

Oskar Keller

ALS DER ALPENRHEIN SICH VON DER DONAU ZUM OBERRHEIN WANDTE

Zur Umlenkung eines Flusses im Eiszeitalter

ZUSAMMENFASSUNG

Im Pliozän und im Unterpleistozän (Eiszeitalter) vor 5–ca. 1 Mio Jahren entwässerte der Alpenrhein auf hohem Niveau nach Norden zur Donau. Ab den Donau-Eiszeiten breitete sich in jedem Glazial der Rheingletscher im Vorland aus, was ab dem Günz-Eiszeitenkomplex (vor vielleicht 1 Mio Jahren) jeweils zum Hochstau der westlichen Schmelzwasserströme und Zubringerflüsse wie der Thur führte. Wie die Deckenschotterrelikte zeigen, kam es dabei zum Überlauf nach Westen zum tief liegenden Aare-Oberrhein-System. Gleichzeitig begannen die Eisströme das Bodenseebecken etappenweise auszuschürfen. Nach dem Abschmelzen des Vorlandgletschers wurde jeweils in den Interglazialen wieder der Abfluss zur Donau frei, wobei sich wahrscheinlich auch erste hoch spiegelnde Beckenseen gebildet hatten. Mit den jüngsten, den tieferen Deckenschottern, war schliesslich das Überlaufniveau über dem Untersee auf +600 m ü M abgesunken und lag damit niedriger als die Schwelle zwischen Bodenseebecken und Donau im Raum Federsee mit mehr als 600 m ü M.

Damit fiel der Flusslauf zur Donau trocken und der Abfluss wendete sich auch interglazial und endgültig nach Westen Richtung Aare-Oberrhein. Der Zeitpunkt dieser Umlenkung des Alpenrheins kann auf etwa 450 000 Jahre vor heute veranschlagt werden. Die Folgen waren umwälzend, indem die Entwässerung, bisher zur Donau-Schwarzes Meer, sich nun zum Oberrhein-Nordsee ausrichtete und dabei die europäische Wasserscheide weit nach Osten verlegt wurde. Zudem zog die mit 250 m ü M niedrig liegende Vorflut des Oberrheins eine tiefe fluviatile Durchtalung im Bodenseegebiet nach sich, gefolgt von der bis unter den Meeresspiegel reichenden Ausschürfung des Bodenseebeckens und des Alpenrheintals durch die Eisströme der jüngeren Eiszeiten. Floss einst der

Alpenrhein auf rund 700 m ü M über das »Bodensee-Hochland« zur Donau, so spiegelt heute der Bodensee in seinem Becken auf nur mehr 396 m ü M.

1 EINLEITUNG

Bereits vor 100 Jahren war es Albrecht PENCK, dem Altmeister der Eiszeitforschung, klar, dass der Alpenrhein ursprünglich nach Norden zur Donau entwässert hatte. Offen blieb aber die Frage, wann und warum dieser wichtige und mächtige Alpenfluss einen völlig neuen Weg wählte und seinen Abfluss hoch über dem (damals noch nicht vorhandenen) Bodensee nach Westen umlenkte, ein Ereignis mit umwälzenden Folgen für die landschaftliche Entwicklung. Im kontinentalen Umfeld war es eine Laufänderung in die von der Donau-Schwarzes Meer diametral wegführende Richtung Oberrhein-Nordsee, was die europäische Wasserscheide weit nach Osten verschob.

PENCK (1909) erkannte schon damals, dass die Umlenkung im Zusammenhang mit den frühen Eiszeiten gesehen werden musste. Er schrieb dieses Ereignis der ersten ausgedehnten Vorlandvergletscherung während der Günz-Eiszeit zu, ein Glazial, das er selbst erkannt und erforscht hatte und dem er auch die Bezeichnung »Günz« als der ältesten seiner vier klassischen Eiszeiten gegeben hatte.

Seither haben sich zahlreiche Eiszeitforscher mit der Entwicklung des Entwässerungsnetzes der alpinen Flüsse und vor allem auch des Hochrheins und des Alpenrheins auseinandergesetzt, zum Beispiel MANZ (1934), WAGNER (1962), LINIGER (1966), HOFMANN (1982, 1996), VILLINGER (1986, 1989, 2003), FEZER (1991), SCHREINER (1992, 2000), VERDERBER (1992).

Für die folgenden Erörterungen sind zwei für Fliessgewässer charakteristische Eigenschaften der Flussdynamik grundlegend. Einerseits sind Bäche und Flüsse, wenn sie zwei Möglichkeiten für ihren Abfluss zur Wahl haben, stets bestrebt, den kürzesten und steileren Weg zum tiefer liegenden Vorfluter einzuschlagen. Zum zweiten: Wenn Gletscher, und hier im Besonderen grosse Vorlandgletscher, sich in den vorgegebenen seitlichen Flusstälern verschieben und ausbreiten, so werden die Schmelzwässer und Randflüsse durch die Eismassen hochgestaut, bis sie seitlich Überläufe in ein eisfreies Flusssystem finden. Schmelzen später die Gletscher ab, so fallen die Flüsse, wenn immer möglich, wieder in ihre angestammten, nun eisfreien Täler zurück.

Zur Eiszeitenabfolge ist festzuhalten, dass die jüngeren Glaziale heute recht gut erfasst und nachgewiesen sind. Hingegen ist das System der älteren Eiszeiten, im zur Diskussion stehenden Bodenseeraum die Deckenschotter-Eiszeiten, noch immer Gegenstand intensiver Forschung, die oft kontrovers diskutiert wird. Nach der am häufigsten angewandten Gliederung sind es Eiszeiten-Komplexe, die wahrscheinlich jeweils mehrere eigentliche Glaziale umfassen: Biber-Donau-Komplex, Günz-Komplex und, jünger, der Haslach-Mindel-Komplex (Abb. 1).

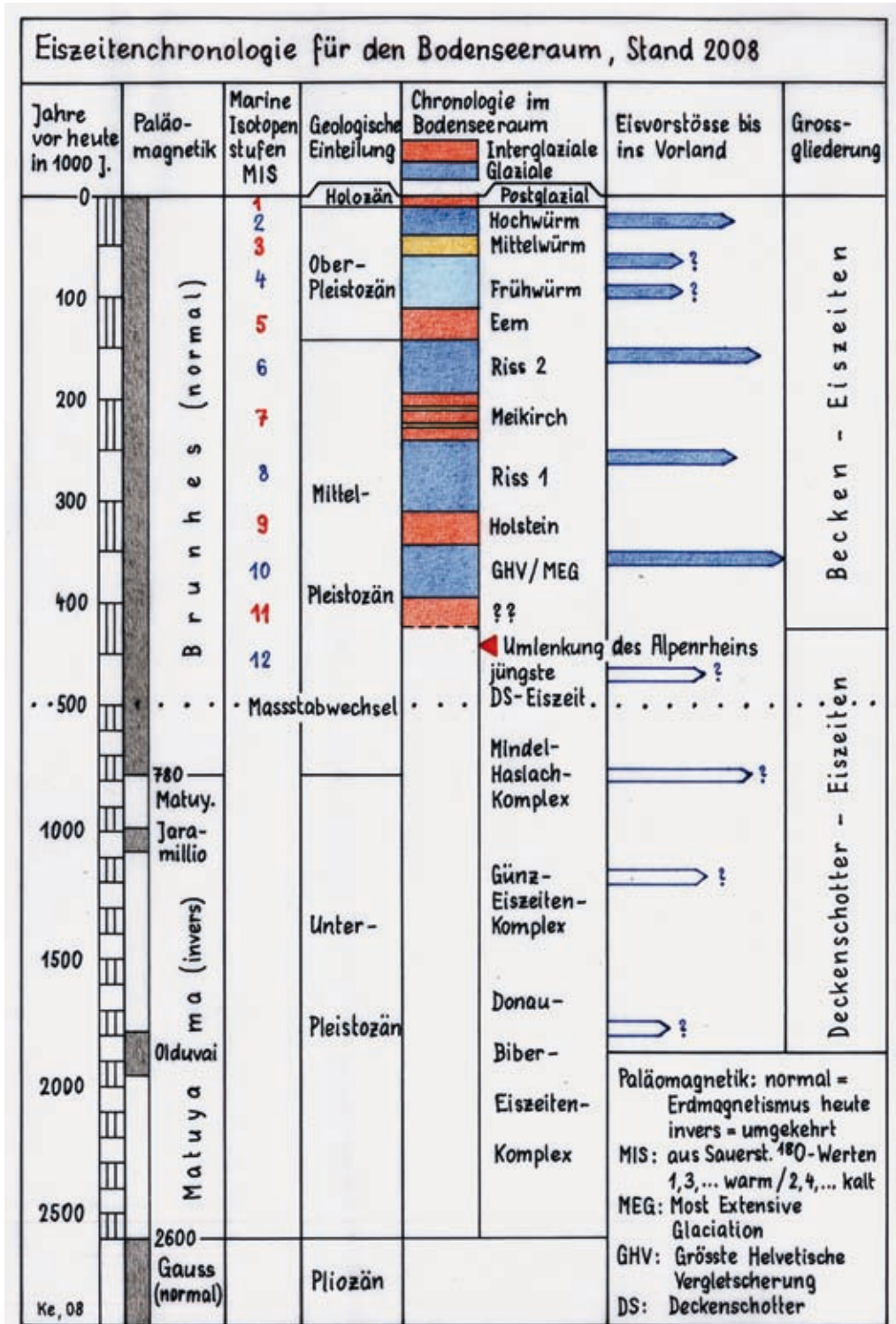


Abb. 1: Die Abfolge der Eiszeiten ist gemäss neueren Untersuchungen und Datierungen wesentlich komplexer als früher angenommen wurde. Einigermassen gesichert und auch zeitlich fassbar sind die jüngeren, die Becken-Eiszeiten. Am Beginn dieser Glazial-Reihe kam es offenbar zur endgültigen Umlenkung des Alpenrheins.

2 DAS HOCHGELÄNDE IM WESTLICHEN BODENSEEGEBIET

Wie aus der Geröllanalyse der Ehinger Streuschotter über dem heutigen Donauauf hervorgeht, erreichte der Alpenrhein im Pliozän und im Unterpleistozän vor 5 – ca. 1 Mio. Jahren in diesem Raum von Süden her die Donau (VILLINGER 1986, 1989, 1998, 2003). Dieser Ausgangslage schliessen sich auch KELLER & KRAYSS (1991) und KELLER (1994) an.

Unter dieser Voraussetzung kann versucht werden, die Höhenlage des damaligen Alpenrhein-Flussbettes über dem Bodenseebecken und im Alpenrheintal zu bestimmen. Bei Annahme eines plausiblen Gefälles von 1,5 ‰ ergibt sich für Bregenz am Voralpentor eine Höhe von 700 m ü M. Zum Vergleich diene die Iller von Kempten bis Ulm, die noch immer der Donau zufließt, mit 2,4 ‰. Im Alpenrheintal ist ein erhöhtes Gefälle von 3 ‰ anzunehmen, was bei Chur um 950 m ü M ergibt. Damals lag ein erosiv gestaltetes Alpental vor, heute ist es eine Aufschüttungsebene mit 2,4 ‰ Gefälle (Abb. 2). Etliche Hangverflachungen, Seitentalmündungen und Übergänge in benachbarte Flusssysteme finden sich im Alpenrheintal in entsprechender Höhenlage als Hinweise auf die ursprüngliche Talhöhe (KELLER 2009).

Als weitere Voraussetzung ist das Gebiet der Wasserscheide zwischen Donau-Alpenrhein und Aare-Oberrhein zu diskutieren. Sie ist zwischen der Hochzone Randen-Jura und dem Molasse-Schuttfächer des Hörnli-Berglandes (mit resistenten Konglomeraten bis in den Raum Winterthur-Frauenfeld) anzunehmen. Zur Zeit der obermiozänen-pliozänen Aare-Donau (LINIGER 1966) vor ca. 7–4 Mio. Jahren dürfte sie vom Randen über den Südranden-Irchel-Winterthur-Schauenberg-Hörnli verlaufen sein (KELLER 1981, 1994). Diese Hochzone bewirkte, dass die Aare-Donau »hinter«, nordseits des Randens ihren Abfluss suchen musste, während dieser Urfluss im Schweizer Mittelland und im schwäbisch-bayrischen Alpenvorland sonst überall südseits des Juras und der Alb nach Osten entwässerte. Damit flossen die Gewässer der Wasserscheide Randen-Irchel-Hörnli gegen Osten über die westliche Bodenseeregion dem Alpenrhein zu. Die Anordnung der Talzüge zwischen den in Relikten erhalten gebliebenen Molasse-Höhenzügen deutet noch heute darauf hin (Abb. 2).

Die tektonische Absenkung, die vom Oberrheingraben ausging, respektive die Heraushebung des Ostschwarzwaldes führte im Mittelpliozän vor etwa 3,5 Mio. Jahren zur Umlenkung der Aare in den Oberrheingraben (LINIGER 1966, VILLINGER 1989). Diese tektonischen Bewegungen dürften sich als Kippung gegen Westen bis ins Hochgebiet zwischen Hörnli-Untersee-Randen ausgewirkt haben, sodass sich die noch hoch liegende lokale Entwässerung neu nach Westen umstellte. Damit sind auch die späteren westwärts gerichteten Rinnen der höheren, günzzeitlichen Deckenschotter verständlich.

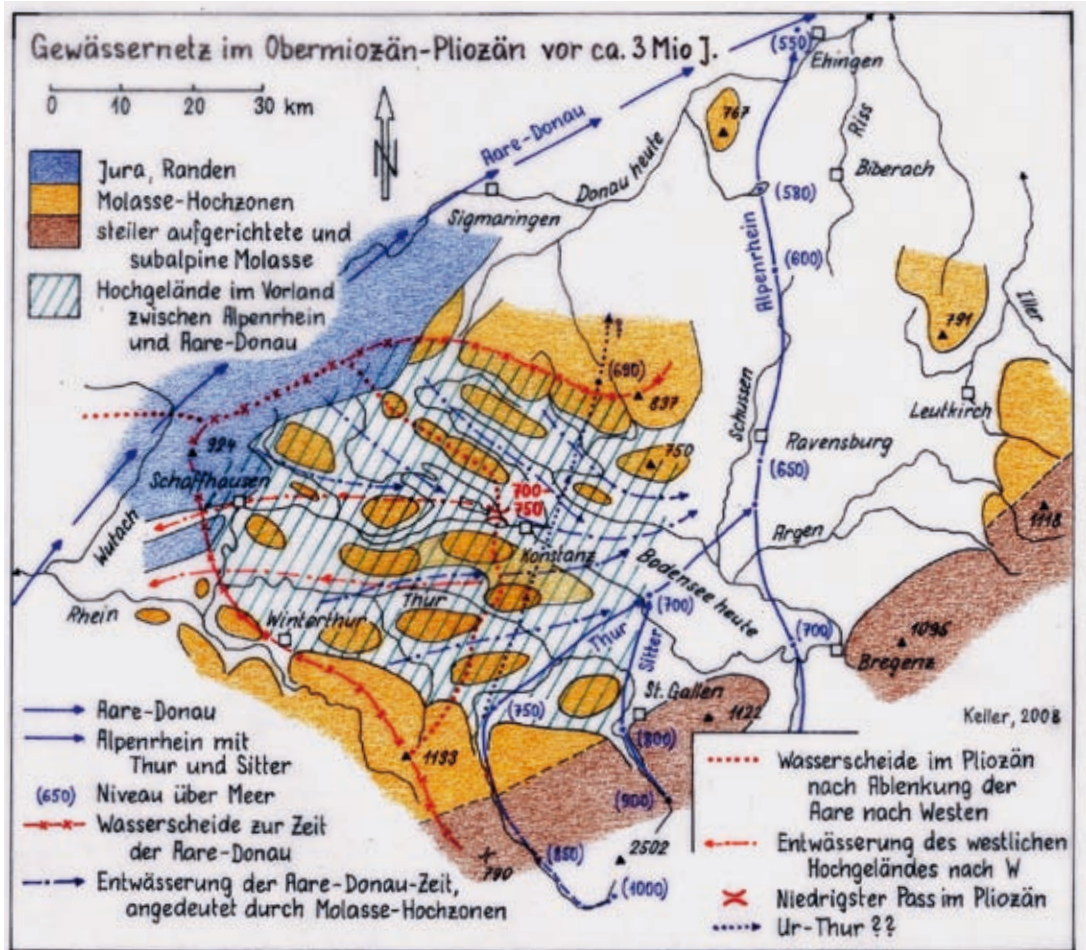


Abb. 2: Im jüngeren Miozän und noch während des Pliozäns wurde das Schweizer Mittelland durch eine Aare-Donau zum Schwarzen Meer entwässert. Der Alpenrhein war ein Nebenfluss dieses Urstroms und floss hoch über dem heutigen Bodensee nach Norden. Dementsprechend waren die Gewässer aus dem damaligen Hochgelände von Linzgau, Hegau und Thurgau entgegen dem heutigen Verlauf auf den Ur-Alpenrhein ausgerichtet.

Die Höhenlage des Hochgebietes, das man sich als hügeliges Gelände vorstellen kann, ergibt sich aus den Basishöhen der höheren Deckenschotter. Der niedrigste Übergang vom Alpenrheintal nach Westen ist auf Grund der Höhen am Schienerberg über dem oberen Untersee (Insel Reichenau) in 700–750 m ü M zu suchen, da der Strang der Deckenschotter von hier aus über den Klettgau Richtung Oberrhein bei Basel verläuft (SCHREINER 1992b, 2003, VERDERBER 1992). Weiter ostwärts ab einer Linie Länge/nordöstlicher Randen-Konstanz-Hörnli waren die Gewässer weiterhin zum Alpenrhein ausgerichtet (Abb. 2).

3 THUR UND SITTER

Im Toggenburger Thurtal und im Appenzeller Voralpengebiet deutet eine Reihe von terrassenartigen Verflachungen 100-200 m über den heutigen Flussläufen auf alte Talböden hin (KELLER 1981, 1994, KELLER & KRAYSS 1991). Ihre Höhenlagen und einstigen Formen sind allerdings durch die späteren eiszeitlichen Thur- und Sittergletscher überarbeitet worden. Immerhin können die ehemaligen Talniveaus in etwa abgeleitet werden, um 750 m ü M am Ausgang des Toggenburgs südlich Wil und um 800 m im Raum südwestlich St. Gallen. Daraus ergibt sich eine Talbodenlinie, die nahtlos ins Alpenrhein-Niveau um 660 m ü M über dem nördlichen Bodensee übergeht. Zudem zeigt das auffällige Umschwenken der Talzüge von Thur und Sitter in diese Richtung (Abb. 2).

Auch HIPP (1986) und VILLINGER (1989) nehmen eine zum Alpenrhein gerichtete Ur-Thur an. Allerdings möchte VILLINGER (1998, 2003) die Ur-Thur mit der günzeitlichen Heiligenberg-Rinne in Verbindung bringen, deren Eingang über dem Bodenseebecken auf 690 m ü M liegt. In diesem Fall müsste die Thur quer über das Nollen- und Seerücken-Hochgebiet geflossen sein, was den generellen Talanlagen im Thurgau widerspricht. Zudem ergäbe sich ein kaum vertretbar geringes Gefälle von nur 1,3 ‰ gegenüber den 4 ‰ im Toggenburger Thurtal. Die Heiligenberg-Rinne lässt sich wie die meisten Günz-Rinnen problemlos einem günzeitlichen Schmelzwasserstrom zuweisen (Abb. 2).

Das Quellgebiet der Thur möchte Villinger (1998, 2003) ins Glarner Linthsystem zurückverlegen. Dabei ist aber zu bedenken, dass die Ur-Linth wohl stets über das sich nach Nordwesten weit öffnende Gebiet der Linthebene verlaufen ist. Zudem ist auszuschliessen, dass eine Linth-Thur jemals über den engen Rickenpass quer durch das Molasse-Bergland Speer-Hörnli entwässert hätte. Die relativ niedrige Rickenfurche ist tektonisch bedingt und folgt der Randunterschiebung der subalpinen unter die aufgerichtete mittelländische Molasse. Während den Eishochständen ist hier allerdings Eis vom Linthgletscher zum Thurgletscher transfluert, was zur Ausweitung und Tieferlegung auf heute 790 m ü M geführt hat.

4 DONAU-EISZEIT(EN)

Wieviele Eiszeiten dem Donau-Eiszeitenkomplex zuzuweisen sind, ist nach wie vor unbekannt. Im westlichen Bodenseeraum und im Linth-Reussgebiet sind bisher keine sicheren Hinweise in Form von Ablagerungen gefunden worden. Allerdings weisen die inverse Magnetisierung in den oberen Irchelschottern auf ein hohes Alter der liegenden Irchelsedimente hin (GRAF 1993). Zudem stufen BOLLIGER et al. (1996) die darin entdeckten Kleinsäuger-Fossilien ins älteste Quartär/oberes Pliozän ein, was Biber- oder Donauzeit bedeuten könnte.

Aufgrund der kristallinen Gerölle und insbesondere der Amphibolite in den tieferen und donauzeitlichen Schottern bei Ehingen schliesst VILLINGER (1998, 2003) auf glazifluvialen Transport aus dem Alpenraum. Dazu muss ein donauzeitlicher Vorlandgletscher im Bodenseeraum postuliert werden, der allerdings nicht direkt nachgewiesen werden kann, da die spätere Ausräumung allfällige Relikte vernichtet hat. Gesicherte Hinweise für einen donauzeitlichen Vorlandgletscher sind vom Illergletscher bekannt (HABBE & RÖGNER 1989). Die Ausmasse des entsprechenden Rheingletschers, der noch klein gewesen sein dürfte, deutet Villinger in Kartenskizzen an (VILLINGER 1998, 2003). Dieser Gletscher muss sich im Alpenrhein-Vorland aufgebaut haben mit einer dem damaligen Flusssystem entsprechenden Sohlenhöhe. Dazu kann ein plausibles Isohypsenbild der Eisoberfläche konstruiert werden (Abb. 3). Im Westen reichte das Eis demnach bis etwas über Friedrichshafen-Romanshorn hinaus mit einer Eisrandhöhe von 650–700 m ü M. Es erreichte aber keinesfalls die Überlaufhöhe von mehr als 700 m ü M über dem Untersee, wodurch die Schmelzwässer ausschliesslich im bisherigen Alpenrheintal nach Norden zur Donau abflossen.

Wie aus diesen Darlegungen folgt, ist ein Überlaufen der Schmelzwässer nach Westen, das heisst des glazialzeitlichen Rheins, abzulehnen. Somit muss nach dem Zurückschmelzen des Gletschers der alte Rheinlauf zur Donau wieder aktiv geworden sein. Demgegenüber nimmt VILLINGER (1998, 2003) an, dass bereits Schmelzwässer des donauzeitlichen Vorlandgletschers über die flache Wasserscheide westwärts entwässert und sich wegen des bedeutenden Gefälles stark eingetieft hätten, sodass der Rhein nun auch interglazial zur Aare-Oberrhein ausgerichtet gewesen wäre.

Infolge glazialer Auskolkung durch den Vorlandgletscher ist eine erste Anlage des späteren Bodenseebeckens anzunehmen, was auch für das alpine Alpenrheintal gilt. Der Rhein floss damit nach der Donau-Vergletscherung in einem wenig geneigten Flussbett bis zum vorherigen Zungenende und anschliessend im alten Tal Richtung Ehingen zur Donau.

5 GÜNZ-EISZEIT(EN)

Anhand der Verbreitung der höheren oder älteren Deckenschotter rund um das Bodenseebecken kann das Ausmass der günzzeitlichen Vergletscherung oder Vergletscherungen einigermaßen festgelegt werden (Abb. 4). Dazu existiert in Publikationen eine Reihe Kartenbilder, z.B. von VILLINGER (1998, 2003) oder KELLER (1994). Die Relikte der zugehörigen Deckenschotter bekunden deren Ablagerung in Rinnen oder Flusstälern, die vom Eisrand als Schmelzwasserbahnen wegführten. Die verstreut vorkommenden Schotter lassen sich anhand ihrer Basishöhen zu Flussläufen mit Schottersträngen zusammenfügen. Beckennahe Schotterkomplexe haben oft

glazifluvialen Habitus, der auf Gletschernähe hinweist, oder zeigen als Moränen Eiskontakt (SCHREINER 2003, HOFMANN 1973, 1993, ELLWANGER 1989).

Die Bildung der hoch liegenden Rinnen muss erosiv wirkenden Fließgewässern zugeschrieben werden. Hernach folgte die Aufschotterung durch stark sedimentbelastete Flüsse. Da der Günz-Vorlandgletscher bedeutend ausgedehnter war als der donauzeitliche und die Rinnen auf meist 700 m ü M oder höher ansetzen, können diese nicht donauzeitlichen Ursprungs sein. Vielmehr müssen zwischen dem vorrückenden und

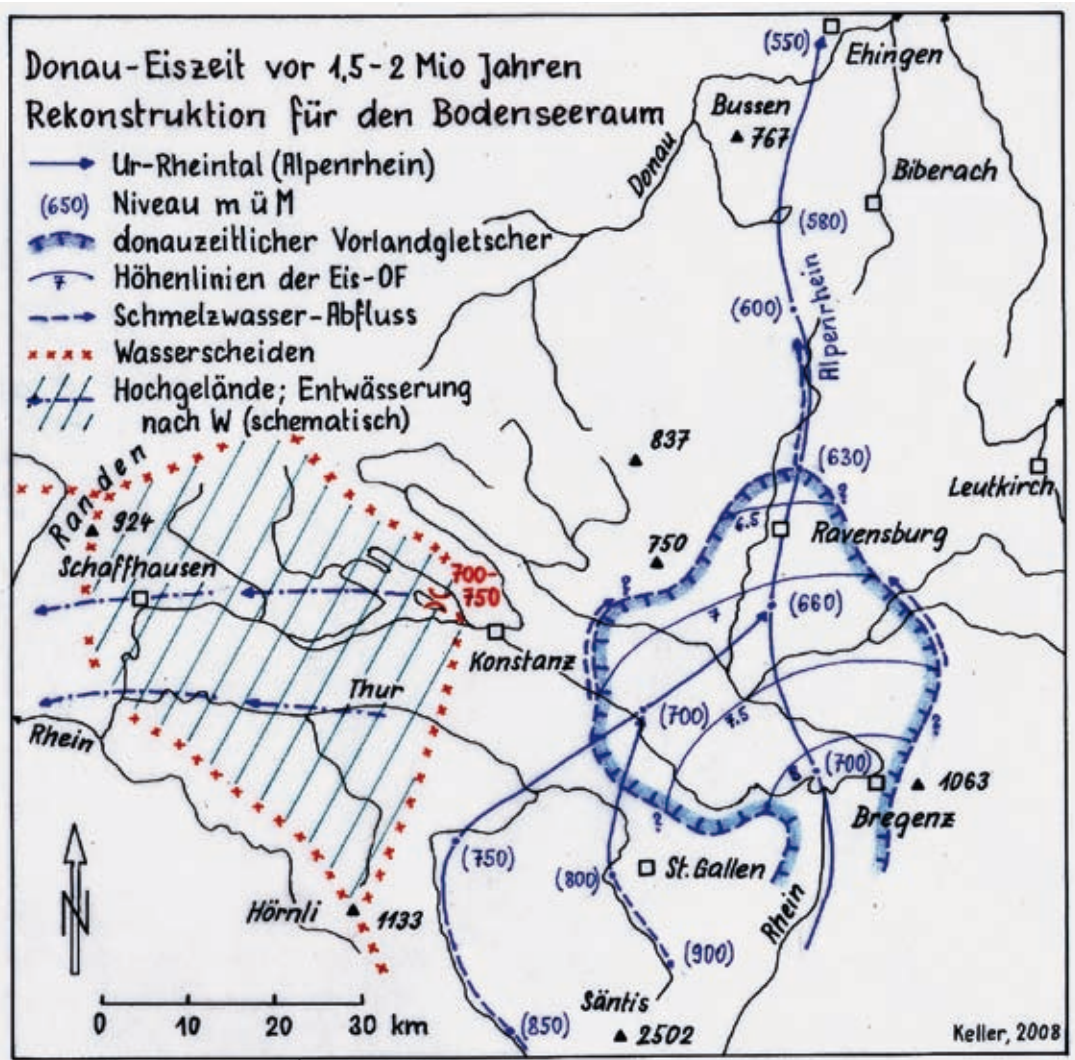


Abb. 3: Eine erste Vorlandvergletscherung ist in der Donau-Eiszeit anzunehmen. Während und nach diesem Glazial war der Alpenrhein weiterhin der Donau tributär. Hingegen dürfte sich infolge tektonischer Kippung die Entwässerung des Hochgeländes zwischen den Molasse-Voralpen (Hörnli) und Randen nach Westen zum Oberrhein gewendet haben.

emporwachsenden Günz-Eiszeitlichen Gletscher und den Molasse-Hochzonen rundum Eisstauseen entstanden sein, deren Überläufe in den Molassegebieten Abflussrinnen schufen. Als das sich aufbauende Eis das Niveau der Überlaufrinnen erreichte, trugen die jetzt mit Glazialschutt belasteten Schmelzwasserströme das vom Gletscher zusammengeschobene und aus ihm ausgetaute Material in den Rinnen weg und bauten damit die Deckenschotter auf. Die wichtigsten Deckenschotter-Vorkommen und die daraus abgeleiteten Abflusswege sind in der Karte Abb. 4 eingezeichnet.

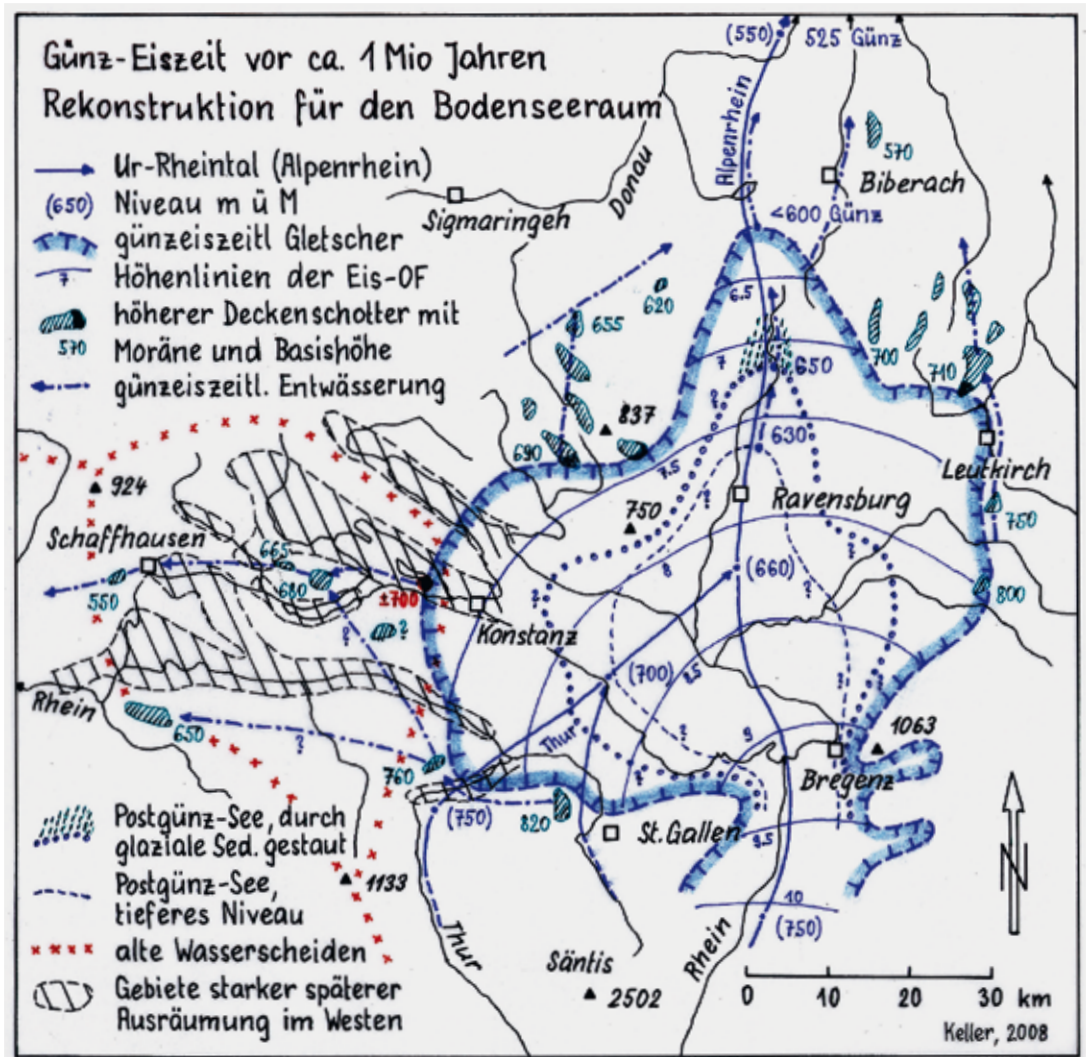


Abb. 4: Die höheren Deckenschotter, die der Günz-Eiszeit zugeschrieben werden, ermöglichen eine Rekonstruktion der damaligen Vorlandvergletscherung. Dabei kam es zum Überlauf der westlichen Schmelzwässer vor allem über die niedrigste Schwelle über dem Untersee. Nach dem Abschmelzen der Eismassen ist im Zungenbecken ein noch hoch spiegelnder »Ur-Bodensee« anzunehmen. Sein Niveau bedingte wiederum den Abfluss nach Norden zur Donau. Die im Westen angedeuteten tiefen Becken sind offensichtlich wesentlich später entstanden.

Auffällig ist, dass im Gegensatz zum donauwärts gerichteten Norden nur gerade eine Abflusslinie nach Westen nachweisbar ist, abgesehen von einer möglichen, südwestlichen Bahn Tannenbergs-Heid. Das könnte ein Hinweis sein, dass die Westrichtung zum Oberrhein damals noch eine untergeordnete Rolle gespielt hat.

Der Hauptvorstoss des Günz-Eisstrahls erfolgte verständlicherweise im Talzug des Alpenrheins nach Norden, wobei mangels Schotter oder Moränenwällen die Frontlage hypothetisch ist. Nach Nordosten entstand ein Lobus im Ur-Argental gegen die Iller. Im Südwesten schob sich das Eis im Thurtal aufwärts vor. Westwärts erreichte die Eisfront das Unterseegebiet, wo der niedrigste Übergang zum Oberrhein das Vorrücken erleichterte. Das rekonstruierte Isohypsenbild der Eisoberfläche zeigt klar, dass das Zungenende im Norden mindestens 100 m tiefer lag als dasjenige im Westen (Abb. 4).

Beim Abschmelzen des Vorlandgletschers wich die Eisfront beckenwärts zurück. Solange am Südostsporn des Höchsten der Eisrand noch auf 700 m ü M stand, müssen sich vor der westlichen Zunge wiederum Eisstauseen gebildet haben, deren Abflüsse über die Schwelle im Unterseegebiet sich vermutlich in neuen Rinnen eintiefen und damit die Anlagen der künftigen Mindel-Niveaus schufen. Beim weiteren Eisabbau gegen 650 m ü M war dann der Weg nach Norden wieder offen und der Gesamtabfluss konnte wie bisher dem Alpenrheinweg zur Donau folgen.

Im zentralen Zungenbecken ist eine weitere Ausschüfung des Felsuntergrundes während der Vergletscherung anzunehmen, insbesondere auch nordwärts Richtung Federsee, was die Felsisohypsen des Schussen-Federsee-Beckens mindestens prinzipiell andeuten. Ohne Annahme einer spätglazialen Verfüllung beim Abschmelzen dürfte ein Ur-Bodensee mit Spiegel auf ± 630 m ü M entstanden sein, bei Verstopfung durch Endmoränen im oberen Schussental könnte er höher gestanden haben (Abb. 4).

Postgünz, also in den folgenden Interglazialen und Glazialen, dürfte sich somit nochmals der Abfluss des Alpenrheins zur Donau durchgesetzt haben, da der Überlauf nach Westen mit 650–700 m ü M noch zu hoch lag. Falls, was allerdings eher unwahrscheinlich ist, die Schmelzwässer der westlichen Zunge während der Günz-Abschmelzphase sich bis unter 650 m ü M über dem Untersee einerodiert hätten, könnte der Rhein bereits ab der Günzzeit endgültig nach Westen Richtung Aare-Oberrhein umgekippt sein, eine Vorstellung die bereits PENCK (1939) formuliert hat. Da aber die grosse Eintiefung im Bodensee-Hochrhein-Gebiet erst nach der Zeit der tieferen Deckenschotter vonstatten ging (Kap. 8), ist die endgültige, das heisst auch interglaziale Umlenkung nicht schon nach der Günz-Eiszeit erfolgt.

6 MINDEL-EISZEITENKOMPLEX

Aufgrund von detaillierten Untersuchungen im nordöstlichen Rheingletschergebiet (SCHREINER & EBEL 1981, HAAG 1982) wurde eine vor Mindel einzustufende Eiszeit erkannt: Haslach. Diesem Glazial wurden in der Folge die mittleren Deckenschotter im westlichen Rheingletschergebiet (SCHREINER 2003) sowie im Hochrheintal (VERDERBER 1992) zugewiesen. Aus der Nordschweiz beschreibt GRAF (1993) ebenfalls mittlere eigenständige Deckenschotter. Für die hier zur Diskussion stehende Frage der Umlenkung des Alpenrheins spielen sie eine untergeordnete Rolle. Ausschlaggebende Hinweise hingegen liefern die tieferen Deckenschotter, die meist mit der Mindeleiszeit korreliert werden.

Von den Günz-Relikten wird allgemein angenommen, dass der beckennahe Ansatz der Schotter, die teilweise mit Moräne vergesellschaftet sind oder eisrandnahe Ablagerungen darstellen, in etwa auch den Eisrand der Günz-Vergletscherung markieren. Davon ausgehend muss auch der den tieferen Deckenschottern entsprechende Eisrand an den beckenseitigen Ansatzstellen der teils ebenfalls mit Moräne verknüpften Schotter angenommen werden.

Zu diesen Schottersträngen kann im Westen und Nordwesten des Bodenseebeckens ein Gletscher mit gut gesicherten Eisrändern gezeichnet werden (Abb. 5). Im Nordosten hingegen, wo die ausgedehnten Aufschotterungen des Hochgeländes sich mit den äussersten Mindelmoränen verzahnen (SCHREINER & EBEL 1981) und sehr hoch liegen, finden sich kaum intern liegende und entsprechend tiefer einsetzende Schotterfluren. Der zugehörige Eisrand kann deshalb nur hypothetisch aufgrund des rekonstruierten Vorlandgletschers angedeutet werden. Hier liegt die äusserste Gletscherfront aufgrund der Geländebeziehungen relativ nahe derjenigen der tieferen Deckenschotter.

Penck (1909) hat seinerzeit die hoch liegenden Eisrandlagen und Schotterfluren im Nordosten des Rheingletschers zusammen mit den tieferen Deckenschottern in die gleiche Eiszeit, nämlich Mindel, gestellt. Aufgrund der Gletschergeometrie und der Dynamik der Eisausbreitung ergibt sich, dass der rekonstruierte Deckenschotter-Vorlandgletscher diese Korrelation nicht zulässt (Abb. 5). Seine zahlreichen, oft über grosse Strecken verknüpfbaren Schottervorkommen mit meist beachtlicher Mächtigkeit sind deutliche Zeichen für eine oder mehrere Eisrandlagen einer Vereisung, der ein bedeutender Zeitraum beizumessen ist und die wahrscheinlich ein eigenständiges Glazial darstellt.

7 TIEFERE DECKENSCHOTTER UND RHEIN-UMLENKUNG

7.1 RINNENBILDUNG UND AUFSCHOTTERUNG

Der sich nach Südosten vorschiebende Sporn des Höchsten brachte es mit sich, dass der Rheingletscher beim Aufbau der Vorland-Vereisung der tieferen Deckenschotter hier auflief und deshalb einen Lobus nach Norden ins Alpenrheintal Richtung Donau, respektive einen zweiten westwärts Richtung Untersee und Thurgelbiet vorschob (Abb. 5). Vor der Eisfront müssen sich, vor allem vor dem zuvor geschaffenen und auf 650–700 m ü M erniedrigten Übergang im Unterseegebiet, wieder Eisstauseen entwickelt

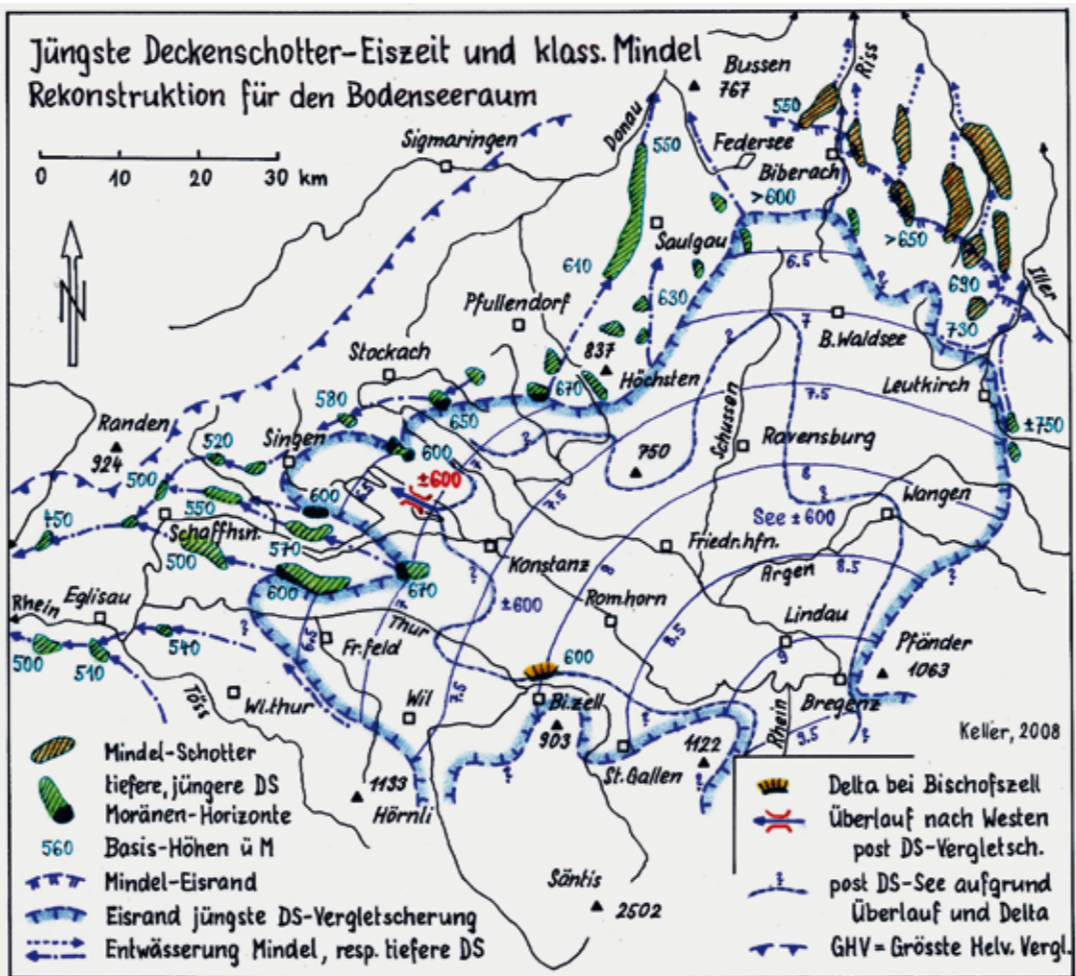


Abb. 5: Aufgrund der jüngsten und tiefer gelegenen Deckenschotter ist der zugehörige Vorlandgletscher bereits weit nach Westen bis in den Hegau und ins untere Thurtal vorgerückt. Dadurch wurde die Schwelle über dem Untersee auf rund 600 m ü M heruntersetzt. Der nach dem Wegschmelzen des Eises sich bildende See bestätigt diese Höhe und ist belegt durch ein Delta-Relikt bei Bischofszell. Da dieser Überlauf niedriger lag als derjenige im Norden im Raum Federsee mit mehr als 600 m ü M, erfolgte nun der Abfluss des Alpenrheins endgültig nach Westen zum Oberrhein.

haben, die über die Schwellen nach Westen, respektive nach Norden entwässerten. Dabei sammelte sich der Glazialschutt vorerst hauptsächlich in diesen Seebecken, sodass die abfließenden Gewässer noch wenig Sedimentfracht mit sich trugen. Sie waren deshalb fähig, Rinnentäler einzutiefen, die sich offenbar vor allem über den Klettgau Richtung Aare-Oberrhein erstreckten. Über dem Untersee, angedeutet durch die Basishöhen der tieferen Deckenschotter am Schienerberg und am Bodanrück, dürfte diese wichtigste Überlaufschwelle dadurch auf ± 600 m ü M abgesenkt worden sein.

Die Ausweitung des Gletscherlobus über den Untersee nach Westen könnte auch noch aufgrund tektonischer Bewegungen begünstigt gewesen sein, indem vom Hegau ausgehende Absenkungen während dem vorangehenden Zeitraum ein etwas erniedrigtes Gelände geschaffen hätten. Eine quartäre tektonische Aktivität im Hegaugraben ist auch noch nach der Deckenschotterzeit durch die Tieferschaltung der Schotter am Friedinger Schlossberg und am Heilsberg mit Beträgen um 30 m nachgewiesen (SCHREINER 2003).

Zwischen Überlingersee-Region und Höchsten wurden weitere Überlaufäler nach Westen (Bodanrück, Sipplinger Berg) oder aber nach Norden zur Donau angelegt (Heiligenberg, Höchsten-Umgebung). Aus dem Thur-Lobus ist ferner ein südlicher Nebenweg nach Westen anzunehmen.

Mit dem weiteren Vorrücken der Eisfront und dem Verfüllen der Eisstauseen nahm der Materialanfall in den Überlauflässen zu, sodass die Aufschüttung in den Rinnentälern einsetzte. Seitlich entlang der Gletscherzungen bildeten sich eisrandliche Schmelzwasserströme, die in die zentrifugal vom Gletscher wegführenden Haupttrinnen einmündeten (Abb. 5).

7.2 DER ENDGÜLTIGE ABFLUSS NACH WESTEN

Die Beckenausräumung während der Vergletscherung der tieferen Deckenschotter war im zentralen Vereisungsgebiet über dem Bodensee-Obersee vorangeschritten, sodass beim Abschmelzen der Eismassen ein wohl deutlich unter 600 m ü M hinabgreifendes Felsbecken vorlag. Gemäss dem Felsisohypsenbild des Schussen-Federsee-Beckens (VILLINGER 1989) und der Höhenlage des Alpenrheinlaufs dürfte im Federseegebiet der Überlauf zur Donau auf noch über 600 m ü M gelegen haben, während derjenige am Untersee bereits um 600 m aufwies. Daraus ist abzuleiten, dass sich ab dem Wegschmelzen des Vorlandgletschers der tieferen Deckenschotter auch interglazial der Abfluss aus dem Bodenseebecken nicht mehr nach Norden zur Donau, sondern nach Westen Richtung Aare-Oberrhein einstellte. Damit war die endgültige Umlenkung des Alpenrheins auch zwischeneiszeitlich nach Westen vollzogen.

Untermuert wird diese Rekonstruktion durch einen post Deckenschotter-Bodensee, der sich vor der abschmelzenden Eisfront gebildet hat und auf dem Überlauf-Niveau von rund 600 m ü M spiegelte. Für diesen See spricht am Südwestrand des Bodenseebeckens bei Bischofszell ein reliktscher Schotterkörper in dieser Höhenla-

ge, der hart verkittet ist und als foreset-Schüttung eines Deltas anzusprechen ist (HIPPI 1986, KELLER 1994, KELLER & KRAYSS 1999). Die grob geschätzten Umriss dieses Bodensees sind in Abb. 5 eingezeichnet. Im Zuge der anschliessenden fluvialen Tiefenerosion Richtung Westen zum Oberrhein-Graben muss dann dieser Ur-Bodensee verschwunden sein.

8 ZU DEN BECKEN-EISZEITEN

Zur Zeit steht eine Neugliederung der Becken-Eiszeiten (Nordschweiz und Bodenseeraum) in Diskussion (GRAF, KELLER, KRAYSS, PREUSSER et al.), wonach anschliessend an die Deckenschotter-Eiszeiten aufgrund zahlreicher Indizien mit vier Becken-Eiszeiten zu rechnen wäre. Sie werden vorläufig mit GHV/MEG – Riss 1 – Riss 2 – Würm bezeichnet und sind getrennt durch die nachweisbaren Interglaziale Holstein, Meikirch (vorläufige Bezeichnung) und Eem. Auf diesen Erkenntnissen basiert auch die Gliederung der Becken-Eiszeiten in der Tabelle der Abbildung 1.

Nach der jüngsten Deckenschotter-Eiszeit mit den zugehörigen tieferen Deckenschottern und der Umlenkung des Alpenrheins ist ein bedeutendes Interglazial anzunehmen, auf das die GHV (Grösste Helvetische Vergletscherung) (KELLER & KRAYSS 1999), auch MEG (Most Extensive Glaciation) genannt (SCHLÜCHTER & MÜLLER-DICK 1996) als älteste Becken-Eiszeit folgte (Abb. 5). Die besonders mächtigen Eisströme dieser am weitesten ins Vorland reichenden Vergletscherung rückten im Bodenseegebiet in den Talachsen nach Norden vor, neu aber auch westwärts. Sie schürften dabei die weit nach Westen sich vorschiebenden tiefen Becken und Rinnen aus, die erst nach dem Umkippen des Rheins Richtung tief liegender Oberrhein-Graben entstanden sein können (angedeutet in Abb. 4).

Hier ergibt sich aus den Gefällsverhältnissen ein weiteres Argument für den dargelegten Zeitpunkt der Rhein-Umlenkung. Die Basis der tieferen Deckenschotter fällt vom Untersee bis zum Raum Möhlin bei Basel von 600 m auf ca. 350 m ü M ab, das heisst, es liegt eine Höhendifferenz von 250 m vor bei einem Gefälle von 3,6‰. Das Abflussniveau post GHV liegt am Untersee um 360 m ü M, bei Möhlin um 310 m bei einer Höhendifferenz von 50 m und einem Gefälle von nur 0,7‰. Die markante Tieferlegung im Raum Untersee zwischen der Basis der tieferen Deckenschotter und dem späteren Rheinniveau ist nur im Zusammenhang mit der Umlenkung der gesamten Alpenrhein-Entwässerung nach Westen zu verstehen, indem auf eine massiv verstärkte fluviale Tiefenerosion die tiefe Beckenbildung der GHV folgte.

Im Gegensatz zur Nordschweiz und zum Bodenseeraum unterblieb im Iller-Gebiet und weiter östlich eine in grosse Tiefen reichende Talausräumung, weil hier alle aus den Alpen austretenden Flusssysteme auf die höhenmässig stabilere Donau ausgerichtet waren und es auch heute noch sind.

Das bedeutungsvolle Ereignis der Umlenkung des Alpenrheins kann bis heute zeitlich erst in Annäherung angegeben werden (Abb. 1). Die GHV ist wahrscheinlich bei rund 400 000 Jahren vor heute anzusetzen (KELLER & KRAYSS in Vorbe.). Demzufolge dürfte die Umlenkung, die im Anschluss an die einiges ältere Deckenschotter-Vergletscherung eintrat, sich vor schätzungsweise 450 000 Jahren abgespielt haben (Abb. 1).

Vor der Umlenkung floss der Alpenrhein als Nebenfluss zur Donau, die er bei Ehingen auf einem Niveau von rund 550 m ü M erreichte. Neu lag die Vorflut am Oberrhein bei Basel auf nur 250 m ü M. Dies bewirkte, wie zuvor ausgeführt, einerseits eine tiefe fluviatile Durchtalung und andererseits schürften die Gletscher der nachfolgenden jüngeren Eiszeiten das bis unter den Meeresspiegel reichende Bodensee-Rheintal-Becken aus, in welchem heute der Bodensee auf 396 m ü M spiegelt.

DANKSAGUNG

Der vorliegende Artikel basiert in vielen Teilen auf Vorarbeiten und Diskussionen zusammen mit Edgar KRAYSS, dem ich an dieser Stelle herzlich für die vielen Anregungen danken möchte. Er hat auch das Manuskript gründlich durchstudiert und zahlreiche klärende Vorschläge eingebracht. Auch dafür bin ich ihm zu grossem Dank verpflichtet.

Anschrift des Verfassers:

Dr. phil. Oskar Keller, Sonderstr. 22, CH-9034 Eggersriet; eMail: o.keller@paus.ch

LITERATUR

- BOLLIGER, T., FEJFAR, O., GRAF, H. R. & KÄLIN, D. (1996): Vorläufige Mitteilung über Funde von pliozänen Kleinsäufern aus den höheren Deckenschottern des Irchels (Kt. Zürich). *Eclogae Geol. Helv.*, 89/3, Birkhäuser Basel.
- ELLWANGER, D. (1989): Paläogeographische Kartenskizzen zur Flussgeschichte des Aitrach-Iller-Gebiets (Schwaben). *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Verein*, N.F. 71, Stuttgart.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): Baden-Württemberg. In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- ELLWANGER, D., FIEBIG, M. & HEINZ, J. (1999): Quartärgeologie des mittleren Rheingletschergebietes (Bitelschiess, Höchsten, Hosskirch, Ostrach). *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.* N.F. 81, Stuttgart.
- FEZER, F. (1991): Weitere Argumente für die Aare-Donau. *Jb. Geol. Landesamt Baden-Württ.*, Stuttgart.
- GRAF, H. R. (1993): *Die Deckenschotter der zentralen Nordschweiz*. Diss. ETH Zürich.
- (2003): *Geschichte des unteren Thurtals*. Mitt. thurg. natf. Ges. 59, Frauenfeld.
- HAAG, T. (1982): *Das Mindelglazial des nordöstlichen Rheingletschergebietes zwischen Iller und Riss*. *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Verein*, N.F. 64, Stuttgart.
- HABBE, K. A. & RÖGNER, K. (1989): The pleistocene Iller glaciers and their outwash fields. *Catena suppl.* 15, Cremlingen.

- HIPP, R. A. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell. Mitt. thurg. natf. Ges. 47, Frauenfeld.
- HOFMANN, F. (1973): Erläuterungen zu Blatt 1074 Bischofszell. Geol. Atlas der Schweiz, Schweizer. Geol. Komm., Bern.
- (1982): Die geologische Vorgeschichte der Bodenseelandschaft. Schrr VG Bodensee 99/100, Friedrichshafen.
 - (1993): Erläuterungen zu Blatt 1073 Wil. Geol. Atlas der Schweiz, Landeshydrolog. und -geol. Bern.
 - (1996): Zur plio-pleistozänen Landschaftsgeschichte im Gebiet Hochrhein-Wutach-Randen-Donau: Geomorphologische Überlegungen und sedimentpetrographische Befunde. Ecl. Geol. Helv. 89/3, Basel.
- KELLER, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St. Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft. Jb. St. Gall. Natw. Ges. 81, St. Gallen.
- (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees – ein geologischer Lebenslauf. In: MAURER, H. (Hrsg.): Umweltwandel am Bodensee. UVK, St. Gallen.
 - (2009): Geologische Geschichte des Alpenrheintals. In: BROGGI, M. (Hrsg.): Natur und Landschaft im Alpenrheintal. Liechtenstein, Politische Schriften 45, Liechtenst. Akad. Ges., Schaan.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1991): Geologie und Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes. Das Land Appenzell 21/22, Herisau.
- (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. In: Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Kantons Thurgau. Mitt. thurg. natf. Ges. 55, Frauenfeld.
- LINIGER, H. (1966): Das plio-altpleistozäne Flussnetz der Nordschweiz. Regio basiliensis 7, Basel.
- MANZ, O. (1934): Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen oberen Donau, 1. Teil. Hohenzoll. Jh. 1, Sigmaringen.
- PENCK, A. (1939): Klettgauer Pforte und Bodensee. Schrr VG Bodensee 66, Friedrichshafen.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bände. Leipzig.
- SCHLÜCHTER, C. & MÜLLER-DICK, K. A. (1996): Das Eiszeitalter in der Schweiz. Publ. IGCP-378, Geol. Inst. Univ. Bern.
- SCHREINER, A. (1992a): Einführung in die Quartärgeologie. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- (1992b): Hegau und westlicher Bodensee; Geologische Karte 1 : 50 000 Baden-Württemberg. Geol. Landesamt Baden-Württ., Freiburg i. Br.
 - (2000): Über die Entstehung des Bodenseebeckens (SW-Deutschland). Zbl. Geol. Paläont. Teil I, Heft 3-4, Stuttgart.
 - (2003): Deckenschotter im Hegau und am westlichen Bodensee. Zschr. dt. geol. Ges. 154/2-3, Stuttgart.
- SCHREINER, A. & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). Geol. Jb. A 59, Hannover.
- VERDERBER, R. (1992): Quartärgeologische Untersuchungen im Hochrheingebiet zwischen Schaffhausen und Basel. Diss. Univ. Freiburg i. Br.
- VILLINGER, E. (1986): Untersuchungen zur Flussgeschichte von Aare-Donau/Alpenrhein und zur Entwicklung des Malm-Karsts in Südwestdeutschland. Jh. geol. Landesamt Baden-Württ. 28, Freiburg i. Br.
- (1989): Zur Fluss- und Landschaftsgeschichte im Gebiet von Aare-Donau und Alpenrhein. Jh. Ges. Naturkde. Württ. 144, Stuttgart.
 - (1998): Zur Flussgeschichte von Rhein und Donau in Südwestdeutschland. Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. N.F. 80, Stuttgart.
 - (2003): Zur Paläogeographie von Alpenrhein und oberer Donau. Zschr. dt. geol. Ges. 154/2-3, Stuttgart.
- WAGNER, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees. Jb. Ver. Schutz Alpenpfl. und -tiere, 27, München.