

| | | | |
|--------------|--------------------|------------|-----------------|
| Carinthia II | 183./103. Jahrgang | S. 405–424 | Klagenfurt 1993 |
|--------------|--------------------|------------|-----------------|

Die Kleingletscher der Julischen Alpen

Von Wolfgang TINTOR

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

Zusammenfassung: Vom vorhandenen Vergletscherungspotential wirken die zu geringen Gipfelhöhen (max. 2863 m) wie auch die spärlichen und zu tief gelegenen Verebnungsflächen einer Vereisung entgegen. Einzig die sehr hohen Jahresniederschläge, 3500 bis 4000 mm in den Hochlagen, sind als gletschergünstig einzustufen, zumal der Hauptniederschlag als Schnee im Winterhalbjahr fällt.

Die vier noch existierenden Kleingletscher befinden sich ausnahmslos in Gunstlagen am nördlichen Fuß der Gipfelwände; ihre Gesamtfläche beträgt derzeit ca. 33 ha, gegenüber ca. 61 ha im Jahr 1950, was einer Verminderung um 46% gleichkommt. Besonders Triglav- und westl. Caningletscher machen einen sterbenden Eindruck: von vielen Felsinseln durchsetzt, wirken sie sehr seicht und weisen keinen Bergschrund auf. Der „Zeleni sneg“ ist seit 1950 um etwa 21% kleiner geworden, der westl. Caningletscher sogar um ca. 57%. Der östl. Caningletscher zeigte sich 1991 noch etwas kompakter und geschlossener; er umfaßte ca. 7 ha, was eine um ca. 34% kleinere Fläche als 1950 bedeutet. Uršič- und Prestreljenikgletscher sind seit den frühen sechziger Jahren überhaupt zur Gänze abgeschmolzen. Der in einem engen Kar gelegene imposante Montaschgletscher ist als einziger Julischer Gletscher als stationär anzusehen (7,5 ha); mit dem Stirnende in 1860 m Höhe ist er der tiefstgelegene Ostalpengletscher.

Die Schneegrenze, mit aktuellen Klimadaten auf rechnerischem Wege ermittelt, ergibt für den Triglav eine Höhe von 2750 m, was aufgrund der hohen Schneemengen, 490 cm im Mittel der Jahre 1979–91, durchaus realistisch erscheint.

Abstract: From the existing glaciation potential the too low altitudes of the peaks (max. 2863 m) as well as the sparse plateaus situated too low counteract a glaciation. Only the very high annual precipitations, 3500–4000 mm in high areas, can be seen as favourable for glaciers, particularly as the main precipitation falls as snow in the winter half-year.

The four still existing small glaciers are to be found without exception in favourable locations at the northern foot of the peaks' faces; their total area amounts to ca. 33 ha at present, compared with ca. 61 ha in 1950, which means a reduction of 46%. Especially Triglav- and the western Canin-glacier create a dying impression: interspersed by many rock zones, they seem to be shallow and have no bergschrund. „Zeleni sneg“ has become smaller by approximately 21% since 1950, the western Canin-glacier even by ca. 57%. The eastern Canin-glacier proved to be a bit more solid and a unified whole in 1991; it covered ca. 7 ha, which means a smaller area of ca. 34% since 1950. Besides, Uršič- and Prestreljenik-glacier have melted away completely since the early sixties. The impressive Montasch-glacier, situated in a narrow corrie, can be regarded as the one and only stationary Julian glacier (7.5 ha); with the frontal end in 1860 m it is the lowest glacier of the East Alps.

The snow-line, determined with topical climatic data in an arithmetical way, resulted in an altitude of 2750 m for Triglav, what owing to the great snow heights, 490 cm on average in the years 1979–91, appears absolutely realistic.

EINLEITUNG

Die Julischen Alpen, heute zu zwei Dritteln in Slowenien und zu einem Drittel in Italien (Friaul) gelegen, gehören den Südalpen an. Ihre Abgrenzung nach N und W ist klar und eindeutig durch die Täler der Sava Dolinka, der Fella und des Tagliamento definiert. Gegen S und E hin ist dies nicht so einfach: die Hochalpen werden im S vom Venzonassa-, Musi-, Ucea- und Sočatal bis etwa Tolmin umsäumt, ferner von den Südflanken der Rodica (1962 m) bis etwa Podbrdo im Bačatal und nach E vom Abhang der weiten Pokljuka begrenzt. Mit dieser zugegeben subjektiven Abgrenzung ergibt sich eine ungefähre Fläche von 1600 km² (ohne Voralpen).

Die maximale W-E-Ausdehnung beträgt ca. 60–65 km; die Julischen Alpen sind außerdem gekennzeichnet von einer sehr geringen Durchgängigkeit, so gibt es eigentlich nur zwei N-S-Verbindungen, nämlich über den Vrščičpaß (1611 m) und den Predilpaß (1156 m), denn die Sella Nevea (1190 m) ist im Grunde eine W-NE-Verbindung.

Von den südlichsten Zweitausendern, dem Krn (2245 m) und dem Kuk (2086 m), sind es nur noch ca. 55 km Luftlinie bis zum Meer (Golf von Triest). Die Julier stellen also eine mächtige Barriere auf dem Weg von Kärnten zur oberen Adria dar.

Für die Unterstützung in vielen Fragen danke ich sehr herzlich meinem Freund Prof. Dr. H. WAKONIGG, dem Leiter der Klimaabteilung am Institut für Geographie der Universität Graz; Doz. Dr. H. EICHER, Graz, ist für die Auslandsadressen zu danken. Mein besonderer Dank gilt überdies Dr. M. ŠIFRER von der Slowenischen Akademie der Wissenschaften in Ljubljana für die vielen wertvollen Unterlagen und Hinweise, weiters den Damen Dr. F. BATTIGELLI und Prof. G. MENEGHEI am Institut für Geographie der Universität Udine. Mein Dank gebührt auch Doz. Dr. H. KERSCHNER, Innsbruck, für die Bereitstellung des schwierig aufzuspürenden Lichtenegger-Aufsatzes, und nicht zuletzt danke ich meinen lieben Eltern für die zahlreichen Übersetzungen aus dem Italienischen und Slowenischen.

DAS VERGLETSCHERUNGSPOTENTIAL

Unter Vergletscherungspotential verstehe ich die Voraussetzungen für eine mögliche Gletscherbildung; letztere ist vor allem abhängig von der Seehöhe, wobei indirekt natürlich auch die geographische Breite mitbestimmend ist, desweiteren von den hochalpinen Verebnungsflächen – insbesondere für weiträumige Akkumulationsgebiete – und ganz entscheidend von den klimatischen Gegebenheiten bzw. auch den lokalklimatischen Besonderheiten.

Im Untersuchungsgebiet bleiben die höchsten Berge im allgemeinen deutlich unter 3000 m. Als einziger Gipfel ragt der Triglav (2863 m) über 2800 m empor; über 2600 m Höhe findet man hingegen mehrere markante Bergspitzen: Jôf di Montasio (Montasch, 2753 m), Škrlatica (2738 m), Mangart (2677 m), Jôf Fuart (Wischberg, 2666 m), Visoki Rokav (2646 m), Jalovec (2643 m), Oltar (2621 m) und Razor (2601 m).

Doch die absolute Höhe allein sagt nicht allzuviel über die Gestalt einer Gebirgsgruppe aus; charakteristisch für die Julischen Alpen sind die tiefgelegenen Täler, die besonders im W und S weit ins Gebirge hineingrei-

fen. Sie bedingen beachtliche Reliefenergien, die mehrfach 2100 m Höhenunterschied auf 5 km Horizontalentfernung übersteigen: so an der Montasch-Westseite zum Raccolanatal mit 2220 m, desgleichen zum Dognatal; ferner überragt die Triglav-Westflanke die Trenta um 2170 m und schließlich der Prestreljenik (2498 m) das Sočatal um 2140 m. Über 2000 m hohe Reliefenergien findet man noch an der Canin-Westabdachung zum Resiatal, am Mangart gegen die Koritnica und am Krn zum Sočatal. Der Hauptgrund für Gebirgstäler mit so geringer Seehöhe ist wohl in der relativen Nähe zur absoluten Erosionsbasis, in unserem Fall der oberen Adria, zu suchen. Natürlich spielt auch die glaziale Übertiefung, und da besonders im oberen Sočatal, eine gewichtige Rolle.

Damit wäre bereits die Überleitung zu den hochalpinen Verebnungsflächen gegeben, denn viele und noch dazu tief eingeschnittene Täler mit ihrer regressiven Erosion wirken der Entstehung bzw. der Erhaltung von Hochplateaus entgegen, vielfach verhindern sie geradezu eine größere Massenerhebung. Der Gebietskenner der Julier ist daher nicht verwundert, nur einige wenige hochgelegene Niveaus vorzufinden: die ausgedehnten verkarsteten Karböden der Kaninski podi (etwa 1900–2300 m) südlich des Canins (2587 m), die in erster Linie wegen der reinen Südexposition keinen Gletscher tragen können und auch eine doch etwas zu geringe Höhenlage aufweisen. Die west- bis südwestexponierten Triglavski podi in einer Seehöhe von ca. 2400–2550 m haben zwar ebensowenig einen Gletscher, dafür aber perennierende Firnfelder, z. B. den Bovški sneg (Flitscher Schnee). Das weite Plateau nordöstlich des Triglav (Kotel, ca. 2200–2350 m) weist ebenfalls nur einige Schnee- und Firnfelder auf, die aber nicht alle Jahre überdauern. Zwischen Razor und Stenar (2501 m) eingebettet, liegen die Kriški podi mit ihren kleinen Dolinenseen (1900–2300 m); auch hier halten sich bestenfalls kleine Schnee- und Firnfelder, besonders in der Gunstlage von Dolinen und Karstmulden. Die weiträumigen Pecol-Almen schließlich am Südfuß des Montasch (Altipiano del Montasio, ungefähr 1500–1800 m) sind nicht nur der Sonne zugewandt, sondern für eine Vergletscherung bereits deutlich zu tief gelegen.

Es sprechen also weder die Gipfelhöhen noch die Höhenlage bzw. Exposition der eher spärlichen hochalpinen Verebnungen für eine größere Vergletscherung in den Julischen Alpen. Somit komme ich zur dritten Determinante, zum Klima dieses Gebirgsraumes: er liegt im Übergang zwischen dem randmediterranen Bereich im S und SW und dem atlantisch-mitteuropäischen (alpinen) Klimabereich (WAKONIGG, 1983, S. 191). Das oberste Savetal, das Valromana, ferner das Val Rio del Lago (Seebachtal) und das Kanaltal bis Pontebba haben ein sehr rauhes, winterstrenges Klima, während die nach S offenen Täler der Soča und der unteren Fella (Canal del Ferro) sowie das Resiatal wesentlich milder sind (Tab. 1).

Eine Besonderheit sind die enormen Niederschlagsmengen, die höchsten der gesamten Ostalpen. Selbst in den Tälern werden jährliche Mittelwerte von 2000 bis 2500 mm und darüber registriert, so z. B. in Kranj-

ska Gora 2035 mm, in Bovec gar 2840 mm. Im Resiatal werden 2700–3000 mm und in Musi der Spitzenwert von über 3300 mm verzeichnet (Abb. 1). Einzelwerte wie z. B. 1960 erreichten in Bovec 4000 mm und in Musi 4662 mm Niederschlag (ENCICLOPEDIA MONOGR. DEL FRIULI, 1971, S. 455). Die Hauptniederschlagszone liegt im Hauptstaugebiet, also an den ersten hohen Kämmen und Gipfellagen im S (Monte Plauris-, Caninkamm bis zum Rombon, Krn und Kuk sowie die südl. Triglavgruppe mit Vel. Špičje, 2398 m, und Kanjavec, 2568 m). Nach

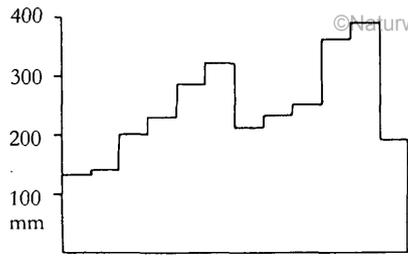
Tab. 1: Ausgewählte Klimawerte in den Julischen Alpen

| | Temperatur – Monatsmittel | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------|---------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | y |
| Bovec, 425 m (1952–80) | -0,6 | 1,1 | 4,8 | 9,1 | 13,4 | 16,6 | 18,4 | 17,8 | 14,6 | 9,8 | 4,8 | 0,7 | 9,2 |
| Oseacco, 490 m | -0,5 | 1,6 | 5,4 | 10,6 | 13,9 | 17,7 | 19,2 | 19,4 | 16,5 | 11,0 | 5,2 | 1,1 | 10,2 |
| Rateče, 864 m (1951–80) | -4,5 | -2,6 | 0,8 | 5,1 | 10,2 | 13,9 | 15,6 | 14,7 | 11,4 | 6,4 | 1,3 | -3,4 | 5,7 |
| Kredarica, 2514 m (1954–80) | -8,5 | -8,8 | -7,1 | -4,7 | -0,2 | 3,3 | 5,4 | 5,5 | 3,6 | 0,3 | -4,1 | -6,8 | -1,8 |

| | Niederschläge in mm | | | | | | | | | | | | |
|---------------------------------|---------------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|------|
| | I | II | III | IV | V | VI | VII | VIII | IX | X | XI | XII | y |
| Chiusaforte, 392 m (1921–50) | 80 | 83 | 141 | 178 | 180 | 218 | 175 | 171 | 188 | 233 | 248 | 117 | 2012 |
| Bovec, 425 m (1951–80) | 196 | 189 | 199 | 247 | 208 | 244 | 214 | 209 | 254 | 297 | 348 | 234 | 2840 |
| Savica, 590 m | 154 | 182 | 258 | 283 | 245 | 236 | 176 | 226 | 304 | 443 | 433 | 201 | 3141 |
| Musi, 633 m (1921–50) | 164 | 172 | 256 | 302 | 346 | 321 | 231 | 239 | 288 | 369 | 382 | 243 | 3313 |
| Tarvisio, 751 m (1921–50) | 76 | 72 | 106 | 128 | 135 | 156 | 139 | 142 | 137 | 156 | 177 | 98 | 1522 |

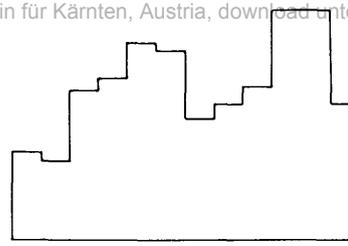
Mittlere Jahresniederschläge in den Julischen Alpen und benachbarten Gebieten

| | |
|-----------------------------|---------|
| Dobratsch, 2135 m | 1479 mm |
| Naßfeldhütte, 1513 m | 2541 mm |
| Pontebba, 562 m | 1789 mm |
| Tarvisio, 751 m | 1522 mm |
| Fusine, 770 m | 1625 mm |
| Rateče, 864 m | 1652 mm |
| Kranjska Gora, 812 m | 2035 mm |
| Cave del Predil, 901 m | 2064 mm |
| Kredarica, 2514 m | 1955 mm |
| Soča, 487 m | 2754 mm |
| Saletto di Raccolana, 517 m | 1960 mm |
| Ovedasso, 419 m | 2366 mm |
| Resiutta, 316 m | 2725 mm |
| Resia, 380 m | 2670 mm |
| Oseacco, 490 m | 2745 mm |
| Coritis, 641 m | 2939 mm |
| Uccea, 663 m | 3186 mm |
| Musi, 633 m | 3313 mm |
| Montemaggiore, 954 m | 2848 mm |
| Platischis, 657 m | 2616 mm |



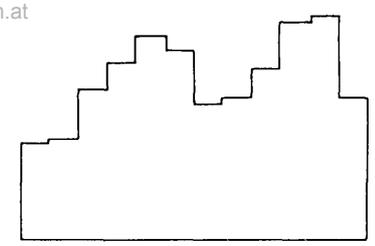
II IV VI VIII X XII

CORITIS, 641 m



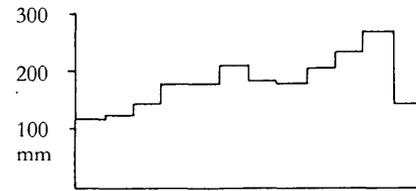
II IV VI VIII X XII

UCCEA, 663 m



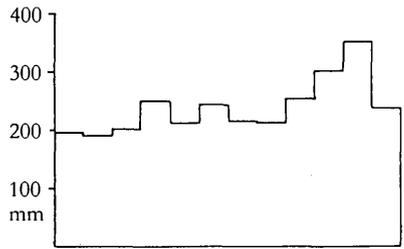
II IV VI VIII X XII

MUSI, 633 m



II IV VI VIII X XII

CAVE DEL PREDIL, 901 m



II IV VI VIII X XII

BOVEC, 425 m



II IV VI VIII X XII

CAMPOROSSO, 806 m



II IV VI VIII X XII

RATEČE, 864 m

Abb. 1: Niederschlagsdiagramme ausgewählter Stationen in den Julischen Alpen.

einer mündlichen Mitteilung von M. ŠIFRER beträgt der jährliche Niederschlag am Kamm zwischen Kuk und Rodica um die 4000 mm, wenn nicht sogar noch mehr. Im Gebietsmittel der drei Stationen Učca, Musi und Montemaggiore in einer mittleren Höhe von nur 750 m betrug die durchschnittliche Jahresniederschlagsmenge in den 30 Jahren von 1921 bis 1950 3115 mm. Damit zählen die Julier zu den niederschlagsreichsten Gebieten Europas.

Überaus gletschergünstig wirkt sich der mediterran beeinflusste Jahresgang mit dem Hauptmaximum im Herbst und einem sekundären Maximum im Frühling aus. In den Hochlagen fällt nämlich in diesen Jahreszeiten der meiste Niederschlag schon bzw. noch in Form von Schnee. Maximalmonat ist zumeist der November oder auch der Oktober, nur auf der Kredarica (2514 m) häufig der Juni (Abb. 1). Auf dieser Hochgebirgsstation dürfte der Niederschlag 7 bis 8 Monate als Schnee fallen. In den südlichen Gipfelregionen werden die Niederschläge wohl mindestens 3500–4000 mm betragen. Diese exzessiven Mengen müssen klarerweise auch im Landschaftsbild zum Ausdruck kommen; in der Tat findet man besonders in den südlichen Tälern des italienischen Gebirgsanteils klimamorphologische Auswirkungen beinahe auf jeden Schritt: die enorme Zerschneidung und Zertalung im Raccolana- und Resiatal, aber auch im Dognatal. Damit verbunden ist die sehr hohe Gewässerdichte, die vor allem im Resiatal ins Auge sticht.

Die genannten Niederschlagsverhältnisse, insbesondere die großen Schneemengen – z. B. sind in niederschlagsreichen Wintern an der Sella Nevea 2 m Schnee keine Seltenheit – stellen doch eine sehr günstige Voraussetzung für die Vergletscherung in diesem Gebiet dar. Etwas gletscherabträglicher hingegen ist die hohe Variabilität der Niederschläge, so können im Oktober wie auch im November jeweils bis zu 1000 mm fallen (z. B. in Bovec), in manchen Jahren aber diese Monate auch nur ganz bescheidene Ergebnisse bringen (vgl. WAKONIGG, 1983, S. 201).

DIE GLETSCHER

Allen vier noch existierenden Kleingletschern – Triglavski ledenik oder Zeleni sneg (Triglavgletscher/Grüner Schnee), Ghiacciaio del Canin occidentale und Ghiacciaio del Canin orientale (westl. und östl. Caningletscher) sowie Ghiacciaio del Montasio – ist die topographische Gunstlage gemein: sie sind nordexponierte Wandfußgletscher (MESSERLI, 1967, S. 191), daher länger im Schatten und weniger der Strahlung ausgesetzt. Sie können auch als Kargletscher angesehen werden, deren Ernährung in erster Linie durch Lawinen, Tribschnee und die an sich hohen Schneemengen im Winterhalbjahr erfolgt. Eine weitere Gemeinsamkeit besteht im Fehlen eines Akkumulationsgebietes im herkömmlichen Sinne, was wiederum bedeutet, daß diese Gletscher unter der theoretischen Schneegrenze liegen. Man kann sie demnach dem pyrenäischen Typus zuordnen, der weiters durch oftmals größere Breite als Länge, keine eigentliche Zunge und Leelage gekennzeichnet ist (MESSERLI, 1967, S. 176).

TRIGLAVSKI LEDENIK

Man möchte meinen, der höchstgelegene Julische Gletscher müßte der besternährte bzw. besterhaltene sein; dem ist leider nicht so. Der Zeleni sneg liegt zwar in einer Höhe von 2390 bis 2560 m und weist ferner zwei Eisfelder (ca. 2600–2700 m) in der Gipfelwand des Triglav auf, ist aber nordostexponiert und damit größerer Strahlung ausgesetzt. Es fehlt ihm außerdem weitgehend eine höhere Wandumrahmung im E, da der Kredaricakamm den Gletscher nur um einige Dekameter überragt.

Im letzten Augustdrittel 1991 machte der Triglavgletscher trotz einer verhältnismäßig guten Ernährung ganz den Eindruck eines sterbenden Gletschers. Der überwiegende Teil befand sich noch unter Altschnee; im orogr. rechten Teil war ein großes Blankeisfeld, das eine schöne Bänderung aufwies. Große und zahlreiche Felsinseln durchsetzten das seicht wirkende und konkav gewölbte Eis, das an seinem Stirnende (unterhalb 2400 m) rechts eine starke Schuttauflage zeigte und gegen NW maximal bis 2410 m herabreichte, wo es von einer Felsschwelle talwärts abgegrenzt wurde. Im gesamten oberen Bereich war nirgends ein Bergschrund zu sehen, noch die Randkluft sehr ausgeprägt, da sie noch zumeist von Lawinenschnee verschüttet war. Diese Beobachtungen lassen darauf schließen, daß das Eis kaum noch in Bewegung ist (Abb. 2).

1946 umfaßte der Gletscher noch 14,37 ha, 1966 nur noch 12,13 ha und zur Zeit der letzten geodätischen Aufnahme – jeweils ohne die Gipfeleisfelder – 1973 11,9 ha (ŠIFRER, KOŠIR, 1976, S. 213). Die Rückschmelzung und Ablation wurden besonders gegen Ende der siebziger Jahre (1977–80) stark vermindert bzw. sogar hintangehalten, da mächtige



Abb. 2: Zeleni sneg unterhalb der Gipfelwand des Triglav; Standpunkt Stanichütte, 2332 m, am 22. August 1991.

Schneeaufgaben beinahe den gesamten Sommer überdauerten (ŠIFRER, 1986, S. 136). Dann jedoch bewirkte speziell die zweite Hälfte der achtziger Jahre einen starken Rückgang wie auch Eisverlust.

Die 1978 publizierte topographische Karte des Slowenischen Alpenvereins (1:20.000) unterscheidet nicht zwischen Gletscher- und Altschnee- bzw. Firnflächen. Daher ergibt sich aus dieser Karte unter Einbeziehung der zwei Eisfelder in der Gipfelwand eine Gesamtfläche von 33,0 ha, was zwar die außergewöhnlich gute Ernährung dieser Jahre widerspiegelt, aber bezogen auf die wahre Eisfläche weit übertrieben ist. Hier werden Flächenverhältnisse vorgetäuscht, die der Gletscher bestenfalls in den zwanziger oder dreißiger Jahren des 20. Jahrhunderts erreicht hat. Freilich ist die Abgrenzung zwischen Eis und Altschnee bzw. Firn in schneereichen Jahren praktisch kaum möglich. Die Eisfelder in der Gipfelwand haben eine maximale Ausdehnung von 2,6 ha; bei hoher Schneelage sind sie mit dem Triglavgletscher verbunden (MEZE, 1955, S. 98). Für 1991 ergab sich aus vorsichtigen Schätzungen von Photos und Geländebeobachtungen eine ungefähre Eisfläche von 10,0 ha, wobei dies eher noch optimistisch berechnet ist.

Unmittelbar südlich von der Glava (2426 m) stößt man auf mehrere Gletschertöpfe, deren größter einen Durchmesser von mehreren Metern und angeblich eine Tiefe von ca. 100 m hat (Brezno, zu dt. Abgrund). Hier befindet sich schon längst kein Eis mehr, im Spätsommer 1991 aber immerhin noch große Altschneefelder. In der Zwischenkriegszeit reichte der damals noch recht mächtige Gletscher fast bis zur Spitze der Glava, 1954 war er 20 m davon entfernt (MEZE, 1955, S. 111). Nach der Alpenvereinskarte 1978 betrug die Distanz bereits etwa 80 m (auf Schnee gemessen) und 1983 ca. 140 m zum Eis (ŠIFRER, 1987, S. 129).

GHIACCIAI DEL CANIN

Die beiden Caningletscher waren bis etwa Mitte der fünfziger Jahre durch einen schmalen Eis- und Schneesaum am Fuß des Monte Uršič (2543 m) miteinander verbunden. Die hohe Ablation in den heißen Sommern dieses Jahrzehnts führte aber zu einer überaus raschen Rückschmelzung der Gletscherfronten und zu einer nahezu dramatischen Verkleinerung der Eisflächen.

Bereits 1908 hat O. MARINELLI die Gletscher vermessen und damals eine Fläche von 30 ha für den westl. Teil bzw. 13 ha für den östl. Teil festgestellt. Beide Loben reichten bis ca. 2130 m herab (MARINELLI, 1909, S. 335). Aus der Carta d'Italia 1:25.000 (5. Ausgabe, 1962) mit Gletscherstand von 1950 errechnete ich 21,2 ha für den westl. und 10,6 ha für den östl. Teil. Von da an wurde der westliche Gletscher in seiner Fläche in einem knappen Jahrzehnt mehr als halbiert und umfaßte nur noch 9,0 ha, der östliche hingegen noch 9,5 ha (nach dem Catasto dei Ghiacciai Italiani, 1959–62, in: MESSERLI, 1967, S. 178).

Doch nun zur topographischen Lage der beiden Kleingletscher und zu ihrer aktuellen Beschaffenheit: anders als der Triglavgletscher liegen sie

schön eingebettet in zwei Kare, von denen das westliche recht geräumig ist und mit Ausnahme der nach N offenen Seite sind sie allseitig von Wänden umgeben und geschützt. Diese Wände jedoch überragen die Gletscher im Mittel kaum mehr als 100 m. Damit ist einerseits der Schutz vor der sommerlichen Sonneneinstrahlung nur ein mäßiger, andererseits kann aufgrund der bescheidenen Wandhöhen die Ernährung durch Lawinen nicht besonders bedeutend sein, wie schon MARINELLI richtig erkannte (id., 1909, S. 336). Da die Caningletscher aber im Lee der Hauptniederschlagszone liegen, muß die Windverfrachtung des Schnees in die beiden Kare und seine Akkumulation in denselben die wichtigste Art der Ernährung darstellen.

Vom First der mächtigen 1850er Moräne (ca. 2170 m) machte der am 6. August 1991 noch zur Gänze altschneebedeckte westl. Caningletscher einen sterbenden Eindruck: von den in der Karte erst angedeuteten Felsinseln in der rechten Mitte des Kares ist das Eis inzwischen vollends abgeschmolzen, sodaß sie sich dem Betrachter als zusammenhängendes System von Felsschwellen und Felstrepfen präsentieren (Abb. 3). In der Karmitte hat sich der Gletscher weit gegen die Rückwand hin zurückgezogen. Die größte Abschmelzung fand aber auf der orogr. linken Seite, unterhalb des Grates zum Pico di Carnizza (2441 m), statt. Aus Photos von der Pecolalm (Herbst 1991) läßt sich erkennen, daß der westl. Caningletscher in absehbarer Zeit in zwei Lappen zerfallen wird; er wirkte spaltenlos und nirgends war ein Bergschrund sichtbar, sodaß ähnlich wie beim Triglavgletscher auch hier die Bewegung nur noch äußerst gering sein kann. Die aktuelle Gletscherfläche möchte ich mit ca. 8 bis 9 ha angeben.



Abb. 3: Westl. Caningletscher mit dem System von Felsschwellen, vom Moränenfirst, 2170 m, aus gesehen; 6. August 1991.

Der östliche Caningletscher vermittelt auf den ersten Blick einen kompakten, geschlossenen und daher gesünderen Eindruck; es waren nur 3–4 sehr kleine Felsinseln zu erkennen. Schon Anfang August stieß ich auf eine recht große Blankeiszone im östlichen Teil; am 5. Oktober 1991 war schließlich der überwiegende Teil des Kleingletschers blank, sieht man von einem großen Schneefeld ganz im W, das von der Uršičwand weit hinunterreichte, und einem weiteren recht beachtlichen Lawinenschneefeld, das die kleine Zunge am rechten Rand hinunterzog, ab. Die Blankeiszone wies eine wenig mächtige Schuttauflage auf, die rippenartig zwischen tiefen Schmelzwasserfurchen schmal gegen das Gletscherende führte (Abb. 4). Das Eisfeld reicht nicht mehr am Westhang zur Sella Uršič (2280 m), die übrigens den Winterweg zum Canin darstellt, hinauf. Auch dieser östl. Teilgletscher wirkte seicht, schlecht ernährt und konkav; nur beim großen Schneefeld im W war er etwas aufgewölbt. Seine derzeitige Gletscherfläche läßt sich mit Hilfe von Photos und der Geländebeobachtungen auf ca. 6,5–7,0 ha schätzen.

Einige Worte zum abgeschmolzenen Uršičgletscher: MARINELLI gibt 1909 seine Fläche mit 8 ha an; LICHTENECKER spricht schon 1935 von einem nur noch kleinen Eisrest (id., 1941, S. 34). Bei MESSERLI findet man für



Abb. 4:
Östl. Caningletscher, vom
Sella Uršič, 2290 m, aus
gesehen; 5. Oktober 1991.

1959–62, aus dem Catasto dei Ghiacciai Italiani entnommen, ein Eisareal von 4,5 ha. Im BOLLETINO DEL COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (II. Serie) wird er noch bis 1968 geführt, war aber ab 1965 immer unter Schnee; bedauerlicherweise fehlen Angaben für die hochnegativen Haushaltsjahre 1963 und 1964. Greift man noch weiter zurück, finden sich für 1956 und 1957 sehr starke Rückgänge bei den einzelnen Meßmarken, nämlich zwischen 20 und 50 m (BOLL. COM. GLAC. ITAL., N. 8, 1959, S. 327). In der Nachfolgezeitschrift des BOLLETINO berichtet R. SERANDREI BARBERO von einem Geländeaufenthalt Ende August 1985 im Uršičkar, wobei sie den Eindruck gewann, daß es sich bei den ausgedehnten Firnfeldern um Firneis handelte (GEOGRAFIA FISICA E DINAMICA QUATERNARIA, 1986, S. 136). Bei meinem zweiten Besuch im Uršičkar Anfang Oktober 1991 war jedenfalls klar ersichtlich, daß hier kein Gletscher mehr existiert, nur kleine Eisreste unmittelbar am Fuß der Karrückwand. Etwas mehr darüber noch am Schluß dieser Arbeit.

GHIACCIAIO DEL MONTASIO

Eine echte Besonderheit nicht nur unter den bescheidenen Gletschern der Julischen Alpen, sondern unter allen Alpengletschern stellt der des Montasch dar. Er liegt im engen Westkar am Fuß einer langen Schlucht und der ca. 900 m hohen, mächtigen Nordwand des zweithöchsten Juliergipfels, hat die Form eines schön ausgeprägten Kegels mit einer Breite von etwa 380 m an seiner Basis und reicht bis 1860 m herab. Damit ist er der tiefstgelegene Ostalpengletscher. Begrenzt wird er zu beiden Seiten durch senkrecht aufragende Wände, deren Grate sich schließlich in der Nordwand verlieren und an seiner Stirnseite durch eine eindrucksvolle Moräne von 1850, die mehr als 30 m mächtig ist (LICHTENECKER, 1941, S. 30). Letztere ist an ihrer Ostseite wie auch am westl. Rand durchschnitten von einem recht breiten, im Sommer trockenengefallenen Bachbett, und sie überragt das heutige Gletscherende um maximal 5 bis 10 m. Es erstaunt allerdings, daß die horizontale Distanz zwischen Gletscherfront und Sockelmoräne von 1850 nur wenige Meter beträgt, was gleichbedeutend ist mit einer nur sehr geringen Rückschmelzung innerhalb der letzten 140 Jahre. Hauptverantwortlich dafür ist die extreme topographische Gunstlage mit sehr geringer Sonneneinstrahlung in dieses Wandnischenkar. Weiters dürfte der Gletscher gerade in den Sommermonaten über eine beachtliche Selbsterhaltungstendenz, bedingt durch das Lokalklima in dieser Felsarena, verfügen: es bilden sich nämlich an der nur mäßig steilen Eisfront Kaltluftseen, die aufgrund der nahen und höher aufragenden Stirnmoräne nicht oder nur erschwert abfließen können. Ich selbst war 1990 und 1991 zufällig jeweils an einem sehr warmen und schwülen Sommertag am Montaschgletscher und habe beide Male diese lokale Inversionslage erfahren. Dieses Phänomen darf aber keinesfalls mit dem des Gletscherwindes bei größeren Talglet-

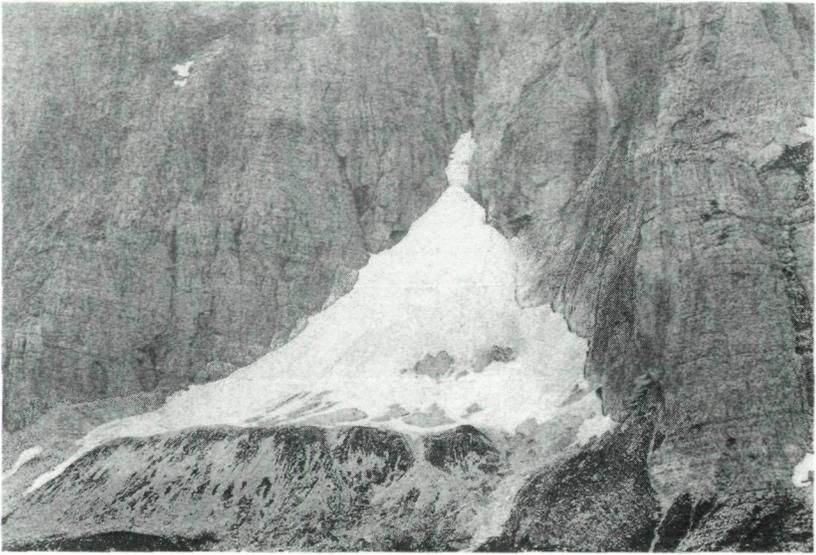


Abb. 5: Montaschgletscher mit Sockelmoräne von 1850; Standpunkt Jöf di Sompdogna, 1889 m, am 12. August 1991.

schern gleichgesetzt werden; bekanntlich ist der Gletscherwind ja ablationsfördernd.

Mitte August des schneearmen und sehr warmen Jahres 1990 zeigte der Gletscher weitgehend blankes Eis, das aber bis etwa 1950 m hinauf von einer dünnen Schuttauflage, die erst gegen die Gletscherfront hin mächtiger wurde, überdeckt war. Die Kegelspitze, der nicht besonders markante Bergschrund und auch die darüber sich fortsetzende Steilrinne waren schneebedeckt bzw. -gefüllt. Die Schuttanlieferung erfolgte durch wiederholten Steinschlag aus der Wandschlucht. Dem Eiskegel lagen an den Flanken seiner recht flachen Basis mehrere 2 bis 3 m hohe Seitenmoränen auf; an der Front sah ich außerdem schöne Ablationskegel sowie tiefe Schmelzwasserrinnen. Der Gletscherkegel wies in seinem steilen mittleren Bereich zahlreiche kleine Quer- und Längsspalten auf; ferner beeindruckte mich ebendort die schöne horizontale Bänderung im Eis, die durch die Schneeakkumulation im Spätherbst und Frühwinter verursacht wird (LICHTENECKER, 1941, S. 30f.). Die Schmelzwässer versickerten alle ausnahmslos noch innerhalb der großen Sockelmoräne im Moränenschutt.

Ein völlig anderes Bild bot sich mir genau ein Jahr später: der Montaschgletscher zeigte sich zur Gänze schneebedeckt, mit Ausnahme eines nur wenige Quadratmeter großen Blankeisfeldes, an dessen Rand sich ein kleiner Schmelzwasserbach bildete. Schneefelder bedeckten auch das schmale Gletschervorfeld und reichten sogar gegen die Innenseite der Sockelmoräne bergan, ohne sich allerdings bis zu deren First zu erstrecken. In Zusammenhang damit war die Schuttbedeckung am steilen

Kegel selbst sehr gering; erst im Auslauf waren in der Mitte zwei größere Obermoränen anzutreffen (Abb. 5). An der orogr. rechten Seite waren im Steilbereich des Kegels mehrere Querspalten als Wülste zu erkennen. Der Bergschrund stellte sich als mächtige und breite Schneekluft, die weithin sichtbar war, dar.

Die aus der Tabacco-Karte 1:25.000 der westlichen Julischen Alpen mit der auf der Carta d'Italia basierenden Geländedarstellung (von 1950) errechnete Gletscherfläche ergab 7,5 ha. Dieses Flächenmaß dürfte durchaus den heutigen Verhältnissen entsprechen, zumal sich der Gletscherkegel bei meinen Besuchen sehr imposant als den letzten sehr gletscherabträglichen Sommern trotzende und mit hoher Wahrscheinlichkeit stationäre Eismasse präsentierte.

In der folgenden Tabelle soll ein kurzer Überblick über einige Daten der Julischen Kleingletscher sowohl mit dem aktuellen Stand als auch mit dem von 1950 gegeben werden.

Tab. 2: Seehöhe und Flächen der Kleingletscher der Julischen Alpen

| | Triglavgletscher | westl. Caningletscher | östl. Caningletscher | Montaschgletscher |
|---------------------------|------------------|-----------------------|----------------------|-------------------|
| derzeitiges Stirnende | ca. 2400 m | ca. 2250 m | ca. 2150 m | 1860 m |
| Fläche von 1950 | 12,7 ha | 21,2 ha | 10,6 ha | 7,5 ha |
| ungefähre Fläche von 1991 | 10 ha | 8–9 ha | 6,5–7 ha | 7,5 ha |

DIE SCHNEEGRENZE IN DEN JULISCHEN ALPEN

Die Lokalvergletscherung der Julischen Alpen und die dazu vorhandene Fachliteratur dieses Jahrhunderts geben ausreichend Anlaß, sich auch mit der Schneegrenze in dieser Gebirgsgruppe auseinanderzusetzen. Sämtliche Autoren sind sich einig, daß die Julischen Kleingletscher ihre Existenz den verschiedenen bereits erörterten Gunstmomenten verdanken. Das bedeutet weiters, daß diese Gletscher weit unter der theoretisch-klimatischen Schneegrenze liegen.

Wenn aber die orographische Schneegrenze eines kleinen Kargletschers im Mittel mehrerer Jahre, wie in den Julischen Alpen, in keinsten Weise den theoretisch-klimatischen Schneegrenzverhältnissen entspricht, ist eine Bestimmung im Gelände und die Erhebung der Gleichgewichtslinie weitgehend wertlos. Da die Schneegrenze jedoch eine wichtige komplexe Information über die Klimaparameter in einem Gebirgsraum darstellt und schließlich auch eine Vergleichsmöglichkeit zu anderen Gebieten erlaubt, möchte ich im folgenden versuchen, eigene Berechnungen und Überlegungen vorzustellen (vgl. KERSCHNER, 1990, S. 301). Es han-

delt sich dabei vorwiegend um eine klimatische Bestimmung der Schneegrenze, wie das schon MESSERLI und zahlreiche Autoren vor ihm in ähnlicher Weise angestellt haben (MESSERLI, 1967, S. 192 ff.). Das Ergebnis führt zu einer theoretischen Schneegrenze oder, sofern man es wagt, diese auf die gesamte Gebirgsgruppe auszuweiten und anzuwenden, zu einer Gebietsschneegrenze bzw. Vergletscherungsgrenze.

Die folgende Tabelle zeigt die unterschiedliche Einschätzung der Schneegrenze durch verschiedene Wissenschaftler im Laufe unseres Jahrhunderts auf. Gerechterweise muß man dabei die konsequente Klimaänderung und die große Rückschmelzung der einzelnen Gletscher im Zeitraum der letzten 90 Jahre berücksichtigen.

Tab. 3: Schneegrenzhöhen an den Kleingletschern der Julischen Alpen (aus der Fachliteratur des 20. Jahrhunderts)

| | Canin | Montasch | Triglav |
|-----------------------------|-------------------------|----------|----------|
| MARINELLI, 1908, S. 336 ff. | ca. 2450 m | | |
| LICHENECKER, 1938, S. 142 | 2400 m | 2500 m | 2600 m |
| MORAWETZ, 1949, S. 167 | Julische Alpen = 2600 m | | |
| ŠIFRER, 1963, S. 205 f. | | | > 2600 m |
| MESSERLI, 1967, S. 175 ff. | | | > 2800 m |

In der Tabelle 3 nicht enthalten ist die Aussage BRÜCKNERS (1906), der die Schneegrenze im Gebiet des Canins auf 2500 m schätzte (in: MARINELLI, 1908, S. 340). LICHTENECKER verwies in seinem Vortrag im Rahmen der INQUA-Tagung in Wien vor allem auf den Gletscherstand von 1850; in seiner Arbeit über den Montaschgletscher, die posthum erschien, sind die gleichen Höhen wie oben angegeben, ohne allerdings auf die Zeit des Gletscherhochstandes von 1850 hinzuweisen, sodaß man annehmen könnte, die Werte gelten für die Mitte der dreißiger Jahre (id., 1941, S. 35).

In der obigen Zusammenstellung fällt besonders die Höhenangabe MESSERLIS aus dem Rahmen: auf Seite 192 seiner umfassenden Studie zitiert er die Höhe der regionalen Schneegrenze am Triglav sogar mit mindestens 2900 m und verweist dabei auf ŠIFRER 1963. Merkwürdigerweise findet sich aber in keiner der Arbeiten von M. ŠIFRER eine derartige Schneegrenzangabe, was letzterer mir auch in einem persönlichen Gespräch bestätigte. Ferner ist auch bei den detaillierten Definitionen des Schneegrenzbegriffs in der MESSERLI-Arbeit nicht exakt festzustellen, was er unter regionaler Schneegrenze versteht; am ehesten wohl die übergeordnete Schneegrenze eines Gebietes, wie sie in der früheren Literatur verwendet wurde (MESSERLI, 1967, S. 199). Selbst wenn die Angabe ŠIFRERS weiterinterpretiert wird, kann eine Schneegrenzhöhe von mindestens 2900 m nicht akzeptiert werden, vor allem dann nicht, wenn in der gleichen Arbeit einige Seiten weiter die regionale Schneegrenze am Nordrand der Alpen (Säntis) mit 2700 m angegeben wird. Die Julischen Alpen befinden sich ebenso am Außenrand des Gebirgsbogens –

wenn auch an der Südseite –, womit eine zumindest ähnlich tiefe Schneegrenze gerechtfertigt ist. Dies umso mehr, als die Niederschläge in diesem Gebiet beachtliche Höhen erreichen (vgl. „Das Vergletscherungspotential“) und somit die höheren Sommertemperaturen der Südalpen gegenüber den Nordalpen – wenigstens teilweise – kompensieren.

Für H. KERSCHNER ist die Höhe der Schneegrenze abhängig vom Zusammenspiel eines räumlich relativ konstanten Temperaturfeldes und eines räumlich stark variablen Niederschlagsfeldes (id., 1990, S. 308). Entscheidend sind die in sublimierter Form gefallenen Niederschläge; über ihre Variabilität wurde bereits gesprochen, sie kommt in Abb. 6 gut zum Ausdruck. Sehr schneearme Jahre wie 1988 und 1989 bedingen natürlich eine ganz schlechte Ernährung der Gletscher. Trotzdem erstaunt der Umstand, welche Schneemassen in guten Winterhalbjahren am Zeleni Sneg abgelagert werden (max. zumeist im Mai oder April, bisweilen auch erst im Juni). Dazu muß man allerdings wissen, daß am Gletscherende wesentlich mehr Schnee akkumuliert wird als am Kamm der Kredarica, von wo er auch vom Wind verfrachtet wird (ŠIFRER, 1963, S. 209/id., 1976, S. 240). Im Frühjahr 1951 registrierte man am Triglavgletscher den bisher höchsten Schneewert, nämlich mehr als 10 m (MEZE,

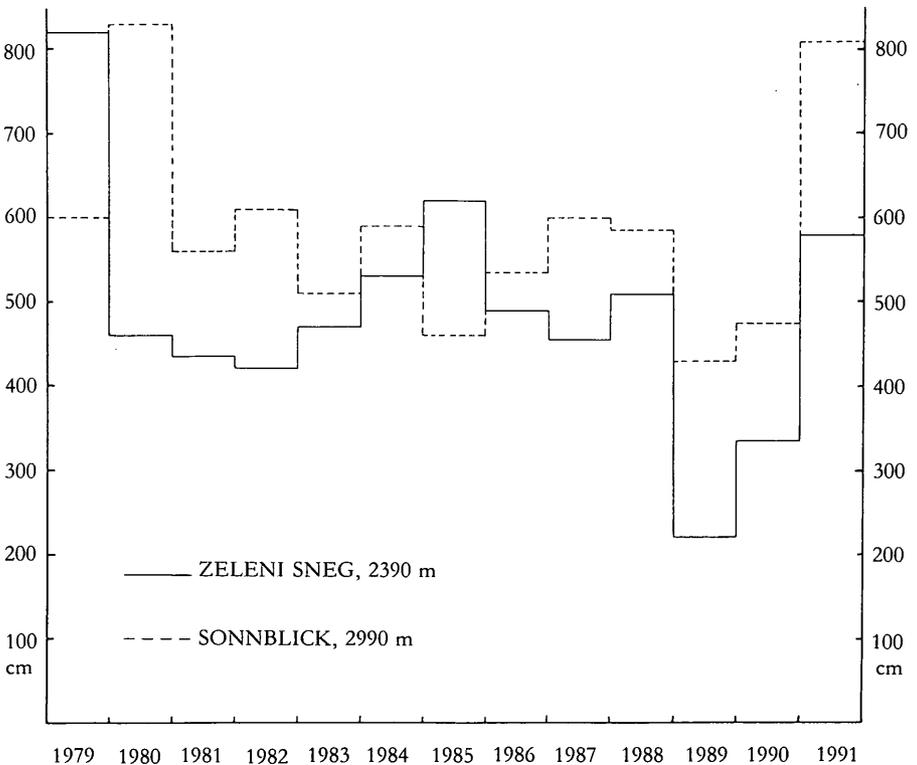


Abb. 6: Maximale Schneehöhen am Zeleni sneg und am Sonnblick von 1979 bis 1991.

1955, S. 109); gemessen werden die Schneehöhen am unteren Ende des Gletschers, also auf etwa 2390 m. In der Abb. 6 habe ich die maximalen Schneehöhen vom Triglav in den letzten 13 Jahren denen vom Sonnblick gegenübergestellt; im Mittel der Jahre 1979–1991 lagen am Triglavgletscher nur um knapp einen Meter weniger Schnee als an der doch immerhin 600 m höheren Fleißcharte am Sonnblick (490 cm gegenüber 585 cm). Damit wird aber ein untrügliches Argument geliefert, daß die schneereichen Julier eine relativ niedrige Schneegrenze, vor allem aber eine niedrigere als die viel niederschlagsärmeren Zentralalpen haben müssen.

Für die klimatische Berechnung der theoretischen Schneegrenze soll man nach Möglichkeit nur Hochgebirgsstationen des jeweiligen Gebietes heranziehen, zumindest aber keine Talwetterstationen. Als Temperaturgradient für die Extrapolationen ins theoretische Schneegrenzenniveau habe ich stets $0,65^{\circ}/100$ m gewählt. Wie bei MESSERLI dargestellt, können verschiedene Methoden zur rechnerischen Bestimmung der Schneegrenze angewandt werden, sie liefern naturgemäß auch zumeist unterschiedliche Ergebnisse. Ich habe nun in der Tab. 4 alle Methoden, die sich auf die einfachste Beziehung zwischen Sommertemperatur bzw. Temperatur des wärmsten Monats und Schneegrenze stützen, auf die Stationen Kredarica und Dobratsch (2135 m) angewandt und schließlich auch noch die auf MORAWETZ (1949) zurückgehende, mit dem Niederschlagsgeschehen kombinierte Relation Sommertemperatur–Schneegrenze verwendet. AHLMANN hat bereits 1924 die Mitteltemperatur der drei Sommermonate an der theoretischen Schneegrenze vom Säntis (2501 m – theoret. SG =



Abb. 7: Schneefelder im Uršičkar gegen Sella Uršič; Standpunkt Moräne, 1850, auf 2235 m, 5. Oktober 1991.

2700 m) mit $3,5^{\circ}$ angegeben (in: MESSERLI, 1967, S. 193 f.). Die Bemühungen, die Schneegrenze auf rechnerischem Weg zu erfassen, sind also schon sehr alt.

Auch an der Kredarica ergäbe eine Extrapolation der Sommertemperatur auf $3,5^{\circ}$ eine Schneegrenzhöhe von 2700 m. Ich meine allerdings, daß in den Südalpen die Strahlungsbedingungen gegenüber den Nordalpen im Sommer doch besser und sommerliche Schneefälle doch wesentlich seltener als z. B. am Säntis sind; daher sehe ich eine Mitteltemperatur von $3,5^{\circ}$ als etwas zu hoch an und möchte eher eine von $3,2^{\circ}$ als repräsentativ für die Schneegrenze am Triglav vorschlagen. Ihre Seehöhe würde demnach 2750 m betragen, ein Wert, den ich auch nach der „Methode MORAWETZ“ im Vergleich mit dem Sonnblick (bei ca. 3000 mm Niederschlag und ca. $2,1^{\circ}$ an der SG = 2900 m, Kleines Fleißkees) annähernd erhielt. Zieht man ferner in Erwägung, daß bereits 400 mm Niederschlag – und nicht 500 mm, wie MORAWETZ das forderte – ein Grad Sommertemperatur an der Schneegrenze kompensiert, ergibt das eine Höhe von ca. 2730 m. M. ŠIFRER bestätigte mir im Laufe unserer Diskussion, daß die Laibacher Klimatologen derzeit die Schneegrenzhöhe am Triglav ebenfalls bei etwa 2750 m ansetzen.

Wie aus dem Kimaabschnitt dieser Arbeit bereits ersichtlich, nehmen die Niederschläge von der Hauptniederschlagszone nach N hin deutlich ab. Das bedeutet aber auch, daß die theoretische Schneegrenze am Canin am tiefsten liegen muß, dort also in etwa 2700 m oder sogar noch darunter anzunehmen ist, währenddessen sie am Montasch entsprechend hö-

Tab. 4: Klimatische Berechnung der theoretischen Schneegrenze

| Temperatur | 2700 m | 2750 m | 2800 m | 2850 m | 2900 m |
|--|------------------------------|---------------|---------------|---------------|---------------|
| VI–VIII, Kredarica, $4,7^{\circ}$ nach MÜLLER (1963), TOLLNER (1954) | $3,5^{\circ}$ | $3,2^{\circ}$ | $2,8^{\circ}$ | $2,5^{\circ}$ | |
| VI–IX, Kredarica, $4,4^{\circ}$ (1954–80) | $3,2^{\circ}$ | $2,9^{\circ}$ | $2,6^{\circ}$ | $2,3^{\circ}$ | |
| Nur VII bzw. VIII, Kredarica, $5,5^{\circ}$ nach AHLMANN (1924), TROLL (1956) | $4,3^{\circ}$ | $4,0^{\circ}$ | $3,6^{\circ}$ | $3,3^{\circ}$ | |
| VI–VIII, Dobratsch, $7,4^{\circ}$ nach TOLLNER, MÜLLER | $3,7^{\circ}$ | $3,4^{\circ}$ | $3,1^{\circ}$ | $2,7^{\circ}$ | |
| VI–IX, Dobratsch, $6,9^{\circ}$ (1901–80) | $3,2^{\circ}$ | $2,9^{\circ}$ | $2,6^{\circ}$ | $2,3^{\circ}$ | |
| nur VII, Dobratsch, $8,2^{\circ}$ | $4,5^{\circ}$ | $4,2^{\circ}$ | $3,9^{\circ}$ | $3,6^{\circ}$ | |
| VI–VIII, Sonnblick, $0,8^{\circ}$ | | | $2,7^{\circ}$ | $2,4^{\circ}$ | $2,1^{\circ}$ |
| T + N – MORAWETZ: Sonnblick = ~ 3000 mm, Julische = ~ 3500 mm | ca. 2760 mm $3,1^{\circ}$ | | | | |

her einzuschätzen ist, wohl bei ca. 2800 m. Dies würde einmal mehr erklären, warum Hochgipfel wie Mangart und Škratica heute selbst in ihren Nordkaren eisfrei sind. Andererseits findet man in unmittelbarer Nachbarschaft zum Mangart eine steile und enge Eisrinne, nämlich das NE-Couloir am Jalovec. Weiters halten sich in der mächtigen und stark gegliederten Nordwand des Prisojnik (2547 m) ganz hartnäckig mindestens zwei perennierende Firnfelder, woraus ersichtlich ist, wie komplex die Frage der Vereisung in den Julischen Alpen ist. Selbst wenn man die Firnfelder bzw. die Eisrinne wiederum mit extremen Gunstlagen erklären will, bleiben noch mehrere Fragen offen, ebensowenig läßt sich die Höhe der Schneegrenze eindeutig und exakt bestimmen.

PERENNIERENDE FIRNFELDER IN DEN JULISCHEN ALPEN

Vorausschickend möchte ich betonen, daß in diesem Abschlußkapitel nur einige mir wichtig erscheinende Ewigschneefelder besprochen werden können; eine umfassende Bearbeitung dieser würde einen eigenständigen Aufsatz notwendig machen.

Wie aus der Tabacco-Karte 1:25.000 ersichtlich, sollte sich im ENE-Kar des Bavški Grintavec (2344 m) ein Keesfleck im Ausmaß von ca. 5,3 ha befinden. Dem ist aber nicht mehr so; bei meinem Besuch Mitte September 1991 fand ich nur sehr kleine Schneefelder vor, in der Hauptsache direkt am Wandfuß gelegen. Es war zudem nicht feststellbar, auf welches Jahr die slowenische Kartenaufnahme dieses Gebietes zurückgeht. Feststeht allerdings, daß der Grintavec sich in der Hauptniederschlagszone befindet und das ehemals eisgefüllte Kar in unmittelbarer Leelage dazu, also sicher ideale Bedingungen für die Schneeakkumulation. Negativ wirken sich dagegen die geringe Seehöhe (ca. 2000–2200 m) aus sowie die relativ große Sonnenexposition. Dazu kamen vor allem in der zweiten Hälfte der achtziger Jahre zu geringe Winterrücklagen und zu heiße Sommer.

Am Triglav liegen sogar in SE-Exposition zwei große Ewigschneefelder, die, wie mir M. ŠIFRER bestätigte, nur in ganz heißen Sommern abschmelzen. Es handelt sich dabei zum einen um das Firnfeld der Snežna Konta im Karboden unterhalb des Kleinen Triglav und des Triglavhauses auf der Kredarica und zum anderen um jenes im geräumigen Kar unmittelbar hinter dem Planikahaus. Dieses letztere reicht von 2400 m bis ca. 2520 m und wird vom Čez-Nogo-Weg zur Triglavscharte (2659 m) gequert. Von der Scharte zieht eine immer enger werdende Rinne, die in schneereichen Jahren sehr lange mit Schnee bzw. Firn gefüllt ist, ins Kar hinunter. Es ist erstaunlich, welche Schneemengen hier trotz der hohen Sonneneinstrahlung und der Rückstrahlung von den Karwänden in guten Jahren den Sommer überdauern.

An der Westseite des Triglav stößt man ebenfalls auf mehrere perennierende Firnfelder, die in gletschergünstigen Jahren miteinander verbun-

den sind. Schon J. KUGY hat sie „Flitscher Schnee“ genannt; dieser „Bavški sneg“ reicht von ca. 2400 m bis zum Plateau Za planja (2556 m) (vgl. ŠIFRER, 1963, S. 166 ff.).

Wie schon erwähnt, war ich Anfang Oktober ein weiteres Mal im Uršičkar, wobei ich feststellen konnte, daß zwar kein Gletschereis, aber doch ausgedehnte Schneefelder vorhanden waren. Sie verdankten ihre Existenz dem schneereichen Winterhalbjahr 1990/91 und dem unfreundlichen Frühsommer; mit Sicherheit überdauerten sie das Jahr 1991 und können im Folgejahr bereits als große Firnfelder angesehen werden (Abb. 7). Ob sich hier in 2200–2300 m Höhe jemals wieder ein kleiner Keesfleck bildet, bleibt freilich abzuwarten.

Im Hochtal „Piano del Prevala“ (Caningruppe) betrieb man in den gletschergünstigen siebziger Jahren ein kleines Sommerskigebiet (1800–1900 m) auf den damals großen und zusammenhängenden Ewigschneefeldern. Wegen der zunehmenden Abschmelzung im Laufe der achtziger Jahre wurden die beiden Lifte wieder abgebaut. Im Herbst 1991 gab es zwar im untersten Talboden selbst keinen Altschnee mehr, im Bereich des ehemaligen oberen Liftes (siehe Tabacco-Karte 1:25.000) und auch höher doch noch einige größere Schneefelder. Daß in so geringer Seehöhe überhaupt Schnee den Sommer überdauern kann, ist als eindrucksvoller Beweis für die Hauptniederschlagszone in eben diesem Gebiet zu werten.

LITERATUR

- BOLLETINO DEL COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, Serie Seconda, Parte Prima: Ghiacciai, Nr. 7–20, 1956–1972, Torino 1956–1972.
- BRANDSTÄTTER, K., H. SCHÖNER (1989): Julische Alpen. Gebietsführer. Bergverlag R. Rother, München, 363 S.
- ENCICLOPEDIA MONOGRAFICA DEL FRIULI – VENEZIA GIULIA, il paese, parte prima, Istituto per l'Enciclopedia del Friuli – Venezia Giulia, Udine 1971, 497 S.
- FIJRI, F. (1963): Zur Witterungsklimatologie der Julischen Alpen. Wetter und Leben, Bd. 15, 157–161.
- GEOGRAFIA FISICA E DINAMICA QUATERNARIA, Serie Seconda, Nr. 3–9, 1979–1985, Torino 1980–1986.
- GENTILI, J. (1964): Il Friuli i climi. Camera di Commercio, Industria e Agricoltura, Udine, 595 S.
- GROSS, G., H. KERSCHNER & G. PATZELT (1978): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. Ztschr. f. Gletscherkde. u. Glaz.-geol. 12, 223–251.
- KERSCHNER, H. (1990): Methoden der Schneegrenzbestimmung. In: H. LIEDTKE (Hrsg.): Eiszeitforschung. Wissenschaftl. Buchgesellschaft., Darmstadt, 299–311.
- KLIMATOGRAFIJA SLOVENIJE – PADAVINE 1951–1980, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, 2. zvezek, Ljubljana 1989.
- KLIMATOGRAFIJA SLOVENIJE – TEMPERATURA ZRAKA 1951–1980, Hidrometeorološki zavod SR Slovenije, 1. zvezek, Ljubljana 1988.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. Verh. der III. Internat. Quartärkonf., Wien 1936, 141–147.
- (1941): Die tiefstgelegenen Gletscher der Alpen. Ztschr. f. Gletscherkde., Bd. 27, 29–35.

- LUFTTEMPERATUREN IN ÖSTERREICH IM ZEITRAUM 1901–1950. Hydrogr. Dienst in Österr., Beitr. z. Hydrogr. Österr., 23, Wien 1951.
- MARINELLI, O. (1909): Il limite climatico delle nevi nel gruppo del M. Canin (Alpi Giulie). Ztschr. f. Gletscherkde., Bd. III, Heft 5, 334–345.
- MESSERLI, B. (1967): Die eiszeitliche und gegenwärtige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Geographica Helvetica, 22, 105–228.
- MEZE, D. (1955): Ledenik na Triglavu in na Skuti. Poročilo o opazovanjih v letih 1946–1954. Geografski zbornik III, Ljubljana, 7–114.
- MORAWETZ, S. (1949): Gletschergang und Klimafaktoren. Peterm. Mitt., Gotha, 164–168.
- (1961): Schneegrenze, Gletscherablation, Temperatur und Sonnenstrahlung in den Ostalpen. Peterm. Mitt., 105. Jg., Gotha, 93–104.
- NIEDERSCHLÄGE, SCHNEEVERHÄLTNISSE, LUFT- U. WASSERTEMPERATUREN IN ÖSTERREICH: Hydrogr. Dienst in Österr., Hefte Nr. 38, 43, 46, Zeiträume 1951–1960, 1961–1970, 1971–1980, Wien 1964, 1973, 1983.
- ŠIFRER, M. (1963): Nova geomorfološka dognanja na Triglavu. Triglavski ledenik v letih 1954–1962. Geografski zbornik VIII, Ljubljana, 158–210.
- ŠIFRER, M., & D. KOŠIR (1976): Nova dognanja na Triglavskem ledeniku in ledeniku pod Skuto. Geografski zbornik XV, Ljubljana, 213–269.
- ŠIFRER, M. (1987): Triglavski ledenik v letih 1974–1985. Geografski zbornik XXVI, Ljubljana, 97–137.
- TINTOR, W. (1986): Ablation und Abfluß an der Pasterze (Glocknergruppe). Unveröffentl. geogr. Diss., Graz, 505 S.
- WAKONIGG, H. (1983): Witterung und Klima in Slowenien. Arb. aus dem Inst. f. Geogr. der Univ. Graz, Bd. 25, 191–205.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Carinthia II](#)

Jahr/Year: 1993

Band/Volume: [183_103](#)

Autor(en)/Author(s): Tintor Wolfgang

Artikel/Article: [Die Kleingletscher der Julischen Alpen 405-424](#)