biologiezentrum.at

Zum Spätglazial in den nördlichen Tälern der italienischen Julischen Alpen

Von Wolfgang TINTOR

Schlagworte:
Julische Alpen, N-Täler, Spätglazial, Moränen, klassische Abfolge, Pollenanalyse.

Zusammenfassung:
Mit Ausnahme des Römertales, in dem nur Steinachmoränen gefunden werden konnten, liegt für alle nordwärts gerichteten Täler der italienischen Julischen Alpen eine klassische Abfolge von spätglazialen Moränen vom Bühl- bis Sendersstadium vor. Für das Mangarttal, wo die Moränenwälle in besonders kurzer Distanz zueinander abgelagert wurden, wurde eine Pollenanalyse durchgeführt, die die Zugehörigkeit zu unterschiedlichen Generationen bewies. Im Vergleich der einzelnen Täler erreichten die Gletscher des Seebachtales in allen Stadialen die größte Längserstreckung und jene des Val Bruna die niedrigsten Seehöhen. Im Haupttal von Rateče im E bis Valbruna im W konnte anhand von Ufermoränen eine Dreigliedrigkeit des Bühlstadiums nachgewiesen werden.

Keywords:
Julian Alps, N-valleys, Late pleistocene, moraines, classical sequence, pollen analysis.

Summary:
With the exception of Val Romana, in which only Steinach moraines could be found, a classical sequence of latepleistocene moraines from the Bühl- to the Senders-stage is available in all northern valleys of the Italian Julian Alps. For the Mangart valley where the moraines were deposited in particularly short distance to one another, a pollen analysis was carried out which proved that they belong to different generations. In comparison to the different valleys the glaciers of Val Rio del Lago reached the biggest length in all stages and those of Val Bruna the lowest altitudes. In the main valley from Rateče in the east to Valbruna in the west the author could prove at least three phases of the Bühl-stage due to lateral moraines.

Vorwort

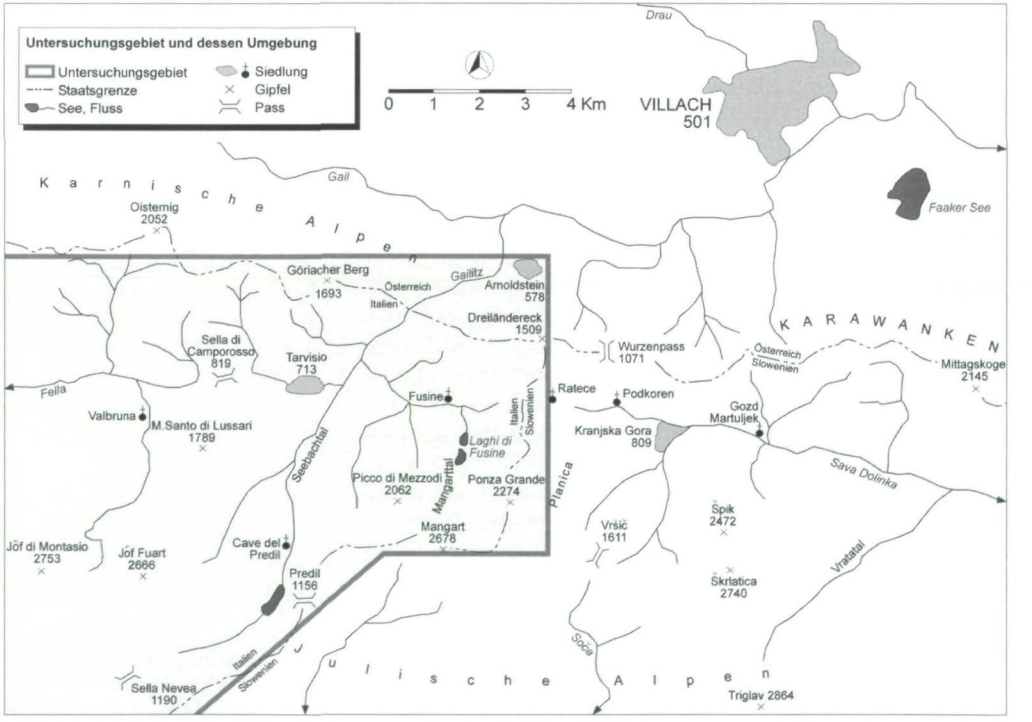
Der vorliegende Aufsatz basiert auf einer Arbeit über die spätglazialen Gletscher zwischen Fusine und Rateče sowie im Mangarttal (TINTOR 2002) und baut auf einer zwar alten, aber sehr umfassenden morphologischen Abhandlung über das Einzugsgebiet der Fella auf (DESIO 1927). Ardito Desio war außerdem 1954 Leiter der erfogreichen italienischen K 2-Expedition, bei der der zweithöchste Berg der Erde über den sogenannten Abruzzensporn erstbestiegen wurde. Diese alpinistisch hervorragende Leistung jährte sich 2004 zum fünfzigsten Mal; auch daher soll hier dem im deutschsprachigen Gebiet kaum bekannten Forscher und Bergsteiger gebührend Raum gegeben werden. Frau Univ.-Prof. Giovanna Meneghel vom Dipartimento di Economia, Società e Territorio der Universität Udine hat für mich die Arbeit von Desio an der Universität Pavia aufgespürt, kopiert und mir zugesandt, wofür ich ihr sehr herzlich danke. Des weiteren bin ich Herrn em. Univ.-Prof. Dr. Adolf Fritz sehr dankbar für die Pollenanalyse der drei Bodenproben aus den Moränen. Für die graphische Ausgestaltung der Karten danke ich Herrn

Mag. Michael Krobath. Als Kartengrundlage dienten mir neben der Tabacco-Karte 1:25 000, Blatt 19, Alpi Giulie Occidentali, vor allem die verschiedenen Blätter der Carta Tecnica della Regione im Maßstab 1:10 000 mit einem Isohypsenabstand von 5 m.

Einleitung

Das Untersuchungsgebiet verläuft von der slowenischen Grenze bei Rateče in etwa 17 km nach W bis zur Einmündung des Valbrunatales, wobei das E-W gerichtete Haupttal zwischen Save und Fella zwei Talpässe aufweist (Valico di Fusine 852 m und Sella di Camporosso 819 m); weiters stellt dieses Längstal die Gesteinsgrenze zwischen den paläozoischen Kalken der Karawanken und Karnischen Alpen einerseits und den Triaskalken der Julischen Alpen anderseits dar (Abb. 1). Bis zum Bühlstadium bestand in den Alpentälern ein Eisstromnetz und somit eine Verbindung des Gailtalgletschers mit dem Save-Fella-Gletscher über den Gailitzdurchbruch. Heute ist weiters bekannt, dass zum Höhepunkt der Würmvereisung große Eismassen über die Wasserscheiden von Iselsberg, Gailberg und Kreuzberg vom Möll- und Draugletscher geflossen sind und dieses ab etwa Kötschach-Mauthen weit mehr übertieft und ausgestaltet haben als das weniger durchströmte Lesachtal (Van Husen 1998:265). Wenn man diese Überlegungen aufnimmt, kann man auch für das Bühlstadium ähnliche Eisstromrichtungen annehmen. Die Mächtigkeit des Eis-

Abb. 1



 Download unter www.biologiezentrum.at

stromnetzes war zwar bedeutend geringer, doch noch immer ausreichend, um über die genannten Sättel zu fließen.

Sofern es sich bei den Ufermoränen an den Bodenseen (1107 m) nahe der Nassfeldstrasse sowie jener auf 780–790 m ebenfalls unmittelbar an der Passstraße gelegenen Wälle wirklich um Moränen des Bühlstadiums handelt, dürften sie vom Gailgletscher und nicht von einem Lokalgletscher aus dem Einzugsgebiet des Nassfeldes stammen, wie das früher angenommen wurde (SRBIK 1936:91). Damit ließe sich auch hier eine Mehrphasigkeit des Bühlstadials feststellen. Diese wird umso wahrscheinlicher, als sich bei Egg östlich von Hermagor die einzige größere Moränenansammlung im Talboden befindet (SRBIK 1936:171). Sie könnte der zweiten Bühlphase zuzurechnen sein, während sämtliche Gletscherzeugen des Villacher Beckens (Moränen der Dobrova, Toteisseen wie Magdalensee oder Vassacher See und die Toteislöcher von Pogöriach oder St. Georgen) zur ersten Bühlphase zu zählen wären.

Der Autor vermutet Bühl-Ufermoränen am Krainberg (ca. 1010 m) nördlich vom Wurzenpass, desgleichen unmittelbar an der Wurzenpassstraße auf ca. 700–720 m Höhe. Am Südhang der Karawanken befinden sich zwischen Rateče und Podkoren zwei ausgeprägte Moränenwälle auf 1010 m bzw. 1000 m. Daraus lässt sich schließen, wie das schon A. Desio postulierte, dass die julischen Gletscher dem Gailgletscher ebenbürtig waren. Seit beinahe hundert Jahren interessiert die Wissenschaft daher die Frage der Eisstromrichtung im Gailitzdurchbruch; sie soll hier aber nur kurz thematisiert werden. Schon früh wurden bei Coccau mit Triaskalken, Porphyren und Tuffen Geschiebe aus dem Seebachtal festgestellt (DESIO 1927:338ff., 427). Der Autor stieß im weitläufigen Gebiet des Monte Leila an seinem NE-Hang auf 1055–1050 m auf eine eindeutige Moräne mit vielen kantengerundeten Steinen und Blöcken, die der zweiten Bühlphase angehören muss und leicht gegen das Gailtal geneigt ist. Zusammen mit der Tatsache, dass an der Südabdachung der Karawanken zahlreiche Erratika der julischen Trias gefunden wurden, bedeutet dies eine Dominanz des autochthonen julischen Eises, das somit erst etwa im Bereich von Coccau oder der heutigen österreichisch-italienischen Grenze auf den Gailgletscher gestoßen ist und von diesem am weiteren Vordringen nach NE gehindert worden ist. Das heißt nun aber auch, dass im Spätglazial kein allochthones Eis vom Gailgletscher in das Fella-, Weißenbach- oder gar Savetal eingedrungen sein kann, womit der Verfasser in einer früheren Arbeit die Dimension des julischen Eises unterschätzt hat (TINTOR 2002:267). Dem Gailgletscher kam also lediglich eine Staufunktion zu, die aber insofern sehr wichtig war, da sonst die Gletscher aus den nordwärts gerichteten Tälern der Julier nicht nach E ins Weißenbach- und Savetal geflossen wären.

In dieses Haupttal münden von S vier in ihrer Physiognomie sehr unterschiedliche Täler, die nun kurz vorgestellt werden sollen.

Das östlichste und zugleich kürzeste erstreckt sich von den bis zu 1 000 m hohen Wänden des Mangart (2678 m) ca. 5,5 km nach Villa Alta, einer Fraktion des Straßendorfes Fusine. Es trägt heute eigentlich keinen Namen, wurde bis Anfang des 20. Jahrhunderts Lahntal – nach der Lahnscharte 2052 m – genannt, was i. e. S. nur für den westlichen schluchtartigen Steilabschnitt zutrifft. Der Einfachheit halber soll es hier als Mangarttal bezeichnet werden. Besonders markant sind der 2–2,5 km breite Talschluss und die in einem waldreichen Naturreservat liegenden Weißenfelser Seen.

Nach W folgt das 7 km lange und enge Römertal (Val Romana), das vom Weißenbach durchflossen wird, der im mittleren Verlauf den Charakter eines typischen oberitalienischen Torrente mit einem breiten, den gesamten Talboden einnehmenden Schotterbett hat. Sein Unterlauf ist tief eingekerbt und eigenwillig nach NE gerichtet, was als epigenetischer Durchbruch im ausklingenden Spät- und im Postglazial durch die Verlegung des alten Flussbettes mit Moränen erklärt wird (DESIO 1927:446).

Das bei Tarvis mündende Seebachtal (Valle Rio del Lago) ist ca. 17 km lang und trägt diesen Namen streng genommen nur bis Riofreddo (817 m), wo das 6 km lange Kaltwassertal einmündet. Der Unterlauf wird bereits als Gailitz (Slizza) bezeichnet. Von der Sella Nevea (1190 m) bis zum Raibler See (Lago del Predil 959 m) handelt es sich außerdem um ein SW-NE gerichtetes schönes Trogtal.

Das westlichste N-S verlaufende Tal ist das etwa 9 km lange Val Bruna mit dem gleichnamigen Dorf, wobei der deutsche Name Wolfsbach nur mehr wenig verwendet wird. Im Talhintergrund bilden die steilen N-Kare des Montasch (2753 m), der beiden Buinz (2554 m) und des Wischberg (2666 m) mit bis zu 1000 m hohen Wänden den ca. 6 km breiten, eindrucksvollen Abschluss, wobei das enge W-Kar des Montasch noch heute einen steilen Schluchtgletscher aufweist (TINTOR 1993:415ff.).

Somit umfasst das Arbeitsgebiet eine Fläche von ungefähr 170 km², was verdeutlichen soll, dass trotz der zahlreichen Aufenthalte im Gelände dem Autor nicht jeder einzelne Talabschnitt bekannt sein kann; es wurde vielmehr nach genauem Kartenstudium punktuell nach Moränen gesucht.

Das Spätglazial in den einzelnen Tälern

Die meisten großen Endmoränen in den Tälern der Julischen Alpen waren bis Mitte der Zwanzigerjahre des letzten Jahrhunderts bereits bekannt (DESIO 1927: Fig. 32/441), sie wurden aber fast ausschließlich dem Bühlstadium zugeord-

 © Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten; download unter www.biologiezentrum.at

net, was eben dem damaligen Forschungsstand entsprach. Selbst dreißig Jahre später hatte sich daran noch nichts geändert (MELIK 1954: Abb. 42). Nach dem heutigen Wissensstand waren im Bühlstadium das oberste Savetal, das Weißenbach- und das Kanaltal – in der Folge der Einfachheit halber immer Haupttal genannt – eisgefüllt, einerseits von den Gletschern der Nordabdachung der Julier, andererseits von einem Teilstrom des Gailgletschers, der durch den Gailitzdurchbruch hier eingedrungen ist (GAMS 1992:10, 47ff.). Logischerweise können daher sämtliche Moränen im Talboden der Seitentäler nicht mehr diesem Stadial angehören, sie müssen jüngeren Alters sein.

Mangarttal

Die Moränen dieses kurzen Tales wurden bereits an anderer Stelle ausführlich beschrieben, sodass sich eine nochmalige Darstellung weitgehend erübrigt (TINTOR 2002:270ff.). Nahe dem Talausgang befinden sich die vier kartierten Moränen des Steinachstadiums; der dazugehörige Gletscher wird auf ca. 850–860 m geendet und zwei Zungen ausgebildet haben, da der unmittelbar im S aufragende Col del Lago (1010 m) nur mehr um- und nicht überflossen wurde, wie das A. Desio noch annahm (idem 1927:441) (Abb. 2). Zu seiner Zeit war das Steinachstadial noch nicht bekannt, sodass er diese Wälle dem Bühl zuordnete.

Abb. 2:
Mangarttal mit Mangart-Nordwänden und Lahnscharte (2055 m) sowie Col del Lago (1010 m; links der großen Fichte). Standpunkt: Bühlmoräne beim Prato Müller (ca. 920 m).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

in %	Bühlmoräne (ca. 820 m)	Steinachmoräne (ca. 870 m)	Gschnitzmoräne (ca. 923 m)
Picea (Fichte)	**52,49**	**35,71**	**17,33**
Pinus (Kiefer)	**40,14**	**15,71**	**34,66**
Betula (Birke)	**0,47**	**5,71**	**10,66**
Alnus (Erle)	0,95	2,85	2,66
Chenopodiaceae (Gänsefußgew.)	2,61	2,85	2,66
Cichorioideae (Zungenblütige Korbblütler)	0,23	–	4,0
Asteroideae (Röhrenblütige Korbblütler)	0,23	2,85	2,66
Artemisia (Beifuß)	0,48	–	2,66
Apiaceae (Doldenblütler)	–	2,85	2,66
Poaceae (Süßgräser)	–	7,14	5,33
Fagus (Buche)	–	–	2,66
Quercus (Eiche)	–	–	1,33
Juglans (Walnuß)	–	–	1,33
Cyperaceae (Riedgräser)	–	–	2,66
Plantago lanceolata (Spitzwegerich)	–	5,71	1,33

Tab. 1
Pollenanalyse von Bodenproben aus drei Moränen im Gebiet Fusine bis zum Unteren Weißenfelser See

Nur 1 km südlich trifft man auf die gut ausgeprägten Bergsturzmoränen des Gschnitzvorstoßes, die die Weißenfelser Seen aufstauen. Da selbst die Bühl-Stirnmoräne im Haupttal – am Fabriksgelände der Fa. Weissenfels – nur wenige 100 m von den Steinachmoränen entfernt ist, wurden noch im Frühsommer 2002 drei Bodenproben direkt aus den Wällen entnommen und in der Folge von A. Fritz pollenanalytisch untersucht (Tab. 1). Das Ergebnis beweist eindeutig, dass die drei Moränen verschiedenen Stadialen angehören, da besonders die Pollenmengen der Fichte, Kiefer und Birke sehr unterschiedlich sind. Die Fichte als ökologisch anspruchsvolles Gehölz trat dabei immer stärker zurück, währenddessen die xerophile Kiefer stark schwankende Ausmaße aufwies, im Gschnitzstadium aber doppelt so häufig wie die Fichte vertreten war. Die genügsame, auch niedrige Jahresmitteltemperaturen gut ertragende Birke war erst im Steinach- und besonders im Gschnitzstadium signifikant vertreten.

Im SE-Winkel des Tales bildete sich danach noch ein kleiner Wandfußgletscher aus, dessen Bergsturzmoränen in ca. 1320–1340 m Höhe liegen und der höchstwahrscheinlich dem Sendersstadium angehörte (Abb. 5).

Römertal

Das enge, im W parallel zum Mangarttal folgende Römertal weist nahe der Fahrstraße nach Ortigara ca. 300 m nördlich der Abzweigung ins hintere Tal unmittelbar hintereinander zwei markante WSW-ENE gerichtete Endmoränenwälle auf. Ihre Seehöhe beträgt ca. 875–895 m; auffallend

 Download unter www.biologiezentrum.at

sind weiters zwei kleine Toteislöcher. Am N-Fuß schließt ein Moor an, das wiederum von einem gut ausgebildeten, leicht konkav gekrümmten Wall gestaut wird. Es dürfte sich dabei um eine endnahe Ufermoräne (ca. 860–879 m) handeln, deren Pendant am orographisch rechten Ufer des Weißenbaches zu finden ist. Aus ihrer absoluten Höhe sowie der Lage nahe am Talausgang bzw. am Rand des Tarviser Beckens zu schließen, werden sie dem Steinachstadium angehören.

Für eine rasche und überblicksmäßige Bestimmung der Schneegrenze (SG) liefert die Methode nach Höfer – halbe Höhe der Gletscherumrahmung und dem Unterende des Gletschers – recht brauchbare Ergebnisse. Nimmt man für das Römertal 1700 m als mittlere Gletscherobergrenze an, beläuft sich die SG-Höhe für das Steinachstadium auf 1280 m, was den Verhältnissen im Mangarttal mit einer SG von 1265 m sehr nahe kommt (Tintor 2002:271).

Merkwürdigerweise konnten im hinteren Römertal keine Moränen gefunden werden, sodass für die jüngeren Gletscherstände hier keine weiteren Zeugen vorhanden sind. Ähnlich schwierig sind die Befunde im östlich zum Mangarttal benachbarten Planicatal: I. Gams konnte dort im mittleren Talabschnitt größere Mittelmoränen kartieren (idem 1992:10).

Er hat ebenfalls keine Erklärung, warum die glazialmorphologischen Befunde in den einzelnen Tälern oft so verschieden sind (schriftl. Mitteilung, Febr. 2003). Römer- wie auch Planicatal sind sehr enge und in ihrem Hintergrund sehr steile Täler, die im Postglazial möglicherweise durch Hochwässer stark ausgeräumt wurden, währenddessen das Mangarttal trotz seiner Kürze doch einen breiteren Querschnitt – im Bereich der Seen ca. 1 km – besitzt, was zur Erhaltung der Moränen beigetragen haben könnte.

Seebachtal

Trotz der für die Julischen Alpen beachtlichen Tallänge konnten hier infolge der Steilhänge nur drei eindeutige Bühl-Ufermoränen gefunden werden. Alle drei liegen an der orographisch linken Seite oberhalb von Riofreddo (Prato Alto 1040,8 m) bzw. nördlich davon (ober Prato Zusner 991,8 m und nahe dem Seitenbach Rio Citt 916,7 m). Die ersten beiden dürften der ersten Bühlphase angehören; der dazugehörige Gletscher hatte in diesem Bereich eine maximale Mächtigkeit von ca. 210–230 m.

Die im Gebiet von Riofreddo gefundenen Ufermoränen des Steinachstadiums wurden vom Gletscher aus dem Kaltwassertal abgelagert, daher sollen sie in jenem Unterkapitel besprochen werden. Anders als in den übrigen nordwärts gerichteten Tälern erwies sich die Suche nach der Steinach-Endmoräne im Seebachtal als schwierig. Die ca. 50 m hohe Talstufe südlich von Riofreddo dürfte von einem kleinräumigen Bergsturz aus dem Rio Molino-Graben gebildet worden sein, schließlich findet man am Ausgang desselben ebenfalls

 ©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 3:
Gschnitzmoräne beim Abfluss des Raibler Sees (ca. 965 m).

Abb. 4:
Ufermoräne des Sendersstadiums am W-Rand der Pecolalm (ca. 1520 m).

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

große Felsblöcke. Wiederum südlich des Rio Molino nahe dem Anwesen Muda (873,4 m) konnten in mehreren Aufschwüngen bis 910 m viele kantengerundete Blöcke gefunden werden; je höher, desto schöner der Rundungsgrad. Ganz oben bestanden sie aus sehr hellen Triaskalken, die sonst hier nicht autochthon vorliegen. Selbst wenn also kein eindeutiger Wall vorhanden ist, weist der übrige Befund doch auf eine Endmoräne hin. Im Talboden selbst muss sie vom Seebach erodiert worden sein.

Es ist durchaus möglich, dass der Predilpass (1156 m) in diesem Stadial noch eisüberflossen war, der Tributärgletscher dürfte aus dem kleinen Tal des Mangartbaches gekommen sein (vgl. Desio 1927:332 u. 441). Mit Sicherheit bildete die Sella Nevea eine Eisscheide bzw. Transfluenz, wobei der Raccolanagletscher nach W floss. In Ermangelung weiterer Moränen und wegen der dendritischen Ausbildung dieses Gletschers kann die SG-Höhe nicht bestimmt werden.

Ähnlich wie die Weißenfelser Seen wird auch der Raibler See von mächtigen Endmoränen des Gschnitzstadiums aufgestaut; dieses Stadial ist hier ebenfalls zweiphasig gestaltet: das nördliche System von Gletscherzeugen weist eine Höhe von 964–978 m auf, während das 300–400 m südlicher gelegene System Firsthöhen von 965–990 m hat. Der Seebach mäandriert durch das Moränengelände und hat an mehreren Prallhängen schöne Aufschlüsse geschaffen (Abb. 3). Von den oberen Wällen werden zwei jeweils ca. 15 m tiefe Toteislöcher umschlossen.

Im weitläufigen und waldreichen Gelände des Neveasattels (Bosco Camet) stößt man auf das nächste System von Gletscherzeugen: hier handelt es sich um schwer begehbare Bergsturzmoränen mit einer Unzahl von verstürzten Blöcken verschiedenster Dimensionen – gut gerundete Felsblöcke bis zu haushohen Quadern. Die meisten Wälle sind konkav geformt und schließen stellenweise auch feinkörniges Material ein. Man kann hier ebenso von einer zweiphasigen Ablagerung sprechen; die Distanz zwischen äußeren und inneren Wällen beträgt ca. 300–500 m. Ihre Seehöhe kann mit 1164–1200 m angegeben werden.

Westlich der Seilbahnstation befinden sich nahe des alten Saumweges ins Raccolanatal zwei kleine Ufermoränen (1115–1122 m), die der rückschmelzende Gletscher hier hinterlassen hat. Sein Nährgebiet stellen die schneereichen Kare des Monte Ursic (2543 m), des Prestreljenik (2498 m) bis zum Lopa (2402 m) dar, die zur Maximalzone des Niederschlags in den Julischen Alpen zählen (Desio 1927:299f.; Tintor 1993:408ff.). Daher überrascht die tiefe Lage dieser Stirnmoränen, die wohl einem Gletscher des Sendersstadiums angehören, nicht. Er war immerhin noch ca. 4,5 km lang und in seinem Akkumulationsgebiet an die 5 km breit. Es ist ferner durchaus möglich, dass dieser Gletscher in seinem Ostteil eine zweite, aber schmale Zunge ins Tal entsandt hat; wegen des Steilreliefs sind jedoch keine Spuren davon erhalten.

 ©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

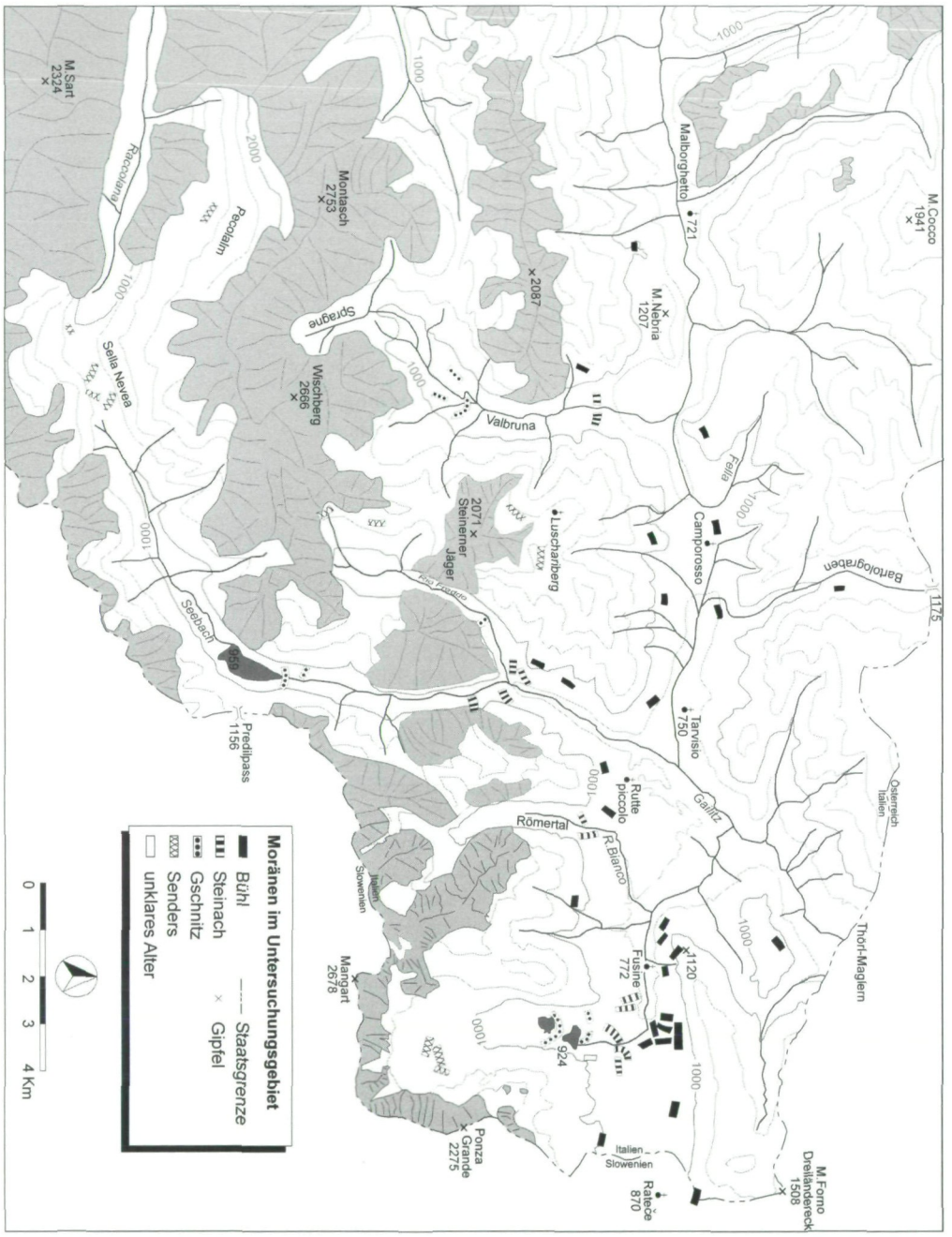


Abb. 5

 ©Naturwissenschaftlich-Medizinischer Verein in Innsbruck; download unter www.biologiezentrum.at

An der gegenüberliegenden, sonnexponierten Talseite findet man am W- und S-Rand der Pecolalm eine Ufer- und mehrere Endmoränen, die bereits lange bekannt sind (DESIO 1927:413f.). Sie wurden allerdings dem Gschnitzstadium zugewiesen, was aus heutiger Sicht nicht möglich ist; vielmehr sind sie ebenfalls dem Sendersstadial zuzurechnen (Abb. 4). Die endnahe Ufermoräne liegt in 1515–1520 m, die Endmoränen in 1430–1530 m Höhe (Abb. 5). Der relativ große Höhenunterschied zu den an der Sella Nevea liegenden Gletscherzeugen von 300 m ergibt sich nicht nur durch den krassen Gegensatz der N- und S-Exposition, auch die Niederschläge nehmen nach N rasch ab, sodass an den S-Hängen des Montasch die Schneeakkumulation selbst im Spätglazial bereits wesentlich geringer war. Hinzu kommt, dass die S-Abdachung des Montaschkammes im oberen Bereich sehr steil, teilweise wandartig ist und nur kleine Kare, die für die Ernährung von Gletschern wichtig sind, besitzt. Desio schreibt von weiteren Endmoränen nahe der oberen Cregnedulalm (1515 m); trotz intensiver Suche meinerseits konnte hier leider nichts gefunden werden; ebenso wenig wurden auf der oberen Pecolalm Daunmoränen festgestellt, die derselbe Autor in 1720 m Höhe unter dem Palonekar beschreibt (DESIO 1927:414ff.).

Kaltwassertal

Wie schon im letzten Kapitel angedeutet, befinden sich bei der Mündung des Kaltwassertals mehrere Ufermoränen, von denen zwei bereits im Seebachtal an den gegenüberliegenden Hängen abgelagert wurden (875–845 m bzw. 865–850 m). Beide sind leicht gebogen, SW-NE gerichtet und deuten somit einen in der Mitte noch ca. 40–55 m mächtigen Gletscher an, der aus dem Kaltwassertal floss und dessen Stirn wenige hundert Meter talab gelegen sein dürfte. Auf der orogr. linken Talseite wurde unmittelbar über dem Ort Riofreddo eine weitere Ufermoräne in 890–870 m Höhe gefunden; sie liegt innen vom oben erwähnten Wall und weist auf einen Gletscher desselben Stadials – wahrscheinlich Steinach – im Rückzug hin (Abb. 5).

Die mächtige und besonders schön ausgeprägte Gschnitzmoräne wurde noch mindestens bis in die Fünfzigerjahre des 20. Jahrhunderts für eine Bühlmoräne gehalten (MELIK 1954: Abb. 42). Ihr First liegt in 975–985 m Seehöhe quer zum Tal; der Riofreddo zwängt sich tief eingekerbt ganz an der orogr. linken Seite vorbei. Etwa 200 m talab stößt man auf einen weiteren, wenn auch nicht so groß ausgebildeten Wall, der an seinem First 950 m hoch und ca. 120 m lang ist. Ein interessanter Aspekt also, dass hier in der ersten Phase des Gschnitzstadiums viel weniger Moränenschutt abgelagert worden ist. Der Gletscher war maximal 5,5 km lang und seine nur überblicksmäßig erhobene Schneegrenze lag auf ca. 1480 m, womit die SG-De-

pression gegenüber dem rezenten Hochstand an diesem lawinengenährten Typ noch 1070 m betragen haben muss.

Im obersten Kaltwassertal findet man ein steiles, zu beiden Seiten mit Wänden umrahmtes Kar, das an seiner SW-Seite mit einer schmalen Rinne zur Kaltwasserscharte (2240 m) leitet und an seiner Karschwelle zwei durch einen Bach voneinander getrennte Moränenwälle trägt (1430–1440 m bzw. 1440–1485 m, Abb. 5). Der orogr. linke Wall ist blockreich und taleinwärts gebogen, während der rechte wesentlich mehr Feinmaterial aufweist, einen markanten First hat und auch nach innen steil geböscht ca. 5–10 m abfällt. Höchstwahrscheinlich sind diese Gletscherzeugen dem Sendersstadial zuzurechnen; der steile Kargletscher war ca. 1,5 km lang und höchstens 600–650 m breit. Seine SG lag in etwa 1780–1800 m Höhe, was eine Höhendifferenz von ca. 300 m zur SG des Gschnitzgletschers bedeutet. Mit dieser Abgrenzung fügt er sich gut in das zentralalpine Schema ein (KERSCHNER 2002:187).

Wandert man von diesem Kar nach N zur Sella Prasnig (1491 m), trifft man auf halbem Weg auf einen kleinen, relativ flachen Karboden, der nach W von den Wänden der vierten und fünften Schwalbenspitze (Cime delle Rondini 1905 m bzw. 1845 m) begrenzt wird. Trotz des sehr kleinen ehemaligen Sendersgletschers liegen hier auf einer Länge von ca. 250 m gut ausgeprägte Endmoränen (1500–1511 m). Der Wandfußgletscher dürfte nur 400–450 m lang gewesen sein (Abb. 5).

Noch weiter im N schließt der Steinerne Jäger (Cima del Cacciatore 2071 m) an, der an seinem NW-Kar und seiner N-Abdachung mehrere vermutlich Senders-Moränen besitzt, die aber in ihrem Habitus sehr unterschiedlich sind. Sie sind lange bekannt und einmal mehr in das Bühlstadium eingeordnet worden (DESIO 1927:423f.). Die Moränen am Rande der Luscharialm verlaufen abgesehen von einem kleinen Bogen an ihrem oberen Beginn (1625–1615 m) sehr geradlinig und zeigen an mehreren kleinen Aufschlüssen viel Feinmaterial. Es muss sich hier um endnahe Ufermoränen einer seichten Gletscherzunge gehandelt haben, die auf 1770–1780 m über den Kamm und eine kleine Steilstufe aus dem N- und NW-Kar in einem Bogen nach ENE geflossen ist. Am Fuß der Stufe lässt sich anhand des wannenförmigen Reliefs vermehrte Tiefenerosion feststellen. Dieser Teilgletscher war knapp 2 km lang und endete in 1554 m Seehöhe; der nach NW abströmende Teil war hingegen nur halb so lang und kam schon auf ca. 1650 m zum Stillstand. Seine Endmoräne ist grobblockig, schwer begehbar, mit 3–4 tief eingesenkten, ehemals subglazialen Schmelzwasserrinnen, die den Wall unterbrechen. Einige kleine, aber kreisrunde Toteislöcher vervollständigen den so konträren Eindruck. Die durch einfache Mittelung errechnete SG ergibt wieder 1780–1800 m (Abb. 5).

 ©Naturwissenschaftlich-Medizinischer Verein in Innsbruck; download unter www.biologiezentrum.at

Val Bruna

Im oberen Dorfteil von Valbruna befinden sich mehrere einzelne Moränenhöcker und kleine Wälle, deren oberste am markantesten ausgeprägt sind (824 m bzw. 826,5 m); 200 m nördlich davon lässt sich ein zweiter Moränenbereich (811–814 m) erkennen, der jenseits des Torrente Saisera in einem leicht konkaven, 100 m langen Wall (max. 850,6 m) seine Fortsetzung findet. Diese Dorfmoränen sind ebenfalls lange bekannt (DESIO 1927:419f.) und können dem Steinachstadium zugerechnet werden (Abb. 5).

Erstaunlicherweise scheinen die mächtigen Gschnitzmoränen im hinteren Tal bisher völlig unbeachtet geblieben zu sein. Der Saiserabach muss dabei in einer engen Schlinge sogar ein kurzes Stück entgegen seiner ursprünglichen Richtung fließen und bahnt sich so nur mit Mühe einen Weg durch die Moränenlandschaft. Der äußere Moränenkranz verläuft in einem weiten Bogen von ca. 935 m an der orogr. rechten Talseite bis 910 m in besagter Flussschlinge und schließt noch den eingekerbten Rio Zapraha mit ein. Aus der Form des Walles ist klar ersichtlich, dass der Hauptgletscher aus der Spragne und vom Montasch gekommen ist; das Seitental des Zapraha hat im Gschnitz keine besondere Rolle mehr gespielt. Etwa 300–350 m talein vom ersten Moränenkörper stößt man auf die vom Bach bereits weitgehend erodierten Reste des inneren Bogens: es sind dies zwei jeweils ca. 250 m lange an den Rändern des hier breiten Schotterbettes gelegene, massige Wälle, von denen der rechte sich aus großen Bergsturztrümmern zusammensetzt (max. 961 m hoch), während der linke weniger wild ist und die parallel verlaufende Straße zur Saiseraalm um höchstens 13 m überragt (max. 942,5 m Seehöhe). Der aus der Spragne kommende Hauptgletscher war 6 km lang und seine SG betrug grob gemittelt 1410 m.

Da aus der Karte keine Gletscherstände jüngeren Alters eruiert werden konnten, wurde auf die Moränensuche in den steilen N-Karen des Montaschkammes verzichtet. Andererseits besuchte der Autor das kleine Wischberg-NE-Kar (Carnizza di Rio Zapraha) und konnte dort im Bereich der Pellarinihütte noch zumindest Fragmente einer ehemaligen Sendersmoräne in ca. 1510–1520 m Seehöhe feststellen. Das enge Kar ist besonders in seinem unteren, flacheren Abschnitt von mehreren Gerinnebetten durchfurcht, die bei Starkniederschlägen bzw. nach schneereichen Wintern allesamt eine kräftige Wasserführung haben und im Laufe der Zeit die Moräne weitgehend abgetragen haben.

In Tab. 2 fallen zwei Daten besonders auf: zum einen der lange Gletscher im Seebachtal und zum anderen die tief gelegenen, älteren spätglazialen Gletscherenden im Val Bruna. Beide Täler verfügen außerdem in besonderen Gunstlagen über kleine rezente Eiskörper. Daraus lässt sich als Überleitung zum folgenden Kapitel schließen, dass im

Tab. 2
Stirnhöhe (in m) und Länge (in km) der Gletscher in den einzelnen Tälern im Spätglazial

	Steinach	Gschnitz	Senders
Mangarttal	850/5,5	950/4,5	1320/1,5
Römertal	860/5,5	–	–
Seebachtal	900/15,5	965/12,0	1170/4,5
Kaltwassertal	–	950/5,5	1430/1,5
Val Bruna	810/8,5	910/6,0	(1510/1,0)

beginnenden Spätglazial große Eismassen sich von hier ins Haupttal schoben.

Haupttal

Wie eingangs erwähnt, handelt es sich beim Haupttal um das Weißenbachtal von Rateče bis Tarvis und um das anschließende Kanaltal bis Valbruna. Der Gailitzabschnitt von Tarvis bis zur österreichischen Staatsgrenze mit Rutte und insbesondere dem Gebiet um Coccau wurde vom Autor noch nicht untersucht.

Logischerweise können im Haupttal nur Bühlmoränen angetroffen werden; grundsätzlich ist festzuhalten, dass von E nach W die Zahl der gefundenen Moränen stark abnimmt. Als Hauptgrund dafür muss das Steilrelief auch an der Südabdachung der auslaufenden Karnischen Alpen gelten.

Etwa 500 m westlich der italienisch-slowenischen Grenze wurden in einem neuen Aufschluss nicht nur Feinsande und Gerölle, sondern auch Tone gefunden, die auf eine lakustrische Ablagerung hinweisen. Wie schon früher vermutet, wird im ausklingenden Bühlstadium zwischen dem Mangart-Haupttalgletscher und dem Planicagletscher, dessen Endmoränen sich im SE von Rateče befinden, ein kleiner See aufgestaut worden sein (SGOBINO 1995:32 /Abb. 6).

Die Frage nach der maximalen Höhe der Vereisung im Bühlstadium kann nach wie vor nicht eindeutig geklärt werden: zu unsicher sind die bisher dazu gefundenen Hinweise. So z. B. amW-Hang hoch über dem Dorf Valbruna: nahe dem markierten Fahrweg zur Capella Zita liegen in 1100–1150 m Bergsturztrümmer, an deren N-Rand ein „Wall", der breit und massig, aber ohne eigentlichen First ist, auf 1140 m festgestellt wurde. Eine Eismächtigkeit des Bühlgletschers der ersten Phase von ca. 330 m ist hier ohneweiters vorstellbar. Ferner wurde im oberen Bartolograben am Osthang auf 1176 m – noch im Bereich der bereits wieder zuwachsenden Alm Massesnig – eine 2–3 m hohe Ufermoräne mit auffallend hellen Triaskalken, die auch im weiteren Umkreis versteut sind, gefunden. Am Bartolosattel (1175 m) selbst wurden keine Erratika entdeckt, was bedeutet, dass hier das spätglaziale Eis aus den Julischen Alpen und nicht aus dem Gailtal stammt.

Schon im Bereich des Monte Castello bei Fusine wurde eine Eismächtigkeit von 370 m im Bühl-Maximalstand

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 6:
Tone, Feinsande und Gerölle in Wechsellagerung eines Aufschlusses 0,5 km westl. der Grenze bei Rateče, mit Zollstab 1 m (ca. 850 m).

ermittelt (TINTOR 2002:267); auch dort wurde eine große Anzahl von Erratika an den S-Hängen des Haupttales festgestellt. Es ist somit immer wahrscheinlicher, dass zu jener Zeit die Julischen Alpen und nicht das Eis aus dem Gailtal das eigentliche Aktionszentrum darstellten. Das heißt, dass auch in der Längstalfurche überwiegend autochthones Eis lag, während dem allochthonen Eis aus dem Gailtal in erster Linie eine aufstauende Funktion im unteren Gailitzabschnitt zukam.

Im Hochglazial dürfte die westliche Begrenzung des Ugowitzer Tals vom Schönwipfel (1911 m) über Monte Cocco (1941 m) bis zum Stabet (1627 m) die Eisscheide dargestellt haben (DESIO 1927:323ff.); noch im Bühlstadium wird sich der Hauptteil des Val Brunagletschers nicht durch das vom Monte Nebria (1207 m) eingeengte Fellatal nach W gezwängt haben, sondern nach E geflossen sein, zudem der Saifnitzer Sattel erst eine rezente Talwasserscheide bildet, die selbst heute nur 20 m über dem Ausgang des Val Bruna liegt (Abb. 5).

Für den östlichen Abschnitt des Haupttals konnte anhand von gut ausgeprägten Ufermoränen an beiden Talflanken eine Dreiphasigkeit des Bühlstadiums nachgewiesen werden, was bereits an anderer Stelle ausführlich behandelt wurde (TINTOR 2002:266ff.). Diese Mehrgliedrigkeit konnte im Kanaltal bis Val Bruna ebenfalls festgestellt werden, wenn auch nicht mehr mit so vielen Moränen. Im Bereich von Camporosso wurden

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

auf beiden Talseiten Moränenwälle auf ca. 1070 m gefunden (Abb. 5); am wenigsten abgesichert erscheint hier die zweite Bühlphase, der nur eine Ufermoräne im Bereich des neuen Zubringersesselliftes (All'Angelo) am Luschariberg in 945 m Höhe zuzurechnen ist. Von der dritten und jüngsten Phase liegen aber wiederum auf beiden Talseiten mehrere Gletscherzeugen in Höhen von 835–870 m vor (Abb. 5), von denen jene am Ausgang des Bartolotales und des Luscharigrabens bereits A. Desio bekannt waren (idem 1927:312/424).

An der Südflanke des Monte Nebria wurde in 1100 m ein Erratikum gefunden, das aus dem benachbarten Val Bruna stammte und etwa 2 km weiter westlich wurde am Col di Gos (1048 m) eine Moräne festgestellt, die jedenfalls im Bühlstadial der ersten Phase abgelagert wurde (Desio 1927:313). Der Verfasser überzeugte sich selbst vor Ort und fand sie auf einem nach W gerichteten Sporn auf ca. 1040–1030 m mit mehreren aufliegenden hellen Triasblöcken. Daraus ist klar ersichtlich, dass aus dem Val Bruna im Bühlstadium noch ein Gletscherarm nach W floss und daher im Mündungsbereich Val Bruna-Fellatal eine Diffluenz herrschte.

Literatur

Abele, G. (1974): Bergstürze in den Alpen. – Wissenschaftl. Alpenvereinshefte, Heft 25, 230S.

Bobek, H. (1959): Der Eisrückzug im Klagenfurter Becken. – Mitt.Österr. Geogr.Ges., 101, 3–6.

Desio, A. (1927): L'evoluzione morfologica del bacino della Fella in Friuli. – Atti Soc.Ital.Sc.Nat.e Mus.Civ. St.Nat di Milano Vol. 65, No. 3–4:205–463, Pavia.

Dollinger, F. (1986): Überlegungen zur spätglazialen Vergletscherung des Höllengebirges. Nördliche Kalkalpen/Oberösterreich. – Ztschr.f.Glkde. u.Glazgeol., Bd. 22, Heft 2, 171–184.

Fritz, A. & F. H. Ucik (2003): Das Gailtal (Kärnten) – Ein ostalpines Gehölzrefugium seit dem Ende des Würm-Hochglazials: Pollendiagramm Görtschach. – Mitt.Österr.Geogr.Ges., 145:295–314.

Furrer, G., C. Burga, M. Gamper, H. P. Holzhauser, M. Maisch (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. – Geographica Helvetica 42:61–91.

Gams, I. (1992): Prispevek k mladokvavtarni geomorfologiji v zgornjesavski dolini/A contribution to the young quaternary geomorphology in the upper Sava valley. – Geografski zbornik XXXII:6–49.

Gams, I. (1994): Changes of the Triglav glacier in the 1955–94 period in the light of climatic indicators. – Geografski zbornik, XXXIV:81–109.

Hauser, C. (Ed.) (1982): Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, Geologische Karte der Republik Österreich, Geol. Bd.anst., 59S.

Hauser, C. (Ed.) (1982): Erläuterungen zu Blatt 201–210 Villach-Assling, Geologische Karte der Republik Österreich, Geol. Bd.anst., 44S.

Heuberger, H. (1968): Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 19, 270–275.

Kerschner, H. & E. Berktold (1981): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, Nördliche Stubaier Alpen, Tirol. Ztschr.f.Glkde. u.Glaz.geol., Bd.17, Heft 2, 125–134.

Kerschner, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. – Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.61, 65–76.

©Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Austria, download unter www.biologiezentrum.at

Kerschner, H. (1993): Späteiszeitliche Gletscherstände im südlichen Karwendel bei Innsbruck, Tirol. – Innsbr. Geogr. Studien, Bd. 20:47–55.

Kerschner, H., S. Ivy-Ochs, C. Schlüchter (2002): Die Moräne von Trins im Gschnitztal. – In: Geographischer Exkursionsführer Europaregion Tirol, Südtirol, Trentino. Bd.2, IGS, Bd.33/2, 185–194.

Kugy, J. (1953): Die Julischen Alpen im Bilde. – 4.Auflage, Leykam Verlag, 195S.

Kuhn, M. (1995): The mass balance of very small glaciers. – Ztschr.f.Glkde. u.Glazgeol., Bd.31:171–179.

Lieb, G. K. (1987): Zur spätglazialen Gletscher- und Blockgletschergeschichte im Vergleich zwischen den Hohen und Niederen Tauern. – Mitt.Österr. Geogr.Ges., 129, 5–27.

Maisch, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geographica Helvetica 37, 93–104.

Melik, A. (1954): Slovenski alpski svet. – Slovenija. Geografski opis II./1, 606 S.

Patzelt, G. (1975): Unterinntal – Zillertal – Pinzgau-Kitzbühel. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung. – In: Tirol, ein geographischer Exkursionsführer Innsbrucker Geogr. Studien, 2, 309–330.

Penck, A.& E. Brückner (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 1199 S., Leipzig.

Sgobino, F. (1995): Note Geologiche. In: La Piana di Fusine – Rateče. – Club Alpino Italiano, Sezione „Monte Lussari" Tarvisio, 25–35.

Srbik, R. v. (1936): Glazialgeologie der Nordseite des Karnischen Kammes. VI. Sonderheft der Carinthia II, 233 S.

Tintor, W. (1993): Die Kleingletscher der Julischen Alpen. – Carinthia II, 183./103.:405–424.

Tintor, W. (2002): Überlegungen zum Spätglazial zwischen Fusine und Rateče sowie im Mangarttal (Julische Alpen). – Grazer Schr.d.Geogr.u. Raumf., Bd. 38, 263–275.

Van Husen, D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jahrb. Geolog. Bundesanst. 120/1, 1–130.

Van Husen, D. (1998): Zur quartären Entwicklung in Kärnten. – In: Kärnten – Natur. Naturwissenschaftl. Verein f. Kärnten, 259–268.

Wakonigg, H. (1983): Witterung und Klima in Slowenien. In: Arb.Inst.f.Geogr. Univ.Graz, Bd.25, 191–205.

Anschrift des Verfassers:
Mag. Dr. Wolfgang Tintor,
Korpitsch 26, A-9587 Riegersdorf.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 2005

Band/Volume: 195_115

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

Artikel/Article: Zum Spätglazial in den nördlichen Tälern der italienischen Julischen Alpen 497-513