

Zeitschrift: Berichte der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft
Band: 84 (1989)

Artikel: Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rickenpass gegen Ende der letzten Eiszeit

Autor: Keller, Oskar

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-832526>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 17.11.2024

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

DIE VERGLETSCHERUNG DES
ALPSTEINS UND DER REGION
ZWISCHEN ARLBERG UND
RICKENPASS GEGEN
ENDE DER LETZTEN EISZEIT

VON
OSKAR KELLER

1989

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	98
1. Einleitung und Ziele	99
2. Grundlegendes	100
2.1. Der Untersuchungsraum	100
2.2. Ein auffälliger späteiszeitlicher Eisrandkomplex	100
2.3. Die kartographische Darstellung (2 Kartenbeilagen)	100
3. Übersicht über die rheinische Vergletscherung an der Wende	
Hochwürm-Spätwürm	101
3.1. Der Bodensee-Rheingletscher	101
3.2. Vergletscherung der Alpenrandgebirge	104
4. Der stadiale Eisrandkomplex Weissbad	108
4.1. Der Gletschervorstoss im NE-Alpstein	108
4.2. Gletscherstände in den Gebirgsgruppen beidseits des Rheintals	111
4.3. Die Haupttal-Gletscher im Rheintal, Walgau und Montafon	118
5. Zu Klima und Zeitraum des Weissbad-Stadiums	118
5.1. Auswertung der Gletscherrekonstruktionen	118
5.2. Die Bedeutung der Schneegrenze	119
5.3. Hinweise zur Klimaentwicklung	120
5.4. Zeitliche Einstufung	121
Verdankung	123
Zitierte Literatur	123

Adresse des Verfassers:

Dr. Oskar Keller, Sonderstrasse 22, CH-9034 Eggersriet

Zusammenfassung

Die letzte Eiszeit brachte während ihrem Hochstand eine ausgedehnte Vergletscherung der Alpen, die sich bis weit ins Vorland hinaus und über das ganze Bodenseebekken hinweg ausbreitete. Die Vorgänge ausserhalb der Alpen sind recht gut erforscht, während über die Rückschmelzphasen der Späteiszeit im Alpenrandgebiet bisher wenig bekannt geworden ist.

Im Alpstein stösst man allenthalben auf deutliche Spuren einer Späteiszeit-Vergletscherung, die in der Literatur verschiedentlich erwähnt wird, aber nie eine genauere Untersuchung erfuhr. Die auffälligsten Überreste lassen einen markanten Gletschervorstoss erkennen, der im NE-Alpstein eben noch aus dem Gebirge heraustrat. Hier konnte neu das *Weissbad-Stadium* definiert werden.

Die Eisrandbildungen des Weissbad-Stadiums haben den Charakter einer Leitlinie und können deshalb als *glazialmorphologischer Leithorizont* in anderen alpenrandlichen Gebirgen beidseits des Rheins zur Festlegung der lokalen Weissbad-Gletscher verwendet werden. Den kleinen selbständigen Gebirgsgletschern standen im Rhein- und Illtal riesige Gletscherzungen der Auslassgletscher des noch immer vorhandenen inneralpinen Eisstromnetzes gegenüber. Aufgrund der Ablagerungen und Eisrandformen entsprach dem *Vorstoss der Lokalgletscher bei den Haupttalgletschern nur eine Stabilisierung* während dem allgemeinen Abschmelzen.

Untersuchungen zwischen Arlberg und Rickenpass ermöglichten es, weit über 100 Einzel- und Teilgletscher der Weissbad-Vergletscherung zu rekonstruieren. Daraus liessen sich *Höhenkurvenkarten* dieses Stadiums zeichnen: Das zentrale Untersuchungsgebiet, der Alpstein, detailliert 1:25000 und die ganze Region als Übersichtskarte 1:100000 (Kartenbeilagen).

Mit den Gletscherrekonstruktionen als Grundlage können die Gletscher-Schneegrenzen annäherungsweise berechnet werden. Aus ihren Höhenlagen erhält man *erste Anhaltspunkte zum Klima* der betreffenden Vergletscherungszeit. So ist vermutlich während dem Weissbad-Stadium mit 5-6°C tieferen Sommertemperaturen als heute zu rechnen, so dass etwa im Becken von Appenzell nur baumlose Tundra-Vegetation (Kältesteppe) aufkommen konnte. Wesentlich wärmer dagegen muss die vorangehende Abschmelzperiode gewesen sein, bei der die Temperaturen vielleicht nur mehr 2-3°C unter den heutigen Werten lagen.

Aus einer Reihe von *Altersdaten*, die mit der Methode des radioaktiven Kohlenstoffes ^{14}C gewonnen worden waren, wird das Weissbad-Stadium zeitlich absolut auf 14500-14000 Jahre vor heute eingestuft. Aus dem differenzierten Gletscherverhalten kann zudem eine Dauer von 200-400 Jahren für diese Kaltphase und Gletschervorstossperiode abgeschätzt werden.

1. Einleitung und Ziele

Aus der Erforschung der Erdgeschichte geht klar hervor, dass in den letzten 10000 Jahren einzig die Hochalpen vergletschert waren und dass in dieser Zeit die Ausmasse der Gletscher bei geringen Schwankungen stets in der heutigen Grössenordnung lagen. Jedoch nur 8000 Jahre früher stand die letzte Eiszeit auf ihrem Höhepunkt mit gewaltigen Vereisungen in Nordeuropa und in Nordamerika, wo halbe Kontinente mit 3000-4000 m dicken Eisschildern gepanzert waren. Auch im Alpenraum übte die Eiszeit ihr totales Regime aus, indem ausser den höchsten Gipfeln und Graten die Berge und Täler sowie der grösste Teil des Alpenvorlandes vollständig unter einer mächtigen Eisdecke versunken waren.

Welch einschneidende Klimaveränderungen müssen diese Eiszeit mit ihren weltweiten Vergletscherungen ausgelöst haben! Und welche ebenso gewichtigen Klimaverbesserungen müssen in nur 8000 Jahren die Eismassen und die Eiszeit überhaupt wie einen Spuk wieder zum Verschwinden gebracht haben!

Der Klimaverlauf ist während der Dauer der Eiszeit verständlicherweise von der Natur nirgends direkt aufgezeichnet worden. Er kann heute aber auf verschiedenen indirekten Wegen näherungsweise erschlossen werden. Klarer dagegen ist der Verlauf der eiszeitlichen Gletschergeschichte. Die Eisströme haben durch ihre Aktivitäten das Gelände mit oft deutlichen Marken und Zeichen geprägt. Durch die Wirkungen der Gletscher veränderte Flussysteme, einstige aufgestaute Seen, Gebiete mit Aufschüttungen oder starker Erosion während den Eiszeiten sind in charakteristischer Art gekennzeichnet. Fakten und Indizien, die sich daraus ergeben, können daher wie in einem Kriminalfall puzzleartig zur Eiszeitgeschichte zusammengefügt werden.

Während den 8000 Jahren des sukzessiven Rückzuges und Abschmelzens der Gletscher und der Herstellung heutiger warmzeitlicher Verhältnisse haben besonders intensive eiszeitgeologische Prozesse die Landschaft geformt. Dabei wechselten Phasen des Eisabschmelzens mit Phasen von Wiedervorstössen der Gletscher ab.

An der zeitlichen Wende zwischen der noch voll ausgebildeten Hocheiszeit und der durch schnellen Eisabbau charakterisierten Späteiszeit ist in vielen Alpenrandgebirgen eine Wiedervorstossphase mit speziell deutlichen Überresten, sogenannten Relikten, erkennbar. Sie ist bereits A. PENCK (1909) verschiedentlich aufgefallen und als „Bühl-Stadium“ beschrieben worden. Auch TAPPOLET (1922) erkannte im Alpstein dieses Stadium, ohne es aber genauer abzugrenzen und zu diskutieren. HANTKE (1980, auch frühere Artikel) berichtet ebenfalls feststellend und ordnend über Abfolgen von Gletscherständen.

Dem Autor blieb es vorbehalten, hier eine detaillierte Untersuchung anzusetzen (KELLER, 1987, 1988 a, 1988 b) und dabei das „Weissbad-Stadium“ erstmalig zu definieren. Als ein Teilresultat können die zwei beigefügten Vergletscherungskarten aufgefasst werden. Sie wurden ursprünglich als kartographische Darstellung des Weissbad-Gletschervorstosses konzipiert. Ihre endgültige, ausführliche Ausgestaltung berechtigt nun aber auch, sie als in sich abgeschlossen zu betrachten. Der vorliegende Artikel wurde zur Hauptsache als begleitender und erklärender Kommentar dazu geschaffen. Er soll einerseits die Karten als solche erläutern, soll aber auch eine geraffte Übersicht über die späteiszeitlichen Vorgänge während dem Weissbad-Stadium vermitteln.

2. Grundlegendes

2.1. Der Untersuchungsraum

Seit der Mitte des 20. Jahrhunderts konzentrierte sich die Eiszeitforschung in der östlichen Schweiz und im angrenzenden Gebiet der Nachbarländer hauptsächlich auf zwei Zonen: einerseits auf das Mittelland, wo sich einst die Vorlandgletscher breit machten und andererseits auf den inneren Alpenraum mit dem Eisstromnetz und den späteiszeitlichen Talgletschern. Der dazwischen liegende Bereich der Alpenrandgebirge war nur ausnahmsweise Studienobjekt, da eiszeitliche Relikte hier seltener sind oder nur über kurze Strecken zusammenhängen.

Um eine Forschungslücke zwischen Hoch- und Späteiszeit, respektive zwischen Vorlandvergletscherung und inneralpiner Vereisung zu schliessen, wurden in den alpinen Randgebirgen und in den zwischen ihnen liegenden Haupttälern vom Rickenpass bis zum Arlbergpass Detailuntersuchungen angesetzt. In den Sommermonaten 1983-1986 sind vom Autor folgende Gebiete systematisch eiszeitgeologisch untersucht, kartiert und bearbeitet worden: Alpstein (Säntisgebirge), Speer-Mattstock, Churfir- sten-Alvier, die Gebirgszonen rund um den Hohen Freschen, der Bereich des Gros- sen Walsertales, die Nordabdachung des Rätikon sowie die Haupttalzüge unteres Montafon, Walgau und das Rheintal von Sargans bis Dornbirn.

2.2. Ein auffälliger späteiszeitlicher Eisrandkomplex

Die Untersuchungen in den Alpenrandgebirgen, in erster Linie im Alpstein, haben zur Entdeckung und Erfassung einer Reihe späteiszeitlicher Gletscherstände geführt. Im Zusammenhang mit ihnen lassen sich verschiedene eiszeitgeologische Vorgänge wie Seenbildungen, Talverschüttungen, Änderung von Entwässerungswegen sowie Aufschüttung von Eisrandwällen, von Eisrandterrassen und von vorgelagerten Schot- terfeldern nachweisen.

Eine der zahlreichen Phasen ist durch besonders markante Formen charakterisiert, die sich über das gesamte Untersuchungsgebiet verfolgen lassen. Ihr wurde darum ein spezielles Augenmerk geschenkt. Sie kann als *stadialer Eisrandkomplex*, worunter eine Häufung dicht hintereinander liegender und über weite Strecken zusammenhän- gender Eisrandbildungen zu verstehen ist, bezeichnet werden. Da der betreffende Gletschervorstoss im NE-Alpstein noch aus dem Gebirge heraus bis zum Kurort Weissbad am Zusammenfluss der Sitter-Quellbäche erfolgt ist, wird dieser Komplex als „*Weissbad-Stadium*“ festgelegt.

2.3. Die kartographische Darstellung (2 Kartenbeilagen)

Um grundsätzlich ein späteiszeitliches Stadium einmal über ein grösseres Gebiet besonders anschaulich und für Vergleichszwecke darzustellen, wurde die Verglet-

scherung während dem Weissbad-Ereignis als geographische Reliefkarte gezeichnet. Mittels Höhenlinien der Eisoberfläche sollen die Eiskörper auch räumlich erfassbar werden. Die Gletscherformen sind durch Blautönung mit Schummerung (Beleuchtung und Schatten) hervorgehoben. Um das Relief der eisfreien Umgebung in Kontrast zu den Gletschern zu verdeutlichen, wurde ein Schummerungsverfahren mit Punkteraster angewendet.

Auf der grossmassstäblichen *Karte des Alpsteins 1:25 000* war es gegeben, verschiedene Arten von Eisrandzeugen mittels Signaturen einzusetzen und zudem ältere und jüngere Gletscherstände anzudeuten. Der Hauptstand des Weissbad-Stadiums wurde mit vollständiger Rekonstruktion der einstigen Gletscher abgebildet, wobei zudem die Überreste der zugehörigen Vorfelder und der Eisrandformen eingezeichnet sind. Die Blockstreu ist nur im Bereich der Eisränder und ausserhalb eingetragen. Bergstürze und andere Massenbewegungen wurden ebenfalls deutlich umrissen, spielten sie doch in der Weissbad-Vergletscherung eine wichtige Rolle.

In der vorwiegend der Übersicht dienenden Karte des gesamten Untersuchungsgebietes *Arlberg-Rickenpass 1:100 000* sind nur noch diejenigen Relikte des Weissbad-Stadiums dargestellt, mit Hilfe derer die Eisströme rekonstruiert werden konnten. Wo Eisrandbelege fehlen, wie bei einzelnen Lokalgletschern und vor allem im Eisstromnetz im Alpeninnern, stützen sich die Gletscherumrisse auf Vergleiche mit bekannten Nachbargebieten, auf Schneegrenz-Berechnungen (Kap 5.2), auf den Expositionseffekt, das heisst die Ausrichtung zur Sonne (Kap 5.2) oder auf eizeitgeologische Merkmale wie Findlingsreihen und -häufungen (Kap 4.1), Karmulden oder Pässe mit Eisüberfluss (Transfluenzen). Eine Liste der Gletscher sowie weitere Erklärungen zur Rekonstruktion der Vereisung sind auf der Karte selbst abgedruckt.

3. Übersicht über die rheinische Vergletscherung an der Wende Hochwürm-Spätwürm

3.1. Der Bodensee-Rheingletscher

Da heute eine ganze Reihe von Eiszeiten bekannt ist, hat man sie ordnungshalber mit Lokalnamen benannt; so auch im Alpenbereich. Die jüngste, letzte Eiszeit ist nach einem Flüsschen in Bayern mit „Würm-Eiszeit“ bezeichnet worden. In diesem Kapitel wird über die Vorgänge und Stadien *nach der Maximalvereisung* berichtet. Noch echt hocheiszeitliche Verhältnisse in glazialgeologischer Hinsicht lagen im Rheingletschergebiet (Figur 2) im *Würm-Stadium Stein am Rhein* vor (HANTKE, 1980; KELLER und KRAYSS, 1980, 1987), welches gegenüber der grössten Eisausdehnung (= Stand von Schaffhausen) eine spätere und internere Eisrandlage darstellt. Seit der im Grundgehalt noch immer gültigen Eiszeitgliederung von PENCK (1909) ist es auch als *Stadium der Inneren Jungendmoränen* bekannt. Damals breitete sich der Bodensee-Rheingletscher noch weiterhin als riesiger, flacher „Eiskuchen“ über das gesamte Beckenareal aus (Figur 1). Im Alpen- und auch im Voralpenraum waren die Lokal- und Ferngletscher über Täler und Pässe hinweg zu einem zusammenhängenden Eisstromnetz verflochten (KELLER, 1981; KRAYSS und KELLER, 1983).

Eisrandkomplexe des Rhein-Linth-Gletschers in der Würmeiszeit

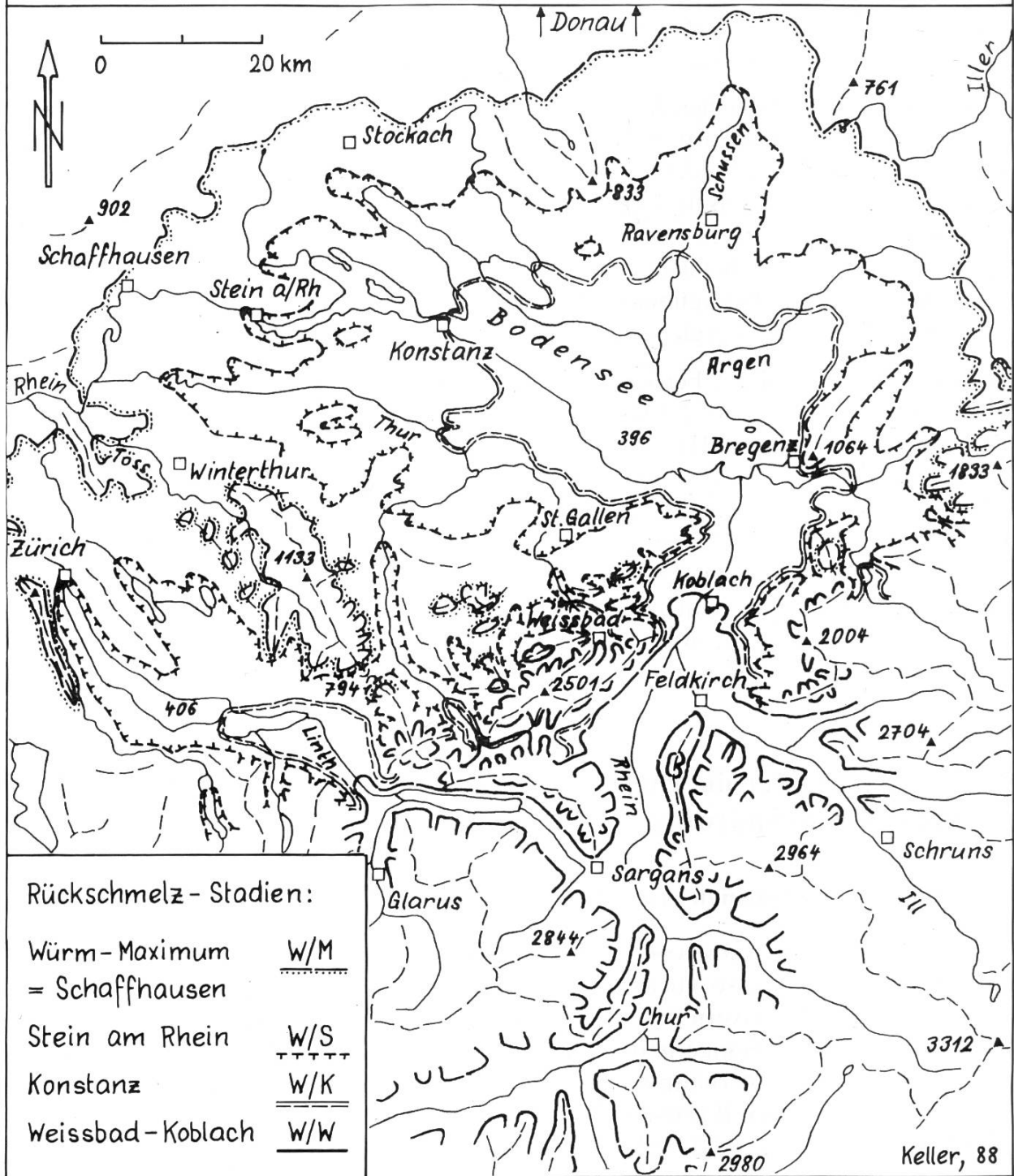


Fig. 1

Ordnungsmuster der Rhein-Bodensee-Vergletscherung während der letzten Eiszeit

Schematische Darstellung ohne Massstäbe

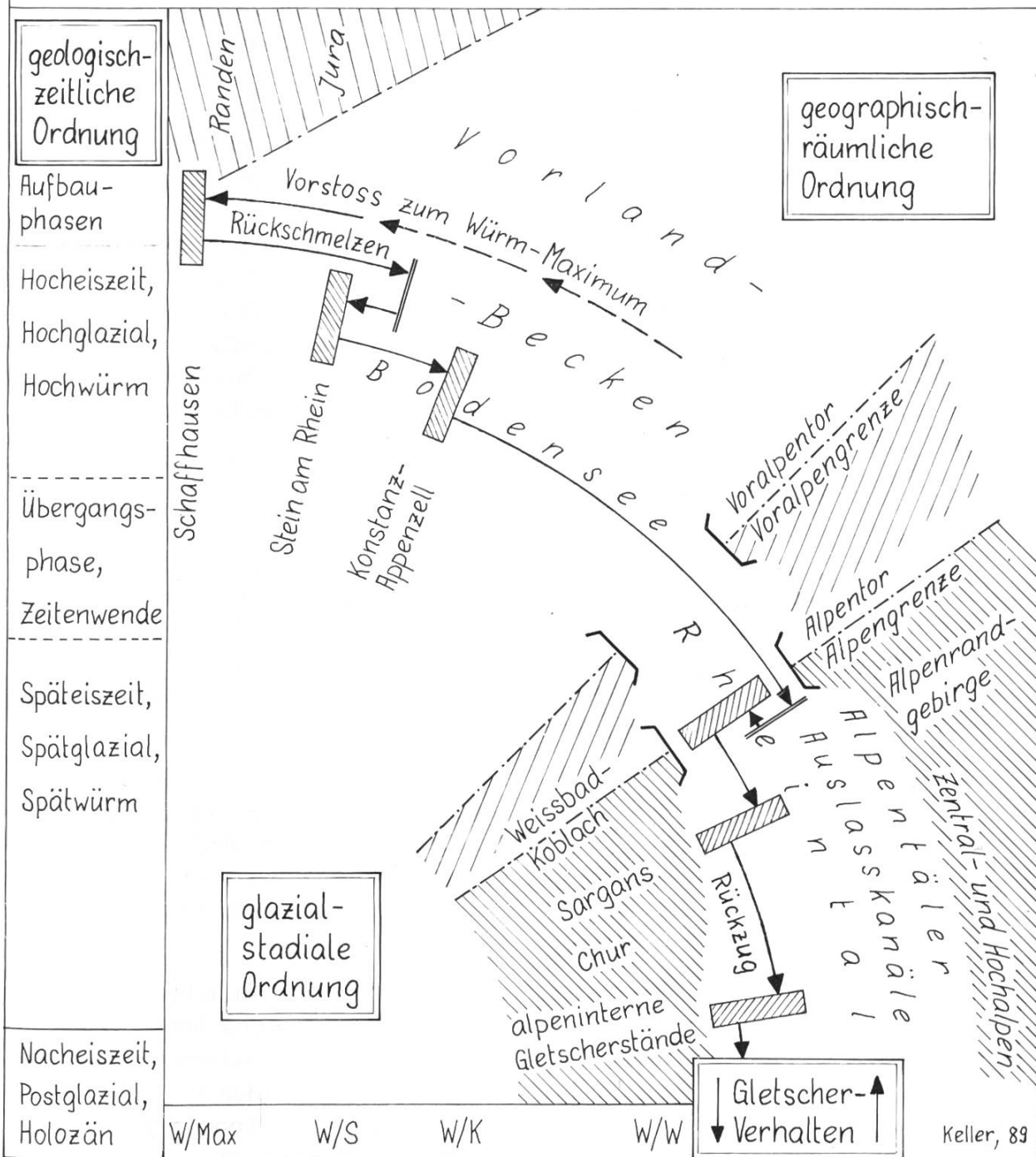


Fig. 2

In der Folge setzte eine kräftige Abschmelzphase ein, die während dem *Konstanz-Stadium* (KELLER und KRAYSS, 1987; KELLER, 1988 b) nochmals unterbrochen wurde. Weithin verfolgbare Eisrandablagerungen, Stauseebildungen, Aufschotterungen sowie Schmelzwasserrinnen bezeugen rund um den Bodensee-Obersee einen in mehrere Stände aufgespaltenen Eisrandkomplex.

Anschliessende *Rückschmelzprozesse* führten zur raschen Auflösung des Bodensee-Vorlandgletschers, sind doch lediglich sporadische Eisrandmarken, aber keine Zeugen von Stillstandlagen mehr bekannt. Erst 20 km oberhalb des Bodensees treten im Rheintal zwischen Koblach und Feldkirch wieder abschnittsweise markante Eisrandrelikte des Rheingletschers auf (Figur 1). Dieser hatte sich zu einem zwar noch mächtigen, aber doch bereits typisch alpinen Talgletschersystem zurückentwickelt. Auch das Eisstromnetz war stark verändert, indem es in den Alpenrandgebirgen beidseits des Rheintals nördlich Sargans zusammengebrochen war, alpenintern aber noch funktionierte. Der morphologische Formwandel und der weite Rückzug des Rheingletschers ins Alpenrheintal veranlassen dazu, die *Grenze Hochwürm-Spätwürm in diese Rückschmelzphase* zu legen (Figur 2). Die diese Abschmelzstufe abschliessenden Eisrandlagen im Raum Koblach-Feldkirch, das *Koblach-Stadium* (Figur 1 und 2), sind damit bereits dem Spätglazial der letzten Eiszeit zuzuschreiben (KELLER, 1988 a und b).

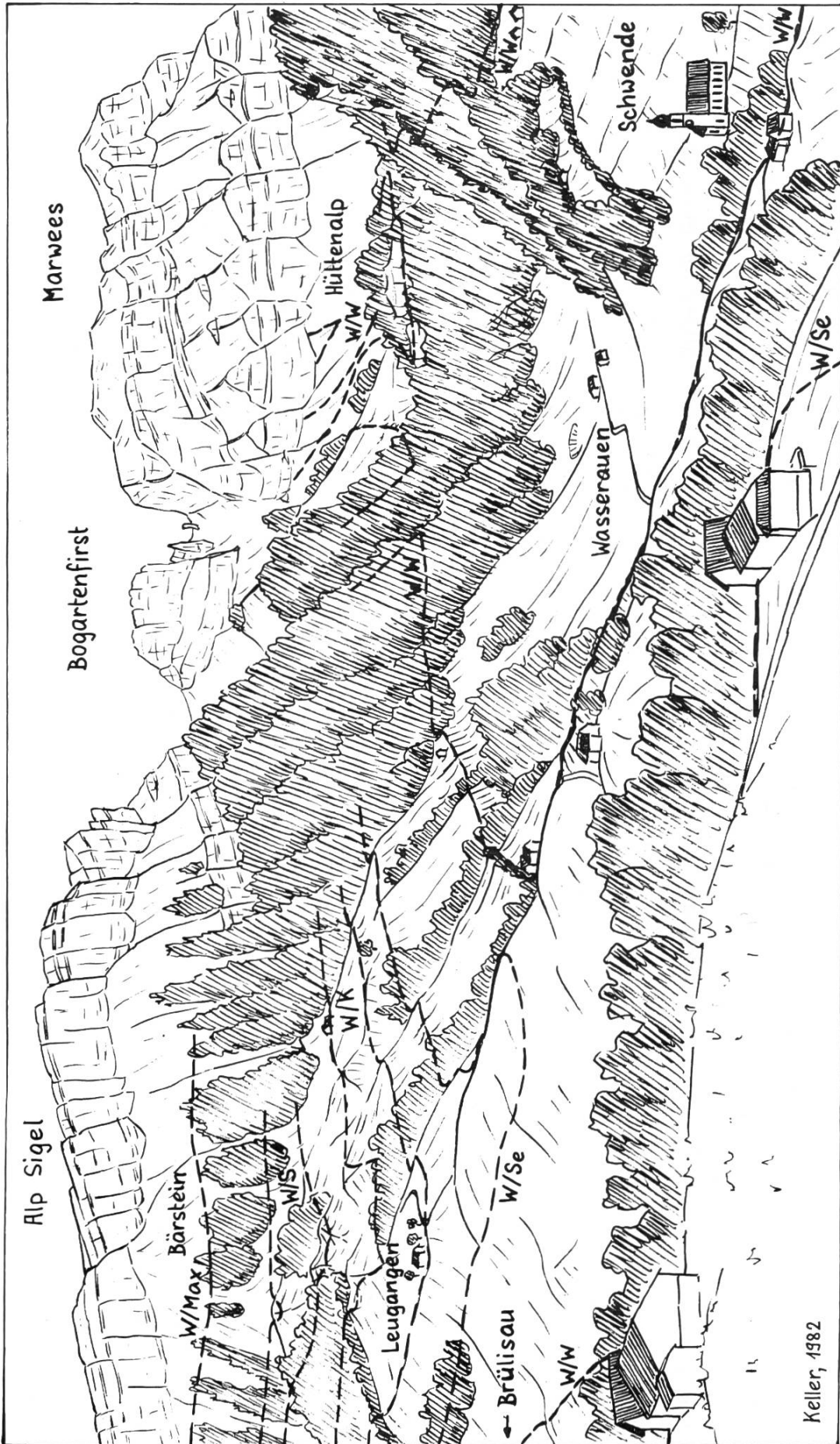
3.2. Vergletscherung der Alpenrandgebirge

Während dem *Stein am Rhein-Stadium* herrschten auch in den Randalpen und Voralpen hocheiszeitliche Bedingungen (Figur 1), indem das Rhein-Bodensee-Eisstromnetz noch weite Bereiche des voralpinen Berglandes im Appenzellerland und Toggenburg bedeckte und alle grösseren Gletscher der Randalpen darin integriert waren, nämlich Sitter-, Urnäsch- und Thurgletscher.

Erst mit der Abschmelzphase vor dem Konstanz-Stadium setzte die Herauslösung aus der Vorlandvereisung ein. In den Alpenrandgebirgen konnten sich erste selbständige Lokalgletscher aufbauen, so etwa im Alpstein der Sittergletscher, der das Becken von Appenzell erfüllte: *Appenzell-Stadium = Konstanz-Stadium* (Figuren 1 und 2), oder der Luterengletscher (Figur 3), der sich von der Schwägalp bis zum Rietbad im NW des Alpsteins erstreckte (KELLER, 1988 b).

Im Anschluss an diesen Eisrandkomplex sind auch bei den selbständigen Lokalgletschern der Alpenrandzone wieder Rückzugsphänomene zu beobachten, die auf ein *starkes Abschmelzen* hinweisen (Kap. 4.1). Gebirgseinwärts eingeschobene Stände treten hier klarer in Erscheinung als im Bodensee-Rheintal. Sie werden als „*Zwischenstadium Steinegg*“ definiert, da sich beim Sittergletscher zwischen Appenzell und Weissbad eine gut erkennbare Eisrandlage abzeichnet. Dieses Steinegg ist beispielsweise auch beim Luterengletscher deutlich erhalten, wo bei Langenboden stirnnahe Eisrandwälle und bei Lutertannen Seitenwälle auftreten (Figur 3).

Durchwegs markant entwickelt ist aber erst wieder der Eisrand des Sittergletschers beim Weissbad, welcher vom Schwendigletscher, dem mittleren Arm des Sittersystems, aufgebaut worden ist. Diese Stirnlage wurde als *stadialer Eisrandkomplex*



Eiszeitliche Gletscherstände
 im Schwendental

W/Max	Würm - Maximum	W/Se	Würm - Steinegg	Standort: Bleichers
W/S	Würm - Stein a/Rh	W/W	Würm - Weissbad	751.500/241.900
W/K	Würm - Konstanz			Blick gegen S

Fig. 4

Weissbad (Kap 2.2) festgelegt. Auch hier ist der Formwechsel sowie das nur noch wenig über die Alpenfront vorgeschobene Zungenende der Anlass, diesen Lokalgletschervorstoss bereits ins Spätglazial zu stellen (Figur 2). Das Weissbad-Stadium kann, wie noch darzulegen ist (Kap 4.3) mit dem Koblach-Stadium des Rheingletschers parallelisiert werden (Figuren 1 und 2).

Im NE-Alpstein wirkte der aus weicheren, sogenannten Flyschgesteinen aufgebaute Sporn, der von der Alp Sigel nordwärts über Leugangen zum Weissbad hinunterzieht (Figur 4), stets als Eisteiler zwischen dem Schwendi- und Brüelbach-Arm des Sittergletschers. Auf ihm fand, im Winkel zwischen beiden Eisströmen, die gesamte Abfolge der Würmeiszeit-Stadien vom Hoch- bis ins Spätglazial ihren Niederschlag, indem Schliffformen, Eisrandterrassen, Wälle und Randrinnen ausgebildet wurden und erhalten blieben.

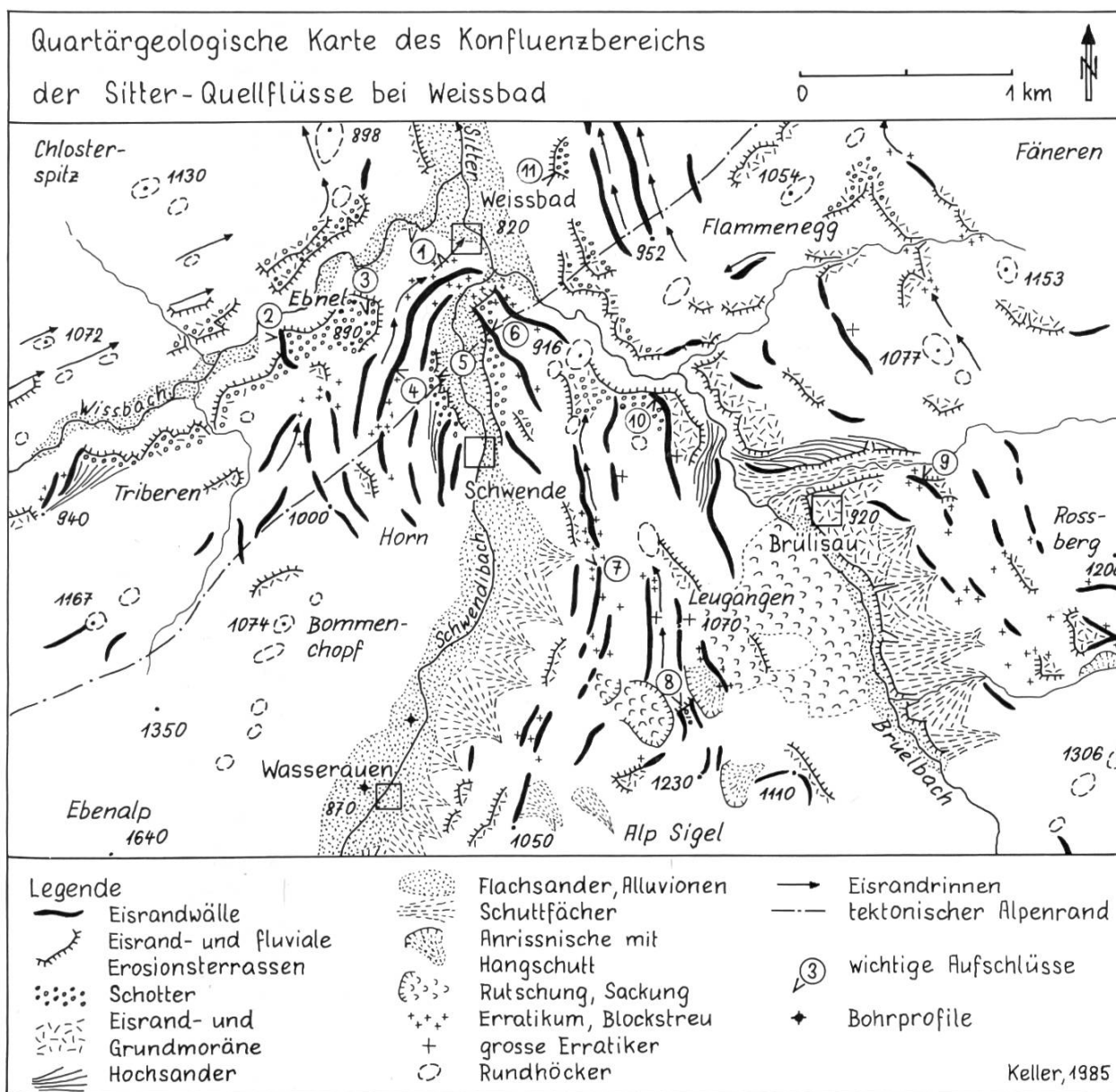


Fig. 5

4. Der stadiale Eisrandkomplex Weissbad

4.1. Der Gletschervorstoss im NE-Alpstein

Beim Weissbad 3 km südlich Appenzell verbauen mächtige, ältere eisrandliche Ablagerungen den Ausgang des Wissbachtals (Figur 5). Sie wurden während den Abschmelzphasen nach dem Appenzell-Konstanz-Stadium überprägt und überschüttet, was sich aus den in den Kiesgruben Ebnet aufgeschlossenen Schottern und Sanden ableiten lässt. Diesen Sedimenten sind gegen Schwende und Weissbad, das heisst Zungenbecken-einwärts, grobe, blockige, wirr gelagerte Eisrandmoränen in markanten Wall- und Terrassenformen an- und aufgelagert. Sie ziehen als auffällige Geländestufe vom Horn bogenförmig zum Weissbad hinunter. In entsprechender Höhe wird auch die Ostseite des Schwenditals südwärts bis oberhalb Wasserauen durch derartige Anschüttungen gegliedert (Figur 4). Hier liegt zudem den Innenseiten der Moränenbildungen vermehrt erratische Blockstreu (Findlinge) auf, die vom Gletscher flächenhaft bei dichter Verteilung abgesetzt worden ist. Im intensiv bewirtschafteten Bereich Schwende-Weissbad sind die Blöcke wahrscheinlich der Steinlese zum Opfer gefallen. Unvermittelte Auflagerung der Eisrandsedimente, geringe Bearbeitung der Steine und Geschiebe, Blockstreu (im südlichen Abschnitt) und frisch wirkende, deutliche Formen der Wälle und Terrassen sind typische Zeichen eines eiszeitlichen Gletschervorstosses.

In den Profilen zweier Bohrungen, die für die regionale Wasserversorgung bei Wasserauen abgeteuft worden sind, finden sich über schwach verdichteten Seesedimenten (graue Tone und Feinsande) glaziale Lehme und lehmiger Kies mit einzelnen Blöcken bis 50 cm (KELLER, 1988 b). Offenbar kam es nach einem Eisrückzug bis hinter Wasserauen (Figur 5) zur Bildung eines vor dem Gletscher liegenden Sees von Wasserauen bis gegen Weissbad. Anschliessend wurde dieser vom wieder vorstossenden Schwendigletscher verdrängt und überfahren. Aufgrund der geringen Vorbelastung der Seesedimente kann dieser Vorstoss nur derjenige gewesen sein, der den Schwendigletscher bis Weissbad vorrücken liess.

Für das Sittersystem ergibt sich somit das in Figur 6 dargestellte Bild der *Gletschergeschichte um Übergang Hochglazial-Spätglazial*: Nach dem Appenzell-Konstanz-Stadium (2) schmolz der Sittergletscher, wohl nur kurzfristig von der Steinegg-Phase (3) unterbrochen, bis hinter Wasserauen zurück. Dabei verkürzte er sich um mehr als die Hälfte seiner Längserstreckung. Der dann einsetzende, bereits dem Spätwürm zugewiesene Klimaeinbruch (Kap 5.3) veranlasste den Schwendi-Sittergletscher nochmals zu einem kräftigem Vormarsch bis Weissbad (4), bei dem die Länge von 6-7 km auf 11 km anwuchs, also nahezu verdoppelt wurde. Daraus geht die grosse Bedeutung dieses ersten späteiszeitlichen Gletschervorstosses zumindest für die selbständigen, lokalen Eisströme hervor.

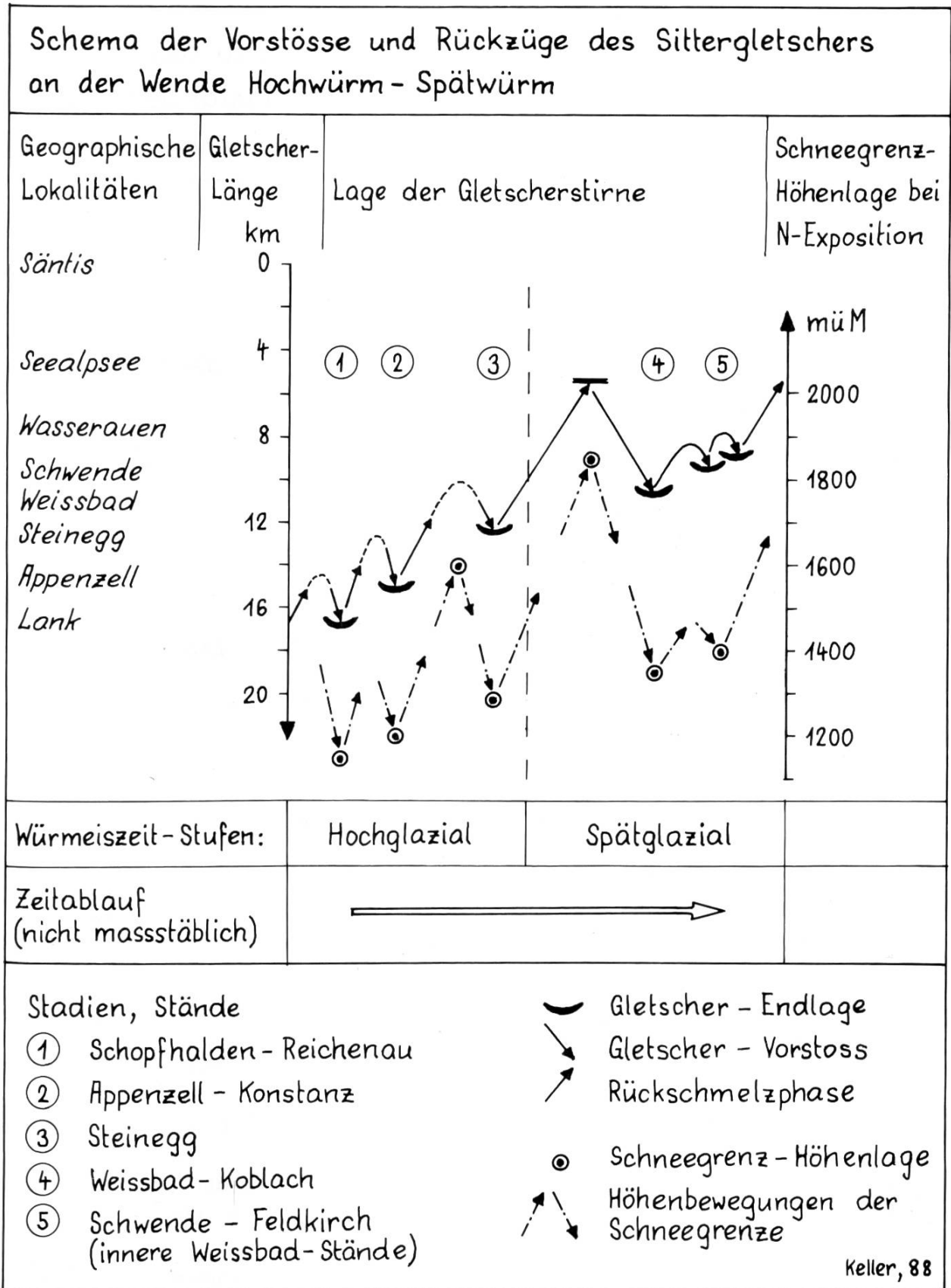


Fig. 6

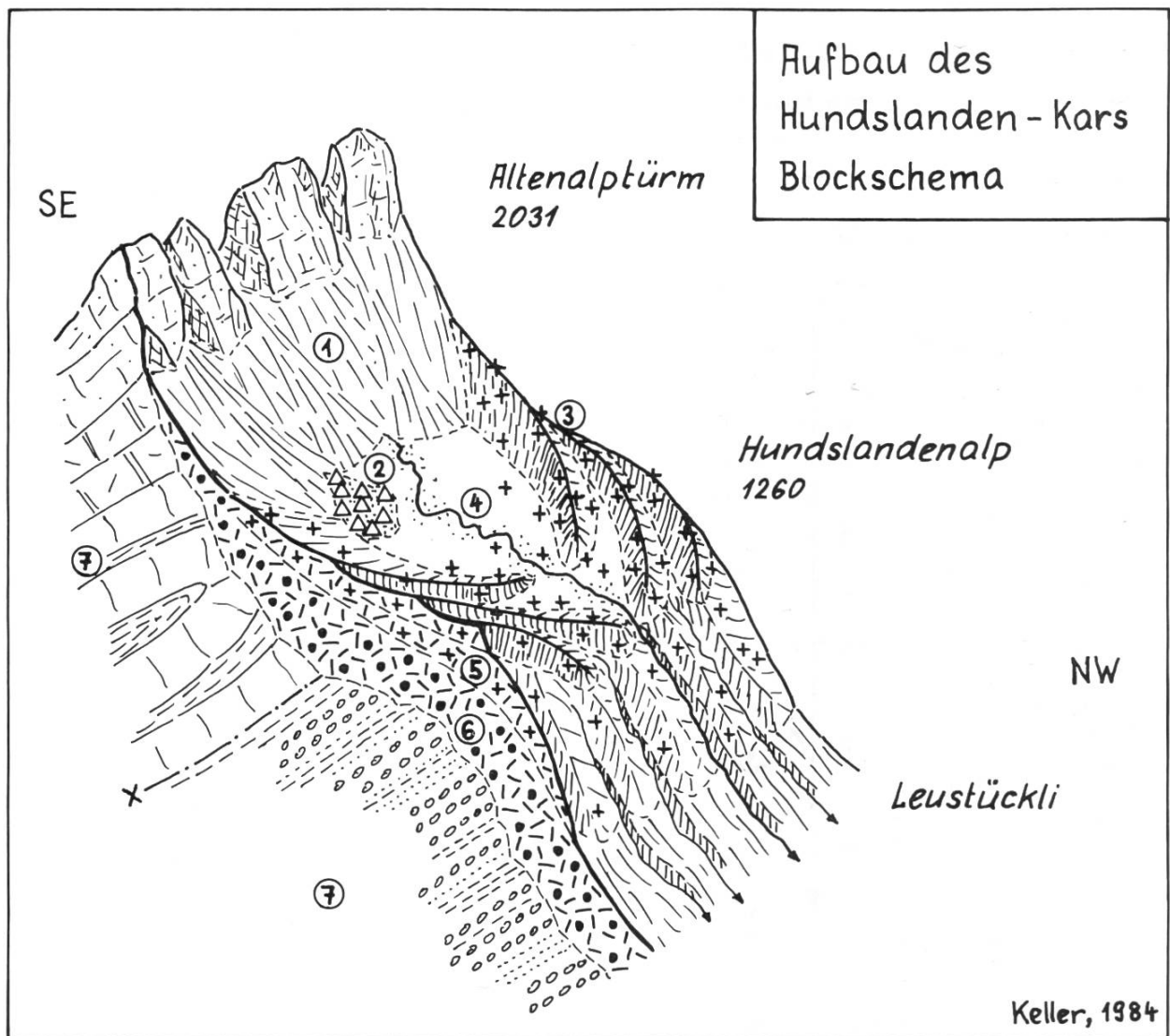


Fig. 7

Erläuterungen

- (1) Nacheiszeitliche und heutige Schutthalden
- (2) Nacheiszeitliche Berg- und Felssturzmassen, dem Zungenbeckenboden aufliegend
- (3) Jüngste Moränenwälle, blockreich, überwiegend helle Kreidekalke, oberflächliche Blockstreu
- (4) Karmuldenartiges Zungenbecken, in Lockermaterial eingetieft
- (5) Überdeckende Grundmoräne und vorgeschobene, über den Abhang geflossene Massen mit aufliegender, abgerutschter Blockstreu
- (6) Tiefere, ältere Moränen- und Hangschuttmassen mit gerundeten, kleinen Blöcken. An der Oberfläche keine Blockstreu. Eisrandterrassen älterer, hocheiszeitlicher Haupttalgletscherstände.
- (7) Felsuntergrund; Nordfront des Alpsteins; auf Molasse (unten) aufgeschobene Kreidegesteine der Nordalpen.

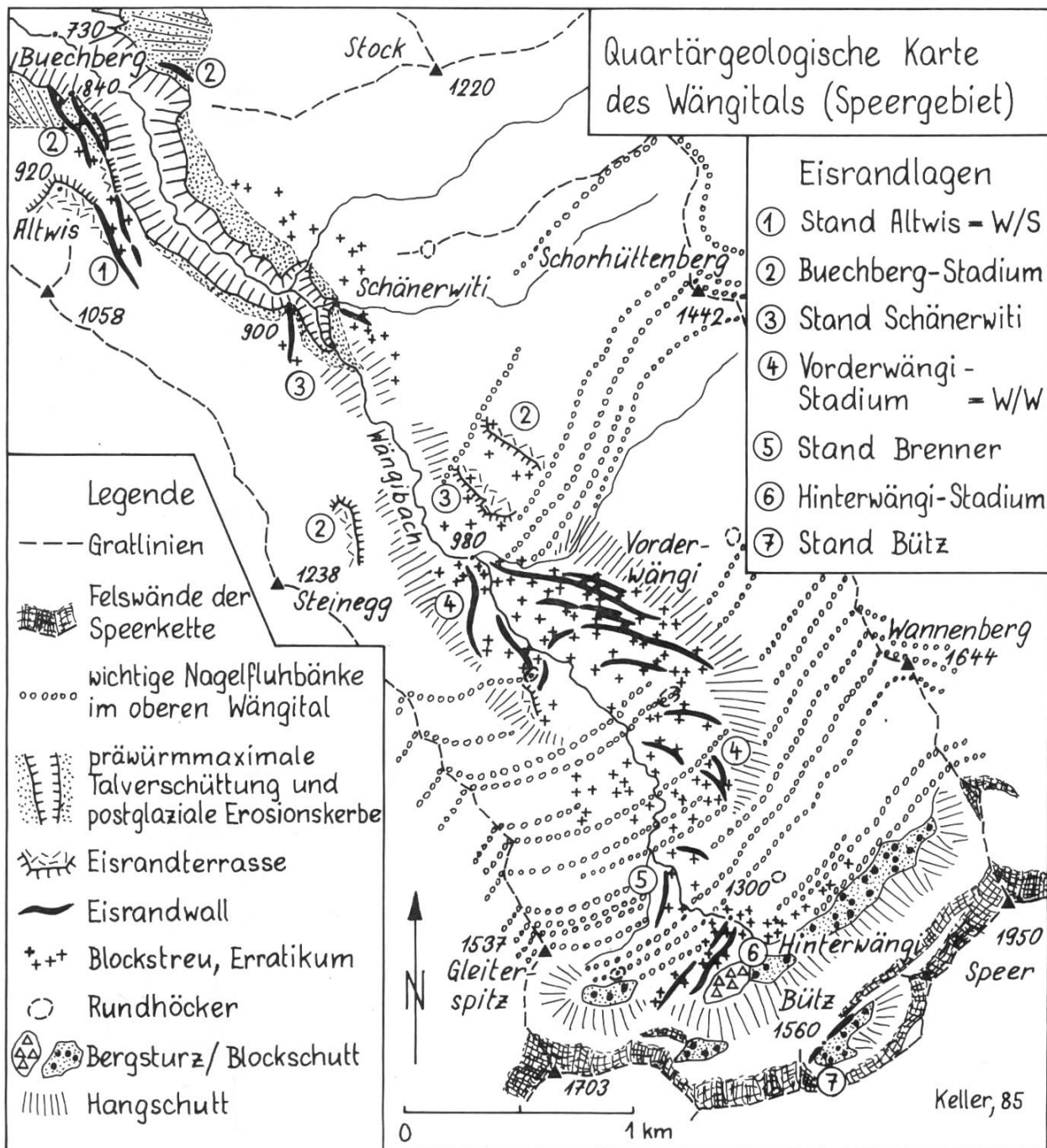


Fig. 8

4.2. Gletscherstände in den Gebirgsgruppen beidseits der Rheintals

Wie beim Schwendi-Sittergletscher ist der durch seine Deutlichkeit auffallende *Weissbad-Gletschervorstoss* rund um den *Alpstein* (Säntis, 2501 m) in markanter Ausprägung feststellbar (Kartenbeilage Alpstein 1:25000). Prächtig entwickelte Eisrandformen hinterliess etwa der Tosbach-Urnäschgletscher im Zungenbecken des Aueli nördlich der Schwägalp, ebenso wie der Luterengletscher westlich der Schwägalp bei Gatter (Figur 3). Auf der Südseite des Alpsteins hat der ebenfalls grosse Thurglet-

scher auf dem Chüeboden unvermittelt dem Gelände aufgesetzte Stirnwälle geschütet. Aber auch kleine Kargletscher waren oftmals in der Lage, mächtige Wälle und dicht verteilte Blockstreu anzuhäufen, so z.B. der Neuenalpgletscher ganz im SW des Alpsteins oder der Hundsländengletscher auf der Nordseite der Altenalptürme in der nördlichen Alpsteinkette (Figur 7).

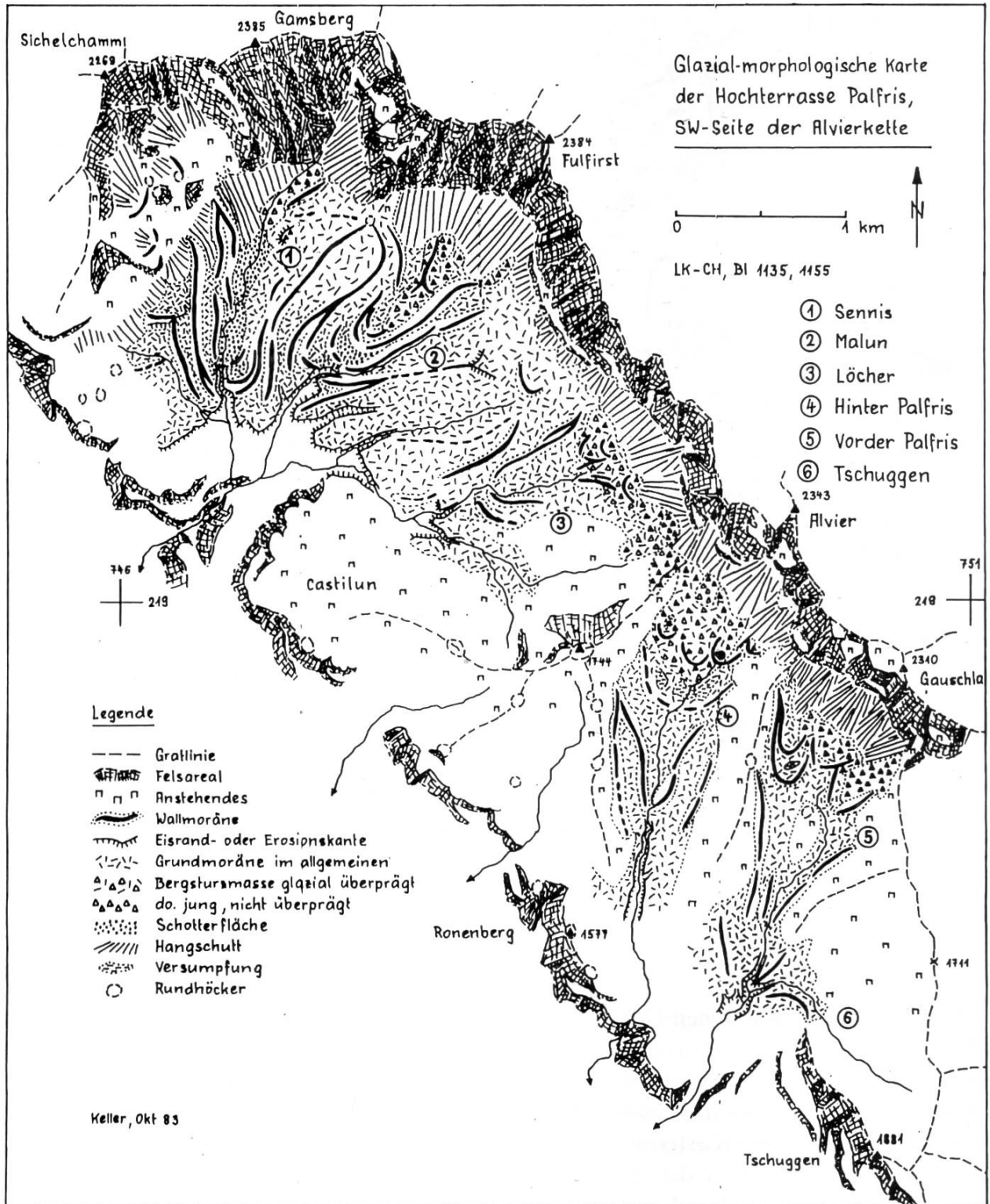


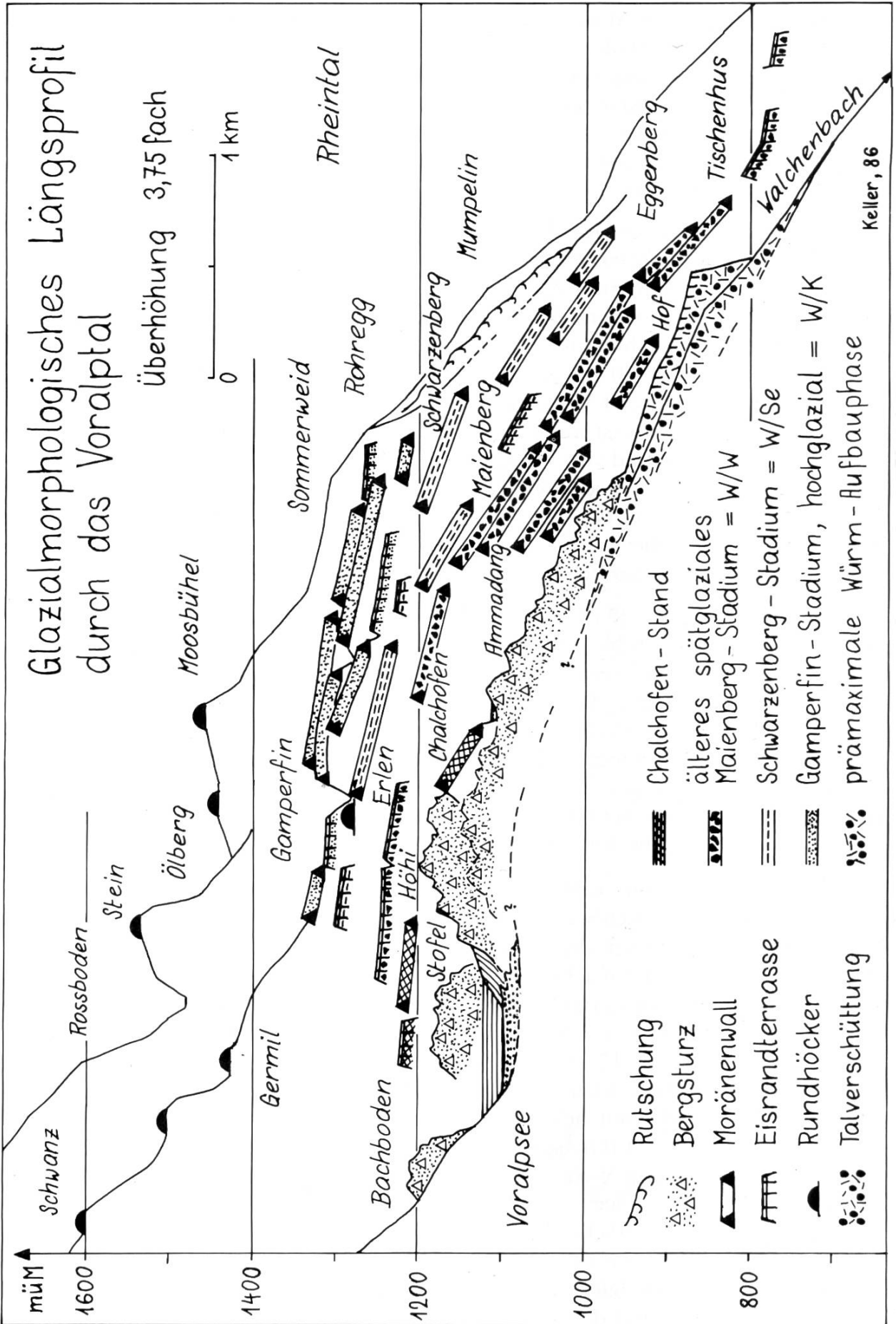
Fig. 9

Die am Aussenrand des Alpsteins überall auftretenden, bemerkenswerten Eisrandbildungen des Weissbad-Stadiums heben sich in ihren äusseren Formen und in ihrer inneren Zusammensetzung vor allem gegenüber älteren, aber auch jüngeren Ablagerungen morphologisch klar unterscheidbar ab. Sie lassen sich deshalb als eine Art Leitlinie, als sogenannter *glazialmorphologischer Leithorizont* verwenden, um das Weissbad-Stadium auch ausserhalb des Alpsteins in anderen Alpenrandgebirgen auffinden und festlegen zu können.

Im *Speer-Mattstockgebiet* (Kartenbeilage Alpenrand 1:100000) sind insbesondere in nördlichen Tälern bei starker Verbreitung von Felsstürzen und Blockschutt in den steilen Firngebieten markante Weissbad-Vorstösse erkennbar. Im kleineren, hochgelegenen Ijental reichen mehrere mit Nagelfluhblöcken übersäte, deutliche Wälle bis zum flachen Talboden hinunter (Gletscher Nr. 56). Auf der Alp Vorderwängi im grossen, vom Speer (1950 m) gegen Nordwesten ausstrahlenden Wängital ist eine Reihe parallel angeordneter Wälle vom Typus „Weissbad“ erhalten (Figur 8, Vorderwängi-Stadium). Ebenso ist auch die Nordfront des Mattstocks (1936 m) auf den Alpen von Hintermatt und von Vordermatt mit blockreichen, langgezogenen Wallreihen und klar begrenzten Blockstreifen ausgestattet (Gletscher Nr. 53, 54). Demgegenüber fehlen die Weissbad-typischen Eisrandformen südöstlich des Speers im oberen Wiss Thur-Tal (Gletscher Nr. 55), wie auch auf der Südflanke des Mattstocks infolge Schichtflächenstruktur des Felsuntergrundes.

Die *Churfürsten-Gruppe* (2306 m) zeichnet sich wie der Alpstein und die Speer-Mattstock-Region durch blockreiche und hohe Wälle dort aus, wo ausgedehnte Felszonen die Firnmulden umrahmen, während bei Schichtflächenlandschaften diese Strukturen auch hier weitgehend fehlen. So ist die Nordseite der Churfürsten arm an Zeugen des Weissbad-Stadiums, ausgenommen das Gebiet der Karmulde der Schwendiseen und derjenigen von Stofel östlich Iltios. Interne Weissbad-Stände dämmen die Seen ab, äussere Eisrandsysteme reichen bis Riet westlich Lisighus ins Thurtal hinunter (Gletscher Nr. 78). Ein weites Blockfeld hat der Stofelgletscher über den Karboden hinweg bis über den Stufenrand hinunter geschoben.

In der *Alvier-Gebirgskette* (2385 m) konnten sich auf den Alpterrassen von Palfris, Malun und Sennis (Gletscher Nr. 82-87 sowie Figur 9) selbst bei südlicher Exposition Weissbad-Gletscher bilden, die durch hohe, blockreiche Wallkränze belegt sind. Sie alle weisen in Gestalt der mächtigen Kieselkalk-Felsbastionen der Alvier-Südfront in grosser Menge Lockermaterial liefernde Karrückwände auf. Weniger deutlich sind die Relikte der Nordostseite des Alviers, da hier wiederum der Schichtflächenbau typisch ist (Gletscher Nr. 12-15). Im Tal des Voralpsees hingegen, wo die Kalkgesteine des Alviers steil gegen Norden unter das Tal abtauchen, kann man auf der Flyschunterlage der Nordflanke mit hellen erratischen Kalkblöcken gespickte Abhänge und Eisrandwälle beobachten (Gletscher Nr. 16). Sie sind als lokales Maienberg-Stadium (Figur 10) eindeutig dem Weissbad-Stadium zuzuweisen. Das talwärtige Ende dieser Ablagerungen und Formen zeigt sich bei der Terrasse von Tischenhus, die vom Rheingletscher durch seitliche Stauwirkung gebildet worden ist. Die so nachgewiesene Konfluenz (Zusammenfluss) des Voralpgletschers (Lokalgletscher) mit dem Rheingletscher (Haupttalgletscher) ist eine der Verknüpfungsstellen zwischen örtlichen Kleingletschern und den riesigen Fern-Eisströmen (Kap 4.3.). Die Mulde des



Keller, 86

Fig. 10

Voralpsees und die Existenz des Sees als solcher sind die Folge eines mindestens zweiphasigen, umfangreichen Bergsturzes vom Chapf herunter, der in der Warm- und Rückschmelzphase im Anschluss an den Weissbad-Gletschervorstoss niedergegangen ist. Im Bereich des Sees noch vorhandene Eismassen verhinderten dabei die Zuschüttung des Seebeckens und lenkten durch ihr Gefälle talauswärts die Sturzmassen ausschliesslich Richtung Rheintal ab.

Die *Gebirgsregionen des Dornbirner Ach-Tales* (Kartenbeilage Alpenrand 1:100000, Gletscher Nr. 102-107) mit dem Hohen Freschen (2004 m) weist ebenfalls den Weissbad-Vorstoss mit deutlichen Formen auf, wobei diese aber wegen seltener massiger Gesteinsschichten im Untergrund weniger dicht mit Blockstreu bedeckt sind. Sehr klar erkennbar sind die Eisvorstösse aus den Karen der Probst- und der Wüstealp auf der Nordseite des Hohen Gehrachs (1985 m) im inneren *Laternsertal* (Gletscher Nr. 99, 100). Während im *Grossen Walsertal* mit der Roten Wand (2704 m) (Gletscher Nr. 39-42) sich noch etliche selbständige Gletscher (Nr. 92-94) entwickeln konnten, ist dies in den *Rätikontälern* rund um die Schesaplana (2964 m) (Gletscher Nr. 18-25) auf der Südseite des Walgaus und des unteren Montafons nur ausnahmsweise der Fall (Gletscher Nr. 89-91). Hier sind die Gebirge bereits so hoch, dass sie bis tief herunter vergletscherten und so kaum mehr selbständige Gletscher zulassen. Ein ausgedehntes Eisstromnetz überzog Täler, Alpgebiete und Passübergänge, wie das im Kartenbild (Alpenrand 1:100000) signifikant zum Ausdruck kommt.

Nur bei besonders begünstigter Lage können inneralpin noch Weissbad-typische Formen und Ablagerungen gefunden werden. Im *Gauertal* mit der Sulzfluh (2817 m), das bei Schruns von Süden ins Montafoner Haupttal einmündet (Kartenbeilage Alpenrand 1:100000, Gletscher Nr. 24), sind in Gestalt der verbreiteten Sulzfluhkalke Felswände bildende, helle und in Blöcke zerfallende Gesteine vorhanden, wie das bereits vom Alpstein her bekannt ist. Infolge des bei der Porzalenga im hinteren Gauertal gegen Westen umbiegenden obersten Talabschnitts sind hier ausgedehnte Abhänge südlich exponiert und stark sonnenbestrahlt. Diese beiden Umstände verhalfen selbst in Höhen über 1800 m zur Bildung von Blockstreuarealen und Eisrandformen, die für Weissbad charakteristisch sind.

Beim Zusammentreffen des oberen Illtals, des Gargellentals und des *Vermieltals* bei St. Gallenkirch im inneren Montafon (Kartenbeilage Alpenrand 1:100000, Gletscher Nr. 4, 26, 27) ist weit alpenintern, durch die spezielle geographische Lage bedingt, das Weissbad-Stadium in einer markanten Serie von Eisrandbildungen erhalten geblieben (Figur 11). Auf den damals eisfreien Terrassen von Garfrescha und Brand in den Winkeln des Zusammenlaufens der drei Täler sind vor allem Relikte des kleinen lokalen Vermielgletschers, welche älteren Ablagerungen aufliegen, in Höhen von 1400-1600 m ü.M. vorhanden, die sich mit Eisrandzeugen der Hauptgletscher verknüpfen lassen. Diese Höhenlagen schliessen sowohl ein hocheiszeitliches Stadium, als auch ein noch jüngeres späteiszeitliches als Weissbad aus.

Die Mündungsstufe des Vermeiltals (Montafon) Blockschema

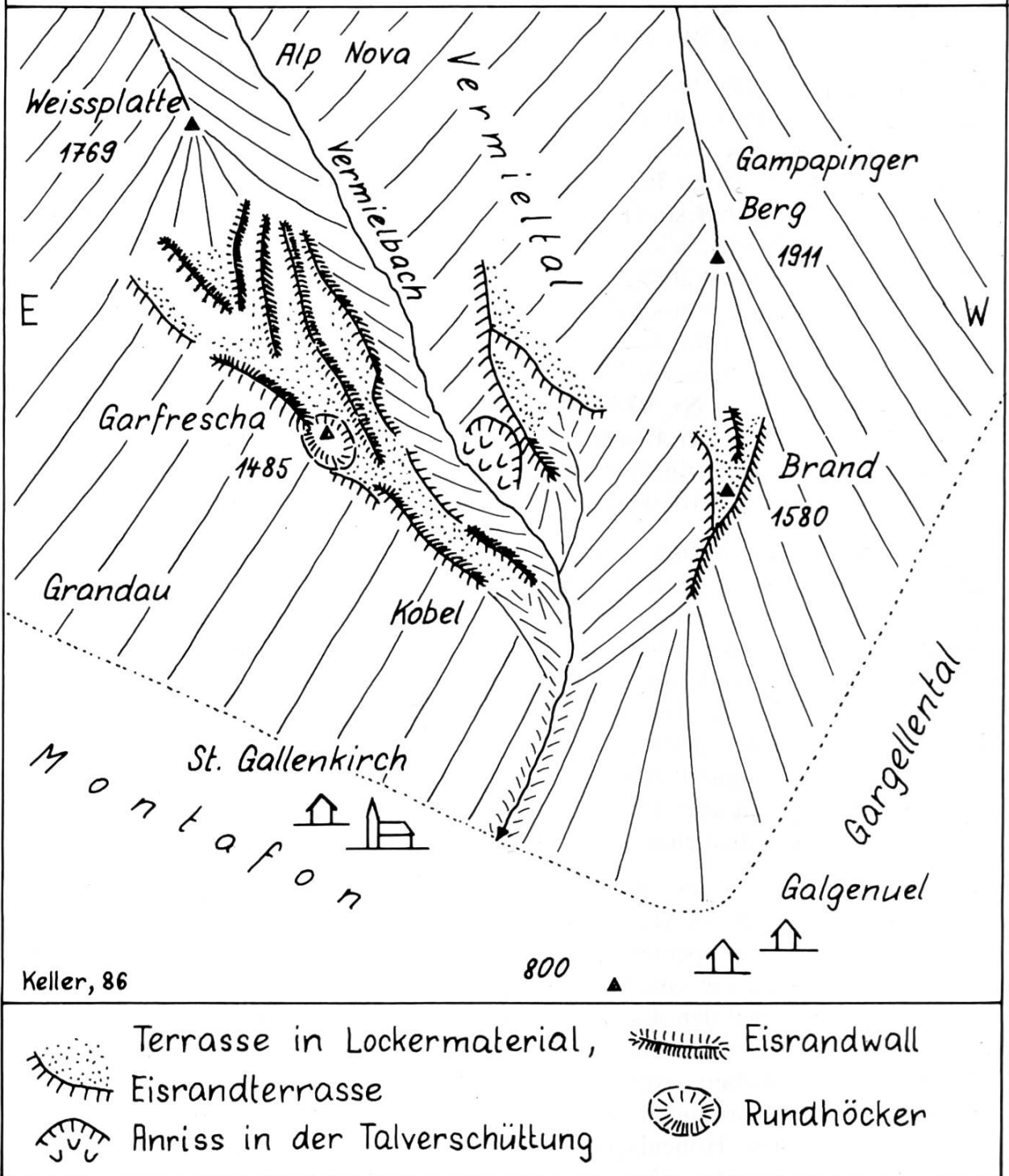


Fig. 11

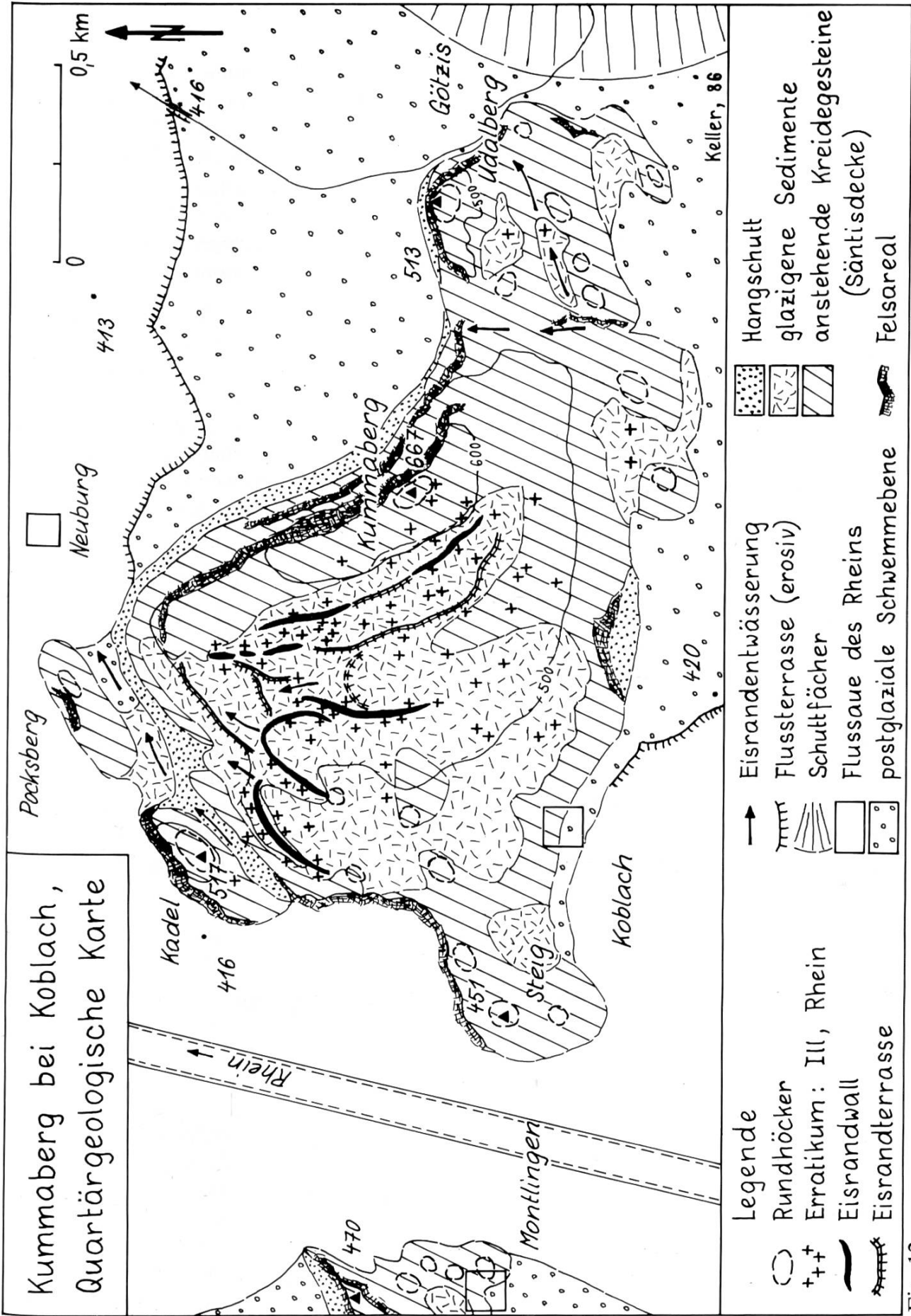


Fig. 12

4.3. Die Haupttal-Gletscher im Rheintal, Walgau und Montafon

Während die kleinen, lokalen Eisströme auffällige Vorstossformen aufbauten (Kap 4.1 und 4.2), sind solche in den grossen Auslasskanälen aus den inneren Alpen nicht mehr zu beobachten. Dies bedeutet, dass *der Rhein- und der Illgletscher* (Kartenbeilage Alpenrand 1:100 000, Gletscher Nr. 1-4) den Weissbad-Vormarsch offensichtlich nicht mitmachten, sondern nur eine Stillstands- und Stabilisierungsphase innerhalb des allgemeinen Rückschmelzens einschalteten. Immerhin hinterliessen diese „Riesen“ unter den Eisströmen des Untersuchungsgebietes an günstig gelegenen Stellen noch so viele Eisrandrelikte, dass ihre Eiskörper rekonstruiert werden konnten.

Auf der 100 m über dem heutigen Talboden des Rheintals sich ausbreitenden Verflachung am Kummaberg, der sich am tektonischen Alpenrand bei Koblach als Inselberg mitten aus der Ebene erhebt (Alpenrand 1:100 000), konnte eine mehrstufige Serie von Eisrandwällen, Terrassen, Zungenbecken, Schotterfeldresten, Rinnen und eine teils dichte erratische Blockstreu gefunden werden (Figur 12). Alle diese Relikte belegen den frontalen Eisrand des vereinigten Rhein-Ill-Gletschers. Rheintal- und Illtal-aufwärts kann der Gletscherrand dieses Koblach-Stadiums weit verfolgt werden, im Rheintal mindestens bis Sargans, im Illbereich bis ins obere Montafon bei St. Gallenkirch (Kap 4.2, Figur 11).

Da die mächtigen Gletscher in den Haupttälern gegenüber den selbständigen Gletscherzweigen in den Randgebirgen völlig verschiedene Formen zurückliessen, völlig verschiedenes Verhalten zeigten und völlig verschiedene Grössenordnungen aufwiesen, wurde das Korrelieren, das heisst das Einstufen der Gletscher-Randlagen ins gleiche und gleichzeitige Weissbad-Stadium, besonders sorgfältig durchgeführt. Vor allem auf morphologischen Wegen wurde, nebst der Anwendung anderer Methoden, der Nachweis der gleichen Eiszeitphase erbracht. Rund ein Dutzend Stellen mit direktem Kontakt oder indirekter Verknüpfung über Zwischenbildungen von Lokalgletschern der Weissbad-Periode mit den Eisrändern des Rhein- und des Illgletschers des Koblach-Stadiums weisen auf die Gleichzeitigkeit der beiden Ereignisse hin (KELLER, 1988 b). Dies berechtigt zur Formulierung des Begriffs „*Weissbad-Koblach-Stadium*“.

5. Zu Klima und Zeitraum des Weissbad-Stadiums

5.1. Auswertung der Gletscherrekonstruktionen

Die Rekonstruktion der Gletscher während einer bestimmten Eiszeitphase dient nicht nur dazu, ein anschauliches Bild der Landschaft jener Zeit mit Gletschern, veränderten Entwässerungswegen, einstigen Seen und Aufschüttungen verschiedenster Art in Gestalt einer Karte zeichnen zu können. Sie liefert auch die Grundlagen, um mit Hilfe spezieller Berechnungen Hinweise auf das während dieser Vereisungsperiode herrschende Klima zu finden oder aufgrund der Gletschertypen Merkmale zum Verhalten der Eisströme zu gewinnen. Mit anderen Berechnungen wird bezweckt, die

konstruierten Eiskörper daraufhin zu testen, ob sie in dieser Form überhaupt existiert haben können. Schliesslich wird auch angestrebt, bei Verwendung zusätzlicher, nicht geologisch-glaziologischer Forschungsergebnisse, Abschätzungen oder Modellvorstellungen zu Klima, Vegetation, Zeitordnung, usw. erarbeiten zu können (KELLER, 1988 b).

5.2. Die Bedeutung der Schneegrenze

Eine wichtige Kennlinie der Gletscher ist die sogenannte *Schneegrenze*. Etwas vereinfacht verstehen wir darunter diejenige Grenzlinie auf einem Gletscher, bis zu der hinauf im Spätsommer der Schnee des vergangenen Winters jeweils abtaut. Über ihr bleibt er liegen, verwandelt sich in Firnschnee und Eis und ernährt damit den Gletscher. Unter der Schneegrenze taut der Schnee völlig weg und noch weiter abwärts schmilzt auch das Gletschereis; dies ist das Zehrgebiet des Gletschers. Die Höhenlagen der Schneegrenze ändert von Jahr zu Jahr. Für längerfristige Überlegungen ist deshalb auch die Kenntnis eines Mittelwertes der Schneegrenzen über zehn bis mehrere Zehner von Jahren hinweg erforderlich.

Für die Höhenlage der Schneegrenze auf einem Gletscher ist die Ausrichtung zur Sonnenbahn, die Exposition, von grosser Bedeutung. Gletscher in Nordexposition haben eine 200-300 m tiefer liegende Schneegrenze als solche in Südlage. An einer Gruppe benachbarter Eisströme mit unterschiedlichen Expositionen kann man in Beachtung dieser Tatsache eine *regionale Schneegrenze* berechnen, bei der die Expositionseinflüsse ausgemittelt werden.

Gletscher spiegeln in ihrem Verhalten die Veränderungen des Klimas. Sind diese allgemein und länger andauernd, so verschiebt sich die Schneegrenze. Wird das Klima wärmer, dann kommt diese Grenzlinie auf den Gletschern höher zu liegen, das Firn- und Nährgebiet wird kleiner, das Zehrgebiet aber grösser. Der Eisstrom ist nicht mehr im Gleichgewicht und beginnt abzutauen und zurückzuschmelzen. Seit mehr als 100 Jahren können wir diesen Vorgang an unseren Alpengletschern verfolgen. Mit Unterbrüchen ist es durchschnittlich stetig wärmer geworden. Als Folge schmelzen die Gletscher ab und ziehen sich zurück.

Besonders auffällig ist dieses Geschehen am Rhonegletscher zu beobachten. Die Umkehrung des Prozesses, das heisst eine Klimaverschlechterung, lässt die Gletscher vorstossen. Ist der Gletscher im Gleichgewicht, so stehen Nähr- und Zehrgebiet im allgemeinen in einem Flächenverhältnis von 2:1.

Bei eiszeitlichen Gletschern kann natürlich die Schneegrenze nicht mehr, wie bei den heutigen, tatsächlich auf dem Eis gesucht und kartiert werden. Wenn aber die einstigen Eisströme rekonstruiert werden können, was für das Weissbad-Stadium in weit über 100 Fällen möglich war (vergleiche Kartenbeilagen), dann gelingt es mit der Flächenteilungsmethode (2:1) die für den betreffenden Gletscher zu fordernde Schneegrenze annäherungsweise zu bestimmen.

Für die folgenden Überlegungen wollen wir mit der *regionalen Schneegrenze auf Eis* rechnen, die als Mittel der einzelnen Schneegrenzen der rekonstruierten Gletscher erhalten wurde.

5.3. Hinweise zur Klimaentwicklung

Da viele beeinflussende Faktoren unbekannt sind oder unberücksichtigt bleiben müssen, kann im Sinne einer stark vereinfachten *Modellvorstellung* aus der Kenntnis der Höhenlage der Schneegrenze in groben Zügen auf die Klimaverhältnisse während der betreffenden Vergletscherungsphase geschlossen werden. Im Alpstein lag die regionale Schneegrenze während dem *Weissbad-Stadium* bei 1450 m ü.M und damit 1000-1100 m tiefer als zur heutigen Zeit. So sind ja momentan nur noch zwei kleine überdauernde Eisflecken am Säntis vorhanden, nämlich der Blau Schnee und der Gross Schnee. Da die Sommertemperaturen für das Ausmass der jährlichen Schneeschmelze ausschlaggebend sind, ist bei Verwendung des heutigen Temperaturgradienten von $-0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ Höhenzunahme für die Sommer der Weissbad-Zeit mit rund $5-6^{\circ}\text{C}$ niedrigeren Temperaturen zu rechnen. Das lässt den Schluss zu, dass z.B. im Vorland des Schwendigletschers im Becken von Appenzell bei Juli-Werten von vielleicht 8°C Tundraverhältnisse mit karger Kältesteppen-Vegetation ohne Baumwuchs herrschten.

Für die Wärmephase vor dem Weissbad-Stadium kann eine auf 1800-2000 m angestiegene Schneegrenze abgeschätzt werden. Dies resultiert aus der Untersuchung der zahlreichen Bergstürze dieser Zeit, die nur bei weitgehend eisfreien Ausbruchsarealen niederfahren konnten (Kartenbeilage Alpstein 1:25 000). Gleiche Höhenwerte der Schneegrenze errechnen sich auch für die Gleichgewichtslage des bis hinter Wasserauen zurückgeschmolzenen Schwendigletschers (Kap. 4.1). Somit dürfte diese Periode immerhin $2-3^{\circ}\text{C}$ wärmer gewesen sein als das Weissbad-Stadium oder anders ausgedrückt nur noch $2-3^{\circ}\text{C}$ kälter als die derzeitigen Sommermonate. Diese Abschätzung setzt allerdings die Annahme ähnlicher Niederschlagsverteilungen wie heute voraus, wofür momentan keine Nachweise existieren.

Durchschnittliche Temperaturwerte, die im Sommer nur noch wenige Grade ($^{\circ}\text{C}$) niedriger waren als heute, bedeuten, dass im Vorland der Alpen etwa am Bodensee ein Klima herrschte wie jetzt auf 1000 m ü.M., also ungefähr wie am Seealpsee. Vor der Front des zurückschmelzenden Schwendigletschers zwischen Weissbad und Appenzell müsste man sich Verhältnisse vorstellen, wie sie gegenwärtig auf der Ebenalp anzutreffen sind. Unter Berücksichtigung, dass es sich ja noch um eine eiszeitliche Periode handelte, muss dies ein schon recht warmer, temperierter Zeitabschnitt gewesen sein, den man gemäss üblicher Nomenklatur als Interstadial (deutliche, längere Wärmezeit innerhalb einer Eiszeit) bezeichnen dürfte. Dieses *Konstanz-Weissbad-Interstadial* steht aber zur Zeit noch auf wackligen Füßen und müsste auf anderen Forschungswegen bestätigt werden. Als Schwierigkeit ergibt sich, dass nur über die Pollenanalyse und die Rekonstruktion der Vegetation ein klares „Interstadial“ nachgewiesen werden könnte. Obwohl die für damals geschätzten Sommertemperaturen von mehr als 10°C auch im Appenzeller Hochtal für eine Waldvegetation genügt hätten, kann nicht mit einer solchen gerechnet werden. Die Rückwanderung der im vorangehenden, sehr kalten Hochglazial bis an Mittelmeer und in den südlichen Balkan verdrängten Bäume konnte aus Zeitgründen noch gar nicht erfolgt sein.

Beachtenswert ist die sich aus den morphologischen Befunden ergebende Reaktionslosigkeit der Zungen der Gletscherriesen im Rheintal und im Walgau (Kap 4.3). Eine bemerkenswerte Klimaverschlechterung während dem Weissbad-Stadium konnte anhand der Lokalgletscher nachgewiesen werden, am Hauptgletscher allerdings ist sie nur als Stagnation erkennbar (KELLER, 1988 a, b). Daraus ist abzuleiten, dass die Dauer des Klimaeinbruchs so kurz gewesen sein muss, dass weder der Rhein-, noch der Illgletscher Zeit für einen Vormarsch fanden. Von der Schneegrenze auf dem Rheingletscher aus, die im Weissbad-Stadium noch oberhalb Chur im Domleschg lag, musste das Eiswachstum für den Gletschervorstoss wie eine Welle bis ans Zungenende bei Koblach 100 km zurücklegen. Aufgrund der physikalischen Fließgesetze, angewendet auf Talgletscher, dürften 200-400 Jahre dazu nötig gewesen sein. Somit ist anzunehmen, dass nach maximal diesem Zeitraum eine neue Warmphase mit verstärkten Abschmelzprozessen den Vorstoss zunichte machte und damit das Weissbad-Stadium abschloss.

Zusammenfassend dürfte also das Konstanz-Weissbad-Interstadial, mit dem das voll-eiszeitliche Hochwurm zu Ende ging, eine sehr bedeutende Wärmeperiode gewesen sein, in der die Temperaturen wohl bis auf 2-3°C an heutige Werte herankamen. Im anschliessenden Weissbad-Stadium erfolgte nochmals ein echt eiszeitlicher, etwa 200-400 Jahre dauernder, heftiger Klimarückschlag mit Temperaturabsenkungen von schätzungsweise 5-6°C sowie einer Schneegrenzerniedrigung von über 1000 m gegenüber heute.

5.4. Zeitliche Einstufung

Nachdem vor gut 100000 Jahren die letzte Zwischeneiszeit, das sogenannte Riss-Wurm-Interglazial, zu Ende gegangen war, setzten Klimaschwankungen mit einer generellen Abkühlungstendenz ein. Während 75000 Jahren führte dies zu einem Wechsel von Kühl- und Kaltphasen (Stadiale) mit Wärmezeiten (Interstadiale), die gesamthaft das Früh- und Mittelwurm (Unteres und Mittleres Wurm) ausmachten. Vor 25000 Jahren lagen die Eiszeitgletscher weit im Alpeninneren, im Rheingletschergebiet etwa bei Domat-Ems (KELLER und KRAYSS, 1989). Dies kann aus dem Vergleich mit dem Baumkirchen-Interstadial bei Innsbruck rechnerisch abgeschätzt werden. Dort ist durch Funde von Pflanzenresten und durch Pollenanalyse zusammen mit Altersbestimmungen mit Hilfe des radioaktiven Kohlenstoff ^{14}C eine mehrere 1000 Jahre umfassende wärmere Zeit vielfach nachgewiesen. Erst darnach begann infolge einschneidender und anhaltender Klimaverschlechterung der Vormarsch der Alpengletscher ins Vorland, wo um 18000 vor heute der Maximalstand erreicht wurde. Im Ausbreitungsbereich des Bodensee-Rheingletschers bedeutet dies einen Eisvorstoss westwärts bis Schaffhausen, gegen Norden bis an oder über die Wasserscheide zur Donau und im Nordosten bis Leutkirch und Oberstaufen (Figuren 1 und 2).

Das etappenweise Rückschmelzen der Gletscher nach der Maximalvereisung ist morphologisch gut belegt (Kap. 3), aber noch immer stehen gesicherte Altersdaten in verlässlicher Anzahl aus. Für den Zeitraum 16000-14000 Jahre vor heute existieren nur schwer einzuordnende Alterswerte nach der ^{14}C -Methode von Proben aus dem

Unterseegebiet, aus dem Schussen- und Argental und von Sedimenten aus dem Zürichsee. In Bohrprofilen des Moors Mariagrün bei Feldkirch, das von inneren Eisrandwällen des Weissbad-Koblach-Stadiums gestaut wird, konnte aus dem tiefsten Teil der Sedimentation nach dem Eisfreiwerden ein ^{14}C -Datum von 14260 Jahre vor heute ermittelt werden, während knapp darüber die Basisprobe des Torfs besser gesichert ein Alter von 13050 Jahre vor heute ergab. Aus diesen und weiteren Altersdaten, kombiniert mit Überlegungen zu den Zeiträumen der Gletscherveränderungen (Reaktionsgeschwindigkeiten, Abschmelzraten und Rückzugstempo), errechnet sich die zeitliche Stellung des Weissbad-Stadiums für kurz nach 14500 Jahren vor heute. Die Analyse von Pollenprofilen aus dem Untersuchungsraum (Stoss-Ballmoss, Eggerstanden, Oberschan, Wildhauser Schwendiseen, Mariagrün) liefert eine zeitliche Einstufung des Weissbad-Ereignisses in die Ältere Tundrenzeit = Älteste Dryas, was ein Alter dieser Kälteperiode von mehr als 14000 Jahren bestätigt (KELLER, 1988 b). Basierend auf dem derzeitigen Kenntnisstand dürfte eine absolute zeitliche Gliederung gemäss Figur 13 plausibel sein und die Weissbad-Kaltphase sich zwischen 14500 und 14000 Jahren vor heute abgespielt haben.

Hoch- und Spätwürm - Gliederung			
Zeit-räume	Kaltphasen, Stadien, Eisrandkomplexe	10^3J vor heute	Warmphasen, Interstadiale
Post-glazial		— 10 —	Präboreal
Eiszeit Spätglazial	Egesen	—	Alleröd
	Daun?	— 12 —	Bölling
	Daun?, Clavadel, Gschnitz, Steinach	—	Interstadial ?
	Sargans, Feldkirch Weissbad-Koblach = W/W	— 14 —	
Würm - Hochglazial	Konstanz = W/K	—	Interstadial ?
	Stein am Rhein = W/S	— 16 —	
	Schaffhausen = W/Max	— 18 —	Lascaux

Keller, 87

Fig. 13

Verdankung

Nicht von ungefähr erfolgt die Veröffentlichung der beiden Vergletscherungskarten und dieses Artikels in den Berichtbänden der St. Gallischen Naturwissenschaftlichen Gesellschaft. Diese sind für das Publizieren von regionalen Arbeiten zur Erforschung der Natur ein sehr geeigneter Ort. Der Druck der Karten war zudem nur mit Hilfe der Finanzierung durch die NWG möglich. Ihr, speziell ihrem Vorstand, sei mein ganz besonderer Dank ausgesprochen. Dank gebührt auch Prof. Dr. G. Furrer, Universität Zürich, der mir vielfache aufmunternde und finanzielle Unterstützung zukommen liess. Für die stete Diskussionsbereitschaft und für die Durchsicht des Manuskriptes möchte ich auch E. Krayss, Bauingenieur und Geologe, herzlich danken.

Zitierte Literatur

- BURGA, C. in FURRER, G. et al. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit; – Geogr. Helv. 87/2, Zürich.
- HANTKE, R. (1970): Zur Datierung spätwürmzeitlicher Gletscherstände am Rande des Säntisgebirges; – Eclogae geol. Helv. 63/2.
- HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter, Band 2; – Ott Verlag, Thun.
- KELLER, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft; – Jb. St. Gall. Naturw. Ges., 81, St. Gallen.
- KELLER, O. (1988a): Der stadiale Eisrandkomplex Weissbad, ein spätwürmzeitlicher Leithorizont im randalpinen Rheingletschergebiet; – Zeitschr. für Geomorph., Supl.bd. „Alpen und Alpenvorland“, Nr. 70; Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- KELLER, O. (1988b): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Alpen im Einzugsgebiet des Rheingletschers; – Phys. Geogr. Zürich, Vol. 27.
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein); – Eclogae geol. Helv. 73/3.
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial; – Geogr. Helv., 87/2, Zürich.
- KELLER, O. und KRAYSS, E. (1989): Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm: Ein Modell; – Paläoklimaforschung, Mainz (im Druck).
- KRAYSS, E. und KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials; – Schr. Ver. Gesch. des Bodensees und seiner Umgebung, Bd. 101, Friedrichshafen.
- PENCK, A. und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter; – 3 Bände; Tauchnitz, Leipzig.
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges; – Jb. St. Gall. Naturw. Ges., 58, St. Gallen.

