Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich (2005) *150*/1–2: 19–32

Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial

1. Teil: Einleitung; Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm

Oskar Keller (Eggersriet SG) und Edgar Krayss (St. Gallen)

Zusammenfassung

Rekonstruktionen verschiedener Gletscherstände des letzteiszeitlichen Rhein-Linth-Gletschers werden mit glaziologischen, hydrographischen und klimatologischen Verhältnissen ihres Umfeldes verknüpft. Methodische Grundlage ist das Bestimmen von Eisrandlagen mittels der Abfolge von Eisrandrelikten und den Niveaus der Randentwässerung. Für das Erfassen der dreidimensionalen Geometrie der Eiskörper und zum Verständnis der glazialen Prozesse ist die Konstruktion von Isohypsenkarten der Eisoberfläche unerlässlich.

Für den Aufbau und den Zerfall des Rhein-Linth-Vergletscherungssystems sind vier Hauptphasen unterscheidbar:

(1) Vorstoss in die Vorlandbecken
(2) Aufbau der Vorlandvergletscherung
(3) Eishochstände um und im Anschluss an die Maximalvereisung
(4) Abschmelzen in den Vorlandbecken und Auslasstälern.

Der Beginn des eigentlichen Vormarsches wird auf rund 29 000 Kalenderjahre vor heute angesetzt und erfolgte aus einer Basisposition im Raum Chur bei Domat-Ems. Im Bodensee-Vorland ist eine Aufbau-Eisrandlage im Raum Konstanz-Ravensburg erkannt worden. Sie wird als Obersee-Stand bezeichnet. Vor 24 000 Jahren war die maximale Randlage bei Schaffhausen erreicht. Die Eishochstände und das anschliessende Rückschmelzen in die Auslasskanäle Rheintal und Linth–Seeztal lassen sich in die stadialen Eisrandkomplexe Würm-Maximum W/M (Schaffhausen/Killwangen), Feuerthalen/Schlieren W/F, Stein am Rhein/Zürich W/S, Konstanz/Hurden W/K und Weissbad/Koblach W/W unterteilen, wobei mehrfach auch Wiedervorstösse nachweisbar sind. Nach 17 000 Jahren vor heute schmolzen die Gletscher von der Eisrandlage W/W endgültig in die inneren Alpentäler zurück.

The Rhine-Linth glacier in the last Glacial Maximum
Part 1: Introduction. Building-up and retreat of the Rhine-Linth glacier during the Upper Würm

The Würm glaciation of the Alpine foreland has been reconstructed in different phases as a result of investigations in the Rhine-Lake Bodan region as well as in the Linth glacier area. Moreover, it will be related with the glaciological, hydrographical and climatological environment. The methodical basis is the definition of ice marginal positions by using ice marginal relicts and the levels of glacial drainage paths. To understand the three-dimensional geometry of the ice bodies and the glacial processes it is necessary to construct contour charts with isohypses of the ice surface.

The building-up and the retreat of the Rhine-Linth glacial system can be divided into four main phases:

(1) Ice advance into the piedmont basins
(2) Buildung-up of the foreland glaciation
(3) Stages of the last glacial maximum (LGM)
(4) Wasting in the Alpine foreland and in the outlet valleys.

The real glacier advance supposedly begins at about 29 000 calendar years before present and ensued out of a base position near Chur at Domat-Ems. In the Bodan foreland in the region of Konstanz-Ravensburg an ice-marginal stage was found and named «Obersee-Stage». The greatest extension was reached near Schaffhausen before 24 000 years BP. The following high glacial stages as well as the ice retreat into the outlet channels consists of periods of wasting and of stabilisation or readvance respectively, the so-called ice marginal complexes. One can distinguish Würm Maximum W/M (Schaffhausen/Killwangen), Feuerthalen/Schlieren W/F, Stein am Rhein/Zürich W/S, Konstanz/Hurden W/K and Weissbad-Koblach W/W. After 17 000 years BP the glaciers finally melted back rapidly into the inner Alpine valleys.

Schlagwörter: Alpen – Eiskörper-Rekonstruktion – Hochglazial – Linthgletscher – Rheingletscher – Schweiz – Spätglazial – Vorlandvereisung – Würmeiszeit

1 EINLEITUNG

Wenn auch der Begriff «Eiszeit» zum allgemeinen Bildungsgut geworden ist, so weiss man doch eher wenig darüber, in welchem Masse sich eiszeitliches Geschehen mit unserer Umwelt verbindet und unsere Landschaft geprägt hat. Die Vorstellung von Eismassen, die noch «vor kurzem» den überwiegenden Teil der Schweiz bedeckt haben sollen, bleibt zumeist so lange diffus, bis uns die Beschäftigung mit deren Relikten zu verlässlichen Anschauungen und vertieftem Verständnis verholfen hat. Dies betrifft nicht nur die eigentliche Vergletscherung mit ihren verschiedenen Phasen des Eisaufbaus und des Eisabbaus, sondern auch ihre Verknüpfung mit glaziologischen, hydrographischen und klimatologischen Erkenntnissen rund um das eiszeitliche Geschehen. Eine Darstellung entsprechender Untersuchungen und Erwägungen ist das Ziel der vorliegenden Arbeit. Das «Untersuchungsobjekt» ist der letzteiszeitliche Rhein-Linth-Gletscher, wobei sich die Belegstellen über das ganze Vergletscherungsgebiet verteilen.

Zum Bodensee-Rheingletscher in seiner Gesamtheit stellte PENCK (1902) anlässlich eines Vortrags in Wien erstmals ein Kärtchen 1 : 1 Mio. vor. Die umfassende Bearbeitung des Rheingletschers erfolgte dann 7 Jahre später im Monumentalwerk PENCK und BRÜCKNER (1909). Nach dem Erscheinen dieser Publikation befasste sich eine wachsende Anzahl Autoren mit glazialmorphologischen und quartärgeologischen Untersuchungen zu vorwiegend regionalen Problemen im Rhein-Linth-Gletschergebiet. Eine Zusammenfassung solcher Arbeiten gab HANTKE (1978–83) im dreibändigen Werk «Eiszeitalter» mit Literaturhinweisen bis 1983. Unter den neueren glazialgeologischen Untersuchungen aus dem Rhein-Linth-Gebiet sind zu nennen: BURGA (1981), DE JONG (1983), HIPP (1986), JORDI (1986), SCHLÜCHTER et al. (1987), SCHREINER (1992a, 1992b), DE GRAAFF (1993), SCHOLZ (1993), DE GRAAFF und DE JONG (1995), DE JONG et al. (1995) sowie B. U. MÜLLER (1995). Einen bedeutenden Schritt zur Erfassung des Rhein-Linth-Gletschers innerhalb der letzten Vergletscherung der Schweiz bildete die Karte von JÄCKLI (1962). Sie erreichte darstellungsmässig ihre Vollendung im Kartenblatt «Die Schweiz zur letzten Eiszeit» 1 : 550 000 im Atlas der Schweiz (JÄCKLI, 1970).

Die Autoren begannen ihre Untersuchungen am Bodensee-Rheingletscher in den 70er Jahren und publizierten vorerst eine Karte des Vorlandgletschers im Stadium von Stein am Rhein (KELLER und KRAYSS, 1980). Weitere Karten erschienen zum Würm-Maximum (KRAYSS und KELLER, 1983), zum Konstanz-Stadium (KELLER und KRAYSS, 1994) sowie eine Übersicht zu vier verschiedenen Eisrandlagen und den zugehörigen Entwässerungssystemen (KRAYSS und KELLER, 1996). Einen Schwerpunkt der Studien am Rhein-Linth-Gletschersystem bildete ein Modell zum Eisaufbau und Rückschmelzen (KELLER und KRAYSS 1991a, 1993). Auf dieses Modell im Zusammenhang mit dessen chronologischen, glaziologischen und klimatologischen Aspekten wird in einem der folgenden Hefte eingegangen.

Grundlage der vorliegenden Arbeit sind die Rekonstruktionen der Vergletscherung des Rhein-Linth-Gebiets während des würmzeitlichen Maximums und verschiedener Rückschmelzstände. Dazu sind die Autoren methodisch folgendermassen vorgegangen:

1. Begehung und Aufnahme des Geländes unter Aspekten der **Morphologie**: Moränenwälle, Schotterfelder, Terrassen aller Art, Schwemmfächer, Talverbauungen und Schmelzwasserrinnen.
2. Untersuchung und Interpretation von Aufschlüssen und Bohrungen nach Kriterien der **Sedimentologie**: Grundmoräne, Diamikte, Blockwerk, Kies, Sand, Silt, Ton.
3. Zusammenfügen der im Feld erkannten Eisrandpositionen zu weiträumig korrelierten Eisrandlagen in **Kartendarstellungen**.
4. Verknüpfung der einzelnen Befunde in stark überhöhten Längs- und Querprofilen zur Ermittlung von Gletscherrändern sowie zur Rekonstruktion eiszeitlicher Entwässerungsbahnen gemäss den Regeln der **Hydrographie.**
5. Konstruktion von **Isohypsenbildern der Eisoberfläche** verschiedener Gletscherstände nach glaziologischen und topographischen Gesetzmässigkeiten.

Details zur Rekonstruktion von Gletscheroberflächen und zur eiszeitlichen Hydrographie finden sich in KELLER und KRAYSS (1982, 2000) sowie in KRAYSS und KELLER (1996, 2000).

2 AUFBAU UND ABSCHMELZEN DES RHEIN-LINTH-GLETSCHERS IM OBEREN WÜRM

Innerhalb des gesamtalpinen Eisstromnetzes nahm das hochwürmzeitliche Rhein-Linth-System mit einer vergletscherten Fläche von 16 400 km^2 etwa 11% der alpinen Eiskappe ein. Von einem Rhein-Linth-System wird gesprochen, weil ein Arm des Rheingletschers über die Talgabelung von Sargans mit den Eisströmen im heutigen Linth-Einzugsgebiet zusammenhing. Ausser vom Bündner Rheingebiet wurde der Ostteil des Systems auch aus den Vorarlberger Tälern der Ill und der Bregenzer Ach mit Eis versorgt (Abb. 1).

Die Akkumulationsareale reichten bei einer mittleren Höhenlage des Terrains um 2000 m ü. M. vom Arlberg bis zum Gotthard. Durch den grossen Auslasskanal des nordwärts gerichteten Rheintals gelangte der überwiegende Teil der Eismassen in den Ablationsraum des Bodenseebeckens, wo sich in Form einer Halbellipse ein Vorlandgletscher aufbaute. Als Nebensystem füllte der Linthgletscher die nordwestwärts gerichteten Becken des Glatt- und des Limmattals.

Das **Profil des Rheingletschers** (Abb. 2) weist folgende drei Hauptabschnitte des Vereisungssystems auf:

a) Die inneralpinen Täler zwischen Rheinwaldhorn und Chur.
b) Das von Chur zum Bodensee verlaufende Tal des Alpenrheins. Es durchbricht die alpinen Randketten und dient dem Gletscher als Auslasskanal. Wie alle alpinen Auslasstäler ist es stark übertieft und mit mehreren hundert Metern Lockermaterial verfüllt. Im Auslasskanal beträgt das Gefälle der Eisoberfläche ca. 12‰.
c) Das Vorlandbecken rings um den Bodensee. Es liegt gänzlich in Molasseschichten des Alpenvorlandes und ist vom Donaugebiet im Norden durch eine Schwelle getrennt. Der Abflusslinie des Oberrheins folgend verlängert sich das Becken westwärts und endet bei Schaffhausen am Tafeljura des Randen. Am Übergang vom Auslasskanal zum Vorlandgletscher liegt die Eis-

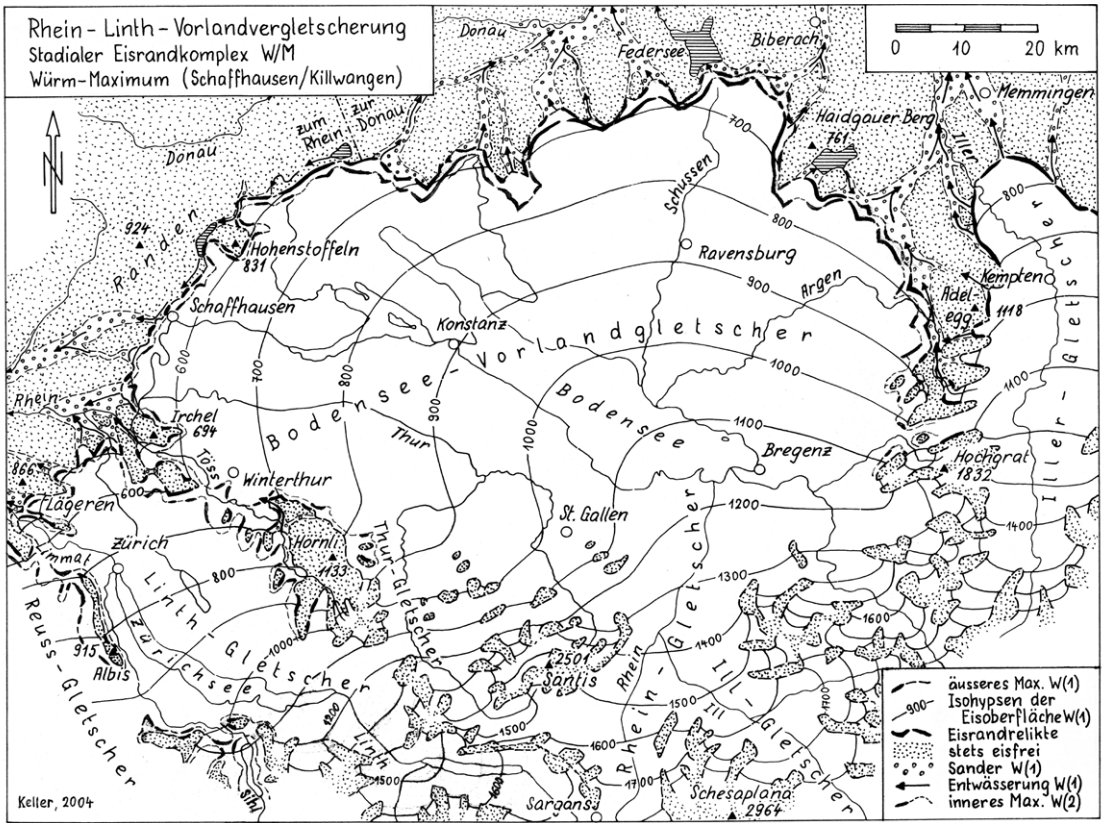


Abb. 1. Rhein-Linth-Gletscher in den Maximalständen W(1) und W(2) der letzten Eiszeit. Durch die Auslasskanäle des Rheintals und des Walensees gelangen die inneralpinen Eismassen in die Vorlandbecken im Bodenseeraum sowie im Glatt- und Limmattal.

Fig. 1. Rhine-Linth glacier during the maximum extension of the Würm glaciation (LGM). Inner Alpine ice masses reach the foreland basins by passing through the outlet valleys of the Rhine and the Linth.

oberfläche im Würm-Maximum auf rund 1200 m ü. M. Sie fällt mit 6–8‰ vom Kuppelbereich gegen die etwas steileren Randzonen ein.

Ein entsprechendes Profil lässt sich auch durch den Arm des Linthgletschers zeichnen (Abb. 2). Das Walenseetal und der unterste Abschnitt des Glarnerlandes haben hier die Funktion des Auslasskanals. Das Vorlandbecken beginnt nahe dem Alpenrand in der Linthebene und reicht bis zur Lägern und fast bis zum Rhein. Die Eisoberfläche fällt jedoch mit 12–15‰ wesentlich steiler ab als beim Bodensee-Gletscher.

Die nachstehenden Ausführungen zum Aufbau und Abschmelzen des Rhein-Linth-Gletschers befassen sich mit den Vorgängen während des Schlussteils der Würmeiszeit, also des Oberen Würm. Der Aufbau und Zerfall des Rhein-Linth-Vereisungssystems wird in **vier Hauptphasen** eingeteilt:

(1) Vorstoss in die Vorlandbecken
(2) Aufbau der Vorlandvergletscherung
(3) Eishochstände Würm-Maximum bis Stein am Rhein
(4) Abschmelzen in den Vorlandbecken und Auslasstälern.

2.1 Vorstoss in die Vorlandbecken

Die wichtigste Zeitmarke für den Beginn der alpinen Vereisung ist das bekannte **Profil von Baumkirchen** im Inntal unterhalb Innsbruck, wo fluvioglaziale Vorstossschotter über Bändertonen mit organischem Material liegen (PATZELT und RESCH, 1986). Die Hölzer in den Bändertonen wurden mit 31–27 ky ^{14}C BP datiert. Der Wechsel von den lakustrischen Tonen zu den darüber liegenden Vorstossschottern wurde gemäss einer Entschliessung der INQUA-Subkommission für europäische Quartärstratigraphie (CHALINE und JERZ, 1984) in diesem Typusprofil als Zeitgrenze zwischen Mittlerem und Oberem Würm festgelegt. Datiert wurde diese Zeitgrenze mit 25 ky ^{14}C BP gemäss der konventionellen ^{14}C-Skala, was ca. 30 000 Kalenderjahren vor heute entsprechen dürfte. Auf die Umstellung von ^{14}C-Daten auf kalibrierte Alter nach Kalenderjahren wird im 2. Teil eingegangen. Gegenüber den Daten der Lokalitäten Gossau (ZH) und Mörschwil (SG) im Vorlandgletscher-Bereich hat das Typusprofil von Baumkirchen den grossen Vorteil, im Inngletscher-System eine alpeninterne Position zu markieren. Die sedimentologischen und morphologischen Befunde legen es nahe, dass um ca.

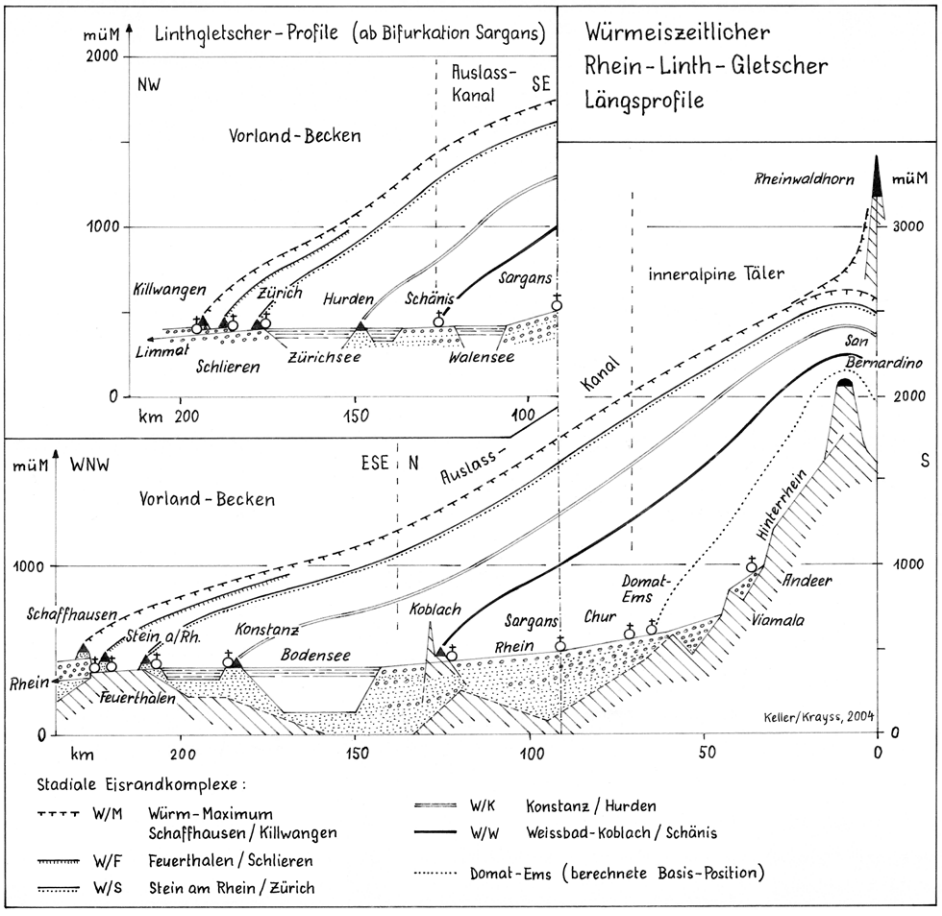


Abb. 2. Längsprofil durch den Rheingletscher vom San Bernardino-Pass bis Schaffhausen. Die Oberflächenlinien des Eiskörpers entsprechen den stadialen Endlagen. Beachtenswert ist die glaziale Übertiefung des Felsreliefs im Auslasskanal und Bodensee-Vorlandbecken. Ausgehend von der Eisbifurkation bei Sargans sind die Profillinien für den Linthgletscher links oben dargestellt.

Fig. 2. The longitudinal profiles point out the course of ice surface for various stadial ice margins. At Sargans the system of glaciation is splitted in the Bodan-Rhine glacier and the Linth glacier.

30 000 Kalenderjahren vor heute der Inngletscher noch flussaufwärts von Baumkirchen im Raum Innsbruck gestirnt haben muss.

Rekonstruktionen eines Eisstromnetzes des Inngletscher-Systems, das auf einen Sander bei Innsbruck mündet, lassen Schlüsse auf eine Schneegrenze (Kap. 3.2 im 2. Teil) um 2100 m ü. M. zu (KELLER und KRAYSS, 1991a). Diese Höhenlage entspricht bezüglich der neuzeitlichen Gletscherhochstände um 1850 einer Depression von rund 700 m. Für das weniger kontinentale Rheingletschergebiet lässt sich dieser Wert einem Niveau von 1900 m und 2000 m zuordnen. Mit der Annahme einer solchen Höhenlage der Schneegrenze wurde in den inneren Alpentälern des Rheingletschergebietes ein Eisstromnetz rekonstruiert, dessen Zungenende in den Raum von Domat-Ems westlich Chur zu liegen kommt. Die Randlage Domat-Ems wird demgemäss als **Basisposition für ein Aufbau-Modell des Rheingletschers im Oberen Würm** angenommen. Diesem Stand entspricht ein vergletschertes Areal von 2300 km^2 und ein Volumen des Eiskörpers von 340 km^3.

Zum Vorstoss der alpinen Eismassen durch die Auslasstäler liegen zahlreiche Beobachtungen von Sedimentabfolgen mit typischen Aufbausequenzen vor (KELLER, 1985; RAPPOL und GIYSSEL, 1988; DE GRAAFF, 1989). Es handelt sich zumeist um Verfüllungen oder Anlagerungen in Seitentälern mit fluvialen Schottern oder eisrandnahen Stausedimenten. Sie sind im Top überwiegend mit Grundmoräne überdeckt. Mangels datierbarem Material waren chronologische Gliederungen bisher nicht möglich. Das gleiche gilt für die mächtigen Verfüllungen unter den heutigen Talböden der Auslasstäler.

Auffallend ist im vorarlbergischen Walgau und im Prättigau, in welchem Masse die Vergletscherung der Seitentäler «von aussen nach innen» erfolgte. Der Aufbau des Haupttalgletschers spielte sich über Hunderte von Höhenmetern bei zurückbleibenden Seitengletschern ab. Das lässt sich allenfalls damit erklären, dass infolge geringerer Niederschläge die Eisproduktion im Lokalbereich, also am Nordhang der Alpen, zurückblieb, während höhere Niederschläge im Gebiet des Zentralalpenkamms den Haupttalgletscher besser nähren konnten (Kap. 4 im 2. Teil).

Der Übergang zwischen der Vorstossphase (1) und dem Aufbau der Vorlandvergletscherung (2) wird mit einer Eisrandposition im Raum Konstanz korreliert. Diese als **Obersee-Stand** (KRAYSS und KELLER, 1983) bezeichnete Randlage des Bodenseegletschers wird von mit Grundmoräne überdeckten Schottern und Drumlinfeldern gesäumt. Grössere Aufschlüsse in Kiesgruben bei Hohentannen/Bischofszell (HIPP, 1986) sowie bei Knollengraben/Ravensburg (WEINHOLD, 1973; DE JONG, 1983; KELLER und KRAYSS, 1988) dürften zum Eisrandkomplex des Obersee-Standes gehören.

Dem Aufbaustand Obersee entsprach im Rhein-Linth-Gletschergebiet ein vergletschertes Areal von 8200 km^2 und ein Eisvolumen von 1850 km^3.

2.2 Aufbau der Vorlandvergletscherung

Während des Aufbauschrittes des Rhein-Linth-Gletschersystems von der Obersee-Eisrandlage bis zum Maximalstand hatte sich das Eisvolumen von 1850 km^3 auf das Dreifache zu erhöhen. Dabei vergrösserte sich die Gletscherfläche von 8200 km^2 auf das Doppelte. Der Aufbau des Rhein-Vorlandgletschers hatte zur Folge, dass es in den sich zum Bodensee-Becken öffnenden Tälern verbreitet zur Bildung von Eisstauseen kam. Auf die Vorgänge in den einzelnen Zungenbecken sind die Autoren in Studien zur Hydrographie des Bodenseeraums eingegangen (KRAYSS und KELLER, 1996; KELLER und KRAYSS, 2000). Verbreitete Ablagerungen eines Staugewässers hat SCHINDLER (1982, 1985) im Raum Schaffhausen/Neuhausen nachgewiesen. Als Ursache der Seebildung mitten in der Hauptabflussrinne des sich aufbauenden Vorlandgletschers wird angenommen, dass ein Eislobus im untersten Thurtal mitsamt seinen Vorstossschottern dem Rhein den Abfluss zum Rafzerfeld versperrte und so zwischen Cholfirst und Randen den Schaffhauser See aufstaute (KRAYSS, 1985).

Im Osten schlossen sich dem Rheingletscher zunächst die Eisströme des Bregenzer Ach-Systems an, später kam es bei Oberstaufen zum Eiskontakt mit dem Illergletscher.

Aus dem Säntisgebirge stiessen die **Lokalgletscher** der Sitter, der Urnäsch und der Thur vor (KELLER und KRAYSS, 1991b). Auch im Neckertal entwickelte sich ein Eisstrom, der aber in beträchtlichem Mass auf Eiszuschuss vom Thurgletscher angewiesen war (KELLER, 1974). Neben diesen primären Talgletschern entstanden im Voralpengebiet als Folge der absinkenden Schneegrenze weitere Vergletscherungszentren, die zum Aufbau eines Eisstromnetzes beitrugen (KELLER und KRAYSS, 1991b, 1997). Belegt sind sie durch glaziale Formen in den Ketten der subalpinen Molasse, im Degersheimer Bergland (KELLER, 1974) und sogar am Kaien und am Höhenzug der Eggen (KELLER, 2004).

Im unteren Toggenburg ergeben sich aus der Höhe etlicher tief liegender Kare im Hörnli-Bergland Hinweise darauf, dass die Schneegrenze während der Schlussphase des Eisaufbaus bis in einen Höhenbereich um 900 m ü. M.

abgesunken war (KRAYSS und KELLER, 1994; LEHMANN, 1997). Zu ähnlichen Werten kam KELLER (1974) am Fuchsacker im Degersheimer Bergland. Das tiefe Schneegrenzniveau bewirkte, dass im Voralpengebiet die lokalen Firnfelder und Karvergletscherungen häufig direkt in das Eisstromnetz oder in die Vorlandvereisung übergingen. Daher fehlen dort Ablagerungen des Maximalstandes fast gänzlich. Aus diesem Grunde wurde auch in der älteren Forschung das Niveau des Höchststandes der Würmvereisung im Voralpengebiet mangels Relikten meist wesentlich zu tief angenommen (z. B. geologische Karten von LUDWIG, 1930, sowie LUDWIG et al., 1949). Die höchsten glazialen Ablagerungen entsprechen häufig Bildungen des inneren 2. Maximums der Vergletscherung nach der frühesten Abschmelzperiode.

An den Ablationsrändern der Vorlandvergletscherung zeigte sich, dass die maximale Ausdehnung der Würmvereisung mancherorts ausserhalb der grossen Endmoränenwälle lag, die mit dem Maximalstand gleichgesetzt wurden. Diese äusserste Eisrandlage wurde dementsprechend als **Supermaximum** angesprochen (GERMAN und MADER, 1976; MOEGLE, 1994). Sie ist im Allgemeinen von wenig Ablagerungen begleitet, hingegen sind erosive Prozesse an Festgesteinen zu beobachten, vor allem Schmelzwasserrinnen. Offensichtlich führte das sehr kalte Eiszeitklima, das im Voralpengebiet mit einer Schneegrenze unterhalb 1000 m ü. M. die durchgehende Eisüberflutung bewirkte, an den Ablationsrändern der Vorlandgletscher zu einem Eisvorstoss über tief gefrorene Areale (HAEBERLI, 2004).

Im Maximalstand W/M (Abb. 1) überdeckte das Rhein-Linth-Gletschersystem einschliesslich der angeschlossenen Lokalvereisungen eine Fläche von 16 400 km^2. Das Volumen der zugehörigen Eismassen umfasste etwa 6450 km^3.

2.3 Eishochstände Würm-Maximum bis Stein am Rhein

Wie in anderen Gletschersystemen am Alpennordrand folgte auch im Rhein-Linth-System auf den Maximalstand ein Zeitabschnitt, während dem die Eisränder der Ablationszonen etappenweise auf innere Positionen zurückschmolzen, ohne dass es schon zum allgemeinen Niederschmelzen der Vorlandvereisung kam. Abgeschlossen wurde diese Phase der Eishochstände durch eine Vorlandvergletscherung, deren Randlage mit dem Eisrandkomplex Stein am Rhein (W/S) korreliert wird.

Im Rheingletschergebiet lassen sich der Periode der Eishochstände die folgenden **drei Eisrandkomplexe** zuordnen (Abb. 3):

- Eisrandkomplex Schaffhausen = Würm-Maximum = **W/M:** Stände (1) – (3)
- Eisrandkomplex Feuerthalen = **W/F:** Stände (4) – (5)
- Eisrandkomplex Stein a/Rh. = **W/S:** Stände (6) – (8)

Im Raum Schaffhausen/Singen wurde es üblich, die Abfolge der Eisrandlagen nach den zugehörigen Schotterterrassen von aussen nach innen durchzunummerieren. Die sich daraus ergebende Feingliederung der drei Eisrandkomplexe nach 8 Ständen lässt sich als «Pegel» der Gletscheroberfläche im gesamten Rhein-Linth-System verwenden. Im Gebiet des Linthgletschers wurden die drei entsprechenden Komplexe schon früh erkannt und den Lokalitäten Killwangen = Maximum **W/M**, Schlieren = **W/F** und Zürich = **W/S** zugeordnet.

2.3.1 Eisrandkomplex Würm-Maximum Schaffhausen/Killwangen W/M

Das Würm-Maximum (KRAYSS und KELLER, 1983) umfasst neben dem Stand (1) des «Supermaximums» hauptsächlich Abfolgen von Glazialrelikten, die etwas interner liegen, die Stände (2) und (3). Dazu gehören die mächtigen Endmoränenwälle und Sanderflächen, die den Nordrand des Rheingletschers begleiten (Abb. 1). Sie belegen eine frühe Abschmelzperiode mit anschliessendem Wiedervorstoss bei stark schuttbeladenen Schmelzwässern. Im Voralpengebiet schmolzen die tiefer gelegenen Karvereisungen ab, in Eisrandmulden bildeten sich die höchsten Eisrandterrassen und angelagerten Schwemmfächer aus.

Im Linthgletscher-Gebiet lassen sich die Stände (1) und (2) entsprechend der Abb. 4 unterscheiden. Im äusseren Maximum (1) bestand an vier Abschnitten des Vorlandgletschers Eiskontakt mit benachbarten Eisfeldern: über dem Rickenpass mit dem Thurgletscher, südlich Winterthur mit dem Rheingletscher sowie über die Sattelzonen nördlich und südlich der Albiskette mit dem Reussgletscher. Mit Ausnahme des Abschnittes zwischen Höhronen und Albishorn bestanden im Stand (2) die Kontaktstellen nicht mehr (Abb. 4). Als weitere Referenzstellen für ein höchstes Abflussniveau E2 (Killwangen) gelten die Schotterfelder von Menzingen und Ättenberg bei Birmensdorf (Abb. 5). Beide sind als Zwischensander von Linth- und Reussgletscher im Stand (2) zu interpretieren. Die Schmelzwässer folgten dem Westhang der Albiskette und erreichten über die Reppischrinne den Sander von Tägerhard nördlich Killwangen.

Das **Tösstal** wird gemäss den Kartierungen von KRAYSS und KELLER (1982) im Stand (1) als weitgehend mit Eis bedeckt angenommen. Nachdem es dort schon während dem Aufbau zu einer beträchtlichen Aufschot-

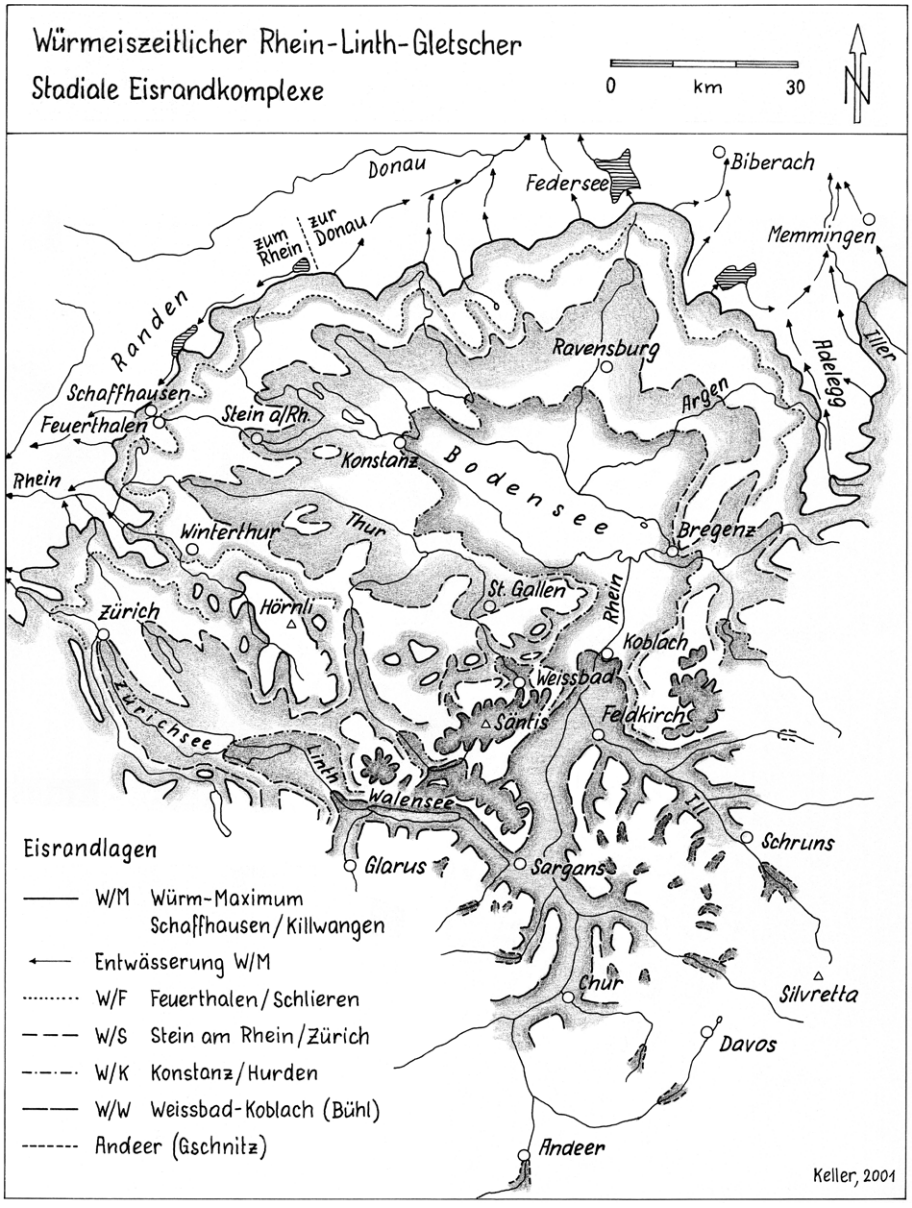


Abb. 3. Der Rhein-Linth-Gletscher gliedert sich in stadiale Eisrandkomplexe. Die Komplexe Würm-Maximum, Feuerthalen/Schlieren und Stein am Rhein/Zürich gehören zur Periode der Eishochstände und zeichnen das Grossrelief der Vorlandbecken nach. Wesentlich interner markieren die Komplexe Konstanz/Hurden und Weissbad-Koblach Stadien des Rückschmelzens in die Alpentäler.

Fig. 3. The Rhine-Linth glacier shows ice-marginal complexes of the general retreat. The high stages fill the Alpine foreland basins. From W/K the glaciers are melting back into the outlet valleys.

terung mit Lockermaterial gekommen sein dürfte, wurde beim Abschmelzen auf die Stände (2) und/oder (3) ein Abflussniveau angelegt, das heute durch die höchsten Terrassen bei Bauma, Wila und Birch westlich Turbenthal repräsentiert wird.

2.3.2 Eisrandkomplex Feuerthalen/Schlieren W/F

Gegenüber den Maximalständen zeichnet sich der Komplex Feuerthalen/Schlieren (Abb. 3) durch Staffeln interner Moränenwälle sowie durch deutlich tiefer liegende Abflussniveaus aus, wie dies die Entwässerungsprofile rings um den Vorlandgletscher zeigen (KRAYSS und KELLER, 1996).

Einen gut dokumentierten Einblick in die Vorgänge beim Rückschmelzen von den Maximalständen (2) und (3) auf die neue Endlage (4) gibt das **geologische Profil durch das Limmattal** und den untersten Zürichsee von SCHINDLER (1968). Offensichtlich hinterliess der ca. 8 km weit zurückgeschmolzene Linthgletscher einen Zungenbeckensee, der sich vermutlich rasch mit Stillwassersedimenten füllte. Die Struktur des Moränenwalls beim Kloster Fahr belegt, dass hier nicht nur eine Rückzugsphase des Gletschers, sondern auch ein erneuter Vorstoss vorliegt. Aus welcher Position dieser erfolgte, lässt sich nicht erkennen.

Im **Kontaktgebiet von Reuss- und Linthgletscher** bestand im Schlieren-Stadium W/F eine Konfiguration, wie sie in Abb. 5 dargestellt ist. Zwischen den separierten Gletschern in den Tälern der Sihl, der Alp und der Biber und dem Eisrand des Linthgletschers südwestlich des Etzels sammelten sich die Schmelzwässer in Seen bei Einsiedeln, Bennau sowie bei Egg. Der Abfluss dieser Gewässer verlief dem Nordrand der Höhronenkette entlang, das Niveau E(4) ist durch Rinnenstücke bei Schönau und Brettigen dokumentiert. Von einem Staugewässer im Raum Neuheim-Sihlbrugg mit einem Niveau um 700 m ü. M. war noch ein Abfluss durch die mit älterem Moränenma-

terial verfüllte Reppischrinne auf den Limmattal-Sander bei Schlieren möglich. Für Niveaus unterhalb rund 700 m ist bereits der Abflussweg durch das Sihltal östlich der Albiskette anzunehmen, es sind dort jedoch keine Relikte erhalten geblieben.

Vor dem Stadial W/F muss die Schneegrenze im **Voralpengebiet** deutlich höher als 1200 m gelegen haben, was ein Niederschmelzen der durchgehenden Eisfelder bewirkte (KELLER und KRAYSS, 1991b). Daraus ergab sich ein hoher Anfall von Schmelzwasser, was dazu führte, dass der Rand der Vorlandvergletscherung an vielen Stellen von Wasserkörpern gesäumt war. Dieser Befund hat ohne Zweifel wichtige Konsequenzen für die hydraulischen Verhältnisse innerhalb der einzelnen Zungenbecken. Die Potentialfläche des intraglazialen Wasserdrucks dürfte kräftig angestiegen sein und könnte dadurch die basalen Schubspannungen beträchtlich reduziert haben. Dies wäre ein Argument für die Ursache der beobachteten Vorstosssequenzen an den Eisrändern des W/F-Standes (4).

2.3.3 Eisrandkomplex Stein am Rhein/Zürich W/S

Der stadiale Stein am Rhein-Komplex (Abb. 6) belegt eine letzte Restauration des hochglazialen Regimes (KELLER und KRAYSS, 1980: Karte 1 : 200 000). Im äusseren Stand (6) stabilisierte sich der abschmelzende Eiskörper der Vorlandvereisung, wobei stellenweise Zeichen eines Wiedervorstosses vorhanden sind. Die Tiefenerosion in den randlichen Schmelzwasserrinnen klang ab. In den Hohlformen vor den einzelnen Gletscherzungen bildeten sich verbreitet Moränen-Stauseen, die rasch mit Feinmaterial verfüllt wurden. Klare Merkmale eines **Gletschervorstosses** zeigt der mittlere Stand (7) mit einer Abfolge markanter Eisrandwälle und vorgelagerter Sander. Die Profile lassen durchwegs deutliche Aufbausequenzen erkennen (SCHINDLER, 1968; DE JONG, 1983; KELLER und KRAYSS,

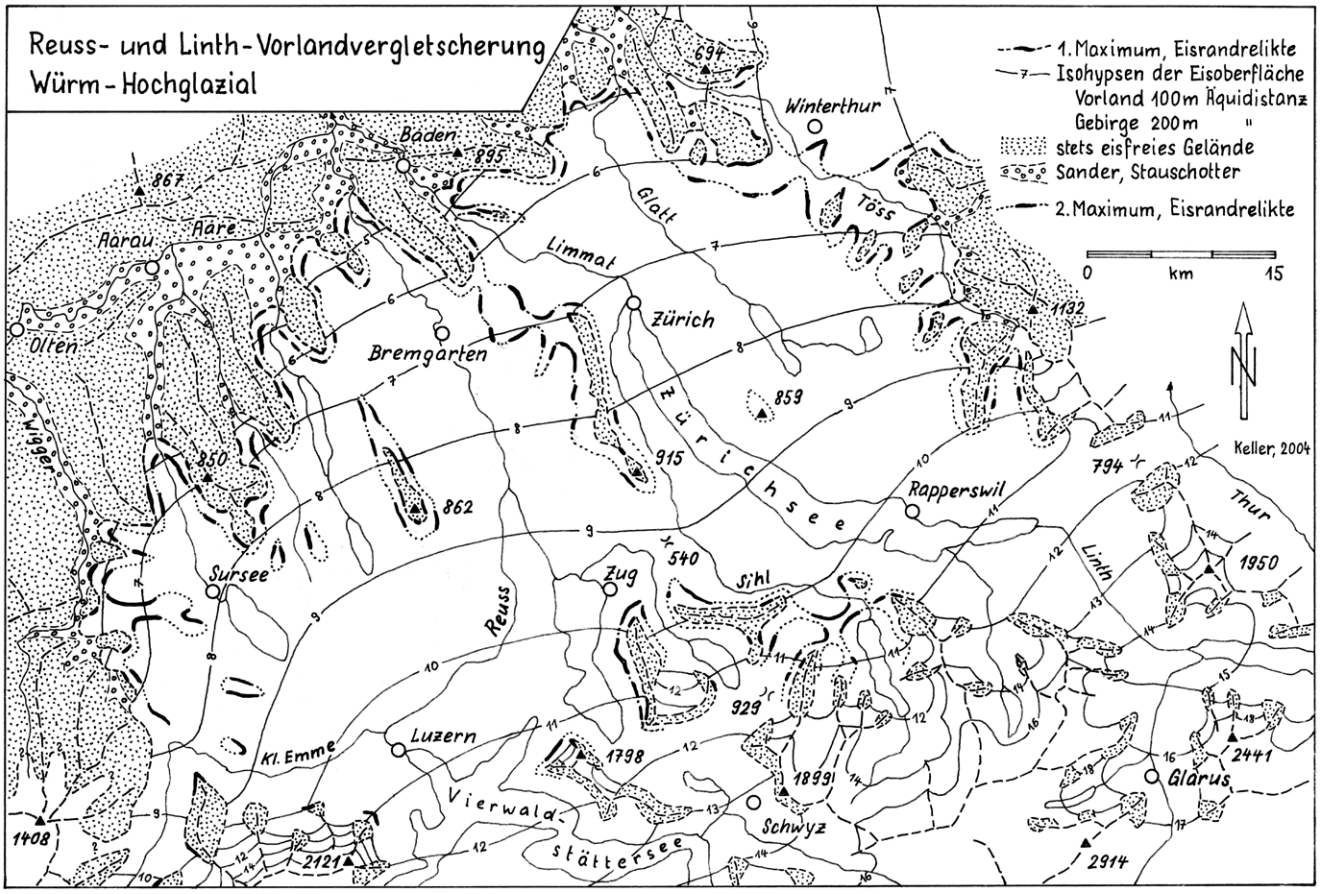


Abb. 4. Reuss- und Linthgletscher im Würm-Maximum W(1) und W(2). Der Grösse nach weisen beide Vorlandgletscher ähnliche Strukturen auf. Ausgeschieden wurde auch hier das «Supermaximum» W(1), zu welchem das 2. Maximum etwas zurückliegt.

Fig. 4. The Würm maximum (LGM) of the Reuss and the Linth glaciers is characterized by similar structures. Both glaciers show a first external and a second internal maximum.

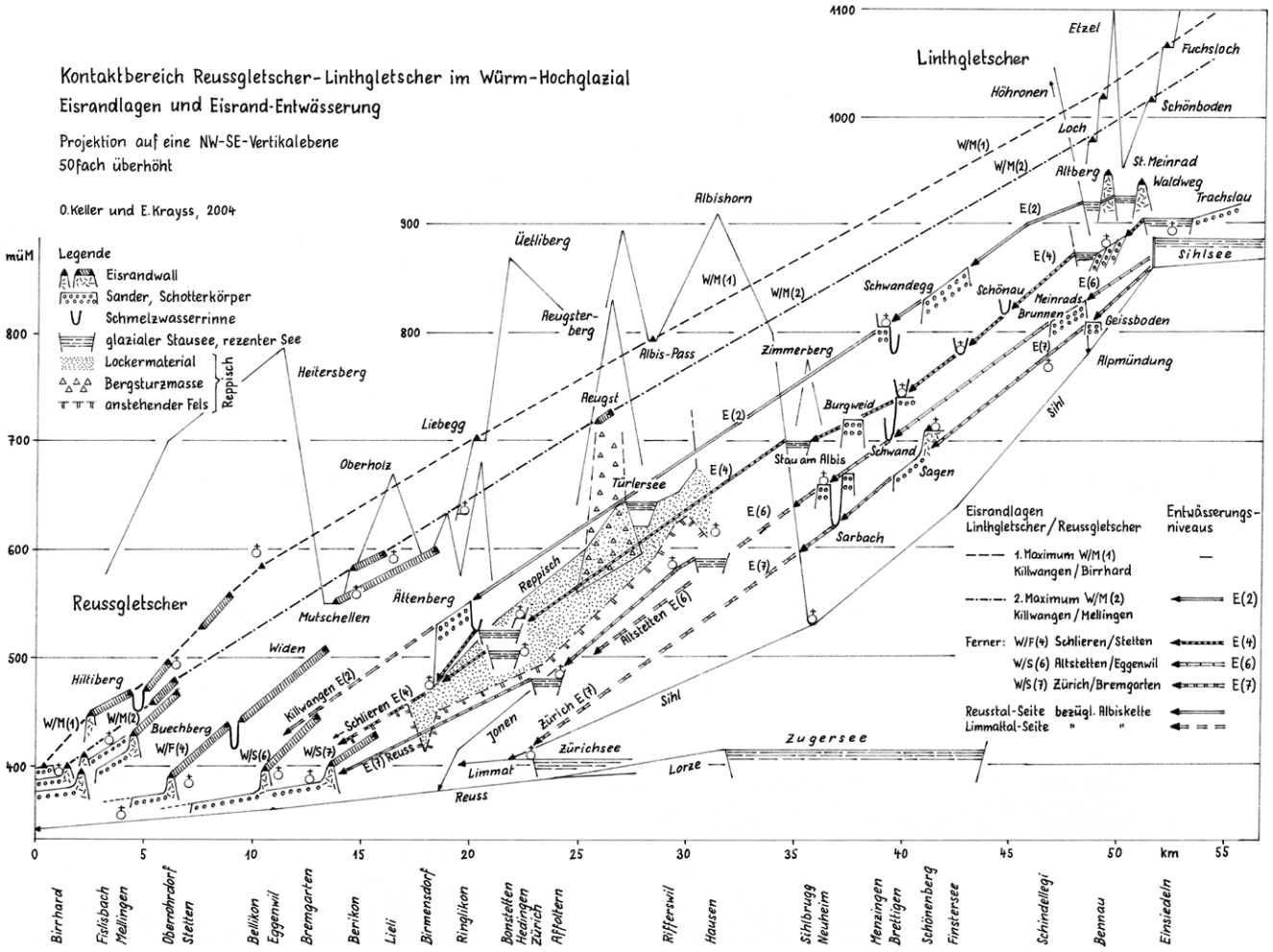


Abb. 5. Nordwest-Südost-Projektion unteres Reusstal–Albiskette–Einsiedeln. Im Kontaktbereich von Linth- und Reussgletscher gliedern Entwässerungsniveaus und Moränenwälle die Eisrandlagen der verschiedenen Gletscherstände. Nach dem Stand Stetten/Schlieren W(4) wechselt die Abflussbahn (E)4 der Schmelzwässer vom Reppischtal ins untere Sihltal.

Fig. 5. Profile of the contact area of the Linth and the Reuss glaciers. Moraine ramparts and glacial drainage paths divide the ice margins into different glacier stages. After the stage of Stetten/Schlieren the ice-marginal rivers change from the Reppisch to the Sihl valley.

1988; SCHREINER, 1992b). Auch die Lokalgletscher im Voralpengebiet stiessen kräftig vor, tiefer gelegene Kare wurden sogar erneut vereist.

Nachweisbar ist eine **Phasenverschiebung**, die mit der Trägheit der Gletschersysteme zusammenhängt: Die Lokalgletscher erreichten ihr Vorstoss-Maximum in einem Zeitpunkt, in dem sich die Vorlandvereisung erst zu stabilisieren begonnen hatte. Eine Schlüsselstelle für diese Vorgänge liegt im Raum Wil-Bazenheid im Ablösungsbereich von Thur- und Rheingletscher (KELLER und KRAYSS, 1999a; KRAYSS und KELLER, 2000). Die Rekonstruktion aufgrund von Sedimenten und Abflussniveaus (Abb. 7) zeigt, dass am relativ kleinen Thurgletscher der klimatisch bedingt einsetzende Eiszuwachs im Stadial W/S wesentlich früher zum Wiederaufbau und Vorstoss führte als beim trägen Rhein-Vorlandgletscher.

Am Linthgletscher ist die Vorstossphase W/S (7) in markanter Weise in der Abfolge der Randmoränenwälle von Schindellegi bis ins Stadtgebiet von Zürich erkennbar (Abb. 6). Die Eintiefung der Sihlschlucht wurde durch beträchtlichen Zufluss von Schmelzwässern des Reussgletschers und aus dem Ägeriseebecken gefördert.

Das Schwankungsmass der Stein am Rhein-Vorstossphase entsprach im Zungenbereich vermutlich einem Eis-Höhenzuwachs von 30–50 m und einigen Kilometern horizontaler Bewegung der Eisfront. Dass im Komplex W/

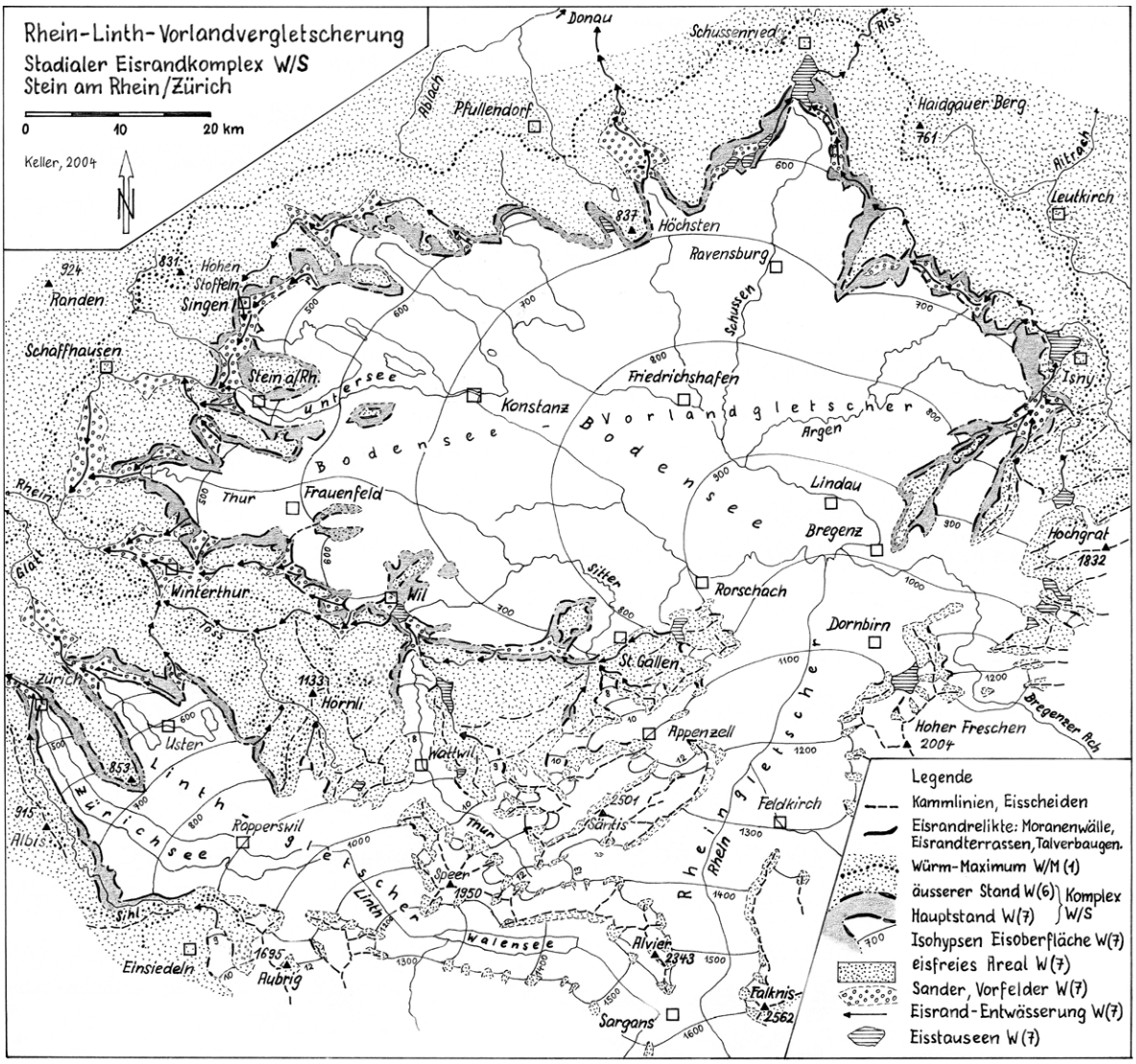


Abb. 6. Rhein-Linth-Vorlandvergletscherung im Hauptstand W(7) des stadialen Eisrandkomplexes Stein am Rhein. In diesem Komplex W/S unterscheidet sich die Stabilisierungsphase W(6) von den Aufbausequenzen des Hauptstandes W(7). Die zeitliche Differenz entspricht räumlich der Bandbreite der grau unterlegten Flächen.

Fig. 6. During the Stein am Rhein/Zurich stadial the Bodan-Rhine glacier and the Linth glacier were already distinctly separated. The grey band marks the difference in time between the external stage W(6) and the main stage W(7).

S noch Verhältnisse mit eisrandlichem Permafrost herrschten, belegen glaziale Stauchungen in tief gefrorenen Eisrandschottern (SCHINDLER et al., 1978).

Während der Phase der Eishochstände Würm-Maximum – Stein am Rhein reduzierten sich die eisbedeckten Flächen des Rhein-Linth-Gletschersystems um 23% auf 12 700 km^2 und die Eisvolumina um 33% auf 4200 km^3. Im Profil des Rheingletschers (Abb. 2) zeichnet sich die Volumenverminderung über dem Bodensee als 100–200 m mächtiger Differenzbereich ab.

2.4 Abschmelzen in den Vorlandbecken und Auslasstälern

Der W/S-Hauptstand (7) kennzeichnet innerhalb der Vorlandvereisung des Rhein-Linth-Gebiets eindeutig das letzte Vorstossereignis im Oberen Würm. Demgemäss setzte mit dem anschliessenden Ab- und Rückschmelzen ein kontinuierlicher Eisabbau bis in die innersten Alpentäler ein.

2.4.1 Eisrandkomplex Konstanz/Hurden W/K

Gegenüber den Eisrandkomplexen der Hochstände sind glaziale Relikte jüngerer Eisrandlagen nur noch spora-

disch im nunmehr eisfreien Gelände anzutreffen. Eine Ausnahme bildet indessen die Abfolge von Moränenwällen, Sanderterrassen und Schmelzwasserrinnen am Rande eines Eiskörpers im Bodenseebecken, der an der Spitze des Bodanrückens bei Konstanz stirnte. Dieser **Konstanzer Gletscher** wurde bereits von SCHMIDLE (1914, 1942) im Zusammenhang mit seiner Diluvialen Geologie der Bodenseegegend eingeführt und kommentiert. Eine umfassende Kartierung im Massstab 1 : 50 000 unternahmen KELLER und KRAYSS (1994), wobei ein äusserer Stand Reichenau W/K (9) und ein Hauptstand Konstanz W/K (10) unterschieden wurden (Abb. 3).

Überdeckte der Rhein-Linth-Gletscher des Konstanz-Standes (10) mit 8200 km^2 noch 50% der Fläche des Maximalstandes, so waren die entsprechenden Eismassen volumenmässig auf 1850 km^3 oder 29% zusammengeschmolzen. Aufgrund des Fehlens entsprechender Sedimente oder Formen ist der Konstanz-Stand nicht als Gletschervorstoss, sondern als Stagnationsphase zu interpretieren.

Innerhalb des Alpentors auf einem Oberflächen-Niveau um 800 m war das alpine Eisstromnetz noch völlig intakt. Im Walgau und im Montafon werden Eisrandrelikte im Höhenbereich von 1000–1600 m dem Konstanz-Komplex zugeordnet (KELLER, 1988). Im Prättigau liegen entsprechende Ausschmelzrelikte zwischen 1600 und 1800 m (KOBLER, 1994; KRAYSS, 1996) und im Schanfigg gemäss KELLER (1996) auf rund 1900 m.

Beim **Linthgletscher** wird im Zürichsee-Becken die Konstanzer Phase mit einer **Eisrandlage bei Hurden** korreliert (HANTKE et al., 1967: Geologische Karte des Kantons Zürich). Alpeneinwärts bildeten sich über der Linthebene zwischen Eschenbach und Gommiswald eindrückliche Eisrandterrassen, Wälle und Schmelzwasserrinnen. Fast spurlos bezüglich Zwischenhalten vollzog sich das Abschmelzen im Glatttal und Zürcher Oberland, wobei sich aber in der dortigen See- und Drumlinlandschaft beim Eisabbau interessante Prozesse abspielten (JUNG, 1969; MAISCH, 2001).

Beim Rückschmelzen wurden in den Talsohlen des Rheintals und des Seeztals zwar riesige Mengen Feinmaterial abgelagert, aber an keiner Stelle lieferten Sondierungen Befunde, die allenfalls eine Stillstandslage nahe legen würden (EBERLE, 1987; MÜLLER, 1995). Bemerkenswert sind hingegen an den Hängen des Rhein- und Seeztals markante Rinnen im Kalkgestein und im Verrucano, die von Schmelzwässern auf verschiedenen Niveaus eingetieft worden sind.

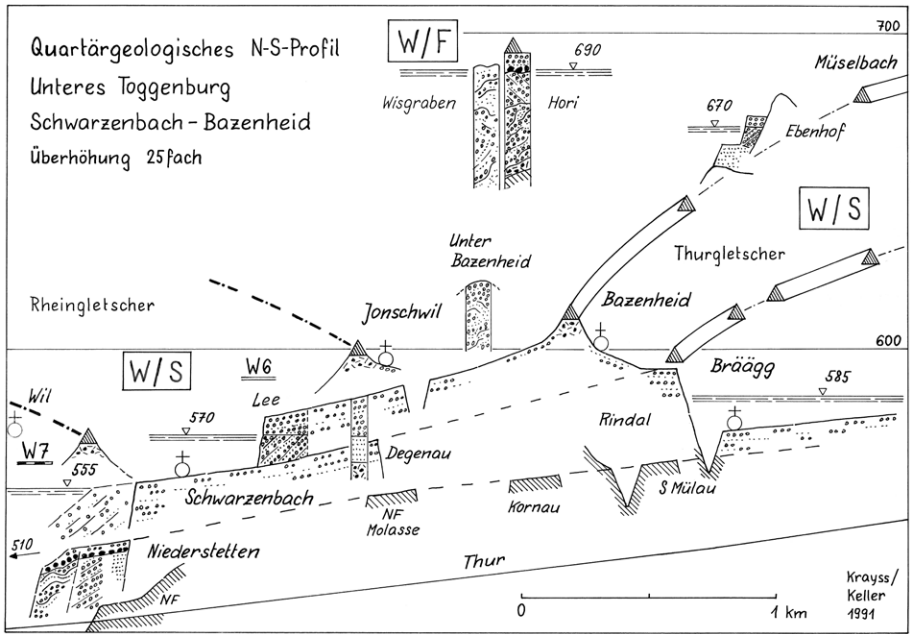


Abb. 7. Nord-Süd-Profil Wil–Bazenheid: Verknüpfung von Rhein- und Thurgletscher im Stadial Stein am Rhein. Am linken Rand entsprechen der Vorstossphase des Rheingletschers die Wälle W(7) sowie der Seespiegel 555 m. Dieses Niveau lässt sich über Schotterterrassen eindeutig mit der gegenüber Bazenheid interneren Rückschmelzlage des Thurgletschers bei Bräägg verbinden. Demgegenüber streicht der Sander des Thurgletscher-Vorstosses von Bazenheid bei Lee auf das höhere Niveau 570 m des Wiler Sees aus, welches mit dem älteren Rheingletscher-Stand W(6) zu korrelieren ist. Der Thurgletscher-Vorstoss von Bazenheid und der Vorstoss W(7) des Rheingletschers sind demgemäss zeitlich verschoben.

Fig. 7. The profile shows the correlations between the Rhine and the Thur glaciers during the stadial complex Stein am Rhein. The advance stage W(7) of the Rhine glacier is to bind up with the internal stage «Bräägg» of the Thur glacier. On the other hand, the advance stage «Bazenheid» must be correlated with the older stage W(6). As a result, the advance of the Thur glacier ensued earlier than that of the Rhine glacier.

2.4.2 Eisrandkomplex Weissbad-Koblach W/W

Nachdem PENCK und BRÜCKNER (1909) auf der Rückschmelzbahn des Inngletschers ein **späteiszeitliches Bühl-Stadium** eingeführt hatten, suchten sie auch in den Auslasstälern des Rhein-Linth-Systems nach entsprechenden Relikten, ohne sich aber genau festlegen zu können. Definiert wurde

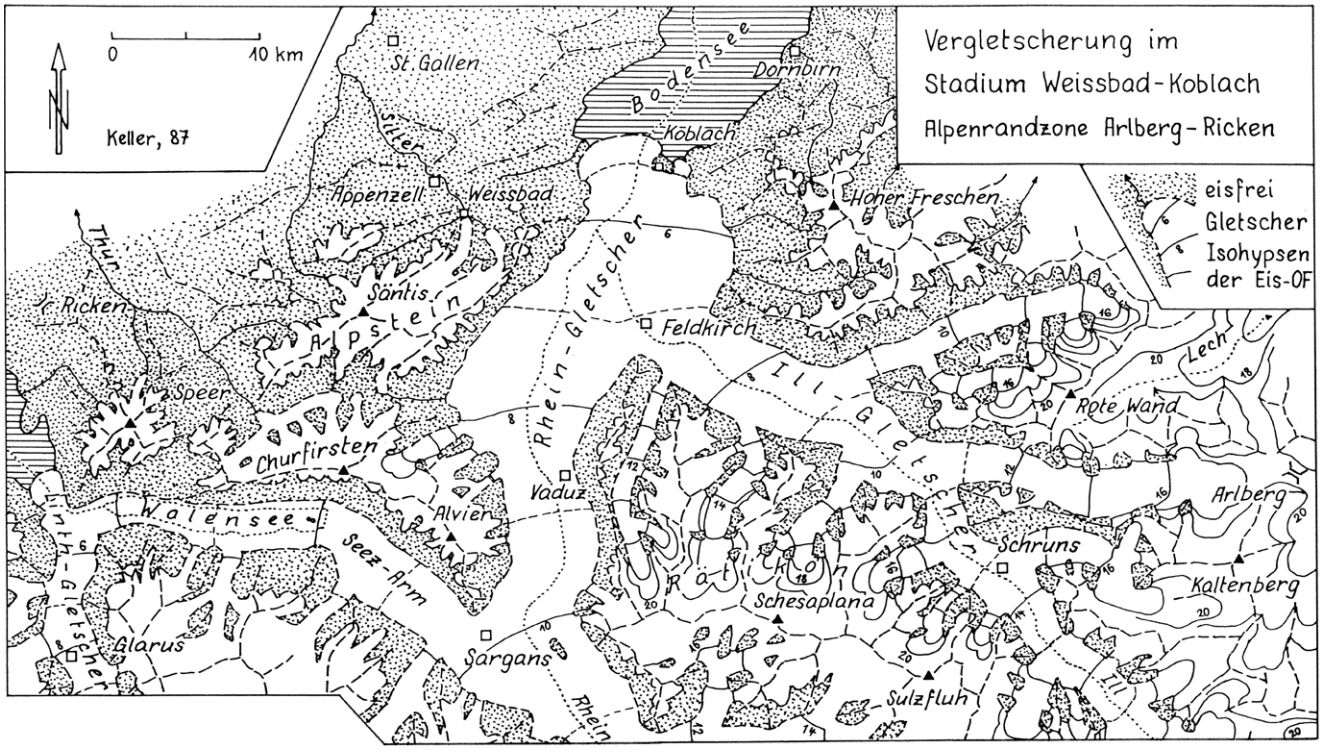


Abb. 8. Im bereits späteiszeitlichen Weissbad-Koblach-Stadium sind Rhein- und Linthgletscher bis in die Auslasstäler zurückgeschmolzen. In den inneren Alpen existiert noch immer ein Eisstromnetz (z. B. Illgletscher in Vorarlberg). Die Alpenrandgebirge weisen eigenständige Vergletscherungen auf. Diese Phase wird mit dem Bühl-Stadium gemäss PENCK und BRÜCKNER (1909) korreliert.

Fig. 8. The Weissbad-Koblach stadial. The Rhine and Linth glaciers had retreated into the outlet valleys. These glaciers still existed inside the Alps. In contrast to that independent local glaciers covered the marginal mountains of the Alps. According to PENCK and BRÜCKNER (1909) the «Weissbad-Koblach» stage correlates with the «Bühl» stage.

das Bühl-Stadium im Raum Kufstein als «Vorstoss der sich zurückziehenden Vergletscherung». Diesem Vorstoss wurde eine mittlere Depression der Schneegrenze von 900 m gegenüber heute, bezogen auf das Jahr 1900, zugeordnet. Auf Relikte eines vorstossenden Gletschers, der dieser Vorgabe entsprach, traf PENCK (1909, p. 438) «im Sitterthale aufwärts wandernd ... am Nordfusse des Säntisgebirges bei Weissbad auf eine bereits von Gutzwiller verzeichnete Endmoräne» (GUTZWILLER, 1873). PENCK ordnete sie dem Bühl-Vorstoss eines Lokalgletschers zu, unterliess aber die Verknüpfung mit dem Eisstromnetz.

Die Lokalvergletscherung des Säntisgebirges untersuchte auch TAPPOLET (1922) hinsichtlich «Bühl», KELLER (1988) griff jedoch über dieses Gebirge hinaus und weitete seine Untersuchungen eines **Weissbad/Bühl-Stadiums** auf die Alpenrandzone zwischen Arlberg und Rickenpass aus. Typisch für diese spätglaziale Vergletscherungsphase war ein deutlicher Vorstoss der randalpinen Lokalgletscher mit einem Vorrücken um 60–200% der vorangehenden Länge. Belegt werden die Randlagen durch markante, mit Kreidekalk- oder aber Nagelfluhblöcken gespickte Moränenwälle, den Hängen aufsitzende Eisrandterrassen und eisüberprägte Bergsturzmassen. An verschiedenen Stellen im Alviergebiet, am Rätikon und im Grossen Walsertal gelang eine Korrelierung mit dem Eisstromnetz, woraus dessen Endlage während des Weissbad-Stadiums im Rheintal bei **Koblach** bestimmt werden konnte (Abb. 8). Der Walensee-Gletscherarm stirnte entsprechend im Raum Schänis. Im Gegensatz zu den Lokalgletschern hinterliessen jedoch die grossen Erngletscher im Rheintal, Walgau und Seez-Walensee-Tal nur Zeichen einer Stabilisierung der Eisrandlage. Als Gesamtübersicht der Vereisung im Weissbad-Koblach-Stadium liegt eine Karte 1 : 25 000 für den Alpstein und eine solche im Massstab 1 : 100 000 für die Alpenrandzone zwischen Arlberg und Rickenpass vor (KELLER, 1988).

Die auf den dargelegten Rekonstruktionen beruhenden Auswertungen und Berechnungen werden im 2. Teil dieser Arbeit behandelt.

3 LITERATUR

BURGA, C.A. 1981. Glazialmorphologische Untersuchungen im Hinterrhein-Tal und am Bernhardin-Pass. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich 126(4), 237–267.

CHALINE, J. & JERZ, H. 1984. Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. Eiszeitalter und Gegenwart 35, Hannover, 185–192.

EBERLE, M. 1987. Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. Eclogae geologicae Helvetiae 80(1), Basel, 193–206.

GERMAN, R. & MADER, M. 1976. Die Äussere Jungendmoräne bei Bad Waldsee und das Riedtal. Jahreshefte Gesellschaft für Naturkunde Württemberg 131, Stuttgart, 39–49.

GRAAFF DE, L. 1989. Second International Conference on Geomorphology, Frankfurt 1989, Field trips C14a and C14b, Vorarlberg. Universität Amsterdam.

GRAAFF DE, L. 1993. Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. Jahresberichte Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein, N.F. 75, 325–363.

GRAAFF DE, L. & JONG DE, M.G.D. 1995. Notes on the Alpine Rhine glacier and the chronostratigraphy of the Upper Würm. Mededelingen Rijks Geologischen Dienst 52, Amsterdam, 317–330.

HAEBERLI, W. 2004. Eishaus + 10^6a. Zu Klima und Erdoberfläche im Zürcher Weinland während der kommenden Million Jahre. Geographisches Institut Universität Zürich, 39 pp.

HANTKE, R. 1978–1983. Eiszeitalter, 3 Bände. Ott Verlag, Thun.

HANTKE, R. und Mitarbeiter 1967. Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete. Kommissionsverlag Leemann, Zürich.

HIPP, R. 1986. Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell. Eine glazialmorphologische Arbeit. Mitteilungen thurgauische naturforschende Gesellschaft 47, Frauenfeld, 3–117.

HIPP, R. 1992. Geologie und Landschaftsgeschichte des Hudelmooses und seiner näheren Umgebung. Mitteilungen thurgauische naturforschende Gesellschaft 51, Frauenfeld, 9–27.

JÄCKLI, H. 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. Eclogae geologicae Helvetiae 55(2), Basel.

JÄCKLI, H. 1970. Die Schweiz zur letzten Eiszeit. Atlas der Schweiz, Blatt 6.

JONG DE, M.G.D. 1983. Quaternary Deposits and Landforms of Western Allgäu (Germany) and the Deglaciation after the Last Major Pleistocene Ice Advance. Thesis, Amsterdam, 186 pp.

JONG DE, M.G.D., GRAAFF, L. & RUPKE, J. 1995. Der Eisabbau im vorderen Bregenzerwald und in den Nachbargebieten. Jahrbuch Geologische Bundesanstalt 138(1), Wien, 27–54.

JORDI, U. 1986. Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch. Geographica Bernensia G. 27.

JUNG, G. 1969. Beiträge zur Morphogenese des Zürcher Oberlandes im Spät- und Postglazial. Dissertation Geographisches Institut Universität Zürich.

KELLER, O. 1974. Untersuchungen zur Glazialmorphologie des Neckertales (Nordost-Schweizer Voralpen). Dissertation Universität Zürich. Jahrbuch St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 80, 1–199.

KELLER, O. 1985. Zum Eisaufbau des hochwürmzeitlichen Rheingletschers im Bereich des Alpenrandes. Physische Geographie 16, Zürich, 31–42.

KELLER, O. 1988. Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). Physische Geographie 27A und 27B, Zürich, 241 pp. und 291 pp.

KELLER, O. 1994. Entstehung und Entwicklung des Bodensees; ein geologischer Lebenslauf. In: «Umweltwandel am Bodensee», H. MAURER. UVK, St. Gallen, 33–92.

KELLER, O. 1996. Stausedimente am Rande des Rheingletscher-Eisstromnetzes im Schanfigg (Graubünden). Eclogae geologicae Helvetiae 89(3), Basel, 1093–1103.

KELLER, O. 2004. Geo-Landschaft obere Steinach – Geologische und morphologische Geschichte. Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 90, St. Gallen, 287–312.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1980. Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). Eclogae geologicae Helvetiae 73(3), Basel, 823–838.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1982. Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher. Physische Geographie 1, Zürich, 127–136.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1987. Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. Geographica Helvetica 1987(2), 169–178.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1988. Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum. Führer zur Quartärexkursion der Universitäten Stuttgart-Hohenheim und Zürich-Irchel. Geographisches Institut Universität Zürich, 22 pp.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1991a. Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm: Ein Modell. Paläoklimaforschung 1, Akademie der Wissenschaften und Literatur, Mainz, 421–433.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1991b. Geologie und Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes. Das Land Appenzell 21/22. Verlag Appenzeller Hefte, Herisau, 115 pp.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1993. The Rhine-Linth-Glacier in the Upper Wurm: A model of the last alpine Glaciation. Quaternary International 18, INQUA/Pergamon Press Ltd., Oxford/New York, 15–27.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1994. Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 87, St. Gallen, 31–40, 1 Karte.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1997. Eiszeit, Relief und Moorstandorte. In: Moore – Kantone St. Gallen und beide Appenzell. Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 88, St. Gallen, 33–54.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1999a. Quartärgeologie zwischen Bodensee und Säntis (Ostschweiz). Führer zu den Exkursionen der AGAQ-Arbeitstagung 1999. Physische Geographie 39, Zürich, 1–50.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 1999b. Quartär und Landschaftsgeschichte. In: «Geologie des Kantons Thurgau», A. SCHLÄFLI. Mitteilungen Thurgauische Naturforschende Gesellschaft 55, Frauenfeld, 39–67.

KELLER, O. & KRAYSS, E. 2000. Die Hydrographie des Bodenseeraums in Vergangenheit und Gegenwart. Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 89, St. Gallen, 39–56.

KOBLER, E. 1994. Die späteiszeitlichen Gletscherstände im Prättigau. Jahresberichte Naturforschende Gesellschaft Graubünden 107, Chur, 45–128.

KRAYSS, E. 1985. Zur Gliederung des Eisaufbaus der hochwürmzeitlichen Bodensee-Vorlandvergletscherung. Physische Geographie 16, Zürich, 23–30.

KRAYSS, E. 1996. Rückschmelzmarken des alpinen Eisstromnetzes im Spätglazial (Rheingletscher-System, Würm). Eclogae geologicae Helvetiae 89(3), Basel, 1105–1113.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 1982. Zur Paläogeographie der Tössrinne im Würm-Hochglazial. Physische Geographie 1, Zürich, 205–214.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 1983. Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und Umgebung 101, Friedrichshafen, 113–129.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 1994. Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebietes (Kt. TG). Mitteilungen thurgauische naturforschende Gesellschaft 52, Frauenfeld, 7–39.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 1996. Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und Umgebung, 114, Friedrichshafen, 111–143.

KRAYSS, E. & KELLER, O. 2000. Eiszeitliche Gewässer von der Goldach bis zur Thur. Berichte St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 89, St. Gallen, 13–37.

LEHMANN, M. 1997. Die glazialmorphologischen Relikte der letzten Eiszeit im Hörnlibergland. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Zürich, 134 pp.

LUDWIG, A. 1930. Blätter 218–221: Flawil-Schwellbrunn. Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25 000. Schweizerische geologische Kommission.

LUDWIG, A. et al. 1949. Blatt St. Gallen-Appenzell. Geologischer Atlas der Schweiz, 1 : 25 000. Schweizerische geologische Kommission.

MAISCH, M. 2001. Landschaft und Naturraum. In: «Eine Landschaft und ihr Leben: das Zürcher Oberland». Vdf Hochschulverlag AG an der ETH Zürich, 13–64.

MOEGLE, E. 1994. Supermaximalphasen des würmhochglazialen Rhein-Vorlandgletschers. Jahresberichte Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein, Neue Folge 76, 335–350.

MÜLLER, B.U. 1995. Das Walensee-/Seeztal – eine Typusregion alpiner Talgenese. Dissertation Geologisches Institut Universität Bern, 227 pp.

PATZELT, G. & RESCH, W. 1986. Quartärgeologie des mittleren Tiroler Inntales zwischen Innsbruck und Baumkirchen (Exkursion C am 03.04.1986). Jahresberichte Mitteilungen oberrheinischer geologischer Verein, Neue Folge 68, Stuttgart, 43–66.

PENCK, A. 1902. Der Bodensee. Vortrag gehalten den 27. Nov. 1901. Selbstverlag des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse in Wien, XLII, 6, 26 pp. mit Karte.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909). Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bände, Tauchnitz, Leipzig.

RAPPOL, M. & GIYSSEL VAN, K. 1988. Sedimentary petrography of glacial deposits in the Rotach Valley, western Allgäu, southern West Germany. Eiszeitalter und Gegenwart, 38, 52–68.

SCHINDLER, C. 1968. Quartär zwischen Zürichsee und Baden. Eclogae geologicae Helvetiae 61(2), Basel.

SCHINDLER, C. 1982. Baugrundkarte Schaffhausen 1 : 10 000. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleine Mitteilungen 73, Schweizerische Geologische Kommission.

SCHINDLER, C. 1985. Geologisch-geotechnische Verhältnisse in Schaffhausen und Umgebung (Erläuterungen zu den Baugrundkarten), Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kleine Mitteilungen 74, Schweizerische Geologische Kommission, 119 pp.

SCHINDLER, C., RÖTHLISBERGER, H. & GYGER, M. 1978. Glaziale Stauchungen in den Niederterrassen-Schottern des Aadorfer Feldes und ihre Deutung. Eclogae geologicae Helvetiae 71, Basel, 159–174.

SCHLÜCHTER, CH., MAISCH, M., SUTER, J., FITZE, P., KELLER, W.A., BURGA, C.A. & WYNISTORF, E. 1987. Das Schieferkohlenprofil von Gossau (Kt. Zürich) und seine stratigraphische Stellung innerhalb der letzten Eiszeit. Vierteljahresschrift Naturforschende Gesellschaft Zürich 132(3), 135–174.

SCHMIDLE, W. 1914. Die diluviale Geologie der Bodenseegegend. In: «Die Rheinlande», Nr. 8. MORDZIOL, C., Westermann, Braunschweig und Berlin.

SCHMIDLE, W. 1942. Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoss des Konstanzer Gletschers. Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und Umgebung 68, Friedrichshafen, 26–52.

SCHOLZ, H. 1993. Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des Landkreises Lindau. Sonderbericht Naturwissenschaftliche Gesellschaft für Schwaben e. V. 97, Augsburg, 56 pp.

SCHREINER, A. 1992a. Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 257 pp.

SCHREINER, A. 1992b. Geologische Karte Baden-Württemberg 1 : 50 000. Erläuterungen Hegau und westlicher Bodensee. Freiburg i. Br., 290 pp.

TAPPOLET, W. 1922. Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. Jahrbuch St. Gallische Naturwissenschaftliche Gesellschaft 58(2), St. Gallen, 66 pp.

WEINHOLD, H. 1973. Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im württembergischen Allgäu zwischen östlichem Bodensee und Altdorfer Wald. Dissertation Universität Tübingen.

PD Dr. phil. Oskar Keller, Sonderstrasse 22, 9034 Eggersriet
Edgar Krayss, Myrtenstrasse 9, 9010 St. Gallen