Prof.Dr. Herwig WAKONIGG,
Universität Graz,
Institut für Geographie,
Heinrichstraße 36,
8010 Graz

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Arbeiten aus dem Institut für Geographie der Karl-Franzens-Universität Graz

Jahr/Year: 1997

Band/Volume: 35_1997

Autor(en)/Author(s): Wakonigg Herwig

Artikel/Article: Versuch einer Verdunstungskarte der Steiermark auf empirischem Weg 167-181