

## Eiszeitflüsse haben «tiefe» Spuren hinterlassen

Oskar Keller

### Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung . . . . .	246	3.4 Ausräumung, aber auch Füllung der Täler durch die Eiszeit- gletscher . . . . .	259
1 Einführung . . . . .	247	3.4.1 Das 1. Maximum WM 1 des letzteiszeitlichen Rhein- gletschers im NE des Hörnli- Berglandes . . . . .	259
2 Der mächtigste eiszeitliche Schmelz- wasserfluss der Ostschweiz . . . . .	248	3.4.2 Das 2. Maximum WM 2 des Rheingletschers im nord- östlichen Hörnli-Bergland . . . . .	262
2.1 Die Maximalvergletscherung der letzten Eiszeit . . . . .	248	3.5 Hauptkenntnisse . . . . .	264
2.2 Grundlegendes zur südlichen Rand- lage der Vergletscherung im Stein am Rhein-Stadial . . . . .	248	4 Der Thur-Durchbruch von Halden (Bischofszell) . . . . .	264
2.3 Der Voralpen-Eisrandstrom von der Goldach bis zur Thur . . . . .	250	5 Ein rückläufiges Tal – das Gontental (AI) . . . . .	269
2.4 Der Voralpen-Eisrandstrom quert das Hörnli-Bergland . . . . .	255	5.1 Einführung . . . . .	269
3 Die Anzapfung der Murg . . . . .	258	5.2 Die geologischen Grundlagen . . . . .	270
3.1 Einführung . . . . .	258	5.3 Die Gletscher der Eiszeiten und das Gontental . . . . .	272
3.2 Die Grundzüge der oberen Murg-Landschaft . . . . .	259	5.4 Die Geländearbeit der Gletscher und die Auswirkungen auf die Entwässerung . . . . .	273
3.3 Das obere Murggebiet vor der letzten Eiszeit . . . . .	259	6 Literaturverzeichnis . . . . .	275
3.3.1 Die Bergkämme . . . . .	259	7 Kartenverzeichnis . . . . .	276
3.3.2 Die Hochtäler . . . . .	259		

### Kurzfassung

Die eiszeitlichen Vergletscherungen haben im Vorland markante Zeugnisse hinterlassen. Weniger auffällig sind die Zeugen der Schmelzwasserwege, die aber bei genauerem Studium deutliche Spuren in den Landschaften hinterlassen haben.

Der bedeutendste eiszeitliche Randstrom entwickelte sich im Stein a/Rh.-Stadial der letzten Eiszeit vor rund 20'000 Jahren. Er leitete sämtliche Schmelzwässer aus den zahlreichen Eiszungen der Südseite des Bodensee-Vorlandgletschers vom Goldach-Eisstauee via St. Gallen – Flawil – Wil – Bichelsee – Tösstal-Winterthur über 75 km zum Rhein bei Eglisau ab. Die Zeugen der Zusammenhänge sind vielfältig, noch heute erhalten und oft deutlich erkennbar.

Eiszeitlich bedingt ist auch das Quellgebiet der Murg im Inneren des Toggenburger Hörnli-Berglandes. Im Maximum der letzten Eiszeit vor 24'000 Jahren drangen Gletscherzungen des Thur-Gletschers aufwärts in die Seitentäler ein, sodass deren Schmelzwässer gezwungen waren nach NW ins Murgebiet überzufließen. Dadurch konnte die Murg ihr Einzugsgebiet weit nach S erweitern, lag doch ihre einstige Quelle bei der Iddaburg.

Die Thur, die vor der letzten Eiszeit die Achse Wil-Bischofszell-Bodensee benutzte hatte, wurde durch späteiszeitliche Gletscherzungen im Raum Bischofszell gezwungen nordwärts über die einstige Hochfläche zwischen Bischofszell und Kradolf auszuweichen und abzufließen. In der Folge erodierte sie das markante Durchbruchstal von Halden hinaus ins mittlere Thurgauer Thurtal.

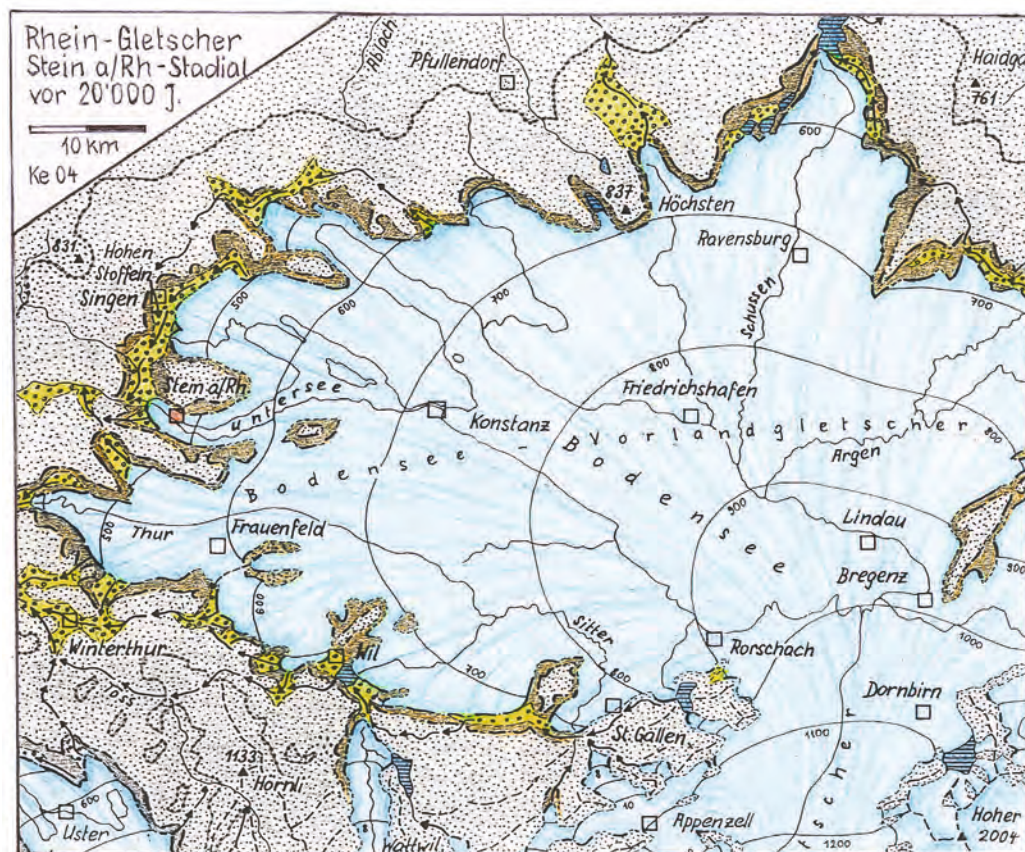


Abbildung 1a:

Das gesamte Bodensee-Vorlandbecken war im Stein a/Rh.-Stadial der letzten Eiszeit vom Rheingletscher bedeckt, dessen Front in zahlreiche Zungen zerfiel. Das im Süden anschliessende Voralpenland war grossenteils bereits eisfrei. Dem südlichen Rand der Vergletscherung entlang entstanden Schmelzwasserströme bedeutenden Ausmasses. Sie sind Thema dieses Artikels.

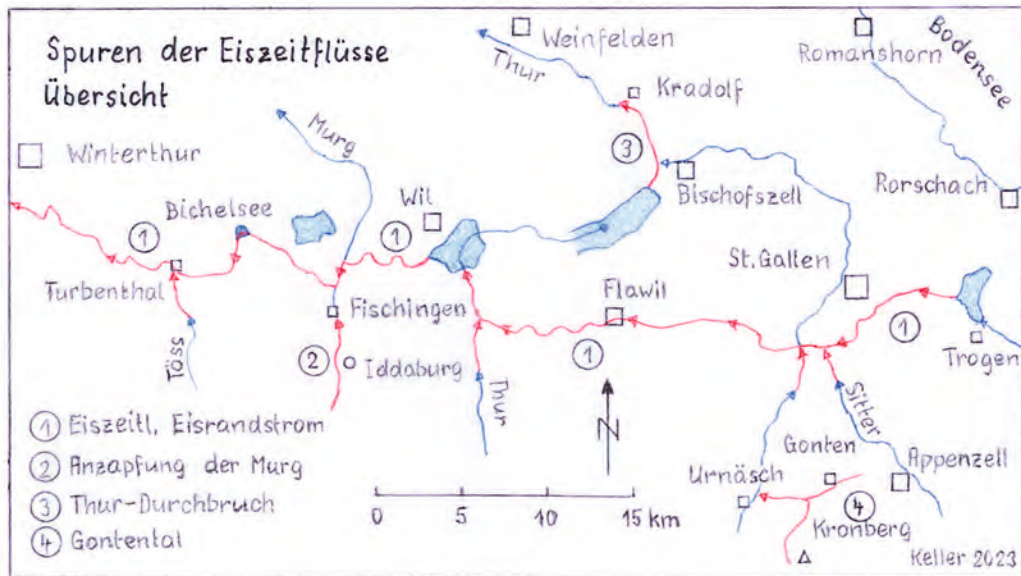


Abbildung 1b:  
 In der Kartenskizze sind die vier behandelten eiszeitlichen Flussgebiete eingezeichnet, deren Entstehung nachstehend beschrieben und erklärt wird. Nebst dem gewaltigen südlichen Eisrandstrom werden drei besonders eigenwillige lokale, durch die Eiszeitgletscher bedingte Flusssysteme diskutiert.

Die Achse des Wissbachtals auf der Nordseite des Kronbergs zeigt genau Richtung Gonten und Appenzell. Die geologische Forst-Gonten-Zone ist ein schmales Molasseband, das aufgrund des Gesteinsinhaltes gegen Erosion weniger resistent ist, als die Molasse nord- und südseits des Gontentals. Der in der letzten Eiszeit durch dieses Tal vorrückende Arm des Sitter-Gletschers vermochte das Talbecken von Gonten-Jakobsbad tief auszuräumen, sodass die Entwässerung des ganzen Tals in der Folge Richtung Urnäsch um 180° umgedreht wurde.

**1 Einführung**

Die Gletscher der Eiszeiten haben massgeblich das Antlitz der Alpen, aber auch der Voralpen und weithin auch das des Mittellandes überformt und umgestaltet. Dabei sind vor allem die Zeugen der letzten Eiszeit, verständlicherweise, gut erhalten. Wer mit offenen Augen ins Land hinaus blickt, wird allenthalben «die Ar-

beit der Eiszeitgletscher» erkennen: die grossen Täler aus den Alpen heraus, sämtliche Seen am Alpenrand und im Mittelland, die weich überformten Berg- und Hügelkuppen, oder auch die lang gezogenen Moränenwälle.

Was aber kaum Beachtung findet, sind die eiszeitlichen Schmelzwässer, deren Zeugen meist weniger auffällig sind:

- ein breites, tiefes Tal, in dem der Fluss fehlt,
- ein Fluss, der seitwärts aus seinem angestammten Tal ausbricht,
- ein weit sich öffnendes Tal, in dem das Gewässer in die Gegenrichtung fliesst,
- ein Flüschen, das Bergketten durchbricht.

In diesem Beitrag werden einige noch heute in der Landschaft herausstechende Werke eiszeitlicher Schmelzwässer vorgestellt, erklärt und ins eiszeitliche Geschehen eingeordnet. Alle Beispiele stammen aus dem Wirkungsbereich des Bodensee-Rheingletschers in der Nordostschweiz (Abbildung 1a, 1b).

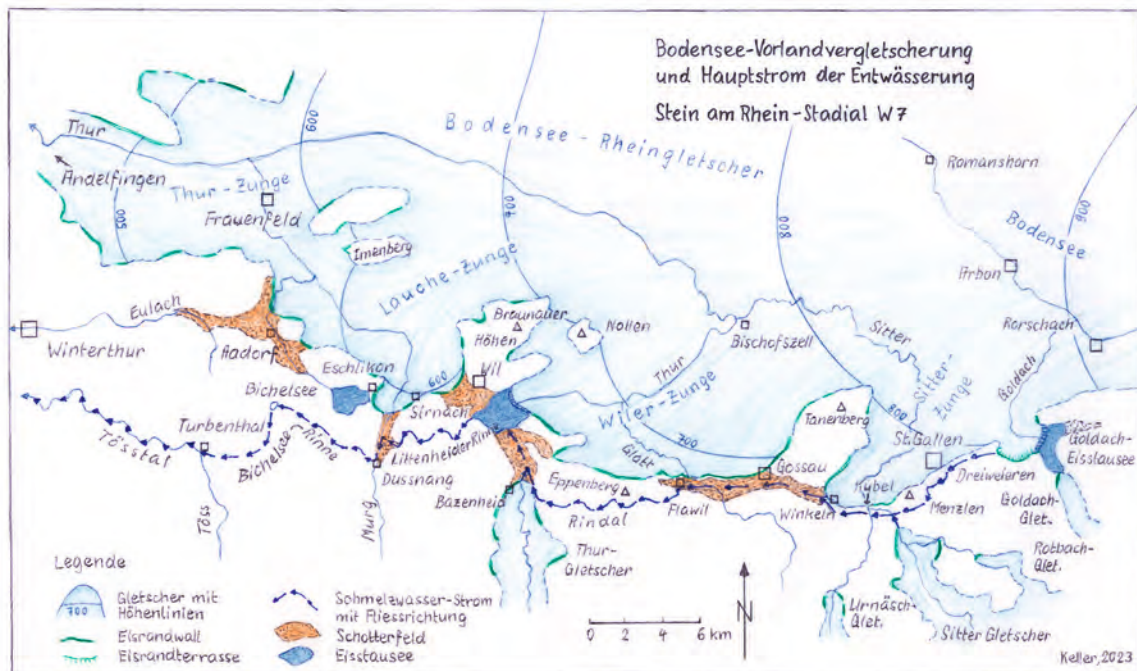


Abbildung 2:

Der Vorlandgletscher im Bodenseeraum wies im Stein a/Rh.-Stadial vor rund 20'000 Jahren etliche gegen SW vorstossende Gletscherzungen auf. Sie rückten zwischen den höheren Berggebieten vor und waren von zahlreichen Moränenwällen begleitet. Die mächtigen Schmelzwässer waren gezwungen dem südlichen Eisrand entlang nach Westen abzufließen.

## 2 Der mächtigste eiszeitliche Schmelzwasserfluss der Ostschweiz

### 2.1 Die Maximalvergletscherung der letzten Eiszeit

Als der Bodensee-Rheingletscher vor 24'000 Jahren das gesamte Bodenseebecken bis Schaffhausen und beinahe bis zur Donau bedeckte, waren auch das Appenzellerland und das Toggenburg unter den Eismassen begraben. Nur der Alpstein, die Churfirten und die höchsten Berge der Voralpen reckten sich über die Eismassen empor. Schmelzwasser gab es daher nur ab der Front des riesigen Vorlandgletschers im Norden zur Donau hin sowie bei und südlich Schaffhausen (Keller & Krays 2005).

### 2.2 Grundlegendes zur südlichen Randlage der Vergletscherung im Stein am Rhein-Stadial

Nach einer Rückschmelzphase stiess der Bodensee-Rheingletscher um 20'000 Jahre vor heute nochmals bis Stein am Rhein vor: **Stein am Rhein-Stadial** (Abbildung 1a). Sein Südrand verlief von Andelfingen über Aadorf-Wil-Gossau bis südlich der Stadt St.Gallen (Keller & Krays 1980, Keller 2013, S. 101–109).

Im Appenzellerland und im Toggenburg hatten sich um diese Zeit Lokalgletscher entwickelt, die den Rheingletscher nicht mehr erreichten. Sie alle entliessen Schmelzwasserflüsse, die dem Randstrom des Rheingletschers zuflossen und ihn mächtig verstärkten (Keller & Krays 1991).

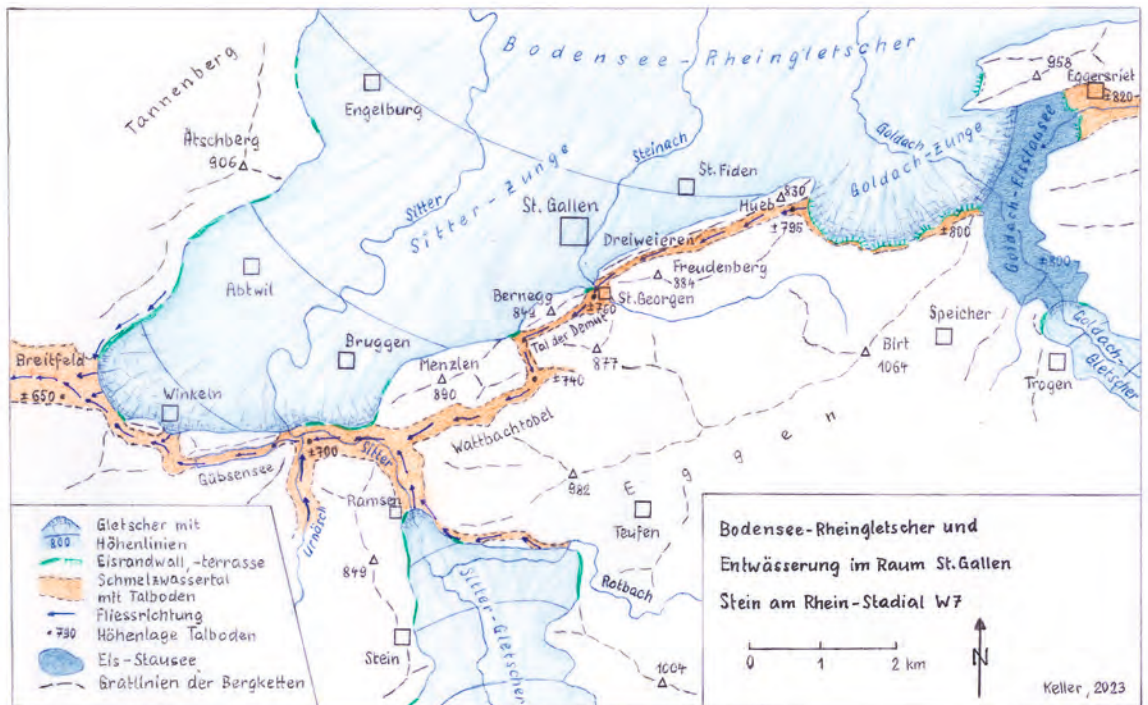


Abbildung 3:

Aus dem Goldach-Eisstausee suchte das Schmelzwasser auf kompliziertem Weg den Abfluss nach Westen. Dabei war der Eisrand der Gletscherzunge im Raum St.Gallen der Wegweiser bis zum Breitfeld westlich Winkeln. Aus den Appenzeller Gletschern verstärkten weitere Schmelzwässer den Strom.

Hier an der südlichen Randlage des Rheingletschers sammelte sich das Schmelzwasser zu einem bedeutenden Strom. Dabei verhinderte die Eisbarriere des Vorlandgletschers den Abfluss Richtung Bodensee und das Thurgauer Thurtal. Sein Südrand war alles andere als geradlinig durchlaufend. Er war im Gegenteil eine Abfolge von Einzelzungen, die sich alle aus dem mächtigen Hauptgletscher südwärts vorstreckten und den Verlauf des Eisrandstroms massgeblich vorzeichneten. Generell waren die Schmelzwässer gezwungen dem Eisrand entlang Richtung Winterthur abzufliessen (Abbildung 2).

Fliessendes Wasser sucht immer den tiefsten Abflussweg. Tauchen Hindernisse auf, so werden sie umflossen oder weggeräumt. Schuttbeladene Schmelzwasserflüsse haben eine besonders starke Erosionskraft, was dem Eis-

randstrom auf der Südseite des Rheingletschers zugute kam. Er schuf sich einen Flusslauf von der Goldach bis Winterthur von 75 km Länge, eine gewaltige Leistung (Abbildung 2).

Der Bedeutung entsprechend ist es gerechtfertigt, ihm einen Namen zu geben, obwohl er «nur» etwa 1'000 Jahre existiert hat. Sein Verlauf war eingeklemmt zwischen dem Rheingletscher-Eisrand und den äusseren Ostschweizer Voralpen. So nennt ihn der Autor dieses Artikels fortan «Voralpen-Eisrandstrom».

Dieser noch heute weithin erkennbare Schmelzwasserweg ist so einzigartig, dass es gegeben ist, ihn abschnittsweise zu beschreiben und zu erklären.



Abbildung 4:  
Goldachtobel von W ab der Speicherstrasse. Das gesamte Tal links erfüllte eine Gletscherzunge, rechts die zugehörige Eisrandterrasse Speicherschwendi. Hinten bei Eggersriet spiegelte ein Eisstausee. Foto: O. Keller.



Abbildung 5:  
Das Tal der Demut an der Bernegg ob St. Gallen ist das Flusstal des einstigen Eisrandstroms. Foto: O. Keller.

### 2.3 *Der Voralpen-Eisrandstrom von der Goldach bis zur Thur*

Östlich von St. Gallen hatte vor etwa 20'000 Jahren der Rheingletscher einen Eisstausee im Goldachtal verursacht. Sein Abfluss Richtung N war durch den Gletscher versperrt (Abbildung 3 und 4). Er fand einen Ausweg dem Eisrand entlang nach SW, wo er das Schmelzwassertal Hueb-Dreiweieren schuf. Die damalige gleichzeitige Gletscherzunge im Hochtal von St. Gallen zwang ihn anschliessend, hinter den Hügeln Bernegg (Abbildung 5) und Menzlen via Wattbach zur Sitter weiterzufließen. Hier nahm er die ihn verstärkenden Schmelzwässer von Sitter- und Urnäschgletscher auf. An dieser Stelle beim Kubel verhinderte die Eiszunge des Rheingletschers im mittleren Sittertal einen Abfluss Richtung N. So wich der Strom westwärts aus und erodierte das in der Molasse angelegte



Abbildung 6:  
Das Gübsenseetal ist das in der Molasse eingetieftete eiszeitliche Schmelzwassertal des Voralpenstroms.  
Foto: O. Keller.

Gübsenseetal (Abbildung 3 und 6; Keller 1981).

Knapp westlich Winkeln erreichte darauf der Voralpen-Eisrandstrom das eisfreie Breitfeld, das Vorfeld der bei Winkeln stirnenden Sitterzunge des Rheingletschers. Von hier aus wurden das Breitfeld, die Gossauer und die Flawiler Schotterebenen aufgeschüttet, weil die Moränenwälle des Rheingletschers von Gossau-Flawil einen Abfluss nach N zur Thur verhinderten (Abbildung 2 und 7).

Unweit im Westen von Flawil legte sich die Wiler Gletscherzunge direkt an den Höhenzug des Eppenbergs, was den inzwischen mächtigen Voralpen-Eisrandstrom zwang ins bereits vorgezeichnete Rindal auszuweichen (Keller 1976). Das gewundene Tal mit seinem breiten, flachen Talboden und einem kläglichem Bächlein zeigt eindeutig, dass es durch einen

mächtigen Fluss geschaffen worden ist, eben durch den Voralpen-Eisrandstrom des Rheingletschers im Stein am Rhein-Stadial (Abbildung 8).



Abbildung 7:  
Moränenwall des Rheingletschers bei Niederwil-Gossau. Hinter dem Wall liegt die Schotterebene des Vorland-Eisrandstroms. Foto: O. Keller.



Abbildung 8:  
Das breite, tief ins Bergland einerodierte mittlere Rindal, Urstromtal des Voralpen-Eisrandstroms. Foto: O. Keller.

### Entstehung des Rindals als Schmelzwassertal

Das Rindal ist nicht nur ein breites einstiges Flusstal, es ist auch tief in die Molasse-Berglandschaft einerodiert. Auf seiner Nordseite zieht die Kette des Eppenbergs mit Höhen um oder über 800 m ü. M. durch. Die Passlücken erreichen 700 m und mehr. Das Rindal, das sich südlich hinter der Bergkette durchschlängelt, hat heute ein Niveau von 630 m ü. M. im Osten und 580 m an seinem Westende.

Wie konnte der Voralpen-Eisrandstrom mit einer Höhenlage von 610 m bei Flawil am Eingang des Rindals sich in diese Berglandschaft um die 200 m einschneiden? Aufstauen und Durchbrechen geht nicht, denn dann hätte der Strom die stauenden Moränenwälle von Gossau-Flawil mit rund 650 m ü. M. überfahren und wäre nicht durch das Rindal abgeflossen.

**Erklärung:** Das Rindal hat Vorläufertäler, die von den Schmelzwasserflüssen der älteren und höheren Rheingletscherstände geschaffen wurden (Abbildung 9, Keller 1976).

Das Initialtal der Schmelzwässer entstand im Feuerthalen-Stadium **W4** vor rund

22'000 Jahren, als der Rheingletscher bis Degersheim emporreichte. Damals verlief der Eisrand von Degersheim mit 800 m ü. M. über Wolfertswil und Magdenau. Das zugehörige Schmelzwassertal folgte dem Eisrand und ist beim Kloster Magdenau bestens erhalten mit einer Höhenlage um 750 m (Abbildung 10). Weiter westwärts zeigt die Fortsetzung des Eisrandtals genau auf das Rindal, fällt aber mit einer Steilrampe hinunter. Bei damaligen Höhen um 700 m konnte sich das Tal ohne sehr grosse Erosionsleistung hinter und südlich der Eppenberg-Kette eintiefen.

Ein gewisses Ab- und Rückschmelzen erfolgte anschliessend bis zum Stand von Langwiesen **W5** um etwa 21'500 Jahre v. h. Dazu gibt es im Raum Degersheim-Flawil ausser Moränenwällen bei Alterswilen und am Nordhang des Eppenbergs auf rund 700 m ü. M. wenige Hinweise, vor allem keine nachweisbare Schmelzwasserrinne. Unzweifelhaft aber erfolgte der Abfluss der Schmelzwässer durch das Rindal, das dabei weiter auf rund 650 m eingetieft und ausgeweitet wurde (Abbildung 9).

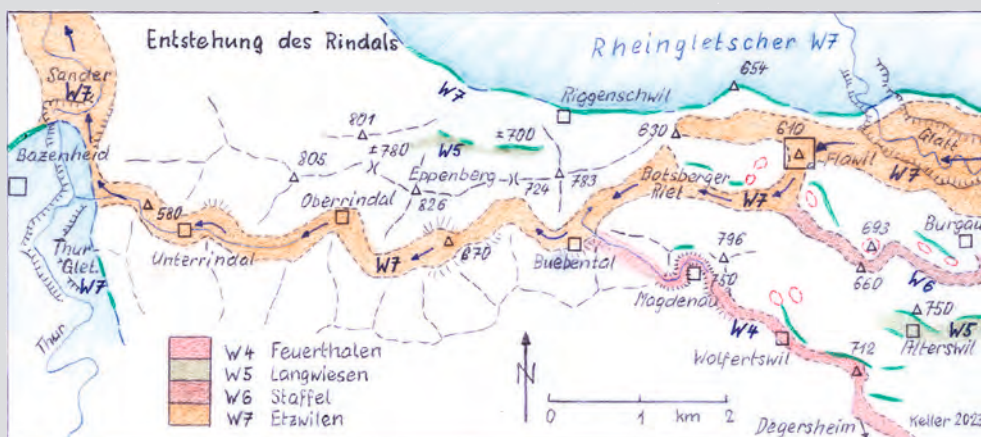


Abbildung 9:

Das Rindal ist ein äusserst markantes Schmelzwassertal aus der letzten Eiszeit. Es ist um 200 m tief ins Bergland einerodiert. Seine Entstehung erfolgte in mehreren Phasen, indem Vorläufertäler auf höherem Niveau entsprechend der älteren Eisrandlagen ausgebildet worden waren.

Darnach setzte ein bedeutendes Rück- und Abschmelzen des Rheingletschers bis Staffel westlich Stein a/Rh. ein. Hier stabilisierte sich die Rheingletscherfront vor etwa 20'500 Jahren im Stand **W6**. Das zeigt sich auch am damaligen Eisrand im Raum Flawil, indem südseits auf den Hügeln Moränenwälle abgesetzt wurden. Das Schmelzwasser schuf sich direkt südlich ausserhalb ein neues, sehr markantes Schmelzwassertal, das Girenmoos. Es führt von Burgau auf 650m ü.M. über das Gebiet des späteren Botsberger Riets ins Rindal (Abbildung 9). Dieser Durchfluss dürfte im mittleren Rindal auf gut 600m gelegen haben.

Um rund 20'000 Jahre v.h. baute der Rheingletscher nach einer weiteren Rückschmelzperiode den Eisrand Etwilen **W7** auf, den Hauptstand des Stein a/Rh.-Stadials. Ihm ist auch die sehr markante Abfolge

der Moränenwälle Gossau-Flawil zuzuordnen (Abbildung 2). Der Abfluss der Schmelzwässer, der Voralpen-Schmelzwasserstrom, trat im heutigen Zentrum von Flawil auf 610m ü.M. ins Rindal über, das damals auf 600m ü.M. im Osten und 575m am Westende bei Bazenheid lag.

Nach dem Stand von Etwilen W7 fiel das Rindal endgültig trocken. Die Schmelzwässer aus der Schwemmebene Winkeln (St. Gallen)–Gossau flossen nun direkt via frühes Glatttal dem Wiler Eisstausee zu, der sich bis Bischofszell erstreckte (Krayss & Keller 2000: Abbildung 11).

Seitdem die Schmelzwasserflüsse im Rindal versiegt, seit etwa 19'000 Jahren, haben Muren, Schuttfächer, Rutschungen und Hangschutt das Tal auf gegen 650m ü.M. zum heutigen sog. Trockental teilweise verfüllt.



Abbildung 10:  
Das Magdenauer Eisrandtal, von hinten her eintreffend, umgürtet das Kloster Magdenau. Feuerthalenstadium des Rheingletschers. Foto: O. Keller.

## 2.4 Der Voralpen-Eisrandstrom quer das Hörnli-Bergland

Am westlichen Ende des Rindals traf der Voralpen-Eisrandstrom dann auf den damals bei Bazenhaid stirnenden Thurgletscher. Unterhalb Bazenhaid vereinigte er sich mit dem Schmelzwasser des Thurgletschers. Gemeinsam ergossen sie sich dann in den Wiler Eisstausee, der sich vor der stauenden Front der Wiler Gletscherzunge des Rheingletschers auf einem Niveau von ca. 555 m ü. M. gebildet hatte (Abbildung 11 und 12). Er wurde teilweise zugeschüttet, was die Schotterebene von Wil entstehen liess (Krayss & Keller 1994).

Gemäss Topographie hätte dann westlich Wil der Eisrandstrom Murgtal-abwärts Richtung Frauenfeld abfliessen müssen. Aber dort im Münchwiler Becken breitete sich wieder eine mächtige Rheingletscher-Zunge aus, die vom Lauchetal her vorgestossen war (Abbildung 11). So wich der Voralpen-Eisrandstrom

südwärts ins Hügelgebiet des Hörnli-Berglandes aus und erodierte das flache, mäanderreiche Littenheider Tal (Abbildung 13), ein idealtypisches Schmelzwassertal (Krayss & Keller 1994).

Da an dessen Westende das dortige Murgtal zwischen Sirnach und Eschlikon wiederum durch eine Gletscherzunge versperrt war, wendete sich der Eisrandstrom südwärts Murgtal-aufwärts nach Dussnang (Abbildung 11). Hier drehte er scharf nach NW um und ergoss sich in das in der Anlage bereits bestehende ältere Bichelseetal (Abbildung 14). Dieses ist heute bis 100 m mächtig verschüttet (Krayss & Keller 1994), was klar zeigt, dass seine ursprüngliche Talsohle dem Niveau des mächtigen Voralpen-Eisrandstroms angepasst war (Abbildung 15). In Turbenthal traf der Voralpen-Eisrandstrom auf die Töss, die damals den Eisrand des Linthgletschers entwässerte (Abbildung 11) (Krayss & Keller 1982).

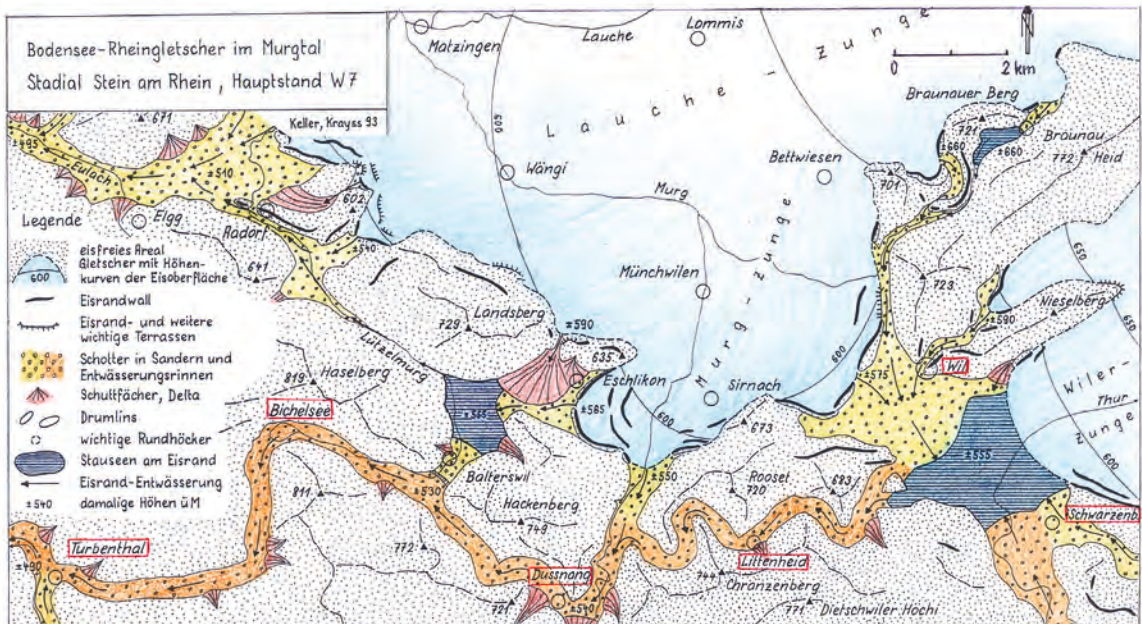


Abbildung 11:

Vom Lauchetal her rückten mehrere Gletscherzungen im Murgtal aufwärts und gegen Wil vor. Besonders komplex verläuft der Eisrandstrom ausgehend vom Wiler Eisstausee. Durch das gewundene Littenheidertal erreichte das Schmelzwasser das obere Murgtal und wich von dort durch das älter angelegte Bichelseetal ins Tösstal aus.



Abbildung 12:  
Der einstige Wiler Eisstausee erfüllte das gesamte Talbecken links. Rechts die Wiler Aufschüttungsterrasse bei den Industriebauten. Foto: O. Keller.



Abbildung 13:  
Das Littenheidertal durchzieht als einstiges markantes Schmelzwassertal das Bergland südlich Wil.  
Foto: O. Keller.



Abbildung 14:  
Das Bichelseetal als ehemaliges Schmelzwassertal ist von mächtigen Schuttmassen verfüllt. In einer Mulde entstand später der kleine See. Foto: O. Keller.

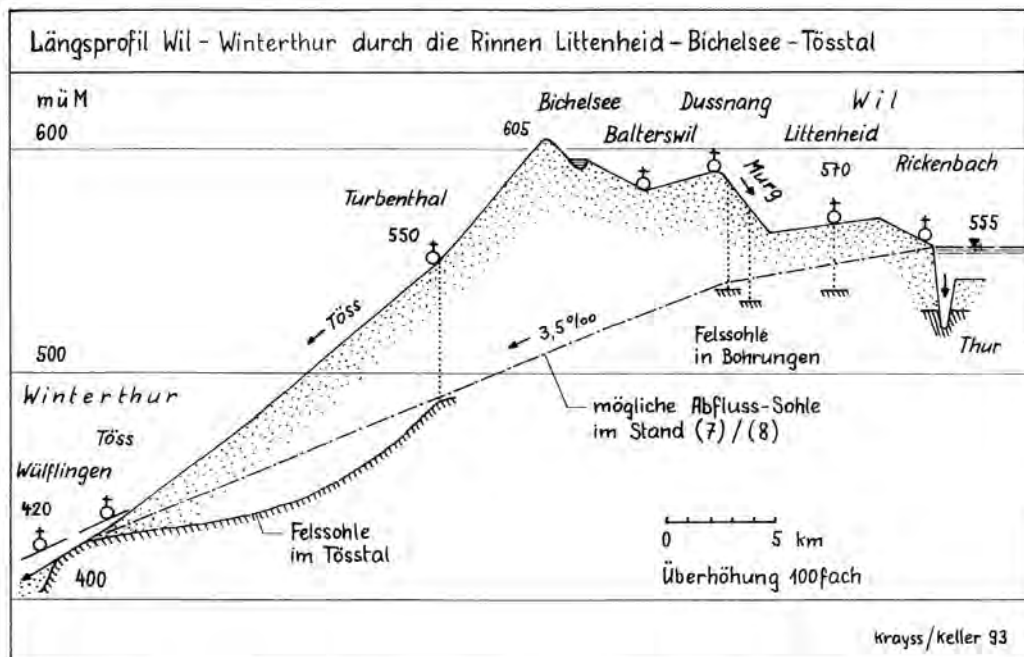


Abbildung 15:  
Das Bichelseetal ist heute bis 100m verschüttet, was aufgrund von Bohrungen im östlichen Abschnitt und von Felsgrund-Untersuchungen im Tösstal geschlossen werden kann. Die Höhenlage des Felsbodens legt nahe, dass im Stein a/Rh.-Stadial (Stände W7 und W8) der Voralpen-Eisrandstrom diesen Weg genommen hat.

Ab dieser Konfluenz war der weitere Abfluss durch das Tösstal via Winterthur gegeben. Schliesslich erreichte der Voralpen-Eisrandstrom bei Tössegg den eigentlichen Rhein und übergab seine riesigen Wassermassen dem zur Nordsee fliessenden Strom.

### 3 Die Anzapfung der Murg

#### 3.1 Einführung

Was unter «Anzapfung» verstanden wird: Ein Fliessgewässer «raubt» wegen geologischen Vorgängen einem anderen einen Teil seines Einzugsgebietes.

Wer heute von Fischingen mit seinem berühmten Kloster im Murgtal aufwärts Richtung Toggenburg oder Hulftegg fährt, ist beeindruckt vom schon hier einsetzenden

schluchtartigen Tobel, das bei der Iddaburg von mächtigen Nagelfluh-Felswänden flankiert ist.

Unvermittelt erreicht man dann, stets begleitet von der Murg, eine ausgedehnte Hochebene, das Bennenmoos, und in der Folge Mühlrüti in einem breiten Tal, das ins Toggenburg hinunterzieht.

Alles nichts Besonderes? Doch: Zuerst eine in dieser Gegend unerwartet enge Schlucht und dann oben anschliessend ein weites Hochtal, alles durchströmt von der Murg.

Es stellt sich die Frage, wie und wann diese landschaftlichen Besonderheiten entstanden sind. Die Erklärungen liefert die geologische Landschaftsgeschichte, die im Folgenden dargestellt wird.



Abbildung 16:  
Murg-Durchbruchstobel bei der Iddaburg. Links oben am Groot Nagelfluh-Felswände.  
Foto: O. Keller.

### **3.2 Die Grundzüge der oberen Murg-Landschaft**

Das gesamte Einzugsgebiet der oberen Murg ist Teil des nordwestlichen Hörnli-Berglandes. Das Bergland gesamthaft erstreckt sich vom Rickenpass weit nach NW bis gegen Winterthur. Es ist durchwegs von jüngerer Molasse (Obere Süswassermolasse) aufgebaut, vorwiegend Nagelfluh, Sandstein und Mergel (Bürgisser 1981). Die Gesteinsschichten liegen im nördlichen Bereich horizontal, sogenannte flachliegende mittelländische Molasse (Geol. Karte 1'093 Hörnli). Die weitverbreiteten Nagelfluhen sind meist mächtig, gut verkittet und erosionsresistent, was die doch beachtlichen Höhen des Berggebiets erklärt (Hörnli 1'132 m, Schnebelhorn 1'291 m).

Die Talzüge wurden von den lokalen Bächen ins Hörnli-Bergland «eingefressen» (Abbildung 16). Sie streben im Norden Richtung Murggebiet, im SE aber zum Toggenburger Thurtal.

Im nordöstlichen Hörnligebiet haben dann in den letzten 2 Mio. Jahren, den alt angelegten Talzügen folgend, die Gletscher der Eiszeiten die Berglandtäler sozusagen von unten her überarbeitet und ausgeweitet. Hier im NE des Hörnligebiets entstanden so die meist recht weiten Talzüge und die steilen, scharfen Bergkämme. Die inneren, höheren Berggrate um das Hörnli wurden aber nie vom Eisstromnetz des Bodensee-Rheingletschers und des Thurgletschers überfahren (Abbildung 17 mit Legende).

### **3.3 Das obere Murggebiet vor der letzten Eiszeit**

#### **3.3.1 Die Bergkämme**

Eine auffällige Kammlinie zieht sich W–E von Allenwinden über Groot-Iddaburg bis über den Hamberg hinaus. Sie ist selten weniger als 900 m ü. M. hoch. In der Murgschlucht zwischen Iddaburg und Groot hingegen ist sie unterbrochen und bis auf 700 m hinunter durch-

sägt. Die Schlucht muss deshalb als Durchbruchstal interpretiert werden.

Eine zweite Kammlinie verläuft vom Groot über Pt. 892 und den Egghof-Kamm mit knapp 900 m bis Schönenberg. Auch hier gibt es eine markante Einsattelung nördlich Tobel, die die Kammlinie zweiteilt.

#### **3.3.2 Die Hochtäler**

Das Senistal zwischen den beiden genannten Ketten ist westlich Senis gekappt. Es muss ursprünglich länger gewesen sein und bis in die Murgschlucht zurückgereicht haben. Wird der Talboden von Senis bis in die Mitte der Schlucht verlängert, dann kommt man dort auf 850 m. An diesem einstigen Pass lag das damalige Quellgebiet des Senisbachs. Hier ist damit auch die ursprüngliche Quelle der nordgerichteten Murg anzunehmen.

Im Raum Bennenmoos (Abbildung 19) sammelte die Ur-Murg die Quellbäche vom Kamm Schlattberg-Silberbüel herunter und entwässerte via Mühlrüti ins Toggenburg. Der Durchbruch nach N bei Tobel existierte nicht. Hier war früher ein durchlaufender Kamm um mehr als 800 m zwischen Groot und Egghof-Bergzug. Die Täler der heutigen Quellbäche der Murg zeigen denn auch in nordöstlicher Richtung ins Toggenburg und waren offensichtlich Zubringer des Mühlrütibachs via Mühlrüti.

### **3.4 Ausräumung, aber auch Füllung der Täler durch die Eiszeitgletscher**

#### **3.4.1 Das 1. Maximum WM I des letzteiszeitlichen Rheingletschers im NE des Hörnli-Berglandes**

Im ersten und äusseren Maximalstand vor 24'000 Jahren trafen Bodensee-Rheingletscher und Thurgletscher im Raum über Kirchsberg zusammen, wo sie in knapp 900 m ü. M. verschmolzen. Das Eis drang von E her ins





### 3.4.2 *Das 2. Maximum WM 2 des Rheingletschers im nord-östlichen Hörnli-Bergland*

Nach einer Rückzugsphase stiess der Rhein-Thurgletscher um 23'000 Jahren v.h. wieder vor, wobei das Eisstromnetz etwa 100m tiefer zu liegen kam als im äusseren Maximum WM 1. Im Murggebiet und im unteren westlichen Toggenburg gibt es dazu mehrere klar erkennbare Eisrandzeugen (Krayss & Keller 1994).

Unterhalb Chalchtaren (Kap. 1. Maximum) endete die Gletscherzunge im Tal von Gähwil nahe beim Weiler Eggsteig auf 780m ü. M. Ihr Schmelzwasser fand den Abfluss nach W durch die Talrinne von Auen ins Murgtal (Abbildung 18).

Im Senistal stirnte die damalige Gletscherzunge, die vom unteren Toggenburg vorgestossen war, beim Weiler Senis, wo sie flache Endmoränen auf knapp 790m absetzte. Das Schmelzwasser floss über den Pass zwischen Iddaburg und Groot ab, der im 1. Eismaximum demzufolge auf wenigstens 780m heruntergeschliffen worden war. Möglicherweise existierte kurzfristig ein Stausee, bis er dank Bacherosion am bisherigen Pass auslief. Jedenfalls hatte damit die Murg ihre Quelle bis Senis zurückverlegt, das heisst das oberste Senistal angezapft.

Zeitgleich schob sich eine Gletscherzunge im Tal von Mühlrüti bis Bennenmoos vor (Abbildung 18 und 19). Hier hinterliess sie in 760–780m ü. M. Endmoränen (Andresen 1962). Vor der Eisfront baute sich ein Eisstau-



Abbildung 19:  
Weiler Bennenmoos (links). Bildmitte Moränenwall, der einen Eisstausee verursachte. Foto: O. Keller.



Abbildung 20:  
Höchster letzteiszeitlicher Moränenwall: Chalcharen nördl. Iddaburg. Rechts einstige Kiesgrube.  
Foto: O. Keller.

see auf, da der Abfluss ins Toggenburg durch die Gletscherzunge selbst versperrt war. Gleichzeitig stirnte eine kleine Nebenzunge beim Weiler Cholwis, die ihren Abfluss durch die kurze Eisrandrinne hinter dem Hügelzug Pt. 831 fand und in den Eisstausee beim Bennenmoos mündete. Dadurch war die Stauhöhe dieses Sees auf +790m festgelegt. Der Abfluss konnte nur bei Tobel nordwärts ins Senistal erfolgen. Das bedeutet gleichzeitig, dass der Durchbruch bei Tobel (Abbildung 21) nordwärts auf mindestens 790m ü.M. vom Gletscher des 1. Maximums herunter geschliffen worden war. In der Folge schnitt sich die Murg von Tobel an nordwärts auf 740m ü.M. ein (Abbildung 16), was den Bennenmoos-See auslaufen liess. Zurück blieb bis heute nur das Bennenmoos (Abbildung 19). Damit hatte die

Murg ihren Einzugsbereich nochmals erweitert und zwar um das gesamte Gebiet der Täler westlich und südlich Bennenmoos.

Mit den Anzapfungen des obersten Senistals und gleichzeitig der Täler um Bennenmoos hatte sich die Murg zu einem bedeutenden Wildfluss entwickelt, der nun fähig war, die Schlucht zwischen Iddaburg und Groot auf die heutige Tiefe von 700m ü.M. zu erodieren.

### 3.5 *Haupterkenntnisse*

- Die Murg hat hinter der Iddaburg das Senistal und das Mühlrütital angezapft.
- Die Quellbäche der Murg wurden dadurch an den Kamm Silberbüel 1'026m–Regelsberg 1'036m–Schlattberg 1'022m zurückverlegt.
- Die Murg hat ihr Quellgebiet um rund 4km ins Toggenburg hinein verschoben.
- Zeitlich stehen alle diese Prozesse der Erweiterung des Murggebiets im Zusammenhang mit der eiszeitlichen Vergletscherung vor 24'000–23'000 Jahren.
- Gesamthaft: Die Murg weist eine idealtypische Anzapfung von Fließgewässern auf wie im Lehrbuch, wie sie auch an der Wutach im östlichen Schwarzwald beobachtet werden kann.

### 4 **Der Thur-Durchbruch von Halden (Bischofszell)**

Wer eine Karte des Bodenseeraums studiert, wird sich fragen: Warum fließt die Thur nicht in den Bodensee, obwohl ihre Talachse von Wil bis Bischofszell direkt zum See zeigt?? In der Tat, sie war einst, vor der letzten Eiszeit, ein Seezufluss Richtung Romanshorn. Dazu gibt es Belege: Bohrungen, die Lockermaterial als Talfüllungen nachweisen und an der unteren Sitter eine Erosionswand mit mächtigen Füllungen von Silten eines Thurlaufs (Hipp 1986).

Dann aber, vor etwa 26'000 Jahren, überfuhr der Rheingletscher den gesamten Bodenseeraum inklusive Thurgebiet bis ins Toggenburg hinauf. Kurz, es gab keine Thur mehr.



Abbildung 21:  
Murg-Durchbruch bei Tobel. Dahinter derjenige bei der Iddaburg (Turm). Foto: O. Keller.

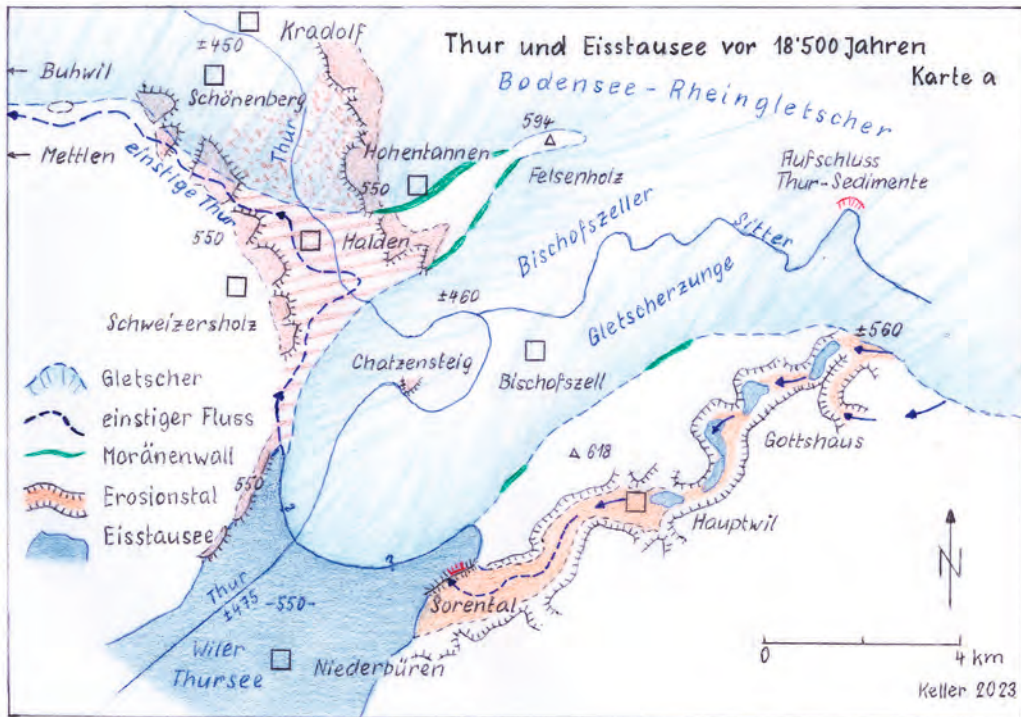
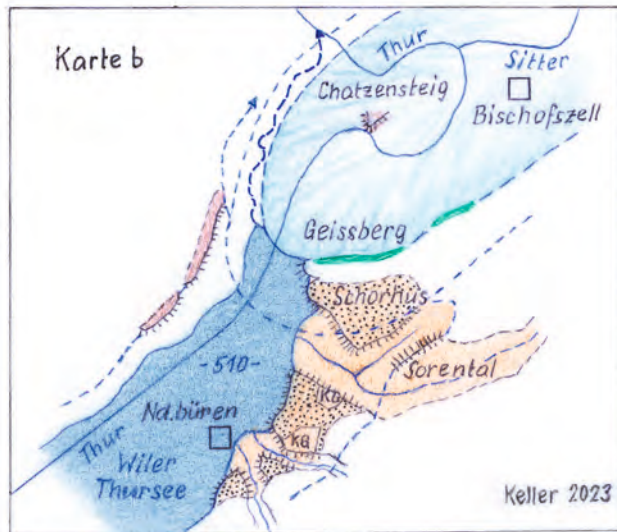


Abbildung 22a:  
 Vor der letzten Eiszeit erstreckte sich ein durchgehendes Hochplateau zwischen Bischofszell und Kradolf. Während dem Reichenau-Stand des Rheingletschers war das Hochplateau noch teilweise eisbedeckt. Vor allem staute die Bischofszeller-Zunge einen ausgedehnten Eisstausee im Thurtal auf zurück bis Will mit Niveau 550m ü M. Der Abfluss, die Thur, erfolgte zuerst über das Hochplateau.

Abbildung 22b:  
 Beim Abschmelzen der Bischofszeller Eiszunge ergab sich eine Stillstandspause bei Geissberg, belegt durch Aufschüttungsterrassen. Der Eisstausee sank auf 510m ü M ab. In dieser Zeit erodierte die Thur das Durchbruchstal von Halden nördlich Bischofszell auf rund 500m herunter.



Ab rund 23'000 Jahre v.h. begann bei wärmer werdendem Klima der Bodensee-Rheingletscher zurückzuschmelzen. Vor 18'500 Jahren lag dann seine Front bei der Insel Reichenau im Untersee, dem äusseren Stand des Konstanz-Stadials. Damals war eine etwas kürzere Gletscherzunge aus dem Raum Romanshorn über Amriswil bis in die Gegend von Weinfelden vorgerückt (Keller & Krayss 1994). Gleichzeitig hatte sich auch wieder eine Thur entwickelt, da der Raum südwestlich Bischofszell bis über Wil hinaus jetzt eisfrei war. Allerdings lag noch eine Zunge des Bodensee-Rheingletschers, die bis über Bischofszell hinausreichte, im Thurtal (Hipp 1986). Dadurch entstand ein ausgedehnter Eisstausee, der beinahe bis vor die Tore von Wil reichte, mit Spiegelhöhe 550 m (Abbildung 22a und 24). Sein Abfluss, die Thur, muss über die Hochflächen von Schweizersholz in eben dieser Höhenlage nach Norden erfolgt sein. Er verlief dann entlang der Gletscherzunge Amriswil-Weinfelden nach Westen. Dies bezeugt das markante Schmelzwassertal von Mettlen südlich Weinfelden.

Etwas weiter im Osten zog sich der Eisrand von Buhwil über die Hochfläche nördlich

Hohentannen zum Felsenholz hinauf (Abbildung 22a). Damals waren die Hochplateaus von Schweizersholz und dasjenige nördlich Hohentannen nicht getrennt. Das zeigen die einheitlichen Höhen von 550 m. Das heutige Thurtal von Bischofszell bis Kradolf existierte noch nicht, denn wegen der Eisbarriere ist anzunehmen, dass der Flusslauf der Thur sich vorerst auf eben 550 m ü. M. hoch ob Schönenberg-Halden über den Raum Schweizersholz nordwärts hinzog (Abbildung 22a).

Das untere Sittergebiet war ebenfalls noch unter dem Eis begraben. Die Schmelzwässer aus diesem Gletschergebiet fanden den Abfluss durch das perfekt entwickelte Eisrandtal von Gottshaus über Hauptwil zum Thursee (Abbildungen 22a und 23). Dieser Talzug ist bis heute mit seiner Weiherkette mustergültig erhalten. Ein Delta nahe Sorental am unteren Talende, einst in einer Kiesgrube aufgeschlossen (Hipp 1986), zeugt vom Wiler Thursee und seiner Stauhöhe von 550 m ü. M.

Bis 18'000 Jahre v.h. hatte dann beim Bodensee-Rheingletscher eine weitere Abschmelzperiode eingesetzt, die die Eisfront bis Konstanz (Konstanz-Stadial) zurückweichen



Abbildung 23:  
Weiher im Gottshaus-Schmelzwassertal östlich Hauptwil. Foto: O. Keller.



Abbildung 24:  
Thurauen bei Niederbüren, einstiger Grund des Eisstausees im Thurtal. Höhenmässig reichte der See maximal bis an die Terrasse links neben dem Kirchturm. Foto: O. Keller.

liess. Im Mittelthurgau schmolz die dortige Gletscherzunge bis Sulgen zurück und machte dem grossen Thursee Platz, der bis Andelfingen nach Westen reichte (Keller & Krays 1984). Dieser See ist durch die mehrfach erbohrten Sedimente vielfach belegt (Naef & Frank 2009). Im Raum Bischofszell–Thurtal verschwand das Eis in Etappen. Damit erhielt die Thur Freiraum für ihren Lauf von Bischofszell bis Kradolf. Sie begann ihre Flusssohle etappenweise auf den grossen See im Mittelthurgau auszurichten und sich einzuerosieren (Abbildung 25). Die mächtigen Flussablagerungen im See weisen terrestrischen Charakter auf (Naef & Frank 2009) und widerspiegeln damit die rasche und tief greifende Erosion im Thur-Durchbruch. Es sind nicht glaziale Sedimente; der Gletscher wich in dieser Zeit in die Gegend von Amriswil zurück.

Als Reaktion auf die weitere Klima-Erwärmung setzte auch das Abschmelzen der Gletscherzunge von Bischofszell ein, das aber von einer Stagnationspause südwestlich des Städtchens am Moränenwall von Geissberg unterbrochen wurde (Abbildung 22b). Im Südwesten des Walls dehnte sich weiterhin der Wiler Thursee aus, dessen Niveau allerdings auf 510m abgesunken war (Abbildung 24). Diese Spiegelhöhe ist durch Schotterterrassen gesichert: Terrasse von Schorhus, direkt vor dem Moränenwall, Terrassen bei Niederbüren, belegt durch einstige Kiesgruben, sowie durch den Schuttfächer der Glatt bei Oberbüren.

Das Wiler Seeniveau 510m zeigt, dass sich die Thur damals bereits in der Gegend von Halden von 550m ü. M. auf gegen 500m hinunter einerodiert hatte. Der Durchbruch der Thur war in vollem Gange. Danach schmolz die Bischofzeller Gletscherzunge ganz ab, so-



Abbildung 25:  
Thur-Durchbruchstal bei Halden von der westlichen Oberkante bei Schweizersholz aus.  
Foto: O. Keller.

dass der Thur keine Eis-Hindernisse mehr im Wege standen (Abbildung 25). Allerdings wurde sie durch eine Molasse-Felsbarriere beim Chatzensteig westlich Bischofszell gezwungen nach Osten auszuweichen, was schliesslich zur bekannten weiten Thurschlaufe bei Bischofszell führte.

Floss die Thur im Reichenau-Stand des Rheingletschers noch auf etwa 550m ü. M. dem damaligen Eisrand entlang nach Norden (vergleiche weiter oben), so begann sie sich jetzt ab dem Zwischenniveau 500m auf den Restsee und die Aufschüttungsebene im mittleren Thurgau mit rund 450m ü. M. (Krayss & Keller 1996) einzustellen.

Entsprechend der Eintiefung der Thur sank auch das Niveau des Wiler Thursees von ursprünglich 550m ü. M. etappenweise zuerst auf 510m, dann auf 495m, bis der See schliesslich ganz verschwand und der heutigen Aufschüt-

tungsebene der Thuraun Platz machte (Abbildung 24). Im Halden-Durchbruch zeigen ältere und auch aktuelle Rutschungen, dass die übersteilten Hänge noch nicht zur Ruhe gekommen sind (Zaugg 2003). Bei Halden muss zur Zeit ein von der Thur angenagter Abhang aufwendig saniert werden.

Zusammenfassend: Die Thur, die einst über den Raum Bischofszell dem Bodensee tributär war, hat sich gegen Ende der letzten Eiszeit mit dem Durchbruch von Halden ihren Lauf durch den ganzen Thurgau angeeignet und erreicht seither erst weit unterhalb von Schaffhausen den Rhein. **Das Durchbruchstal von Halden erodierte die Thur, ausgelöst durch das Abschmelzen der Gletscher, mit einer Eintiefung von total rund 100m** (Abbildung 25). Heute führen Strasse und Eisenbahn von Bischofszell nach Sulgen durch dieses steile und enge, eindrucksvolle Erosionstal.

## 5 Ein rückläufiges Tal – das Gontental (AI)

### 5.1 Einführung

Üblicherweise wird ein längeres Tal durch ein Fließgewässer ungefähr in der Richtung der Talachse entwässert. Nicht so im verlängerten Tal von Gonten, das sich eigentlich nach Osten öffnet. Im obersten Abschnitt, dem des Wissbachs, ist das zwar auch so, aber im gesamten mittleren Teil fliesst das Wasser in der Gegenrichtung nach Westen ab (Abbildung 26).

Wer von Appenzell her über die gegen 1 km breite und rund 100 m hohe Geländerrampe hinauffährt ist zuerst einmal überrascht vom über 1 km weiten Hochtal mit seinen Hügelkuppen und Mooren. Ab Gonten wird dann der Blick frei über die anschliessende Talebene, die hinten, allerdings mit einem hohen Geländesprung, direkt ins weite Wissbachtal unter dem Kronberg hinaufzeigt. Der flache Talboden hingegen dreht nach W zum Jakobs-

bad ab. Von dort an wird das Tal fast schluchtartig eng und zieht nach Urnäsch hinunter.

Man kann das alles einfach als gegeben hinnehmen. Aber der Blick auf eine Karte, in der auch das Gelände dargestellt ist, zeigt sofort, dass das Wissbachtal vom Kronberg herunter fast geradlinig ins Gontental übergeht und dieses sich breit Richtung Appenzell öffnet. Das Tal Jakobsbad-Urnäsch hingegen ist abgewinkelt und erscheint nur als enger Einschnitt (Abbildung 29).

Bereits E. Kesseli (Kesseli 1926) sind diese Besonderheiten aufgefallen und er äussert die Ansicht, dass das Wissbach-Gontental einst nach Appenzell zur Sitter entwässert habe. Im Buchband «Moore» (NWG St. Gallen 1997) wird im Kapitel «Eiszeit, Relief und Moorstandorte» diese Umkehr der Entwässerung als Ursache der Moorbildung kurz erläutert (Keller & Krayss 1997). Im Folgenden soll der landschafts-geschichtliche Werdegang des Wissbach-Gontentals beschrieben und erklärt werden.



Abbildung 26: Das von links oben direkt auf Gonten weisende Wissbachtal. Bildmitte Rundhöcker. Mitte rechts der heutige Ausgang des Gontentals. Foto: O. Keller.

## 5.2 Die geologischen Grundlagen

Die gesamte Talanlage, also das Tal im Westen unterhalb Jakobsbad, dann das eigentliche Gontental und die breite Rampe nach Appenzell hinunter, gründet auf den besonderen Verhältnissen des geologischen Untergrundes (Abbildung 26, 27). Nördlich vor dem alpinen Alpstein ist das Molasse-Bergland des Appenzellerlandes in eine Reihe Hügelketten, die parallel von NE nach SW angeordnet sind, aufgegliedert (Ludwig et al. 1949). Die Gebirgsbildung der Molasse-Voralpen erfolgte im Zusammenhang mit dem Vorschub und der Platznahme des Alpsteins vor 15–5 Mio. Jahren.

Südseits des Gontentals verläuft die bis 1'663m hohe Kronberg-Zone, nordseits die Gäbris-Zone, die direkt über Gonten in der Hundwiler Höhi mit 1'305m gipfelt. Beide bestehen im Kambereich, die Hundwiler Höhi sogar bis ins Gontental hinab, aus erosionsresistenten Nagelfluhen im Wechsel mit eingeschalteten Sandsteinen und Mergeln. Die untere Nordflanke der Kronberg-Kette bis ins Gontental hinunter ist ausschliesslich aus Sandsteinen und Mergeln aufgebaut.

Eingeklemmt zwischen Kronberg- und Gäbriszone zieht sich bandartig die Forst-Gontenzone hin, die vom Rheintal her über Appenzell mitten durch das Gontental nach Urnäsch verläuft und dann auskeilt (Abbil-

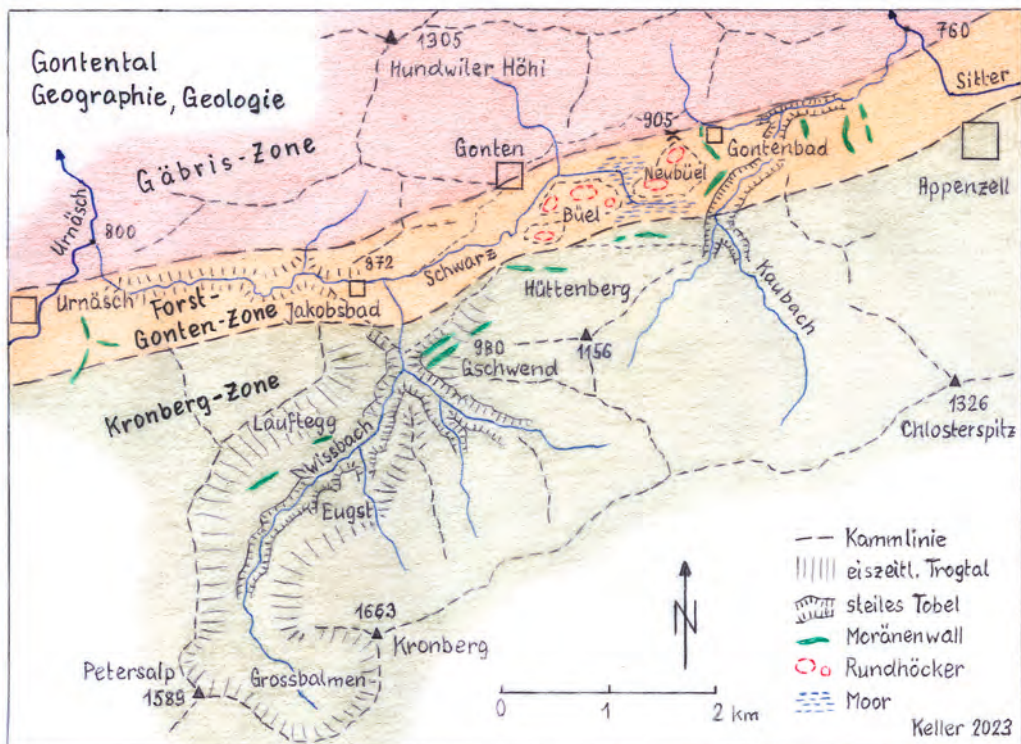


Abbildung 27: Mitten durch das Gontental zieht die schmale, eingeklemmte Forst-Gonten-Molassezone zwischen der Kronberg- und der Gäbris-Molassezone durch. Sie ist stärker erosionsanfällig und im Gontental kräftig ausgeräumt. Das weite Wissbachtal zielt gegen NE direkt auf das mittlere Gontental und damit Richtung Appenzell. Der Wissbach selbst hat in seinem weiten Talboden ein tiefes Tobel eingeschnitten.



Abbildung 28:  
Breit nach Osten zum Becken von Appenzell sich öffnendes Gontental mit Rundhöckern und Mooren.  
Foto: O. Keller.

dung 27). Sie wird von Sandsteinen, Mergeln und einzelnen Nagelfluhen aufgebaut (Eugster et al. 1960). Sie ist schmal und aufgrund der zahlreichen Sandsteine und Mergel weniger widerstandsfähig gegen Abtragung.

So wird verständlich, dass genau im Bereich der Forst-Gonten-Zone das Gontental in seinen Grundzügen angelegt wurde.

Mit der Talanlage verknüpft stellt sich umgehend auch die Frage der Entwässerung (Abbildung 27). Das schon nach der Molassezeit während der Gebirgsbildung angelegte, hoch liegende Wissbachtal war das Quellgebiet des Gontentalbaches. Sein Verlauf zeigt nach NE Richtung Gonten, allerdings noch auf hohem Niveau, indem der Felsuntergrund vom Ja-

kobsbad bis über Gonten hinaus noch nicht ausgeräumt war. Dies legt einerseits das Profil (Abbildung 30) nahe, andererseits auch das sich Richtung Appenzell weit öffnende Tal. Im Raum Appenzell war tektonisch eine Beckenzone vorhanden, treffen sich doch dort mehrere altangelegte Talzüge, nämlich die geologisch gegebenen Täler aus dem östlichen Alpstein sowie die Talungen vom Rheintal her über Stoss-Gais und über Eggerstanden (Abbildung 28).

### 5.3 Die Gletscher der Eiszeiten und das Gontental

In den jüngeren Eiszeiten ab etwa 500'000 Jahren vor heute überschritt der Rheingletscher vom Rheintal her jedesmal die Pässe Stoss und Eggerstanden und überflutete das gesamte Appenzellerland. Verstärkt wurde er durch die Gletscher aus dem Alpstein heraus. Im Maximum der letzten Eiszeit vor 24'000 Jahren ragten nur noch die höchsten Molasseberge und Gratzüge aus dem Eismeer heraus, im Bereich um Gonten der Kronberg und die Petersalp auf der Südseite und die Hundwiler Höhi auf der Nordseite (Keller & Krays 1991).

Im Zeitraum des etappenweise ablaufenden Rückschmelzens entwickelten sich an den Hängen und in den Talschlüssen der höheren Molasseberge kleinere Lokalgletscher, zuerst in Kontakt mit dem Eisstromnetz, später als selbständige Kargletscher (Abbildung 29).

Aus der grossen, halbkreisförmigen Karmlde Grossbalmen zwischen Kronberg und Petersalp stiess der Wissbach-Gletscher gegen NE vor, wo er südlich Jakobsbad auf den Gontenarm des Sittergletschers von Appenzell her traf. Dieser bedeutendere Lokalgletscher schürfte das Wissbachtal zu einem mustergültigen Trogtal aus wie die Terrassen von Eugst auf der Ostseite und Unter Lauftegg auf der Westseite belegen. Das schluchtartige Tobel des Wissbachs dazwischen war noch nicht vorhanden (Abbildung 27).

Im Stein a/Rh.-Stadium des Bodensee-Rheingletschers vor rund 20'000 Jahren, als die Gletscherfront bei Stein a/Rh. lag, waren im Appenzellerland noch zahlreiche Talgletscher aktiv. Der Sittergletscher, mit Zuschuss vom Rheingletscher aus dem Rheintal, erfüllte noch das Becken von Appenzell bis auf 1'100m hinauf. Der Hauptarm rückte Sitter-abwärts bis Ramsen nördlich Stein AR vor. Ein Nebenarm stiess mit Höhen um 1'050m über die

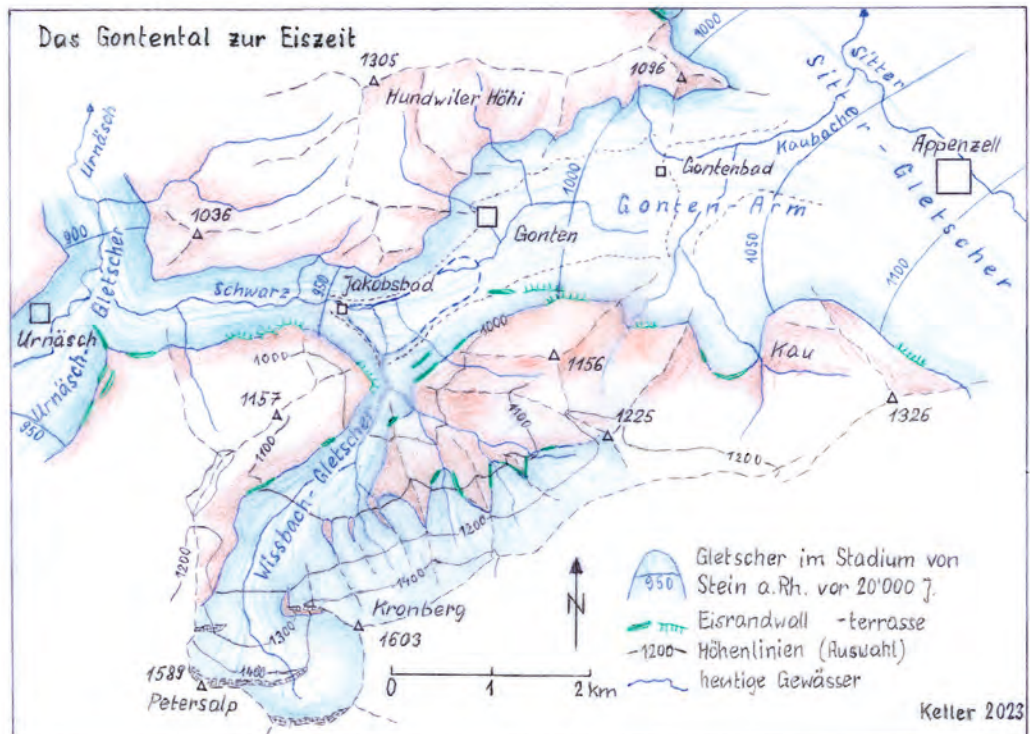


Abbildung 29:

Im Stein a/Rh.-Stadial der letzten Eiszeit vor rund 20'000 Jahren rückte der Sittergletscher von Appenzell her durch das Gontental bis zum Urnäsch-Gletscher vor. Südlich Jakobsbad erhielt er Zuschuss vom Wissbach-Gletscher. Im Konfluenzbereich südlich Jakobbad war die Glazialerosion besonders kräftig, was zur Beckenbildung führte. Nach dem Abschmelzen dürfte ein kurzfristiger See entstanden sein, der in der Folge zur heutigen Ebene zugeschüttet wurde.

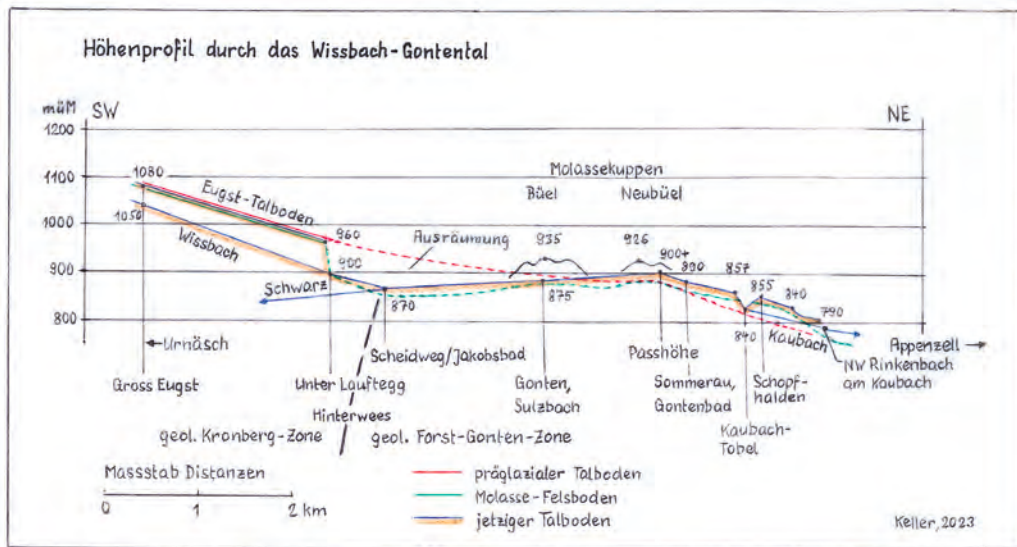


Abbildung 30:

Ausgehend vom eiszeitlichen Wissbach-Talboden lässt sich die voreiszeitliche Talsohle rekonstruieren. Sie zeigt über Gontenbad nach Appenzell zur Sitter. Zwischen Gonten und Jakobsbad wurde das Tal eiszeitlich stark ausgeräumt. Daher hat sich der Wissbach innerhalb seines weiten Tals ein tiefes Tobel geschaffen, um den Geländesprung auszugleichen.

Schwelle von Gontenbad ins Gontental vor (Abbildung 29) und erreichte den Ausgang des Wissbachtals bei einer Eis-Oberfläche von knapp 1'000m. Hier traf er auf die Front des Wissbach-Gletschers, sodass beide verschmolzen. Die Eisrandhöhe belegen die Seitenmoränenwälle von Gschwendli und Untergschwend an den Abhängen südlich ob Jakobsbad. Mit dieser Eismächtigkeit war der Eisstrom fähig weiter nach Westen bis zum Urnäschgletscher zu fließen (Keller & Krayss 1991).

Ab 19'000 Jahre v.h. setzte aufgrund einer allgemeinen Erwärmung das generelle Abschmelzen des Gletscherarms im Gontental ein. Zwischen Jakobsbad und Gonten stabilisierte sich der Gletscher noch einmal wie die absteigenden Eisrandwälle am Hüttenberg belegen. Bereits um 18'000 Jahre v.h. war dann der Sittergletscher bis Appenzell zurückgeschmolzen und damit das Gontental eisfrei. Der Wissbachgletscher hatte sich unterdessen in seinem Tal bis in dessen Mitte zurückgezogen.

#### 5.4 Die Geländearbeit der Gletscher und die Auswirkungen auf die Entwässerung

Wie allgemein bekannt schürften Gletscher ihr Felsbett in die Tiefe, aber auch in die Breite. Sie erzeugen so das typische U- oder Trogtal. Das gilt auch für den Gontental-Arm des Sittergletschers. Es gelang ihm den Felsboden, der aus wohl weniger resistenten Gesteinen der hier durchziehenden Forst-Gonten-Zone besteht (siehe geologische Grundlagen), um 50–100m auszuräumen (Abbildung 30). Während einigen Tausend Jahren floss der westliche Seitenarm des Sitter-Gletschers durch das Gontental hinüber ins Urnäsch Tal. Er war mehr als 100m mächtig und daher in der Lage das Tal kräftig auszuschürfen. Im breiten östlichen Talbereich von Gontenbad bis Gonten wirkte er vor allem nach der Seite. Im engeren Abschnitt von Gonten bis Jakobsbad hingegen erodierte er das Tal besonders stark in die Tiefe, was zu einem übertiefen Becken führte. Als dann der zurückweichende Gletscher eine

Abschmelzpause etwas südlich Gonten einlegte, was die Wälle am Hüttenberg belegen, dürfte dieses Becken mit einem See bis unterhalb Jakobsbad gefüllt worden sein mit Abfluss nach Urnäsch (Abbildung 29). Der See wurde später zur Ebene aufgefüllt, respektive ist später bei der Tieferlegung des Abflusses der Schwarz zur Urnäsch ausgelaufen. Im breiteren östlichen Talabschnitt hingegen blieben resistente Nagelfluhen als abgeschliffene, felsige Rippen, sogenannte Rundhöcker, erhalten. Die ausgekolkten Mulden wurden zu untiefen Seen, die später vermoorten (Abbildung 26 und 28).

In der engen Hügelizeone zwischen Jakobsbad und Urnäsch war die glaziale Ausräumung weniger erfolgreich. Sie übertraf aber offensichtlich die Schleifarbeit des Gletschers beim Gontenbad. Die dramatische Folge: Der Engtalboden unterhalb Jakobsbad lag nach dem Eisfreiwerden tiefer als die Schwelle beim Gontenbad. Damit fand das Wasser des gesam-

ten Wissbach-Gontentals den Abfluss nach Urnäsch (Abbildung 31). **Die Entwässerung des Gontentals hat sich um 180° gedreht.** Heute sammelt die Schwarz alles Wasser des Gonten- und des Wissbachtals und fließt nach Westen zur Urnäsch. Sie hat sich seit der Eiszeit ab Jakobsbad ein enges Erosionstal geschaffen. Infolge der Tieflage der Jakobsbad-Talsole hat sich der obere Wissbach in einem tiefem Tobel in seinen eigenen Talboden eingeschnitten (Abbildung 30 und 32).

Zusammenfassend: Vor der letzten Eiszeit entwässerte der Wissbach durch das ganze Gontental nach Osten zur Sitter. Während der Eiszeit wurde im Bereich Gonten-Jakobsbad das Tal tief ausgekolkelt und seine Fortsetzung nach Westen zur Urnäsch tiefer gelegt als die Schwelle im Osten zur Sitter. Resultat: Das obere Wissbachtal zeigt weiterhin nach Osten, das eigentliche Gontental aber entwässert seither zur Urnäsch – Umkehr der Entwässerung.



Abbildung 31:  
Durch Erosion eingeschnittenes Tobel der Schwarz Richtung Urnäsch, der heutige Abfluss des Gontentals. Foto: O. Keller.



Abbildung 32:  
Mündungs-Steilstufe des Wissbachtals. Im Wald die Erosionsschlucht. Beidseitig der eiszeitlich geschaffene Talboden. Foto: O. Keller.

## 6 Literaturverzeichnis

- ANDRESEN, H. (1962): Beiträge zur Geomorphologie des südlichen Hörnliberglandes. – Jb. St.Gall. Natw. Ges. 78, St.Gallen.
- BÜRGISSER, H. M. (1981): Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süsswassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, Bern.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F. (1960): Erläuterungen zum geologischen Atlasblatt 23 St.Gallen–Appenzell. – Schweiz. Geol. Komm., Bern.
- FALKNER, C. (1910): Die südlichen Rheingletscherzungen von St.Gallen bis Aadorf. – Jb. St.Gall. Natw. Ges. 1908 und 1909, St.Gallen.
- HIPP, E. (1986): Zur Landschaftsgeschichte der Region Bischofszell. Eine glazialmorphologische Arbeit. Dissertation Univ. Zürich. – Mitt. Thurg. Natf. Ges. 47, Frauenfeld.
- KELLER, O. (1976): Das Rindal: Zur Genese eines Urstromtales in der NE-Schweiz. – *Geogr. Helv.* 1976/4, Zürich.
- (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St.Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft. – *Ber. St.Gall. Natw. Ges.* 81, St.Gallen.
  - (2004): Geo-Landschaft obere Steinach – Geologische und morphologische Geschichte. – *Ber. St.Gall. Natw. Ges.* 90, St.Gallen.
  - (2013): Alpen, Rhein und Bodensee – eine Landschaftsgeschichte. – Appenzeller Verlag, Herisau.

- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodenseeraum. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3.
- (1991): Geologie und Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes. – *Das Land Appenzell* 21/22. Appenzeller Hefte, Herisau.
  - (1994): Die Bodensee-Vorlandvereisung des Rheingletschers im Konstanz-Stadium der letzten Eiszeit. – *Ber. St.Gall. Naturw. Ges.* 87, St. Gallen.
  - (1997): Eiszeit, Relief und Moorstandorte. – *Berichte St. Gall. Natw. Ges.* 88, St. Gallen.
  - (1999): Quartär und Landschaftsgeschichte. – In: SCHLÄFLI, A. (Hrsg.): *Geologie des Kantons Thurgau*. – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 55, Frauenfeld.
  - (2005): Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. – *Vierteljahresschr. der Natf. Ges. in Zürich* 150 (1–2) und 150 (3–4), Zürich.
- KESSELI, E. (1926): Die Jungmoränenstadien in Quertälern der st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jahrbuch St. Gall. Natw. Ges.* 62, St. Gallen.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1982): Zur Paläogeographie der Tössrinne im Würm-Hochglazial. – *Phys. Geogr. Zürich*, Vol. 1, Zürich.
- (1994): Geologie und Landschaftsgeschichte des Murggebiets (Kanton Thurgau). – *Mitt. Thurg. naturf. Ges.* 52, Frauenfeld.
  - (1996): Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. – *Schr. Ver. Gesch. des Bodensees* 114, Frauenfeld.
  - (2000): Eiszeitliche Gewässer von der Goldach bis zur Thur. – *Ber. St.Gall. Natw. Ges.* 89, St. Gallen.
- MEIER, R. (2004): Das Gontenmoos – wertvoll und schön. – *Ber. St. Gall. Natw. Ges.* 90, St. Gallen.
- MÜLLER, E. (1979): Die Vergletscherung des Kantons Thurgau während der wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit. – *Mitt. Thurg. natf. Ges.* 43, Frauenfeld.
- NAEF, H. & FRANK, S. (2009): Neue Erkenntnisse zur Entstehung und zum Aufbau des Thurtaler Grundwasserträgers zwischen Bürglen und Niederneunforn. – *Mitt. Thurg. Natf. Ges.* 63, Frauenfeld.

## 7 Kartenverzeichnis

- FALKNER, C. (1910): Karte der südlichen Rheingletscherzungen von St. Gallen bis Aadorf. – *Mitt. der Thurg. Natf. Ges.* 19, Frauenfeld.
- HOFMANN, F. (1973): Blatt 1074 Bischofszell 1:25'000; *Geol. Atlas der Schweiz*. – Schweiz. geol. Komm., Bern.
- (1988): Blatt 1073 Wil 1:25'000; *Geol. Atlas der Schweiz*. – Schweiz. geol. Komm., Bern.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Karte zur Bodensee-Vorlandvereisung W/S 1:200'000. – *Eclogae geol. Helv.* 73/3.
- LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H. (1949): *Geologischer Atlas der Schweiz*, Blatt 23: St. Gallen–Appenzell, 1:25'000, Schweiz. Geol. Komm., Bern.
- LUDWIG, A. (1980): Blätter 218–221 Flawil-Schwellbrunn 1:25'000; *Geol. Atlas der Schweiz*. – Schweiz. geol. Komm.
- NABHOLZ, W. et al. (1970): *Geologischer Atlas der Schweiz*, Blatt 57: Hörnli (LK 1093), 1:25'000, mit Erläuterungen. – *Geol. Dienst der Armee*, Bern.
- REY, R., WILDBERGER, A., FRANK, S. & FREIMOSER, M. (2011): Blatt 1072 Winterthur 1:25'000; *Geol. Atlas der Schweiz*. – Bundesamt für Landestopographie.
- SAXER, F. (1965): Blatt 1075 Rorschach 1:25'000; *Geol. Atlas der Schweiz*. – Schweiz. geol. Komm.
- SCHLÄFLI, A. (Hrsg.) (1999): *Geologische Übersichtskarte des Kantons Thurgau* 1:50'000. – *Mitt. Thurg. Natf. Ges.* 55, Frauenfeld.
- ZAUGG, A. (2003): *Geomorphologische Karte von Halden*. – *Mitt. Thurg. Natf. Ges.* 59, Frauenfeld.