

<b>Zeitschrift:</b>	Eclogae Geologicae Helvetiae
<b>Herausgeber:</b>	Schweizerische Geologische Gesellschaft
<b>Band:</b>	89 (1996)
<b>Heft:</b>	3
<b>Artikel:</b>	Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm)
<b>Autor:</b>	Krayss, Edgar
<b>DOI:</b>	<a href="https://doi.org/10.5169/seals-167938">https://doi.org/10.5169/seals-167938</a>

### Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 21.02.2026

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

# Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm)

EDGAR KRAYSS

*Key words:* Alps, Switzerland, Rhine glacier, Würm, Late glacial, deglaciation, glacial morphology, chronostratigraphy

*Schlüsselwörter:* Alpen, Schweiz, Rheingletscher, Würm, Spätglazial, Deglaziation, Glazialmorphologie, Chronostratigraphie

## ZUSAMMENFASSUNG

Im alpinen Gebiet des eiszeitlichen Rheingletscher-Systems wurden hoch über den Talböden liegende Glazialrelikte wie Moränenwälle, Stauterrassen und Schmelzwasserrinnen untersucht. Das Niveau des höchsten Vorkommens solcher Geländeformen wird als Ausschmelzgrenze angesprochen. Relikte im Bereich der Ausschmelzgrenze markieren das Niveau des Eisstromnetzes im Zeitpunkt des in diesem Höhenintervall einsetzenden Abschmelzens. Regional zusammengefasst liegt die Ausschmelzgrenze in den inneren Alpentälern im Höhenbereich von 1750–2000 m. In einem Gletscher-Längsprofil werden mögliche Korrelationen dieser Ausschmelzregionen mit Endlagen des Eisstromnetzes diskutiert. Anstelle der bisherigen direkt auf  $^{14}\text{C}$ -Altern beruhende Einstufung der spätglazialen Stadiale Konstanz und Gschnitz wird eine kalibrierte Chronologie nach Kalenderjahren vorgeschlagen.

## ABSTRACT

In the alpine area of the pleistocene Rhine glacier glacial landforms (morainic ridges, kame terraces, meltwater channels) situated in high altitudes have been investigated. The highest level of these occurrences is defined as the uppermost limit of meltwater activity. Landforms at this altitude mark the level of the icestream network at the time of beginning melting processes. In the interior valleys of the Alps the uppermost limit of meltwater activity lies at 1750–2000 m a.s.l. In a longitudinal profile potential correlations with front positions of the ice-stream network are discussed.  $^{14}\text{C}$  age datings of the stades Konstanz and Gschnitz are compared with calibrated ages in calendar years.

## 1. Einleitung

Ein Blick auf die Eiszeitforschung der letzten 20 Jahre lässt im Rheingletschergebiet zwei Schwerpunkte erkennen: Den Bereich der glazialen Vorlandvereisung einerseits und die spätglaziale Vergletscherung der innersten Alpentäler anderseits.

Zur Glazialmorphologie des Bodenseeraums liegt eine Reihe von Beiträgen verschiedener Autoren vor (Übersicht in Furrer 1990 und de Jong et al. 1995). In diesem Rahmen publizierten Keller & Krayss (1993) u.a. kartographische Rekonstruktionen der Vorlandvereisung während des Maximalstandes im Hochwürm, im Stein am Rhein-Stadial (1980)

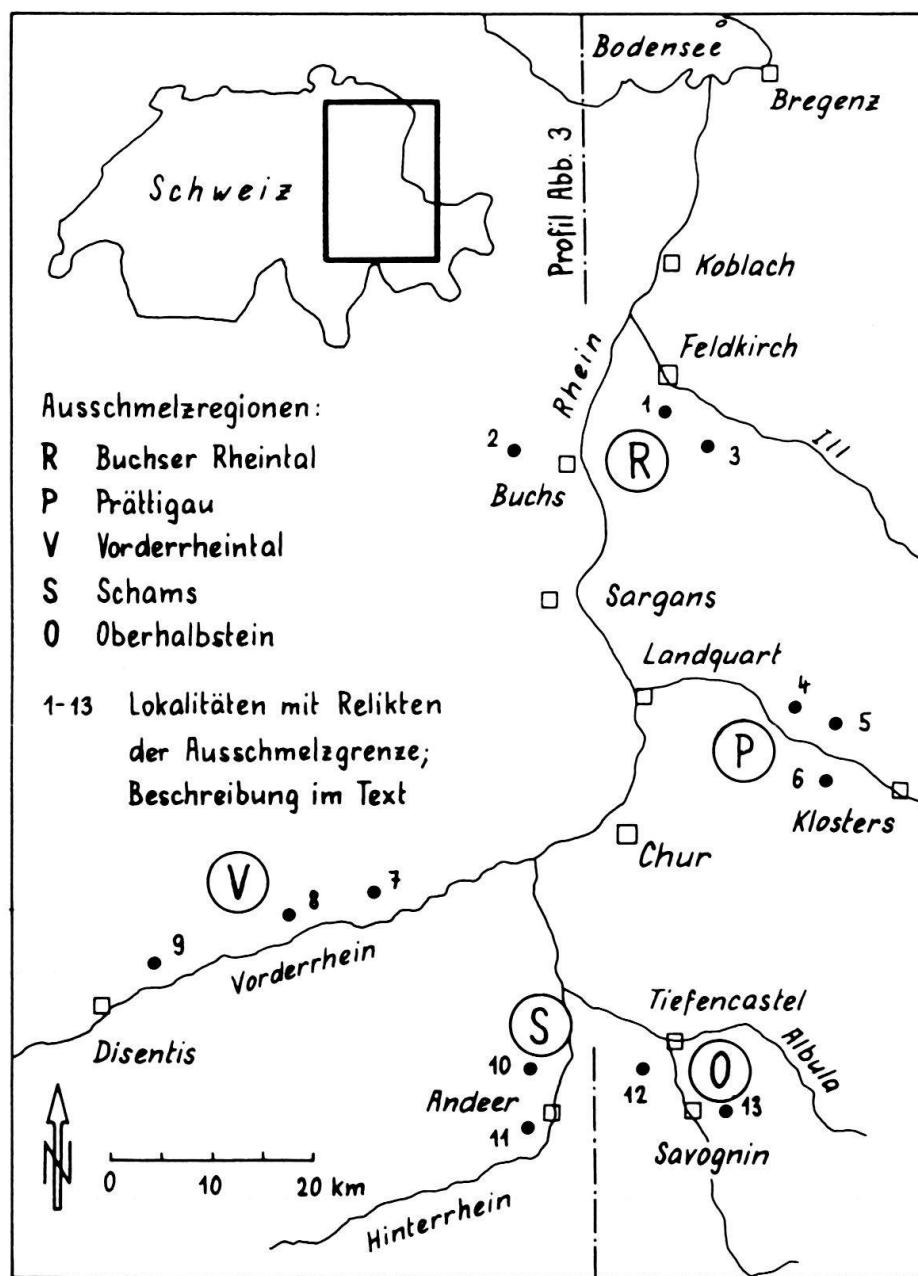


Fig. 1. Untersuchungsgebiet: St. Galler und Vorarlberger Rheintal – nördliches und mittleres Graubünden.

sowie im Konstanz-Stadial (1994). In den hochgelegenen Einzugsgebieten des Rheingletschersystems beschäftigte sich eine Arbeitsgruppe um G. Furrer vom Geographischen Institut der Universität Zürich mit der spät- und nacheiszeitlichen Gletschergeschichte (Übersicht in Furrer 1990). Ihre Befunde betreffend die Stadialabfolge und Chronologie stellte Maisch (1992, Fig. 2.1) in einem Spätglazialschema zusammen, das den Zeitraum vom Gschnitz-Stadial bis zum Egesen-Komplex umfasst. Demgegenüber ist der weite Bereich des Eisstromnetzes zwischen der Vorlandvereisung und den Gschnitz-Positionen bei Klosters, Savognin, Andeer und Disentis (Fig. 1) trotz verschiedenen neueren Unter-

suchungen (Jordi 1986, 1994; Keller 1988; de Graaff 1993; Kobler 1994) noch weniger gut abgedeckt.

Diesem Forschungsstand entsprechend verfügen wir heute über gute Kenntnisse zur Geometrie des Gletscherkörpers im Vorland während des Maximalstands und verschiedener Rückschmelzstadien (Oberflächenprofile W/Max, Stein am Rhein und Konstanz in Fig. 3). Noch recht unsicher ist hingegen die Oberflächengeometrie des Eisstromnetzes alpeneinwärts. Die in Figur 3 eingetragene Profillinie des letzteiszeitlichen Maximalstandes nach Jäckli (1962) stützt sich lediglich auf die Höhenlage von Erratikern und Schliffgrenzen.

Untersuchungen im Rahmen eines Nationalfonds-Projektes (Nr. 20-32104.91; O. Keller, E. Krayss: Die Deglaziation des alpinen Rheingletschersystems im Oberen Würm) führten zu Befunden, nach denen sich im Gelände ein höchstes Niveau von Glazialrelikten festlegen lässt, welches mit Ausschmelzprozessen am Rande des Eisstromnetzes zu parallelisieren ist. Aus der regional gemittelten Position solcher Niveaus wird in einem generalisierten Profil (Fig. 3) versucht, Hinweise auf den höhenmässigen Verlauf des Eisstromnetzes während den verschiedenen Phasen des Eisabbaus vom Vorland bis in die inneren Alpentäler abzuleiten.

Die spätglazialen Stadienserien in den inneren Alpentälern (in Fig. 3 repräsentiert durch einen Gschnitz-Gletscher mit angenommener Endlage bei Savognin) sind von den Stadien der Vorlandvergletscherung zeitlich durch einen Abschnitt getrennt, über dessen Dauer noch wenig Klarheit besteht. Obschon die Chronologie des Eisrückzugs zwischen den Stadialen Konstanz und Gschnitz auf weitgehend ungesicherten Daten aufbauen muss, sollen im Abschnitt 6 einige Überlegungen dazu angestellt werden.

## 2. Ausschmelzrelikte und Zonierung alpiner Talhänge

Bekanntlich lassen sich im Alpenraum neben den erratischen Blöcken, die seit Beginn der Eiszeitforschung als Belege pleistozäner Eisbedeckung herangezogen werden, weitere Typen glazialer Relikte beobachten.

- Moränenwälle: Sie enthalten Ausschmelzprodukte aller Fraktionen von Blöcken bis Silt und entstehen durch Anhäufung und/oder Zusammenschub direkt am Eisrand, allenfalls verbunden mit akkumulativen oder erosiven Schmelzwasserprozessen.
- Stauterrassen (Kame-Terrassen): Der Eisrand wirkte als Stauer ruhender oder fliesender Gewässer, aber auch von Murgängen, Bergstürzen oder langsamen Massenbewegungen (z.B. Bodenfliessen). Die Sedimente können Ausschmelzprodukte des Gletschers oder periglazialen Ursprungs sein.
- Schmelzwasserrinnen: Langgezogene Hohlformen im anstehenden Fels oder Lockermaterial lassen sich in vielen Fällen als eiszeitliche Schmelzwassergerinne interpretieren. Als Merkmale gelten: Geringes Sohlgefälle, hangparalleler Verlauf, Durchbruch von Hangvorsprüngen.

Etwas verallgemeinernd ausgedrückt weisen glaziale Relikte wie Moränenwälle, Stauterrassen und Schmelzwasserrinnen darauf hin, dass auf dem unmittelbar anliegenden Teil des Gletschers und/oder im näheren periglazialen Bereich zeitweise intensivere Ausschmelzprozesse im Gange waren. Wir bezeichnen die oben genannten Geländeformen als Ausschmelzrelikte.

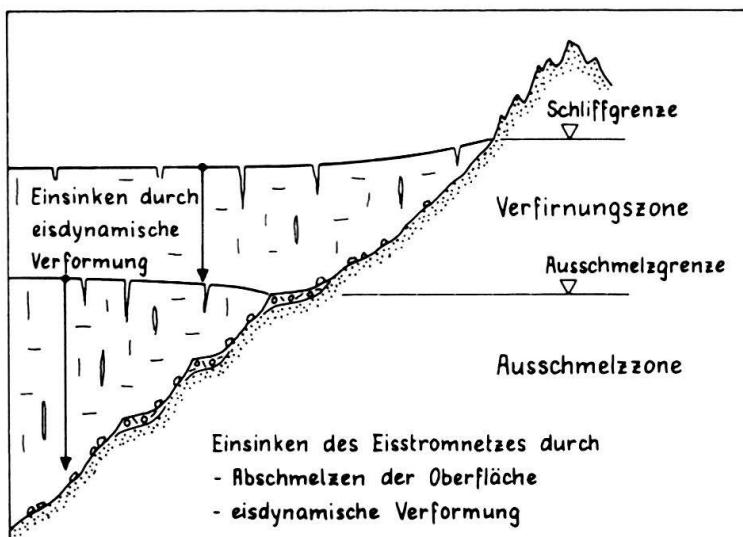


Fig. 2. Zonengliederung an einem Hangprofil eines Alpentals.

An einem idealisierten Hangprofil eines Alpentals lässt sich folgende Zonengliederung vornehmen (Fig. 2).

- **Schliffgrenze:** Höchststand des Eisstromnetzes, angezeigt durch glaziale Erosionsformen an Graten und Hangrücken. In welchem Masse die Schliffgrenze Argumente für den Maximalstand der letzten Vergletscherung liefern kann, muss hier offen bleiben.
- **Verfirnungszone:** Höhenbereich zwischen Schliffgrenze und Ausschmelzgrenze. Ausschmelzrelikte fehlen, Erratiker und Erratikerstreu finden sich meist nur im unteren Teil der Verfirnungszone. Solche Blöcke strandeten gewissermassen «trocken» infolge Ausdünnens der Eisbedeckung in den Hangzonen.
- **Ausschmelzgrenze:** Niveau des höchsten Vorkommens von Moränenwällen, Stauterrassen und Schmelzwasserrinnen. Die Ausschmelzgrenze markiert die Höhenlage des Eisstromnetzes in jener Phase des generellen Eisabbaus, während der an der betreffenden Lokalität erstmals intensivere sommerliche Ausschmelzprozesse einsetzten. Im allgemeinen verläuft die Ausschmelzgrenze lokal innerhalb einer durch Topographie und Exposition bedingten Bandbreite rund 200-400 m unterhalb der Schliffgrenze.
- **Ausschmelzzone:** Bereich zwischen Ausschmelzgrenze und Talboden, in dem Ausschmelzrelikte des absinkenden Eisstromnetzes in verschiedenen Höhenlagen und mit unterschiedlicher Häufigkeit vorkommen können.

Der Unterschied von Verfirnungszone und Ausschmelzzone spiegelt die klimatischen Bedingungen, unter denen die Rückbildung des Eisstromnetzes erfolgte. Die Verfirnungszone entspricht demjenigen Höhenbereich der Vergletscherung, in welchem es nach dem Maximalstand des Eisstromnetzes wohl zu einem Einsinken, nicht aber zum Niederschmelzen der Eisoberfläche kam. Dieses Einsinken des Akkumulationsgebietes entspricht einer internen Deformation des Gletscherkörpers, ausgelöst durch zunehmenden Massenverlust im Ablationsgebiet. Mittels solcher Verformungsprozesse spielt sich in einem Gletschersystem bei Klimaänderungen ein neues Gleichgewicht zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet ein (Haeberli 1991).

Zur Tieferlegung der Eisoberfläche durch Abschmelzprozesse kann es im inneralpinen Raum erst kommen, wenn die betreffende Gletscherregion infolge des klimabedingten Anstiegs der Schneegrenze (= Gleichgewichtslinie) unterhalb dieser zu liegen kommt und somit zum Ablationsgebiet wird. Im Talquerprofil dokumentiert die Ausschmelzzone mit ihren morphologischen Relikten jenen Höhenabschnitt, in dem das Einsinken des Eisstromnetzes, zusätzlich zu den eisdynamischen Verformungen, nachweisbar durch Abschmelzprozesse an der Gletscheroberfläche bewirkt wurde. Was demnach durch die Ausschmelzrelikte an der Ausschmelzgrenze angezeigt wird, ist der klimabedingte Wechsel des örtlichen Gletscherregimes von Akkumulation zu Ablation.

### **3. Relikte im Bereich der lokalen Ausschmelzgrenze**

Im folgenden ist eine Reihe von Ausschmelzrelikten zusammengestellt, welche als höchstgelegene im jeweiligen Hangprofil die lokale Ausschmelzgrenze anzeigen. Die Vorkommen lassen sich ihrer Genese nach überall mit einem hoch über den Talböden stehenden Eisstromnetz in Verbindung bringen. Lage und Verlauf schliessen den Zusammenhang der Relikte mit Lokalvergletscherungen während jüngeren spätglazialen Stadien (Gschnitz bis Egesen) in jedem Fall aus. Die Koordinaten beziehen sich auf die Südwestecke des Kilometerquadrats der Landeskarte, in dem die Lokalitäten zu finden sind (Übersicht in Fig. 1, Höhenlagen in Fig. 3).

#### **Buchser Rheintal/Walgau**

- (1) Vorderälpele S Feldkirch, 763/230, 1280–1320 m: Moränenwälle, vom Rheintal ins Saminatal einbiegend.
- (2) Sommerweid W Grabs, 747/227, 1330 m: Stauterrasse
- (3) Rossboden SW Nenzing, 767/226, 1380–1440 m: Stauterrasse und Illgletschermoräne (de Graaff 1993).

#### **Prättigau**

- (4) Plan di Stafel NW Pany, 776/201, 1700–1740 m: Moränenwälle (Kobler 1994).
- (5) Radaz N Saas, 780/200, 1760–1800 m: Moränenwälle (Kobler 1994).
- (6) Höhbord/Stelli SW Conters, 777/196, 1720–1750 m: Moränenwälle, Stauterrasse (Kobler 1994).

#### **Vorderrheintal (Surselva)**

- (7) Muota N Ruschein, 733/185, 1790–1820 m: Moränenwälle.
- (8) Alp Dado sut NW Waltensburg, 725/183, 1850–1900 m: Moränenwälle.
- (9) Alp Crap Ner Sut NW Sumvitg, 712/177, 1860–1920 m: Moränenwälle, aus Val Russein einbiegend.

#### **Schams**

- (10) Tgoms W Mathon, 749/167, 1930 m: Stauterrasse
- (11) Lai da Vons NE Sufers, 748/160+161, 1980–2000 m: Moränenwälle (Burga 1981, Karte 6).

#### **Oberhalbstein**

- (12) Salez SW Mon, 760/166, 2020 m: Moränenwall, Stauterrasse.
- (13) Battagliang NE Tinizong, 768/162, 2000–2030 m: Moränenwälle, aus Val d'Err einbiegend, Randrinne.

### **4. Regionale Ausschmelzgrenzen**

Im Rheingletscher-Profil Schussenried–Septimer (Fig. 3) wurden die Belegpunkte 1–13 zur lokalen Ausschmelzgrenze auf eine nord-süd-verlaufende Profilebene projiziert. Innerhalb verschiedener Talschaften lässt sich durch Mittelung der lokalen Befunde eine regionale Ausschmelzgrenze ableiten. In ihrer Bandbreite spiegelt sich die unterschiedli-

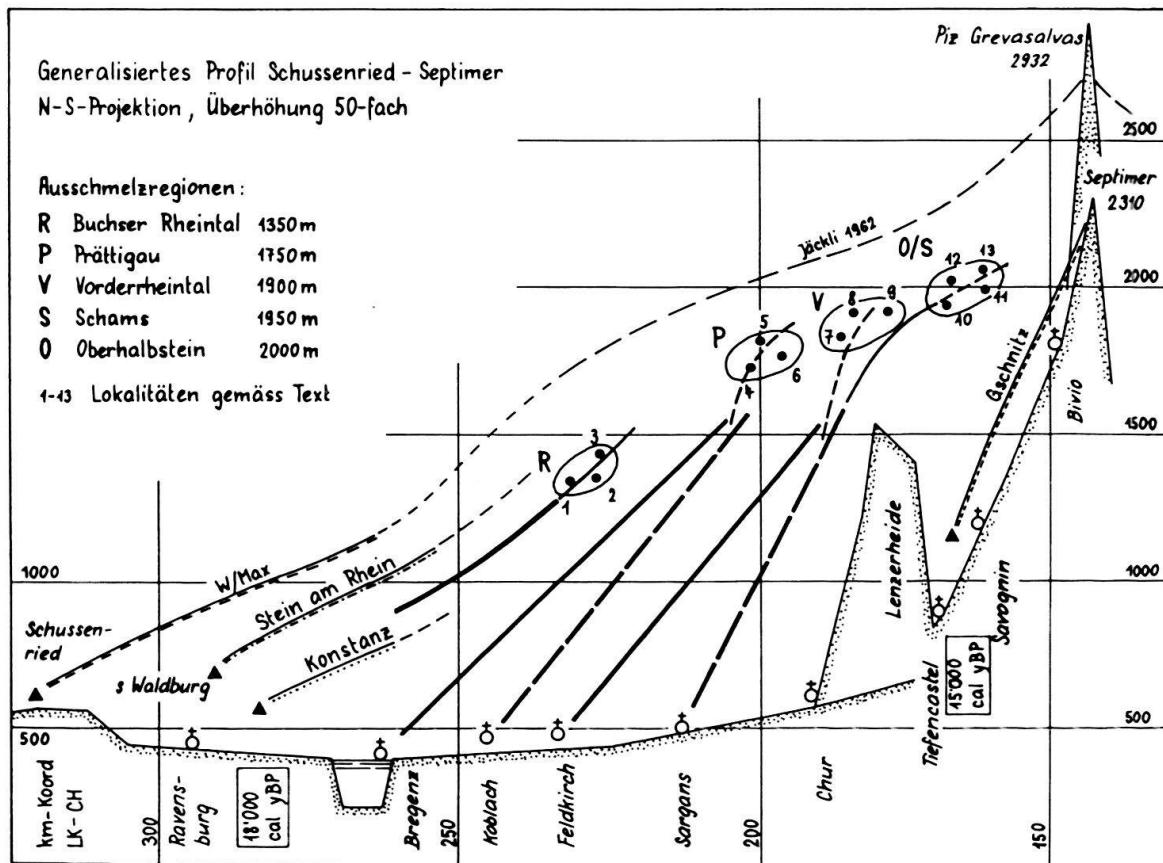


Fig. 3. Nord-Süd-Profil Schussenried – Septimer durch den letzteiszeitlichen Rheingletscher. Links: Vorlandvergletscherung im Maximalstand (W/Max) sowie während den Endlagen Stein am Rhein und Konstanz. Oben gestrichelt: Verlauf des inneralpinen Eisstromnetzes im Maximalstand nach Jäckli (1962). Dicke Linien (durchgezogen und gestrichelt) im Rheintal zwischen Bregenz und Chur: Mögliche Niveaus des Eisstromnetzes während den Phasen des einsetzenden Ausschmelzens in den alpinen Regionen P, V, O und S.

che Topographie und Exposition der einzelnen Lokalitäten. Als Mittelwert der lokalen Belegstellen 1–13 sowie einer Reihe weiterer, hier nicht aufgeführter Referenzstellen, ergeben sich die folgenden Höhenlagen der regionalen Ausschmelzgrenzen:

R	Buchser Rheintal/Walgau	1350 m
P	Prättigau	1750 m
V	Vorderrheintal (Surselva)	1900 m
S	Schams	1950 m
O	Oberhalbstein	2000 m

Analog zu Beobachtungen an Gletschern neuzeitlicher Größenordnungen (Maisch 1992, 132) ist anzunehmen, dass die regionalen Schneegrenzen zur Zeit der spätglazialen Eisrandbildungen nicht tiefer, vermutlich aber höher als die relikтив ausgewiesenen regionalen Ausschmelzgrenzen gelegen haben. Hinweise auf regionale Schneegrenzen oberhalb der Ausschmelzgrenze geben auch lokale Befunde aus den Regionen Rheintal/Walgau und Prättigau. Dort setzten bereits auf dem Niveau der regionalen Aus-

schmelzgrenze Eisströmungen (mit Erratikertransport) vom Haupttalgletscher weg nach Seitentälern ein (vgl. Walgau-Vergletscherungsmodell von de Graaff 1993, 347, Abb. 5). In solchen Seitentälern mit verhältnismässig niedrig gelegenen Umrandungen muss es infolge der oberhalb des Haupttal-Eisniveaus gelegenen Schneegrenze zu intensiveren Abschmelzprozessen gekommen sein.

## 5. Ausschmelzregionen als Rückschmelzmarken des Eisstromnetzes

Die Gebietsteile der einzelnen Talschaften, in welchen die höchstgelegenen Ausschmelzrelikte zu finden sind, werden im folgenden kurz als Ausschmelzregionen bezeichnet. Im Nord-Süd-Profil (Fig. 3) erscheinen sie gestaffelt in Höhenlagen zwischen 1350 m im Buchser Rheintal und 2000 m im Oberhalbstein. Im Verlauf des Eisabbaus vom Maximalstand der Vergletscherung bis zum völligen Verschwinden des Eises im Alpenrheintal markieren die Ausschmelzregionen konkret definierbare Stationen des absinkenden alpinen Eisstromnetzes. Von der infolge einer generellen Klimaverbesserung nach dem Stein am Rhein-Stadial schrittweise in die Höhe rückenden Ausschmelzgrenze wurde zuerst die Region Buchser Rheintal, später das Prättigau und Vorderrheintal, schliesslich die Regionen Schams und Oberhalbstein erreicht. Im entsprechenden Zeitabschnitt schmolz aber auch das gesamte Ablationsgebiet des Eisstromnetzes sukzessive zurück. Es stellt sich nun die Frage, wie die verschiedenen inneralpinen Stationen des Eisabbaus mit bekannten oder möglichen Endlagen des Eisstromnetzes im Alpenrheintal zu verbinden sind.

Mit geomorphologischen Kombinationen lässt sich das Problem nicht lösen, weil die Dichte der seitlichen Referenzpunkte zu gering ist, um aus ihnen zusammenhängende Gletscheroberflächen rekonstruieren zu können. Für den Bereich der Talsohlen ist zu bedenken, dass die zurückschmelzenden Gletscherzungen im Seez- und Rheintal vermutlich durchgehend in Seen stirnten, sodass die Bildung von Endmoränenwällen unterblieb. Auch fehlen in den Bohrprofilen aus Talfüllungen glaziale Relikte, die als Belege für korrelierbare Rückzugsstände heranzuziehen wären (Eberle 1987; Müller 1995). Die im Profil aufgeführten Lokalitäten im Alpenrheintal zeichnen sich also keineswegs als Belegstellen für «stadiale Endlagen» aus, sondern dienen lediglich der generellen Orientierung.

Prinzipiell lassen sich von den Ausschmelzregionen her Eisoberflächen unterschiedlicher Neigung alpenauswärts annehmen. Die Profillinie aus der Ausschmelzregion Buchser Rheintal lässt sich zwanglos in den bekannten Abschmelzbereich zwischen den Stadialen Stein am Rhein und Konstanz hineinführen (Keller & Krayss 1994). Problematischer ist die Rekonstruktion der Profillinien im Alpenrheintal, für die wohl glaziologische Kriterien heranzuziehen sind. Nach Haeberli (1991) ist anzunehmen, dass sich beim klimabedingten Ansteigen der Gleichgewichtslinie (= Trennlinie zwischen Akkumulations- und Ablationsgebiet), das alpeninterne Eisstromnetz nur verzögert dem relativ raschen Abschmelzen im Ablationsbereich angepasst hätte. Die Folge wäre ein zunehmendes Steilerwerden der Eisoberfläche im Zehrgebiet. Gemäss W. Haeberli (schriftl. Mitt.) entspricht die zunehmende Oberflächenneigung beim Eisrückzug wohl auch höheren Spannungen und schnellerem Fliessen im Eiskörper, was ihm aufgrund der bisherigen Modellansätze durchaus plausibel erscheint. Eine unter obiger Annahme gezogene Profillinie aus der Ausschmelzregion Prättigau würde den Raum Bregenz mit einem Gefälle

von rund 20% erreichen, eine solche aus den inneren Ausschmelzregionen die Gegend von Feldkirch mit 24%. Zur Diskussion stehen auch steiler verlaufende Eisoberflächen (gestrichelte Linien), also etwa mit 28% vom Prättigau nach Koblach einfallend oder gar mit 40% aus dem Oberhalbstein nach Sargans. Ob mit den beiden Linienpaaren im Profil der ganze Bereich möglicher Neigungen der zurücksmelzenden Eisoberfläche abgedeckt ist, muss hier noch offen bleiben.

## 6. Zur Chronologie des Eisrückzugs zwischen den Stadialen Konstanz und Gschnitz

Noch sehr lückenhaft sind die Kenntnisse zur Chronologie des hoch- und spätglazialen Rückzugs des Rheingletschers. Für die Positionen des Gschnitz-Stadials postulierte Maisch (1987; 1992, Fig. 2.1) ein Alter von zirka 14'500  $^{14}\text{C}$  yBP. Demgegenüber nahmen Keller & Krayss (1994) für das Konstanz-Stadial aufgrund weniger  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ein Alter von 15'000  $^{14}\text{C}$  yBP an. Davon weichen auch de Graaff & de Jong (1995) mit 14'600  $^{14}\text{C}$  yBP für ihren entsprechenden »dritten Rückzugskomplex« nur geringfügig ab. Mit diesen radiometrisch ermittelten Datierungen nach  $^{14}\text{C}$ -Jahren ergibt sich die Schwierigkeit, dass für den Eisabbau von Konstanz bis in die innersten Alpentäler sehr wenig Zeit vorhanden gewesen wäre. Auch bei der Annahme eines »rapiden Verschwindens« der Gletscher dürfen 500 Jahre für den Abbau eines über Chur noch an die 1500 m mächtigen Eisstromnetzes nicht ausgereicht haben.

Ein wesentlich anderes Zeitmass für den Eisabbau ergibt sich, wenn statt in  $^{14}\text{C}$ -Jahren in Kalenderjahren gerechnet wird. Es hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, dass im Zeitraum zwischen 10'000 und 18'000 Cal yBP (Kalenderjahre vor heute) die Abweichungen der  $^{14}\text{C}$  Alter von der wahren Zeit beträchtlich zunehmen. Durch dendrochronologische Datierungen gesichert ist nach Kaiser (1993, S. 185) ein wahres Alter von 13'500 Cal yBP für den Beginn des Bölling-Interstadials gegenüber dem bisherigen  $^{14}\text{C}$  Alter von 12'300 Jahren. Zu positiven Abweichungen von rund 3000 Jahren gegenüber den  $^{14}\text{C}$  Datierungen führten Untersuchungen an Barbados Korallen (Bard et al 1990; Tuschingham & Peltier 1993) für den Zeitabschnitt um 15'000  $^{14}\text{C}$  yBP.

Unter der Annahme eines Zeitraums von 1500 Kalenderjahren (Maisch 1992, Fig. 2.1) zwischen dem Beginn des Bölling (= Ende Daun-Stadial) und dem Gschnitz-Stadial hätte letzteres demnach ein wahres Alter von 15'000 Cal yBP. Die Verlässlichkeit der Kalibrationskurve von Tuschingham & Peltier (1993) vorausgesetzt, erhöht sich das ungefähre Alter des Konstanz-Stadials auf 18'000 Cal yBP. Mit diesen Eckdaten stünden für den Prozess des Rückschmelzens vom Konstanz-Stadial bis in die innersten Alpentäler nunmehr immerhin 3000 Kalenderjahre zur Verfügung, was wesentlich plausiblere Rückschmelzgeschwindigkeiten ergäbe.

Aus den Relationen der Ausschmelzregionen Schams und Oberhalbstein zu Gletscherendlagen im Raum Feldkirch/Sargans, also «halbwegs» zwischen Konstanz und Savognin (Fig. 3), lässt sich grob abschätzen, dass die Ausschmelzgrenze dort schon etwa 1500 Jahre vor dem Gschnitz-Stadium auf 1950–2000 m gelegen hätte. Das Ansteigen der regionalen Ausschmelzgrenze von 1350 m im Buchser Rheintal auf 2000 m im Oberhalbstein könnte sich demgemäß über 1500–2000 Jahre erstreckt haben.

Ebenso wie die in Kap. 5 dargelegten räumlichen Beziehungen ist auch das hier vorgeschlagene zeitliche Gerüst als nurmehr vorläufig zu betrachten. Sein Zweck ist erfüllt, wenn es das Feld für weiterführende Untersuchungen abzustecken vermag.

## Verdankungen

Der Autor dankt seinem Kollegen Oskar Keller, Eggersriet, herzlich für die Reinzeichnung der Figuren und ebenso Max Maisch, Zürich, für die kritische Durchsicht des Manuskripts. Mein Dank gilt auch dem Schweizerischen Nationalfonds für den finanziellen Beitrag zu den Untersuchungen, sowie den Begutachtern W. Haeberli, Zürich, und B.U. Müller, Bern.

## LITERATURVERZEICHNIS

- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R.G. & ZINDLER, A. 1990: Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30'000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature* 345, 405–410.
- BURGA, C.A. 1981: Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Pass. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 126/4, 237–367.
- EBERLE, M. 1987: Die Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintals. *Eclogae geol. Helv.* 80, 193–206.
- FURRER, G. 1990: 25'000 Jahre Gletschergeschichte. *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 135/5.
- DE GRAAFF, L.W.S. 1993: Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F.* 75, 325–363.
- DE GRAAFF, L.W.S. & DE JONG, M.G.G. 1995: Notes on the Alpine Rhine Glacier and the Chronostratigraphy of the Upper Würm. *Meded. Rijks geol. Dienst, Haarlem* 52, 317–330.
- HAEBERLI, W. 1991: Alpengletscher im Treibhausklima. *Regio basil.* 32/2, 59–72.
- JÄCKLI, H. 1962: Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv.* 55, 285–294.
- DE JONG, M.G.G., DE GRAAFF, L.W.S. & RUPKE, J. 1995: Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand. *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 138, 27–54.
- JORDI, U. 1986: Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch (Ostschweiz, Vorarlberg). *Geogr. Bernensia G* 27.
- 1994: Eine Uebersicht der Gletschergeschichte und Glazialmorphologie im St. Galler Oberland und im Churer Rheintal. *Ber. st. gall. natw. Ges.* 87, 21–30.
- KAISSER, K.F. 1993: Beiträge zur Klimageschichte vom späten Hochglazial bis ins frühe Holozän. Eidg. Forschungsanstalt WSL, Birmensdorf.
- KELLER, O. 1988: Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). *Phys. Geogr. Univ. Zürich* 27, Bd. A u. B.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. 1980: Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm–Stein am Rhein). *Eclogae geol. Helv.* 73, 823–838.
- 1993: The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation. *Quat. Int.* 18, 15–27, INQUA/Pergamon Press Ltd.
  - 1994: Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. *Ber. St. Gall. natw. Ges.* 87, 31–40.
- KOBLER, E. 1994: Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. *Jber. natf. Ges. Graubünden* 107, 45–128.
- MAISCH, M. 1987: Zur Gletschergeschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. *Geographica helv.* 1987/2, 63–71.
- 1992: Die Gletscher Graubündens. *Geogr. Inst. Univ. Zürich. Teil A u. B. Phys. Geogr.* Vol. 33.
- MÜLLER, B.U. 1995: Das Walensee/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Eigenverlag, Bern.
- TUSCHINGHAM, A.M. & PELTIER, W.R. 1993: Implications of the Radiocarbon Timescale for Ice-Sheet Chronology and Sea-Level Change. *Quaternary Res.* 39, 125–129.

Manuskript eingegangen 17. Januar 1996  
Revidierte Fassung angenommen 4. August 1996

