

Eine Übersicht der Gletschergeschichte und Glazialmorphologie im St. Galler Oberland und im Churer Rheintal

Autor(en): **Jordi, Ueli**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft**

Band (Jahr): **87 (1994)**

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-832700>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Eine Übersicht der Gletschergeschichte und Glazialmorphologie im St.Galler Oberland und im Churer Rheintal

Ueli Jordi

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	21
1. Einleitung	22
2. Prätürmeiszeiten	22
3. Die Früh- und Mittelwürmeiszeit ...	22
4. Spätwürm-Maximalstände	23
5. Würm-Spätglazial	25
6. Probleme der räumlichen Zuordnung des Bühl- und Steinachstadiums	27
7. Jüngere und ältere spätglaziale Stadien der Lokalglazier	29
8. Die Nacheiszeit	29
9. Nacheiszeitliche Lokalglazierhervorstöße	29
Literaturverzeichnis	30

Zusammenfassung

Seltene präwürmzeitliche Schliiffspuren und Erratiker über dem Rheintal liegen mindestens 200 m höher als die nicht genau differenzierbare Würmobergrenze.

Altpaläolithische Funde belegen eine temporäre Besiedlung in Teilen des hochalpinen Raumes der Ostschweiz vor oder während der Frühwürmeiszeit.

Jüngere, lokal genau definierte Eisrandlagen dürften mit Vorbehalt den letzten Hochwürm-Stadien Stein am Rhein und Konstanz entsprechen.

Würm-spätglaziale Rheingletscherstände zeichnen sich deutlich in Koblach, untergeordnet auch in Feldkirch und Sargans, indessen nur indirekt im Raum Chur ab. Eine genaue räumliche Korrelation mit dem Bühl-Stadium und insbesondere mit dem fraglichen Steinach-Stadium bezüglich Chur ist im Vergleich mit den älteren spätglazialen Befunden im inneralpinen Raum noch ungeklärt.

Der spätglaziale Eiszerfall des Rheingletschers von Koblach bis Chur erfolgte in ausserordentlich kurzer Zeit, möglicherweise im Verlaufe von nur wenigen Jahrhunderten.

Jüngere spätglaziale Gschnitz-, Clavadel-, Daun- und Egesen-Äquivalente konn-

ten in mehreren Seitentälern nachgewiesen werden.

Die eiszeitliche Erosion übertiefte Teile des Rheintaluntergrundes bis fast auf das heutige Meeresniveau.

Nacheiszeitliche Lokalglatschervorstösse ereigneten sich bis Mitte des letzten Jahrhunderts als Folge temporärer, relativ geringfügiger Abkühlungen.

1. Einleitung

Geomorphologische Untersuchungen von glazialen Erosions- und Akkumulationsformen sowie Schneegrenzberechnungen und Auswertungen von Pollenanalysen, absoluten Altersdatierungen und hydrogeologischen Tiefbohrungen ermöglichen eine ungefähre Rekonstruktion von eis- und nacheiszeitlichen Formungsprozessen im ehemaligen Rheingletschergebiet zwischen Feldkirch, Sargans und Chur. Örtliche Befunde im St. Galler Oberland, im äusseren Walgau, im Taminatal, im äusseren Prättigau und im Churer Rheintal werden grossräumig mit Ergebnissen im Bodenseegebiet und im inneralpinen Raum der Ostschweiz verglichen.

2. Präwürmeiszeiten (ab ca. 2 Mio. bis ca. 70 000 Jahre vor heute/BP)

Die generelle Abfolge der ältesten pleistozänen Grossvergletscherungen wurde sowohl im ehemaligen Zungenbereich des östlichen Bodensee-, Rhein-Iller-Gletschers in Süddeutschland (GRAUL, H. et EICHLER, H. in: HANTKE, R, 1978: 299) als auch im westlichen Linth-Rheingletschergebiet (WELTEN, M., 1982 a: 75–83) stratigraphisch und pollenanalytisch untersucht.

Im inneralpinen Raum ist keine Differenzierung dieser wiederholten Abfolge von Kaltzeiten möglich, weil jede nachfolgende Grossvergletscherung die Spuren der jeweils vorangehenden Eiszeit durch

erosive Vorgänge weitgehend zerstörte. Allein seltene, völlig isolierte und extrem hoch über dem späteren Würmmaximum liegende Erratiker und Schliiffspuren im Churer Rheintal, Prättigau und im Walgau ergeben unvollständige Hinweise auf ein oder mehrere Präwürmniveaus im Nährgebiet der ältesten pleistozänen Rhein-Grossvergletscherungen. Im Vergleich zur nachfolgenden Würmeiszeit lag die Eisoberfläche im Churer und Sarganser Rheintal wie auch im Walgau um mindestens 200–350 m höher (JORDI, U., 1986: 21).

Nur die höchsten Berggipfel überragten diese gewaltigen Eismassen. Das zusammenhängende Eisstromnetz erreichte seine grösste nachgewiesene nördliche Ausdehnung bis ca. 60 km über den Bodensee-raum hinaus.

3. Die Früh- und Mittelwürmeiszeit

Im Frühwürm (ca. 70 000–55 000 BP) und Mittelwürm (ca. 55 000–25 000 BP) erfolgten mehrere im Alpenvorraum untersuchte Aufbauphasen des Rheingletschers, die indessen erst in Ansätzen bekannt sind (KELLER, O., 1985: 31–42; KRAYSS, E., 1985: 23–30). Ein Nachweis dieser Spuren im Vergleich zum nachfolgenden Würm-Hochglazial ist im alpinen Rheintal nicht möglich.

Altpaläolithische Spuren im Drachenloch (Taminatal/Vättis)

Sedimentologische und archäologische Untersuchungen in der Drachenlochhöhle oberhalb Vättis im Taminatal (2427 m ü. M.; Standort: vgl. Abb. 1) ergeben einmalige punktuelle Hinweise über das alpine Paläolithikum wie auch über die eiszeitlich ältere Klimageschichte innerhalb der alpinen Ostschweiz.

Neben vorwiegend Höhlenbärenknochen und zahlreichen Gesteinsscherben mit einfachen Abschlügen wurden zusätz-

lich Holzkohlenreste einer Feuerstelle nach der ^{14}C -Methode mit «mehr als 53 000 BP» datiert. Dieses Mindestalter über der messbaren Obergrenze entspricht möglicherweise einer extremen Klimagunst innerhalb der letzten Zwischeneiszeit (Riss-Würm) oder vielleicht einem Frühwürm-Interstadial (vgl. BAECHLER, H., 1957; NIGG, T., 1978, sowie Zusammenfassung in: JORDI, U., 1986: 29–31).

4. Spätwürm-Maximalstände

(Würm-Hochglazial, ab ca. 25 000 BP)

Gut dokumentiert ist eine letzte maximale Vorstossphase des Rhein-Linth-, bzw. Rhein-Illergletschers, die sich vor allem in Schaffhausen und in Süddeutschland in Form von gestaffelten Endmoränen und Sanderterrassen deutlich abzeichnet. Bereits zu Beginn dieses Jahrhunderts untersuchten PENCK, A. und BRUECKNER, E. (1909: Bd. 2, 411–413) diese Endlagen und bezeichneten sie als «Kranz der äusseren Jugendmoränen».

Eine Häufung von Erratikern und Schlifspuren im oberen Rheintal wie auch in den einmündenden Seitentälern dürfte diesem spätwürmzeitlichen Maximalstand mit Eishöhen zwischen 2100 m in Chur und 1500 m in Feldkirch entsprechen (vgl. Abb. 1). Die zu geringe Höhenlage des Reliefs unterhalb Feldkirch verunmöglicht indessen eine direkte Korrelation mit den genannten Endlagen der damaligen Rheingletscherzungen. Der Gonzen bei Sargans ragte damals noch etwa 50 Meter über die Eismassen hinaus. Ein Grossteil des Rheingletschers bewegte sich ab Sargans in Richtung des Bodensees; nur ein geringer Anteil zweigte zum Seeztal ab. Über dem Kunkelspass bestand eine direkte Verbindung des zusammenhängenden Eisstromnetzes via Taminatal ins Rheintal bei Bad Ragaz (Eistransfluenz). Nach KELLER, O. und KRAYSS, E. (1993: 15) erfolgte der Eisaufbau des würm-

hochglazialen Rhein-Linthgletschers bis zur maximalen Ausdehnung innerhalb einer Zeitspanne von etwa 5000–7000 Jahren.

Das nach exklusiven Lokalerratikern aus dem Pizolgebiet benannte «*Verrucano-Niveau*» des Rheingletschers markiert das höchste zusammenhängend nachweisbare Eisrandniveau der Würmeiszeit im Konfluenzgebiet des Pizol-, Tamina- und Rheingletschers (vgl. Karten 7 und 8 in: JORDI, U., 1986: 32–37). Es bestehen deutliche Anzeichen dafür, diese nach dem Spätwürmmaximum höchste Eisoberfläche als Äquivalent des «*Stein-am-Rhein-Stadiums*» – bzw. dem «inneren Kranz der Jugendmoränen» zuzuordnen. Vergleiche mit den morphologischen Untersuchungen im Bodenseegebiet bis ca. 10 km nördlich Feldkirch erhärten diese Annahme (vgl. KELLER, O. und KRAYSS, E., 1980: Anhang). Die Eishöhe lag zwischen Chur und Feldkirch im Vergleich zum eigentlichen Spätwürmmaximum um etwa 200 m tiefer.

Gestaffelte Wallformen beidseits des Walgauer in Vorarlberg belegen eine Eisrandoberfläche auf etwa 1000 m ü.M. im Konfluenzgebiet des Rhein-Illgletschers (vgl. Abb. 2: unmittelbar über dem Feldkircherstand s.l.). Eine Korrelation dieses lokal nachgewiesenen «*Übersaxen-Gurtis-Niveau*» mit dem deutlich gestaffelten, stadialen Eisrandkomplex «*Würm-Konstanz*» (KELLER, O., 1981: 46) ist nach dem geschätzten Höhen- und Gefällsverlauf in Richtung des Bodensees denkbar. Nach KELLER, O. (1989: 122) entspricht der Eisrandkomplex bei Konstanz dem zeitlich letzten Hochwürm-Stadium des Rheingletschers.

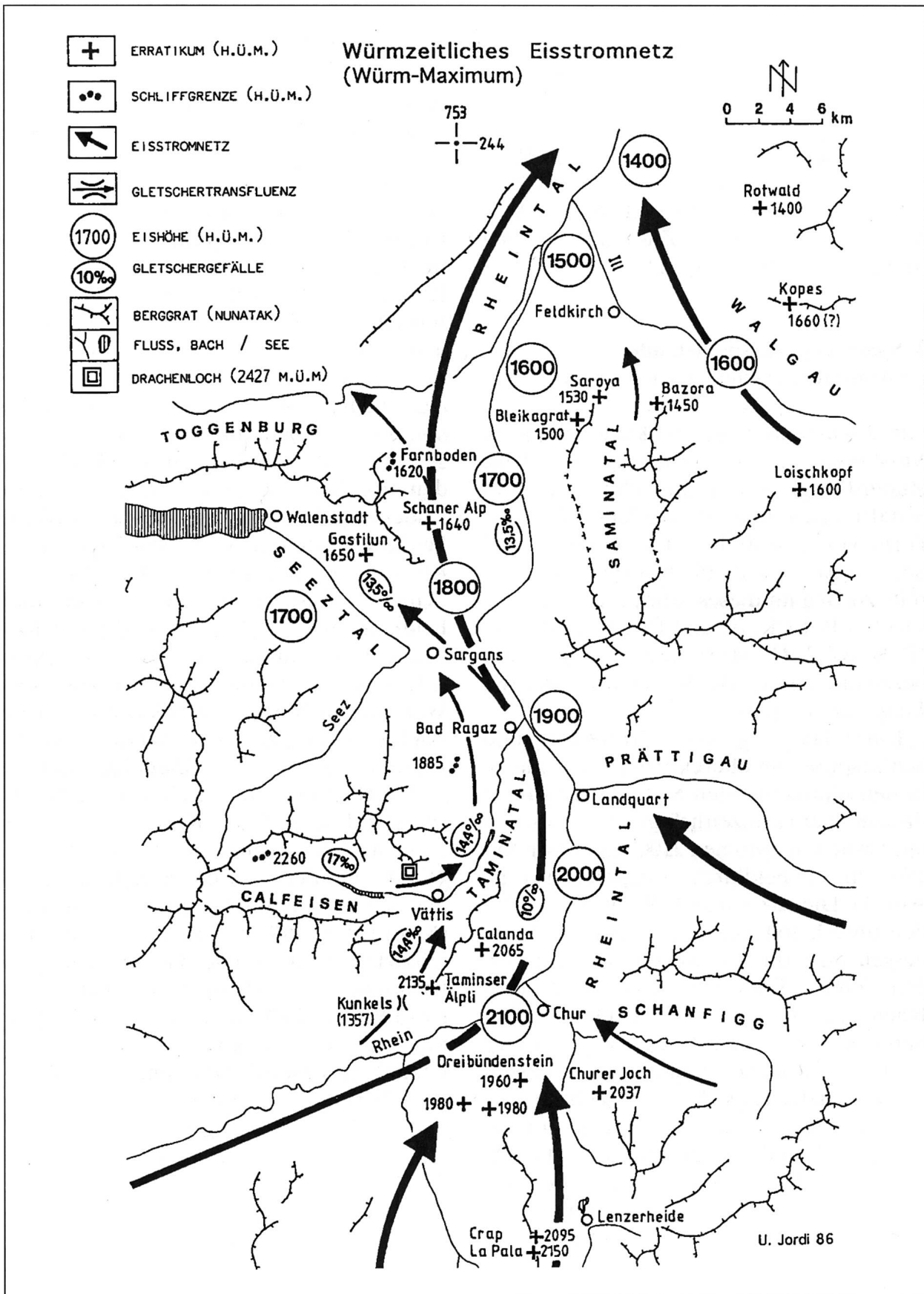


Abb. 1: Eisbewegung im würmeiszeitlichen Eisstromnetz und Höhenlage der Eis-Oberfläche.

5. Würm-Spätglazial

(ab ca. 15 000 BP bis 10 000 BP)

KELLER, O. (Zusammenfassung in: 1989) untersuchte weit über 100 Einzel- und Teilgletscher im Alpsteingebiet und in der Region zwischen Arlberg und Rickenpass. Er verknüpfte die Gletscher der Weissbad-Periode (bei Appenzell) mit den Endlagen des Rhein-Illgletschers bei Koblach (‹Weissbad-Koblach-Stadium›). Absolute Datierungen ergeben diesbezüglich ein Minimalalter von 14 000–14 500 BP (1989: 98). Die regional ermittelte Schneegrenze lag damals auf ca. 1450 m ü.M. oder etwa 1000–1100 m tiefer als heute (1989: 120).

Etwa 12 km südlich von Koblach folgen die nächst-deutlichen Eisrandformen in Feldkirch und im äusseren Walgau (vgl. Abb. 2; Detailkarte/Abb. 14 in: JORDI, U., 1977: 65). Morphologische Befunde ergeben hier eine letzte Kontaktstelle zwischen dem Rhein- und Illgletscher auf einem Felsriegel bei Mariagrün, ca. 80 m oberhalb der Talsohlen. Während sich im zungennahen Illgletscherbereich eine aktive, mehrfach vorstossende Eismasse andeutet, trifft dies für den Rheingletscherrand bei Feldkirch nur bedingt zu. Hier findet man vor allem abgestufte Moränenterrassen und nur einzelne Moränenwälle, die eher als wiederholte Stillstands- und Abschmelzphasen mit eingeschalteten leichten Vorstössen zu interpretieren sind. Im Gegensatz zum deutlichen Weissbad-Koblach-Stadium ist damit für diese Eisrandlage eher die Bezeichnung ‹Feldkircherstand s.l.› des Rhein-Illgletschers zutreffend (vgl. Abb. 2). KELLER, O. (1989: 122) definiert diesen abgestuften Stand als interne Eisrandlagen des stadialen Komplexes Weissbad-Koblach.

Mooruntersuchungen in Feldkirch-Mariagrün (BURGA, C., in: JORDI, U., 1986: 43–47; CHEDEL, M., 1986:ii) belegen ein Eisfreiwerden dieses Raumes während der ältesten Dryas, was einem Minimalalter von 13 000 BP für diese letzte Eiskonfluenz

bei Feldkirch entspricht. Da die höchsten Wallformen im Churer Rheintal bei Ober-Says auf 1088 m Höhe gefunden wurden (vgl. Abb. 2), ist bezüglich des Feldkircherstandes eine minimale Schneegrenzhöhe von 1100 m ü.M. wahrscheinlich.

Die alpinen Seitentalgletscher waren damals noch mit dem Rheingletschersystem verbunden, wie mehrere Eisrandformen im Taminatal und insbesondere die Kontaktzone im untersten Valzeinatal/Prättigau (vgl. WICK, P., 1970: 21–33) belegen. Da das Rheingletschniveau unmittelbar südlich des Kunkelspasses (1357 m ü.M.) noch eine maximale Höhe von etwa 1200 m ü.M. erreichte, war damit ab diesem Zeitpunkt die Eistransfluenz via Taminatal definitiv unterbrochen.

In der Talgabelung von Sargans treten auf den unteren Hangflächen oberhalb Vilters und Wangs-Mels mehrfach abgestufte glaziale Abschmelz- und Stillstandsformen auf. Sie markieren talnahe Eisrandlagen im zungennahen Bereich des ‹Sarganserstandes s.l. des Rheingletschers› (vgl. Abb. 3; Detailkarte 12: vgl. JORDI, U., 1986: 54). Während die Seitengletscher des Weisstannen- und Taminatales den Haupteisrand nicht mehr erreichten, stiessen die lokalen nordexponierten Pizol- und Valzeinagletscher gleichzeitig bis nahe an den Hauptgletscherrand vor. Schneegrenzberechnungen ergeben in beiden Fällen eine Gleichgewichtslinie von 1300–1450 m ü.M.; basierend auf einem Bezugsniveau von 2350–2450 m ü.M. mit Nordexposition beziffert sich damit die Schneegrenzdepression zu 1850 auf minimal 900 bzw. maximal 1100 m.

Im Raum Chur sind keine Eisrandformen des Rheingletschers zu erkennen. Das von HANTKE, R. (1980: 235, 239) erwähnte ‹Churerstadium› ist somit nicht gesichert. Lediglich moränenbedeckte Tomahügel in der Rheinebene zwischen Bonaduz und Chur sowie isolierte Kamesschotter oberhalb Felsberg und Erratikerzeilen auf den Flimser Bergsturzmassen deuten indirekt

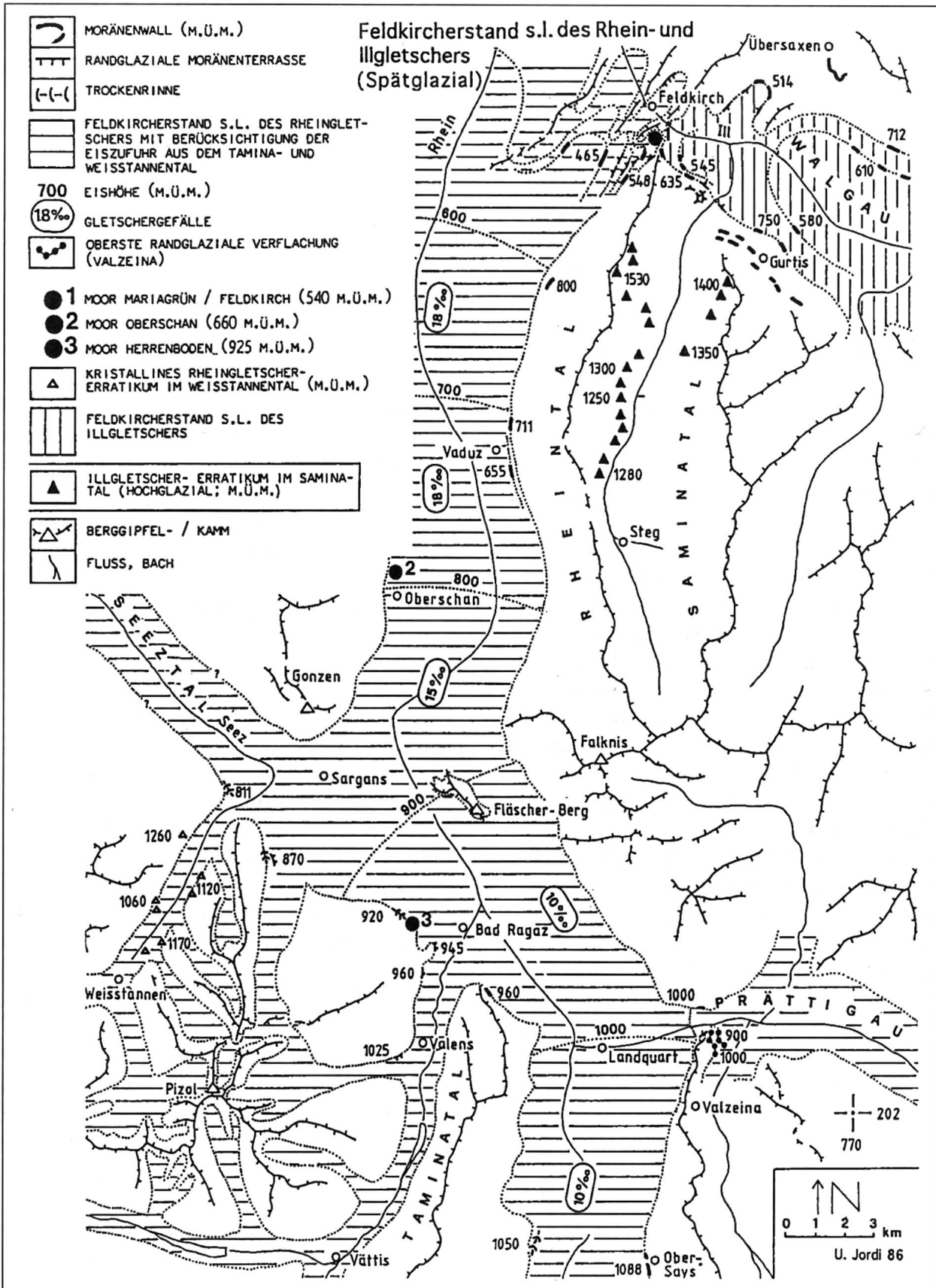


Abb. 2: Im Feldkircherstand zu Beginn des Spätglazials hatten die Zungen des Rhein- und des Illgletschers gerade noch Kontakt miteinander. Im Pizolgebiet ist die Lokalvergletscherung dargestellt.

eine ältere spätglaziale Rheingletscherzunge etwa bei Chur an. Die neutrale Bezeichnung als *«Rheingletscherstand in der Umgebung von Chur»* ist somit zwingend.

Nahe am ehemaligen Eisrand des Vorderrheingletschers mit Bezug auf dessen Zungenlage in der Gegend von Chur findet man zwischen Flims und Trin mehrere Wallformen der lokalen, gleichzeitig vorgestossenen Vorab-, Segnas- und Bargisgletscher (Vgl. JORDI, U., 1986: Karte 14), die nach glazialmorphologischen Vergleichen zu früheren und späteren Vorstößen wahrscheinlich mit diesem Rheingletscherstand in Verbindung stehen. Die lokal berechneten Depressionswerte zu 1850 beziffern sich auf 700–740 (+/– 50) m, was möglicherweise der Gschnitz- oder maximal der Steinach-Kaltphase entsprechen dürfte.

Nach MAISCH, M. (1981: 157) ist indessen bereits das Steinach-Stadium für ein zusammenhängendes Eisstromnetz bis nach Chur nicht mehr ausreichend. Seine detaillierten Untersuchungen im Landwassertal belegen diesbezüglich einen maximalen Vorstoss mit einer berechneten Schneegrenzdepression von etwa 700–800 m zu 1850, was möglicherweise dem Filisur/Alvanau-Stadium entspricht. Etwa 6 km talauswärts von Alvanau deuten tief gelegene Seitenmoränen des Albula- und Juliagletschers einen vereinigten Gletscherstand mit unbekanntem Depressionswert in der Umgebung von Tiefencastel an (HANTKE, R., 1980: 260). Ob diese Endlage vielleicht einem äusseren Steinach-Äquivalent entsprechen könnte, ist bisher unklar.

6. Probleme der räumlichen Zuordnung des Bühl- und Steinachstadiums

Das Bühl-Stadium (PENCK, A., 1909) repräsentiert nach dessen Typuslokalität im unteren Inntal mehrgliedrige Gletschervorstöße am Nordrand eines noch zu-

sammenhängenden Eisstromnetzes mit einer Schneegrenze, die 900–1000 m höher als um 1900 lag. Ein Vergleich mit den Verhältnissen im Rheintal und im inneralpinen Raum Graubündens gibt uns folgende Anhaltspunkte:

- Das Koblach-Stadium wie auch die Eisfronten in der Gegend von Feldkirch und Sargans ergeben ähnliche Depressionswerte (1000–1100 m/1100 m/900–1100 m). Nach FURRER, G. (1991: 12–14) sind diese Gletscherenden trotz einer Distanz von über 30 km zwischen Koblach und Sargans demselben Stadium zuzuordnen.
- Die Eisrandlage in Chur ergibt mit Vorbehalt lokale Depressionswerte zwischen 650–790 m, was maximal dem Steinach-Stadium entsprechen dürfte.
- Die räumliche Abfolge jüngerer spätglazialer Stadien zwischen Landwasser und Albulatal lässt auf eine inneralpine, steinach-äquivalente Gletscherendlage im Raume Filisur/Alvanau schliessen, die mit einer berechneten Schneegrenzdepression von 700–800 m über 40 km von Chur entfernt ist.

Damit ist weder das Bühl- noch das Steinach-Stadium im Rheintal räumlich genau definiert. Eine zusätzliche Festlegung von älteren spätglazialen Stadien ist fragwürdig, da diesbezüglich im gesamten Alpenraum keine Anhaltspunkte vorliegen. Zudem müssten die stets kleinräumig berechneten Depressionswerte von rasch vorgestossenen spätglazialen Lokalgletschern im Vergleich mit dem jeweils trägen Verhalten des Hauptgletschersystems während der Kaltphasen neu überprüft werden.

Unbestritten bleibt indessen ein sehr rascher Zerfall des spätglazialen Rheingletschersystems: da die Rheinebene bei Koblach schon um 14000 BP- bzw. Feldkirch bereits während der ältesten Dryas vor mindestens 13000 BP definitiv eisfrei wurde, musste der Rheingletscher bis zu seiner mindestens steinach-äquivalenten

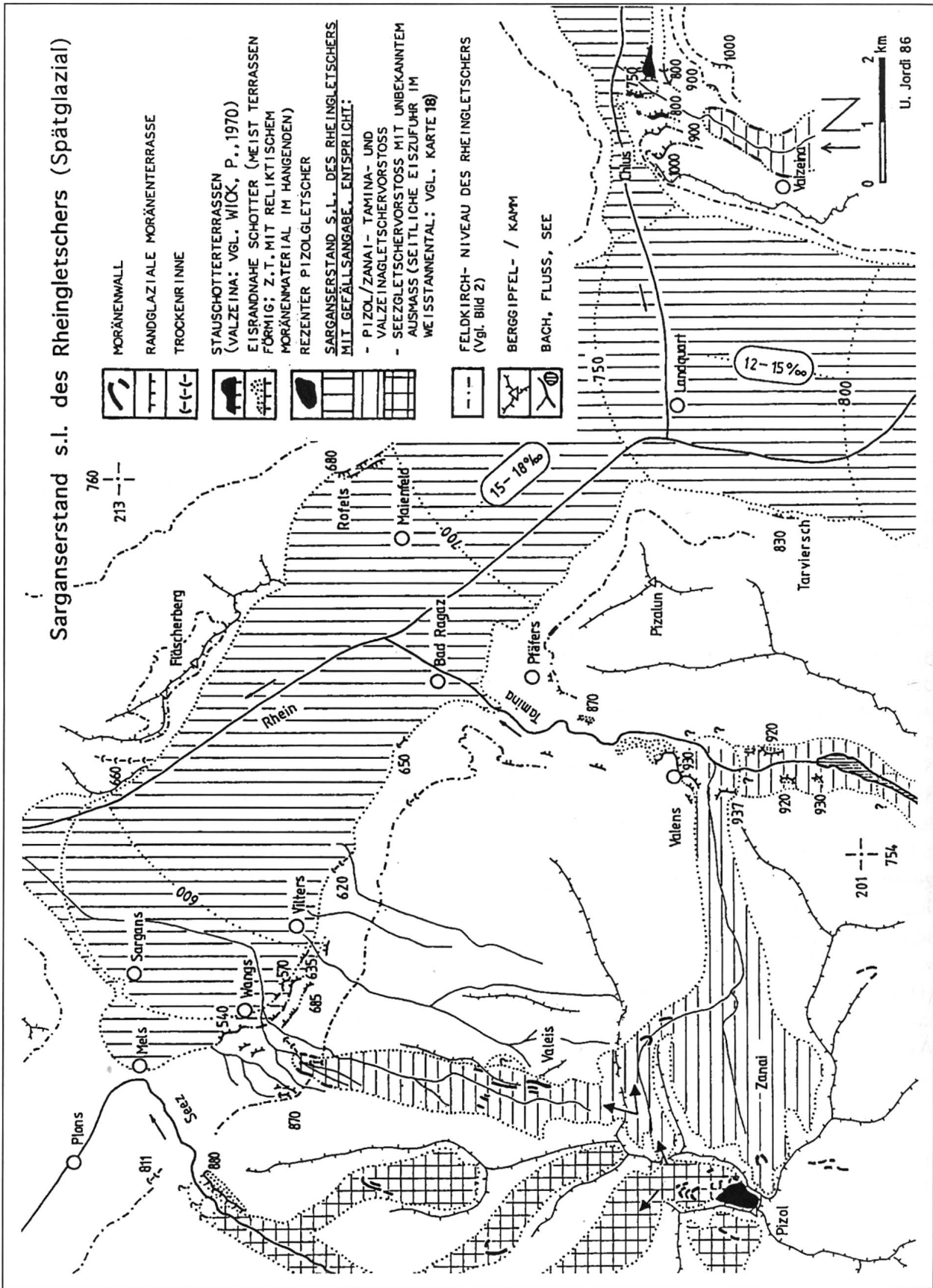


Abb. 3: Eisrand-Rekonstruktion des Rheingletschers und der Pizolgletscher im Sarganserland (Spätglazial der Würmeiszeit).

Stillstandsphase in der Umgebung von Chur in extrem kurzer Zeit weiträumig abgeschmolzen sein.

7. Jüngere und ältere spätglaziale Stadien der Lokalgletscher

Im Weisstannental und Pizolmassiv, im hinteren Taminatal (Sardona) wie auch im östlichen Calandamassiv und im Raume Flims konnten auf vielen Hang- und Karflächen zahlreiche Egesen- und Daunstände und mit Vorbehalt auch einzelne Clavadel-Stände entweder isoliert oder auch in einer zusammenhängenden Abfolge glazialmorphologisch und mit berechneten Depressionswerten nachgewiesen werden. Am nördlichen Abhang des Pizols und in Flims-Trin zeichnen sich zudem einzelne gschnitz- bis maximal steinach-äquivalente Vorstöße ab (vgl. JORDI, U., 1986: 73–105). Entlang der schmalen, meist steilwandigen Seitentäler fehlen genaue Anhaltspunkte für spätglaziale Eisrandlagen.

8. Die Nacheiszeit (ab 10 000 BP bis heute)

Bereits im Spätglazial, vor allem aber im Übergang zur Nacheiszeit, wurden als Folge der bis heute günstigen Temperaturverhältnisse gewaltige Schmelzwassermengen frei, welche die Rheintalsole vom Bodensee bis in die Gegend von Chur überfluteten. Typische, meist zusammenhängende Seenablagerungen beweisen diese Annahme (EBERLE, M., 1987). Bevor die Wiederbewaldung auch in höheren Lagen abgeschlossen war, überschüttete der Rhein den Talboden mit Geschiebe, so dass die Talsole fortlaufend überhöht wurde. Seitliche Zuflüsse, Wildbäche, Schlamm- und Trümmerströme verfrachteten die Schuttmassen an den Rheintalrand, wo mächtige Schuttkegel entstanden. Die ursprüngliche Anlage von Siedlungen be-

schränkte sich langfristig auf die hochwassergeschützten randlichen Schuttkegel. Zahlreiche Auswertungen von hydrogeologischen Bohrungen zeigen vertikal und lateral komplexe Abfolgen von eis- und nacheiszeitlichen Lockergesteinsfüllungen, die indessen keine Schlussfolgerungen über den genauen chronologischen Ablauf des eiszeitlichen Geschehens ermöglichen (vgl. BUECHI/MUELLER AG, 1981 und KOBEL, M., 1981, unpubliziert; Zusammenfassung in: JORDI, U., 1986: 71). Bei Tiefbohrungen zwischen Bonaduz und Sargans-Trübbach ist der Felsuntergrund mit Ausnahme der Felsschwelle zwischen Sargans-Mels in keiner hangfernen Sondierung je erreicht worden, obwohl man in Malans bis 226 m tief gebohrt hat. In Balzers erreichte die Bohrsonde den Fels erst auf 32 m ü.M. (EBERLE, M., 1987). Damit ist eine eiszeitlich bedingte, enorme Über-tiefung des Rheintalbodens und eine nachfolgend mächtige Aufschotterung bis in die Neuzeit erwiesen.

9. Nacheiszeitliche Lokalgletschervorstöße (um 1850)

Infolge mehrerer neuzeitlich-temporärer Klimarückschläge stiessen alle Lokalgletscher im Alpenraum wiederholt deutlich vor, wie auch der Pizolgletscher, der seine grösste nachgewiesene Ausdehnung nach dem Spätglazial beim Wildsee erreichte, was um 1850 einer Längenzunahme von etwa 900 m im Vergleich zur heutigen Endlage entspricht (JORDI, U., 1986: Karte 15; 1987: 20).

Literaturverzeichnis

- BAECHLER, H. (1957): Die Altersdatierung der Höhlenbärenreste im Widkirchli, Wildmannsloch und Drachenloch. – S.D. aus QUARTAER, Bd. 9.
- CHEDEL, M. (1986): Pollenanalytische und moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch. – Diplomarbeit Geogr. Inst. d. Univ. Zürich.
- EBERLE, M. (1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – *Eclogae. geol. Helv.*, Vol. 80/1 (193–206).
- FURRER, G. (1991): 25 000 Jahre Gletschergeschichte. – *Neujahrsblatt der Nat. f. Ges.*, Zürich.
- HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter, Bd. 1. – Ott Verlag Thun.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Bd. 2. – Ott Verlag Thun.
- JORDI, U. (1977): Geomorphologische Untersuchungen im unteren Saminatal, im äusseren Walgau und in Feldkirch. – *Liz.arbeit Geogr. Inst. d. Univ. Bern.*
- JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. – *Diss. Geogr. Inst. d. Univ. Bern (Bernensia, G 27).*
- JORDI, U. (1987): Auch der Gonzen unter dem Gletschereis. – *Terra Plana* 2/1987 (16–20)
- KELLER, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St.Gallen. – *Jahrb. der St. Gall. Natw. Ges.* Bd. 81. (32–71).
- KELLER, O. (1985): Zum Eisaufbau des hochwürmzeitlichen Rheingletschers im Bereich des Alpenrandes. – *Phys. Geogr.*, Vol. 16, *Geogr. Inst. d. Univ. Zürich* (31–42).
- KELLER, O. (1989): Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rickenpass gegen Ende der letzten Eiszeit. – *Ber. der St. Gall. Natw. Ges.*, Bd. 84 (97–123).
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (stadialer Komplex Würmstein am Rhein). – *Eclogae geol. Helv.*, 73/3 (823–838).
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1993): The Rhine-Linth Glacier in the upper Würm: a model of the last alpine glaciation. – *Quaternary International*, Vol. 18 (15–27).
- KRAYSS, E. (1985): Zur Gliederung des Eisaufbaus der hochwürmzeitlichen Bodensee-Vorlandvergletscherung. – *Phys. Geogr.*, Vol. 16, Zürich (25–30).
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – *Diss. Geogr. Inst. d. Univ. Zürich. Phys. Geogr.*, Vol. 3, Zürich.
- NIGG, T. (1978): Meine Höhlentagebücher vom Drachenloch. – Selbstverlag Chur (Reproduktion und Offsetdruck AG Bündner Tagblatt Chur).
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Leipzig (3 Bde.).
- WELTEN, M. (1982a): Stand der palynologischen Quartärforschung am schweizerischen Alpenrand. – *Geogr. Helv.*, 2/1982 (75–83).
- WICK, P. (1970): Geomorphologische Untersuchungen im Valzeinatal (Prättigau, Graubünden). – *Dipl.arbeit Geogr. Inst. d. Univ. Zürich.*