



Oskar Keller/
Edgar Krayss

Geologie und Landschaftsgeschichte
des voralpinen Appenzellerlandes

Verlagshaus Schwellbrunn

BIBLIOTHEK

..... 1-E / Nr. 491

Das Land Appenzell

Oskar Keller/
Edgar Krayss

Geologie und Landschaftsgeschichte
des voralpinen Appenzellerlandes

Verlag: Appenzeller Hefte

© Copyright Verlag Appenzeller Hefte, CH-9100 Herisau
1. Auflage 1991
Printed in Switzerland
Druck Schläpfer & Co. AG, Herisau

1. Einleitung und Überblick

Häufig und wohl zurecht sagt man über die Appenzeller, sie seien «ein Völklein von besonderem Schlag». Mindestens ebenso zutreffend kann aber auch Grund und Boden, den sie bewohnen, bezüglich der Landschaftsgestalt als etwas ganz Besonderes bezeichnet werden. Das Appenzellerland bildet eine zwar kleine, aber in sich geschlossene räumliche Einheit, die den Charakter seiner Bevölkerung wohl wesentlich mitgeprägt hat.

Wer an einem «sichtigen» Frühsommertag von Norden aus dem st.gallischen Fürstenland, etwa von Gossau oder von St.Gallen her, aber auch vom Rheintal kommend das Appenzellerland besucht, wird vom Anblick des Alpsteinmassivs, das steil und verschneit hoch über das grüne Bergland aufragt, überwältigt sein. Das Säntisgebirge ist in der Tat der Blickfang des kleinen Landes. Neben ihm findet das vorgelagerte Berg- und Hügelgebiet etwas weniger Beachtung, bietet aber der Bevölkerung den nötigen Raum für Wiesen, Wald und Siedlungen.

Bei einer Übersicht über das gesamte Appenzellerland drängt sich der Vergleich mit einer überdimensionalen Theaterbühne auf, die eben für eine Vorstellung ausgestattet wurde. Vom Zuschauerraum wie von den Seiten muss man die Bühne über Treppen ersteigen, da sie erhöht im Raum steht. Im Hintergrund schliesst eine auffällig bemalte, den Blick auf sich ziehende hohe Kulissenwand den Bühnenboden ab. Die Bühne selbst ist mit vielfältigen Aufbauten und Gegenständen ausgestattet, zwischen denen sich die Schauspieler bewegen und die sie während der Aufführung benötigen.

Vergleichsweise so ist es mit dem Appenzellerland. Um es zu erreichen, muss man von Norden, von Osten, etwas weniger ausgeprägt auch von Westen über landschaftliche Höhenstufen emporsteigen. Die Kulisse, schmal, aber hoch und herausstehend, bildet der Alpstein. Die Bühne selbst ist eine vielfältig gestaltete, gebirgige Landschaft. Hier wohnen die Appenzeller in Flecken, Weilern und Einzelhöfen; hier bewegt sich zu Füssen des Alpsteins der Verkehr; hier lebt und arbeitet die Bevölkerung.

Keine andere Region der Schweiz hat diesen «Bühnencharakter». Immer erfolgt der Hauptzugang durch grosse Täler, die von aussen in die Region hineinführen. Im Appenzellerland gibt es zwar auch einige grössere Täler, aber es sind wilde, steile und unzugängliche Tobel, die man möglichst umgeht. Die Entwässerung durch die Hauptflüsse Sitter, Urnäsch und Goldach erfolgt nicht in der Richtung der Gebirgszüge, wie das im allgemeinen üblich ist, sondern quer dazu mit Durchbrüchen durch die Bergketten. Nördlich um das Appenzellerland vom Zürcher Oberland über den Thurgau und den Nordteil des Kantons St.Gallen sind die Hügel und Berge massig gebaut, oben oft verflacht und ohne besondere Ausrichtung angeordnet. Im Appenzellerland aber ist die Landschaft ausnahmslos in SW-NE-Richtung in zahlreiche eng hintereinander liegende Bergketten und Talzüge gegliedert.

Neben diesen allgemeinen Landschaftsmerkmalen gibt es noch eine beachtliche Anzahl weiterer, spezieller Formen im engeren lokalen Bereich. Es lohnt sich, ihre Entstehung in Text und Bild zu erklären.

Die vorliegende Schrift der Reihe «Das Land Appenzell» ist nicht der Kulisse, dem Alpstein oder Säntisgebirge, gewidmet (siehe Heft 2: Bau und Entstehung des Alpsteins), sondern in ihr soll die Bühne selbst, das Voralpenland, dargestellt werden.

Das Appenzellerland umfasst das Gebiet der beiden Halbkantone Ausserrhoden (AR) und Innerrhoden (AI) mit zusammen 415 km² Oberfläche. Im SE begrenzt der Ostteil des Alpsteins als alpines Gebirge den appenzellischen Raum. Dieser ist zu 90% ein von mittelhohen Bergzügen erfülltes Hochland über 800 m Meereshöhe. Gegen E und N bilden die Abhänge dieser Hochregion gegen das Rheintal und zum Bodenseebecken die politische Grenze und den landschaftlichen Aussenrand. Einzig im W ist die Grenze gegen das st.gallische Toggenburg nicht vom Relief vorgezeichnet, sondern verläuft künstlich quer durch das Einzugsgebiet des Neckers. Der alpine Raum erreicht im Säntis 2501 m über Meer. Das voralpine Bergland hingegen erhebt sich im Kronberg nur mehr auf 1664 m. Als SE-Begrenzung des Berg- und Hochlandes wird die tektonische Linie der Alpenrand-Aufschubung betrachtet.

Wie alles auf der Erde ist auch eine Landschaft dem Grundgesetz des Werdens und Vergehens unterworfen. Allerdings sind die Zeitmasse hier um viele 10er-Potenzen grösser als etwa bei einem Menschenleben. Deshalb ergibt sich oft der Eindruck, die Landschaft sei nahezu unveränderlich. Selten auftretende, meist katastrophale Veränderungen wie Rutschungen, Überschwemmungen, Vulkanausbrüche oder Erdbeben machen aber klar, dass stets alles im Umbruch begriffen ist.

Der Lebenslauf einer Landschaft weist vier Abschnitte auf:

1. *Die Bereitstellung des Rohmaterials* für den Untergrund, für das Fundament. Damit sind Entstehung und Geologie der Gesteine als Basismasse und Baumaterial der Landschaft angesprochen.
2. *Die Bildung der Grossstrukturen* der Landschaft. Es handelt sich dabei um tektonische Vorgänge, die man vereinfacht als Gebirgsbildung bezeichnen kann.
3. *Die Modellierung der Feinformen*, die Ausgestaltung des Reliefs. Jetzt treten morphologische Prozesse in den Vordergrund, die durch Abtragung einerseits und Aufschüttung anderseits wirksam werden.
4. *Zerstörung einer Landschaft*: Erneut einsetzende starke tektonische Ereignisse oder das völlige Ausgleichen und Einebnen der Oberfläche durch langfristig aktive morphologische Kräfte schliessen den Lebenslauf ab.

Wie die Vielgestaltigkeit der Appenzeller Landschaft zeigt, ist die 4. Lebensphase noch kaum im Gange. Beschreibung und Diskussion beschränken sich daher auf die ersten drei Abschnitte.

Auf diesen Grundgedanken ist die «Landschaftsgeschichte» aufgebaut. Es werden bestehende Formen beschrieben, Untergrund und Gesteine erklärt, die bewegte Geschichte der Gebirgsbildung wird geschildert und die Ausgestaltung des Reliefs durch Gletschereis und Wasser wird dargelegt. Der erste Hauptteil, Kapitel 2 bis 4, ist als Überblick zu verstehen, während im regionalen zweiten Hauptteil, Kapitel 5, lokale Eigenheiten besprochen werden.

2. Landschaftsformen

Vielfältige Gross- und Kleinformen charakterisieren die appenzellische Berglandschaft. Aufgrund ihrer Entstehung lassen sie sich in drei Formgruppen einteilen, die fast ausschliesslich das Relief des Voralpenlandes prägen. Mit kurzen Erklärungen und mit Beispielen werden diese Landschaftsformen vorgestellt. Daraus ergibt sich einerseits eine Art Bestandesaufnahme und zudem auch ein landschaftskundlicher Überblick.

2.1. Landschaftliche Grossformen (Tektonische Formen)

Direkt vor dem Alpstein gelegen, kontrastiert das sanfter und ruhiger gestaltete voralpine Bergland auffällig zur mächtigen, aus hellen Kalkfelswänden aufgebauten Säntis-Nordfront, die zudem noch um 1000 m höher aufragt. Die Voralpen bestehen aus sogenannten Molasse-Gesteinen, worunter die Dreiheit Nagelfluh – Sandstein – Mergel zu verstehen ist. Der Übergang vom alpinen Säntisgebirge zum *Molasse-Bergland* ist abrupt und gekennzeichnet durch einen plötzlichen Wechsel von Formen und Gesteinen. Im Molasseland führen schief liegende Gesteinsschichten zur charakteristischen, einseitigen Dachform der Berge und Hügel. Die eine Bergflanke ist steil und oft durchsetzt mit Felsbändern. Die andere ist weniger geneigt und zeichnet mit Schichtflächen die räumliche Lage der Gesteinsserien nach (Fig. 1).

Die Bergkämme laufen generell in SW-NE-Richtung und nehmen die ganze Breite des Appenzellerlandes ein. Dies alles erzeugt die sehr einheitliche *«Kettenordnung» der voralpinen Berge*. Abwechslung und Unterbrechung bringen etliche Quertäler der heutigen Hauptentwässerung, die die Bergrücken scharf durchbrechen, wie etwa Sitter-, Urnäsch- und Goldachtal. Trotzdem sind die Achsen der Bergzüge gut erkennbar: Hochalp – Kronberg – Hirschberg, Hochhamm – Hundwiler Höhi – Gäbris, Schwellbrunner Sitz – Eggen – Kaien – Meldegg.

Festgelegt durch die Bergketten verlaufen auch die grossen Talfurchen von SW nach NE, manchmal als weite, tiefe Täler, manchmal auch nur Längsmulden oder niedrige Passübergänge bildend. Zwei dieser Talzüge stechen besonders hervor; sie werden in dieser Schrift als *äusseres und inneres Appenzeller Längstal* bezeichnet.

Das äussere Längstal erstreckt sich von der Linthebene quer durch das Toggenburg und durch Ausserrhoden bis ins untere Rheintal. Es nimmt bei Uznach seinen Anfang, bildet die Einsattelung des Rickenpasses, kreuzt Thur- und Neckertal und ist besonders deutlich im Talzug St.Peterzell–Schönengrund–Waldstatt entwickelt. Im Raum Hundwil–Stein ist seine Form verwischt, es tritt dann aber als Talung von Teufen nach Speicher wieder markant hervor. Die Fortsetzung ist in der Talfurche zwischen Rehetobel und Wald, die nach Heiden führt, zu sehen. Dann schliesst, südwärts versetzt, das Obereg- Reute-Tal an, das im Winkel von Berneck im Rheintal ausläuft.

Das innere Appenzeller Längstal spaltet sich im Raum Hemberg vom äusseren ab, zieht durch das Telltal hinüber nach Urnäsch und von dort durch das Wissbach-Gontental ins Appenzeller Becken. Über den Sammelplatz, die Gaiser Mulde und den Stoss erreicht es bei Hinterforst südlich Altstätten ebenfalls das Rheintal.

Schliesslich führt auch noch eine auffällige Talung der Grenze Alpstein-Voralpenland entlang. Es handelt sich um die Talachse Nesslau-Luteren-Schwägalp-Wissbach-Weissbad-Eggerstanden-Eichberg im Rheintal.

2.2. Eiszeitliche Formen (Glaziale Formen)

Gletscher und Appenzellerland sind beim ersten flüchtigen Gedanken zwei sich ausschliessende Begriffe, denn abgesehen von den winzigen Firnflecken Blau Schnee und Gross Schnee am Säntis existieren in der ganzen appenzellischen Region keine Gletscher. Dennoch ist die Landschaft von Eisströmen geprägt (Fig. 2).

Um sich dazu ein Bild machen zu können, ist ein kurzer Abstecher in ein heutiges Gletschergebiet, etwa ins Oberengadin oder ins Wallis, nützlich. Fliessendes Eis wirkt einerseits erodierend, das heisst schleifend und abtragend, andererseits aber auch akkumulierend, also aufschüttend. Bekannt sind die typischen Trog- oder U-Formen der Gletschertäler ebenso wie die vom Eis blank gescheuerten Felskuppen und Felsflächen. Besonders eindrücklich sind bei den meisten Gletschern die mächtigen Moränenwälle, die überwiegend aus dem letzten Jahrhundert stammen. Schliesslich dürfen auch das Schmelzwasser (Gletschermilch), das vor den Eisfronten weite Geröllfelder erzeugt, sowie die durch Eis und Moränenwälle gestauten Seen nicht vergessen werden.

Zurück ins Appenzellerland. Zwar sind die Voralpenberge nicht so steil und die Täler nicht so tief wie in den Zentralalpen, zwar hat die Zeit viele Formen verwischt, zwar verhüllt eine dichte Wald- und Wiesenvegetation abdeckend den Untergrund, trotzdem aber stösst der Wanderer allenthalben auf Relikte und Strukturen in der Landschaft, die von längst verschwundenen Eisströmen herrühren müssen, eben von den Gletschern der Eiszeiten (Fig. 2).

Eindrücklich sind die *glazialen (eiszeitlichen) Talformen*, die die ausschürfende Arbeit des Eises belegen. Trogtäler mit steilen Flanken und breiten, oft aufgeschütteten Talböden sind etwa die Talzüge von Eggerstanden, Wasserauen, Gonten, Bühler, Schönggrund. Vielfach haben sich die in den U-Tälern fliessenden Wasserläufe Tobel und Schluchten eingefressen, der eiszeitliche Talboden ist aber immer noch in Terrassen und Verflachungen erhalten wie im Sittertal nördlich Appenzell oder im Urnäschtal ab Zürchersmühle. Wo Gebirgsbau und Talanlagen oder wenig resistente Gesteine es

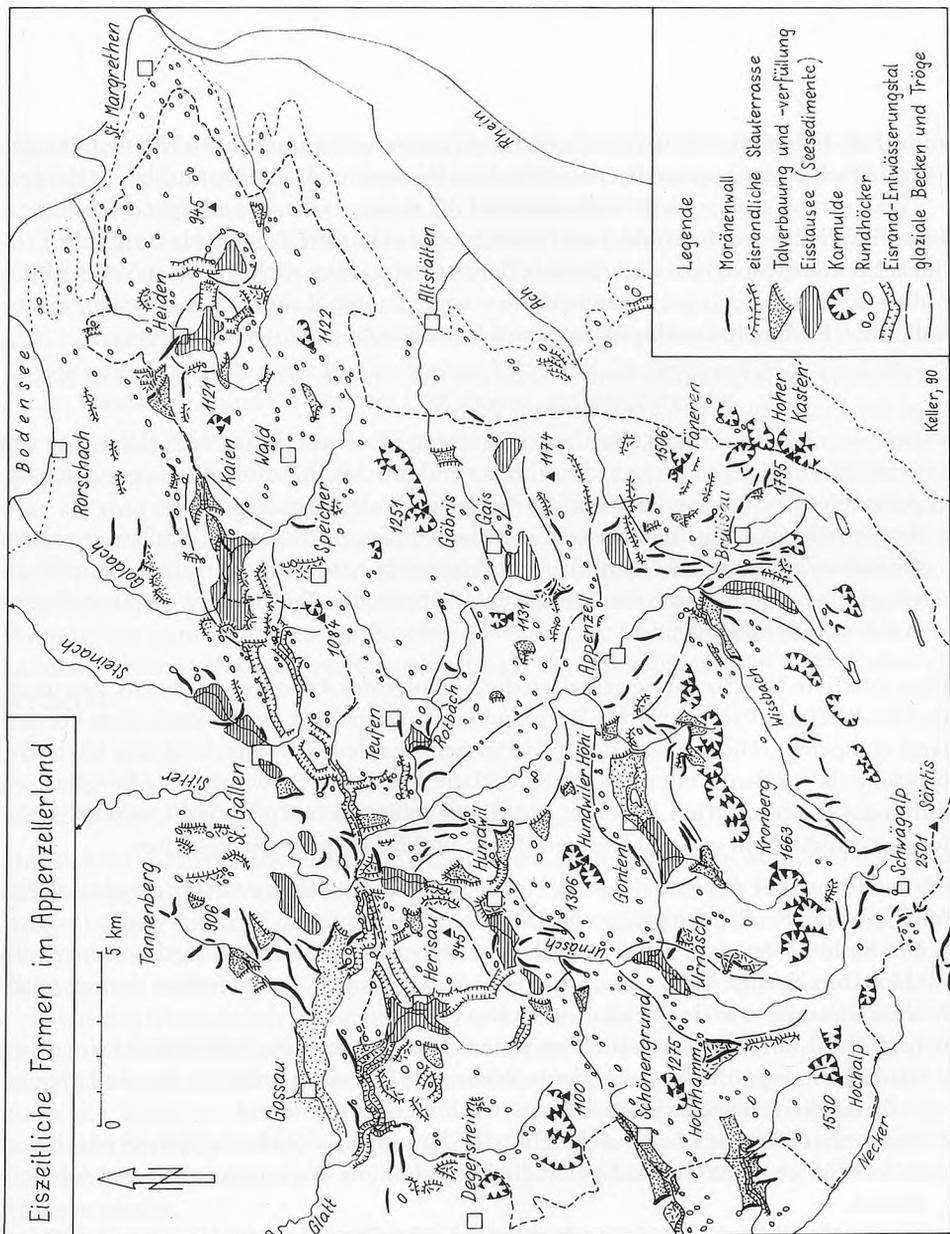


Fig. 2: Eiszeitliche Formen treten im Appenzellerland verbreitet auf. Karmulden belegen kleine Lokalgletscher in Höhenlagen bis 1000 m hinab. Beim Rückschmelzen der Gletscher kam es vielerorts am Eisrand und in Hohlformen zur Bildung von Seen, die später ausliefen oder verlandeten.

zuliessen, haben die Gletscher die Taltröge ausgeweitet und tiefe «Wannen» ausgeräumt: Becken von Appenzell, Gaiser Becken, Becken von Urnäsch, Mulde von Heiden.

Vielorts lassen auch *Schliffformen* auf die einstige Gletschertätigkeit schliessen. Felschwellen wurden gehobelt und poliert, sodass härtere Partien als rundliche Felsbuckel herauspräpariert sind. Gerade deren Gestalt lässt sich trotz der Vegetationshülle auch heute noch gut erkennen. Diese sogenannten Rundhöcker treten an mittelhohen Talflanken, in Gratlagen sowie auf Passübergängen oft serienweise auf.

- Beispiele an Bergflanken sind: N-Seite des Hochhamm über Schönengrund, S-Hänge der Eggen zwischen Speicher und Teufen.
- Beispiele für Grat- und Kammlagen: Lauftegg SE Urnäsch, auf dem Höhenzug von Schwellbrunn gegen Dicken, die Höhen rund um den St. Anton, die Kuppen des Appenzeller Sporns zwischen Heiden, Reute und Walzenhausen.
- Auf Passübergängen, über die die Eisströme hinweggeflossen sind, auf sogenannten Transfluenzpässen, sind Schliffformen allgemein häufig: Stoss, Ruppen, die Übergänge Oberegg–Heiden, die Wasserscheide Speicher–Teufen oder die Transfluenz Waldstatt–Schönengrund.

Eine intensive Überformung erhielten die *Abhänge des Appenzeller Sporns*, worunter das ins Rheintal vorspringende Bergland verstanden wird, das in etwa dem Vorderland entspricht. Hier mussten die Eismassen aus dem Bündnerland das letzte Gebirgsengnis vor dem weiten Bodensee-Vorland passieren. So wurden die Bergflanken durch das Eis geschliffen, gehobelt, vom Frost gelockert und gesprengt, vom Schmelzwasser durchfurcht und mit Rinnentälchen und Felskuppen ausgestaltet.

Verstreut über das ganze «Land» sind viele Arten von *Ablagerungen als glaziale Relikte* zu erklären. Etliche prägen die Landschaft:

- Der Sattel Meistersrüte–Sammelplatz ist eine mächtige Verbauung des ursprünglichen Durchgangs Gaiser Becken–Appenzeller Becken, die zwischen den eiszeitlichen Gletschern in den beiden Talbecken entstanden ist.
- Im Kautal und weiter westlich im unteren Wissbachtal bei Jakobsbad blieben an den Nordhängen der Kronbergkette Wälle und Terrassen erhalten. Sie sind untrügeliche Zeichen einstiger Eisränder und Eishöhen im Gontental.
- Der formschöne und weit durchziehende Eisrandwall des ehemaligen Urnäschgletschers SW ob Urnäsch bei Egg ist die besterhaltene Wallmoräne des Appenzellerlandes.
- An den Nordhängen des Stäggelenberges laufen Terrassen von Herisau über Schachen gegen Degersheim, welche für Bahn und Strasse eine gute Unterlage abgeben. Kiesgruben zeigen, dass es sich um Anlagerungen von Schottern und Sanden handelt, die zwischen Berghang und Eisrand geschüttet worden sind.

- Im Sittertal sind Moränenwälle bei Farnböhl, von Stein zur Schwanenbrücke hinunter oder in mehreren Bögen angeordnet bei Hinterhaslen zu finden. Auffällig ist auch die durch Eisstau verursachte Terrasse von Hauteten.
- Im Winkel von Heiden–Grub hat ebenfalls der Gletscher hoch über dem Bodensee Stauterrassen und Wälle erzeugt, wobei im Tal von Heiden auch ein Eisrandsee aufgestaut wurde.
- In beckenförmigen Mulden finden sich oft eiszeitliche Seesedimente sowie Kies- und Sandaufschüttungen: im Becken von Appenzell, im Taltrog von Urnäsch, im Gebiet Waldstatt–Hundwil oder bei Haslen und im Gaiser Becken.

Die eiszeitlichen Vergletscherungen hinterliessen auch zahlreiche, weit verstreute *Findlinge oder erratische Blöcke*. Sie sind zwar für die Landschaft nicht formgebend, aber sie sind als Zeugen einstiger gewaltiger Vereisungen von grosser Bedeutung. In Wäldern und vor allem in Bach- und Flusstälern blieben sie vor der Zerstörung durch den Menschen weitgehend bewahrt. Im landwirtschaftlich genutzten Gebiet hingegen fielen sie, mit Ausnahme der grössten Kolosse, der Bodenverbesserung, aber auch der Bautätigkeit zum Opfer. Einige Blöcke in besonderer Lage, Grösse und Gesteinszusammensetzung stehen unter Naturschutz; sie sind in geologischen Karten speziell vermerkt.

2.3. Nacheiszeitliche Formen (Fluviale Formen)

Hat sich im voranstehenden Kapitel gezeigt, dass glaziale Formen weitgehend das Relief des Appenzeller Voralpenlandes prägen, so stellt sich jetzt die Frage, was bei der Ausgestaltung der Landschaft den wohl bekannteren Wirkungen der Bäche, der Flüsse und des im Boden fliessenden Wassers zuzuschreiben ist. Es ist tatsächlich wenig, denn erstens arbeitet fliessendes Wasser zur Hauptsache nur linienhaft und nicht flächig wie das Gletschereis und schon gar nicht räumlich-körperlich wie die gebirgsbildenden tektonischen Vorgänge. Zweitens ist heute die Landschaft durch die dichte, nahezu lückenlose Vegetationsdecke vor Zerstörung und Veränderung gut geschützt. Am Ende der Eiszeiten, bevor die Pflanzen das vom Eis freigegebene Areal wieder geschlossen besiedelt hatten, haben die Bäche und Flüsse vor allem in die Tiefe erodiert, und zahlreiche Rutschungen und Schlipfe gingen an den vom Wasser durchtränkten Hängen nieder.

Wegen der gegenüber dem «Unterland» allgemein erhöhten Lage des Voralpengebietes haben Bäche und Flüsse über weite Strecken genügend Gefälle, um sich erosiv einzutiefen. Typisch sind die Kerb- und Schluchttäler, die «Tobel» der grossen Hauptgewässer Sitter, Urnäsch, Rotbach, Goldach und Glatt. Auch ihre Zuflüsse haben sich

tiefe Kerben geschaffen und das Gefälle ausgeglichen. Der Appenzeller Sporn wird bei Grub, Heiden, Wolfhalden, Walzenhausen und Reute von steilen, engen Bachtobeln durchfurcht. Der Wissenbach W Herisau erreicht die Glatt durch eine Schlucht, die sehenswert und begehbar ist.

In den flachen Becken herrscht bei geringem Gefälle Aufschüttung vor. Die von den umliegenden Bergen abfliessenden Bäche erzeugen wenig geneigte Schuttfächer und steilere Schuttkegel: Gaiser Becken, Becken von Urnäsch, Rotbachtal bei Bühler, Mulde von Heiden. Oft haben die Hauptflüsse nach einer späteiszeitlichen Aufschüttungsphase die Ablagerungen wieder zerschnitten und so in den grossen Talbecken stufenweise Terrassen erzeugt. Gut entwickelt sind sie bei Appenzell, Gais, Jakobsbad und Urnäsch.

In Streifen und in Flecken haben Rutschungen und Bergschlipfe an steileren Bergflanken und in den tieferen Tobeln landschaftsformend gewirkt. Auch heute noch treten von Zeit zu Zeit katastrophenartige Ereignisse auf, die die Anwohner in Angst und Schrecken versetzen und gewaltige Sachschäden verursachen.



(Flugaufnahme Firma Wild, Heerbrugg)

Voralpines Appenzellerland des St. Anton (Bildmitte) bei Oberegg (Vordergrund) mit Blick auf den Alpstein mit Säntis (rechts) und Altmann sowie auf das tiefliegende mittlere Rheintal (links). In der Bildmitte ist am St. Anton die Molassestruktur in den schattigen, bänderartigen Schichttrippen der Nagelfluhbänke mit ihren aus dem Rheintal gegen NW (rechts vorne) ansteigenden Schichtpaketen gut erkennbar. Die selben Strukturen charakterisieren auch Gäbris, Sommersberg und Hirschberg (waldige Höhen ob der Bildmitte rechts). Demgegenüber ist der durch Felswände und Felsköpfe ausgezeichnete Alpstein typisch alpin gebaut. Das Rheintal als tektonische Grenze zwischen Westalpen (Alpstein z.B.) und Ostalpen (Liechtensteiner Alpen, links oben) und als Senkungszone der Erdkruste wurde vom Rhein und vor allem durch den eiszeitlichen Rheingletscher als Auslasskanal aus dem Bündnerland benutzt und weit und tief ausgestaltet. Rundhöcker (bewaldete Rundbuckel am St. Anton) und die mächtige Talverfüllung und Terrasse von Oberegg sind Zeugen der Tätigkeit der hoch emporgestiegenen eiszeitlichen Vergletscherung.

3. Über die Gesteine (Geologie)

Eine Wanderung im Tobel eines der grösseren Appenzeller Gewässer gibt den Blick frei auf Kiesbänke, auf Geröllhaufen und auf verstreute Felsblöcke. Da sie vom fließenden Wasser gereinigt sind, wird auch die Vielfalt an Formen, Farben, Grössen und, aus der Nähe betrachtet, an Strukturen und in der inneren Zusammensetzung sichtbar. Trotz dem einheitlichen Bau und Untergrund des Appenzeller Voralpenlandes, das nur Nagelfluh, Sandstein und Mergel aufweist, tritt uns in Flussablagerungen allenthalben eine reichhaltige Palette an wassertransportiertem Material vor Augen. Ist das nicht ein Widerspruch? – Im folgenden sollen die Vielfalt der Steine, die Gesteine selbst und auch die Herkunft erklärt werden.

Was Flüsse und Bäche an Kies, Sand und Feinmaterial befördern, stammt grundsätzlich aus zwei Liefergebieten. Das erste und wichtigere sind die Felsschichten des Untergrundes, aus denen Verwitterung und Erosion Steine und Brocken herauslösen, die dann durch das fließende Wasser weggeführt werden. Das zweite ist zwar weniger umfangreich, aber vom Fließwasser leichter zu erfassen und wegzutragen. Es handelt sich um ältere, lose Ablagerungen von Schotter, Geschiebe, Moränen und Lehmen an Abhängen, in Tälern und in Becken. Diese beiden Lager von «Gesteinen» müssen getrennt betrachtet und besprochen werden.

3.1. Festgesteine

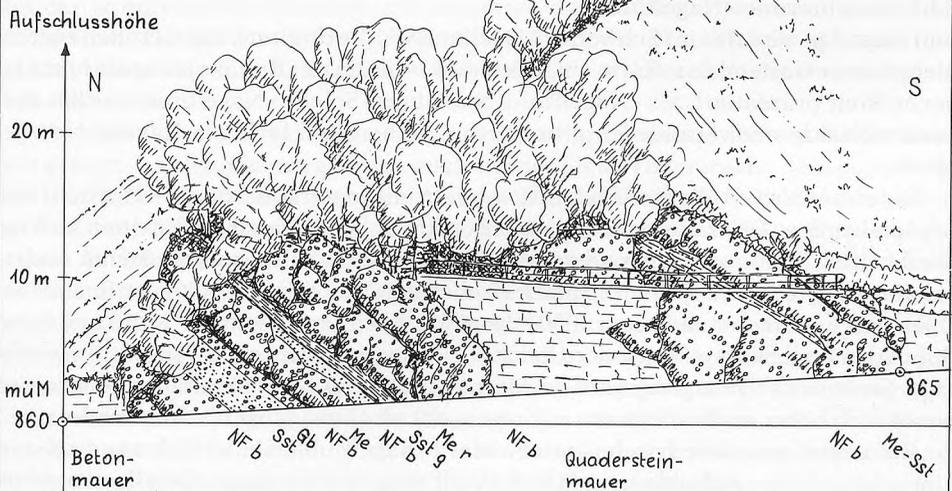
3.1.1. Herkunft der Molasse-Gesteine

Wo immer im Appenzeller Voralpenland Gelegenheit besteht, in den Felsuntergrund Einblick zu nehmen, kommen stets Gesteinsschichten aus Nagelfluh, Sandstein oder Mergel zum Vorschein. Alle zeichnen sich durch schichtig-bankige Lagerung aus, wobei ein *wechselweises Auftreten der drei Gesteine typisch ist (Fig. 3)*.

Die aus Geröllen zusammengesetzte *Nagelfluh*, ein sogenanntes Konglomerat, ist schon früh in der geologischen Forschung als Ablagerung und Aufschüttung längst verschwundener Flüsse erkannt worden. Entsprechendes gilt für die *Sandsteine*, die aus Sandanhäufungen hervorgegangen sind, welche Flüsse bei wenig Gefälle und geringer Wasserführung absetzen. Schliesslich ist auch *Mergel* ein Ablagerungsgestein (Sedimentgestein). Er ist aus Ton-, Schlamm- und Siltfüllungen in stehenden Gewässern, etwa in Tümpeln und flachen Seen, zwischen Flussarmen oder in untiefen Meerbuchten verfestigt worden.

Alle Gesteine sind Abtragungsprodukte aus Gebirgen im Raum der heutigen Alpen. Sie wurden in loser Form durch die Urflüsse ins Vorland hinaus verfrachtet. Dieses war niedrig gelegen, zeitweise knapp über Meeresspiegel, zeitweise wenig darunter und ein nur untiefes flaches Becken. Der Schutt kam daher Schicht um Schicht hori-

Molasse-Aufschluss Stralholz NW Gais
 Ansichtsskizze gegen E



- NF b Bunte Nagelfluh, Komponenten selten faustgross, ca 10% Kristallin, viele gelbliche Flyschgerölle, teilweise rötliches Bindemittel
 Gb Geröllbänder
 Sst Granitischer Sandstein, teils rötlich gesprenkelt, mit Glimmer
 Sst g Sandstein grob, massig, dicht
 Me r Mergel rötlich, wolkig, dunkelflechtig
 Me-Sst mergeliger Sandstein

Keller, 89

Fig. 3: Die Vielfalt der Molassegesteine zeigt sich an der Staatsstrasse Bühler-Gais beim Stralholz.

zontal übereinander zur Ablagerung. Je nach Ablagerungsraum lassen sich Meeres- und Süswassersedimente unterscheiden. Der Ausdruck «Süswasser» besagt, dass der Absatz auf dem Land, in Tümpeln, Seen oder Flussbetten erfolgt ist.

Die Geröllmassen der Nagelfluhen bekunden einen während ihrer Ablagerung raschen Entwicklungsschritt in den Alpen mit verstärkten Hebungsbeiträgen, während die Sandsteine Phasen langsamer und ruhiger Gebirgswerdung widerspiegeln.

Alle vor dem Alpenrand liegenden Gesteine aus ehemaligem Schutt des wachsenden Alpengebirges fasst man als *Molassegesteine* zusammen. Ursprünglich hat man in der welschen Schweiz feinkörnige Sandsteine, aus denen Mühlsteine geschnitten wurden (französisch mollasse = sehr weich, schlaff), so bezeichnet. In der Folge wurde der Begriff «Molasse» auf sämtliche Gesteine des Alpenvorlandes übertragen.

3.1.2. Konglomerate (Nagelfluh)

Seit eh und je wird das im Schweizer Mittelland weit verbreitete, aus Geröllen zusammengesetzte Gestein, das sich in einer Felswand wie ein mit Rundkopfnägeln beschlagenes Brett präsentiert, als «Nagelfluh» bezeichnet. Solche «Nagelbretter» sind äusserst vielfältig mit verschiedenen grossen, rundlichen und farbigen Nagelköpfen gespickt.

Die einzelnen Gerölle sind im Laufe von Jahrmillionen zum festen Felsgestein verbacken worden. Der Zusammenhalt hat zwei Ursachen. Einerseits verkitten kalkige Bindemittel, die aus zirkulierendem Wasser ausgefällt worden sind, die Steine. Andererseits wurde gröberer und feiner Sand zwischen den Schottern eingelagert. Später, bei Überlagerung von oft mehreren 1000 m weiterer Sedimente, wurden Geröll und Sand durch den ungeheuren Druck der Überlast zusammengepresst und zu Gestein verfestigt. So ist der Verfestigungsgrad bei älteren, tieferen Schichten verständlicherweise wesentlich höher als bei den stets nur wenig überdeckten, jüngeren Nagelfluhen.

Betrachtet man eine frische, unverwitterte Nagelfluh an einer Felswand oder in einem künstlichen Aufschluss, so fällt die Vielfalt an verschiedenen Geröllarten sofort auf. Vor allem Farbe und Material der Steine sind breit gestreut, ein Zeichen für die Herkunft aus unterschiedlichen Räumen. Typische Komponenten sind: hell-dunkelgraue Kalke oder Dolomite, wie sie noch heute im Bündnerland oder im mittleren Illtal (Vorarlberg) anzutreffen sind, gelbliche bis bräunliche sandige bis mergelige Kalksteine oder auch spätige bis körnige grauschwarze Kieselkalke aus dem Flysch wie im St.Galler Oberland, im Prättigau oder im Vorarlberg, rötliche, fleckige Verrucano (Warzensteine) heute im Vorarlberg oder St.Galler Oberland, rote, matt glänzende Radiolarite (Hornsteine) aus dem Illgebiet. In gewissen Nagelfluhen treten auch beachtliche Mengen an kristallinen Geröllen auf. Es kommen vor: Granite mit rötlichen Feldspäten, seltener grünliche, vergleichbar mit den heute im Bernina-, respektive im Ju-

liegendes Gebiet anstehenden granitischen Gesteinen. Gneise mit der typischen schiefrigen Anordnung der Minerale sind meist hell-weisslich oder grünlich. Ihr Herkunftsgebiet ist wieder das mittlere bis westliche Bündnerland, bei den grünlichen Arten das Silvretta-Kristallingebiet. Ferner finden sich auch nicht selten helle, dunkel gesprenkelte Diorite sowie weisse, amorphe (strukturlose) Quarzite, die im Volksmund «Feuersteine» genannt werden. Speziell zu erwähnen sind dunkle, massige Ergussgesteine, sogenannte Ophiolite, mit meist grünen Farbtönen. Diese aus einstigen untermeerischen Lavaergüssen erstarrten «Grüngesteine» sind heute vor allem im Oberhalbstein verbreitet anzutreffen.

Der Kristallinanteil in den Nagelfluhen schwankt beträchtlich. In mächtigen Schichtabfolgen fehlen Kristallingerölle vollständig, so dass typische Kalknagelfluhen vorliegen, wie von der Schwägalp bis Weissbad südlich des Wissbachs, im tieferen Teil der Nordfront von Hochalp und Kronberg oder auch am Nordrand der Kette Hochhamm–Hundwiler Höhi–Gäbris. Sonst sind die Nagelfluhen polygen (gemischt), wobei bei einem Kristallinanteil ab 10 bis 20% die Bezeichnung «bunte Nagelfluh» üblich ist.

Wie beim Geröllbestand sind auch bei den Geröllgrössen und -formen die Grenzen weit gesetzt. Im allgemeinen gilt, was auch aus der Figur 4 hervorgeht, dass gegen NW und NE die Geröllgrössen abnehmen. Aber auch innerhalb einer Nagelfluhbank oder bei mehreren übereinander liegenden Bänken kann man grosse Unterschiede beobachten. Am häufigsten sind Nagelfluhen mit Korngrössen des Hauptanteils von Nuss- bis Faustgrösse. Nagelfluhen mit Komponenten, die durchwegs kleiner als 1 cm sind, treten kaum auf. Erst Sandsteine im mm-Bereich sind dann wieder häufig. Grosse Gerölle mit 20 bis 40 cm Durchmesser sind nördlich des äusseren Appenzeller Längstales Ausnahmen, während sie im Kronberg–Hochalp-Gebiet oder am Sommersberg und Gäbris nicht selten sind. Eigentliche Riesengerölle mit 40 bis 60 cm, selten bis 90 cm Durchmesser sind in kleinen Nestern in den Felswänden des oberen Urnäsch- und Wissbachtals (Weissbad) sowie auch am Sommersberg anzutreffen.

Die Gerölle sind formlich sehr unterschiedlich entwickelt. Zum grossen Teil sind sie gut gerundet und zeigen so, dass ihre Gestalt durch Abrollen beim Flusstransport entstanden ist. Kugelige und voll-elliptische Formen sind bei massigen, in der inneren Struktur (Textur) richtungslosen Gesteinen charakteristisch. Die Gerölle werden hingegen flach und gerundet, wenn sie wie Gneise geschiefert oder wie sandige und mergelige Kalke fein geschichtet sind. Manchmal finden sich auch in einzelnen Nagelfluhbänken viele schlecht zugerundete Gerölle mit nur abgeschliffenen Kanten. Sie deuten auf kurze Frachtdistanzen hin oder auf schnellen, in grossen Massen erfolgten, turbulenten Transport. Oft fehlt dann im Schicht-Verband auch die für Flussablagerung typische Dachziegelanordnung der abgesetzten Gerölle. Die Sedimentation der Ge-

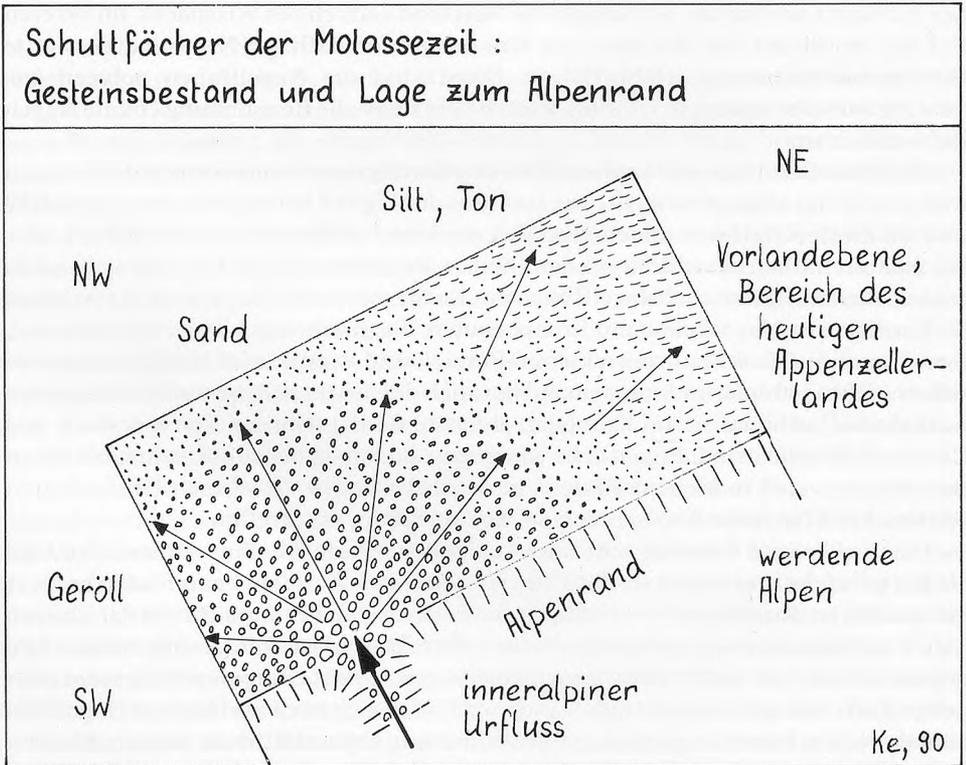


Fig. 4: Auf einem Schutfächer der Molassezeit lagert sich das Geröll vor allem im nähern Umkreis der Austrittsstelle am Alpenrand ab, während sich Sand und siltig-toniges Feinmaterial erst weiter auswärts auf der Vorlandebene absetzen.

röllfracht durch die Vorzeitflüsse scheint häufig mit Hochwasserereignissen im Zusammenhang gestanden zu haben. Für die Nagelfluhen im Hörnligebiet, in der Region Herisau–Degersheim, aber auch für den Sommersberg bei Gais wurden aufgrund von Detailuntersuchungen und Messungen mittlere Strömungsgeschwindigkeiten der Flüsse von 2 bis 4 m/sec bei der Ablagerung errechnet sowie ein Gefälle von 5 bis 15 %. Diese Werte sind gut mit dem heutigen Schuttfächer der Ill vergleichbar, die von Feldkirch aus über das ganze Rheintal 7 km weit bis zum Rhein am andern Talrand reicht. Für Hochwässer, die die Flussrinnen bis zuoberst erfüllt hatten, wird 10fache Wasserführung gegenüber dem Jahresdurchschnitt angenommen, bei Katastrophen, die das Wasser als ausgedehnte Fluten über die Ufer treten liessen, muss nochmals ein Mehrfaches an Wasser abgeflossen sein.

Die meisten Nagelfluhen sind horizontal in der Breite nicht sehr ausgedehnt, sie gehen oft seitwärts in Sandstein oder Mergel über, sind also echte Rinnenfüllungen. Nur vereinzelte Bänke ziehen in allen Richtungen über das ganze Appenzellerland oder zumindest weite Teile hinweg, wie etwa die tiefst liegende Nagelfluh auf der Nordseite der Kronberg-Kette oder das Basiskonglomerat der OMM (Obere Meeresmolasse, siehe Kap. 4.2.4.), das von Herisau über das Wattbach- und Goldachtobel bis zum Buchberg bei Thal durchzieht (Fig. 14). Sie sind wohl als Schüttungen gewaltiger Schichtfluten zu deuten.

In einzigartiger Ausprägung zeigt der «Appenzeller Granit» oder die «Degersheimer Kalknagelfluh» diese Phänomene. Es handelt sich um ein kristallinfreies Kalk-Dolomit-Gestein, das aus kaum zugerundeten bis eckigen Komponenten besteht und deshalb kein Konglomerat im eigentlichen Sinn ist, sondern eine Brekzie darstellt. Der «Appenzeller Granit» lässt sich von Abtwil über Schachen–Degersheim–Dorf Necker–Lichtensteig bis Feldbach am Zürichsee durchgehend verfolgen (Fig. 14). Auch er ist als Schichtflut zu interpretieren, wobei man sich aber wegen der geringen Zurundung einen gewaltigen Schlammstrom mit schiebendem Massentransport vorstellt. In einem ungeheuerlichen Katastrophenereignis wurde in einer Breite von 50 km und wohl ebensoweit in der Längsrichtung, also auf eine Fläche von etwa der Grösse der Kantone St.Gallen und Appenzell zusammen, diese 2 bis 5 m mächtige Geschiebe- und Schlammflut abgelagert. Man nimmt an, dass im damaligen Alpengebirge ein grosses Tal verbarriadiert und mit Schuttmassen verfüllt worden war. Als der Fluss durchbrach, kam es zum plötzlichen katastrophalen Auslaufen der Füllung. Dieses Sediment wurde später besonders gut zu Gestein verfestigt, was zur «granitischen» Härte und zur Eignung als Baustein geführt hat (siehe auch Kap. 4.2. und 4.3.). Dem Appenzeller Granit kommt auch noch Bedeutung als geologischem Leithorizont zu, indem mit seiner Hilfe eingeordnet und verglichen werden kann, was z. B. in Herisau oder am Zürichsee älter oder jünger oder gleich alt ist (Kap. 4.1.).

Die höheren Bereiche der Nordfronten sowie ganz allgemein die Südhänge der Hochhamm-Gäbriskette und der Hochalp-Kronbergkette sind aus auffällig rot gefärbten Nagelfluhen aufgebaut. Bei genauerem Hinsehen erkennt man, dass das sandig-kalkige Bindemittel der Gerölle leuchtend farbig ist. Es handelt sich um hämatitisches Eisenoxid (Fe_3O_4), das durch eisenhaltiges Grundwasser vor und während der Gesteinsverfestigung beim Zirkulieren ausgeschieden worden ist. Das Eisen seinerseits dürfte aus organischen Verbindungen der einstigen Bodenbedeckung stammen.

Oftmals weisen Kalk- und Dolomitgerölle der Nagelfluhen rundliche, scharf begrenzte Vertiefungen auf, die «wie Eindrücke von etwas Härterem» aussehen. Diese charakteristischen «Lösungseindrücke» entstehen an den Berührungspunkten zweier Gerölle, weil das zirkulierende Grundwasser hier an der Druckstelle aktiviert wird und verstärkt chemische Kalklösung betreibt. Den Geröllen aus jungen eiszeitlichen oder nacheiszeitlichen Schottern fehlen diese «Eindrücke» gänzlich, es sei denn, es handle sich um aus der Molasse stammende Steine.

3.1.3. Sandsteine

Die aus Sandablagerungen hervorgegangenen Gesteine sind im mittleren, nördlichen und östlichen Appenzellerland weit verbreitet. Da sie aus feinen Körnern zusammengesetzt sind, entsteht der Eindruck, als ob sie sehr einfach strukturiert und aufgebaut seien. Das Gefühl trügt, denn genau besehen weisen auch sie ähnlich wie die Nagelfluhen ein breites Spektrum von Gesteinspartikeln auf.

Vielfältig ist die Zusammensetzung der Sandsteine aus Mineralkörnern. Sie sind wie die Nagelfluh-Gerölle, aber in verkleinerter Form und bei verstärkter und länger andauernder Wirkung, der Abrieb von Gesteinen der noch werdenden jungen Alpen. Deshalb stehen aus den alpinen Decken Karbonatkörner (Kalk und Dolomit) im Vordergrund. Aus den zentralalpinen, kristallinen Zonen sind vor allem Quarz und Feldspat herzuleiten. Abgesehen vom nördlichsten Randstreifen des Appenzellerlandes zwischen Herisau und Heiden charakterisieren zwei Sandsteintypen das gesamte appenzellische Molasseland. Es sind dies der «Appenzeller Sandstein» oder «Ebnater Sandstein» und der «Granitische Sandstein» oder «St.Margrether Sandstein». Beide Arten sind mindestens abschnittsweise hart und gut verkittet und waren bis Mitte des 20. Jahrhunderts, bevor sie vom Beton abgelöst wurden, beliebte Bausteine. Die Namen «Ebnater» und «St.Margrether» weisen darauf hin, dass speziell um diese Orte einst ein blühendes Steinbruchgewerbe sich entwickelt hatte. Aber auch andernorts wurden intensiv Sandsteine gebrochen, bei Walzenhausen, Heiden, Teufen, Hargarten, Rossfall.

Der Appenzeller Sandstein ist ein typischer Kalksandstein mit 50 bis 80 % Kalk- und Dolomitgehalt. Der Rest besteht vorwiegend aus Quarz- und Hornstein-Körnern,

während Feldspat sehr selten ist. Die Körner sind vielfach, besonders bei groben Sandsteinen, schlecht aufbereitete, trümmerartige Partikel. Dies und auch die mineralische Zusammensetzung weist darauf hin, dass die Kalksandsteine sich als weiter aufbereitete, zerkleinerte und umgelagerte Gesteine aus den benachbarten Nagelfluhen auffassen lassen. Die Kalksandsteine kommen denn auch bezeichnenderweise überwiegend im Bereich der nagelfluhreichen Komplexe im südlichen Appenzellerland südlich des äusseren Appenzeller Längstals Schönengrund–Berneck vor. Der Appenzeller Sandstein zeichnet sich aus durch starke Verdichtung der Körner und feste Karbonat-Verkittung. Er ist im frischen Bruch grau bis bläulichgrau und eintönig gefärbt. Von der Oberfläche her weist er fast immer eine bis mehrere dm tiefe Oxidationsrinde von gelblicher bis gelbbrauner Färbung auf. Sie ist zwar erstes Anzeichen beginnender Verwitterung, nimmt dem Gestein aber die Festigkeit nicht.

Wie schon der Name besagt, sind die granitischen Sandsteine reicher mit kristallinen Mineralien versehen als die Kalksteine. Aber immer noch machen Karbonate als Körner und als Verkittung um 50 % des Gehalts aus. Nebst Quarz und Hornstein tritt jetzt vor allem auch Feldspat und etwas Glimmer auf. Zusammen mit dem Hornstein ergeben die roten Feldspäte ein rötlich gesprenkeltes, blaugraues Gestein. Diese Sandsteine bilden das Rückgrat der Zone nördlich des äusseren Appenzeller Längstals und östlich Herisau. Zusammensetzung und Gehalt an granitischen Mineralkörnern lassen es nicht zu, die Sandsteine von den Gäbris- oder Kronberg-Nagelfluhen abzuleiten, in denen das Kristallin zurücktritt. Heute wird die Meinung vertreten, dass durch Urflüsse von Westen her aus dem Aaremassiv (Berner Oberland) weit nach NE bis in den Allgäu und gegen München diese feldspat-quarz-reichen Sande verfrachtet worden sind und dabei auch im st.gallisch-appenzellischen Molasseland zur Sedimentation gelangten. Das Absetzen der Sande erfolgte in den vielen verzweigten Flussläufen der damaligen grossen Vorlandebene, die sich am ehesten mit der Poebene bei noch unkorrigierten, frei ihren Weg suchenden Flüssen vergleichen lässt. Bei minimalem Gefälle von höchstens 1 ‰ und weiten flachen Flussbetten wurden die Wege und Richtungen der Abflüsse kurzfristig gewechselt und dabei ausgedehnte Sandbänke angehäuft. Die Flusslaufverschiebungen und Richtungsänderungen werden durch die in den Sandsteinen häufig auftretenden Kreuzschichtungen bestätigt. Sie belegen kleine, deltaartige Sandschüttungen in vom Hauptlauf abgeschnittene randliche Stillwasserbecken.

Die hier gegebene Beschreibung der Molassesandsteine ist stark vereinfacht, da es nur darum gehen kann, die allgemeinen Grundzüge zu erklären. So gibt es keine scharfe Grenze zwischen den Arealen mit granitischen, respektive kalkigen Sandsteinen. Sogar innerhalb der Kalksandsteinzonen des Kronbergs und der Hochalp können Bänke und Schichten granitischer Sandsteine eingebettet sein. Auch sind die Sandsteinarten nicht so einheitlich und klar zu unterscheiden, kommen doch stellenweise

quarzreiche Sandsteine mit geringem Kalkgehalt oder Glimmersandsteine mit höherem Glimmerplättchen-Anteil oder auch mergelig-tonige Sandsteine, sogenannte Grauwacken, vor. Eine besondere Gruppe stellen die kalkreichen Plattensandsteine dar. Sie fallen durch Schichtung im Dezimeterbereich und durch häufige Querbrüche auf, die ihnen zu einem aus Quader-Platten bestehenden Schichtaufbau verhelfen. Oftmals zeichnen sich die mergelig-tonigen Schichtübergänge durch wellenförmige Ripplmarken aus, welche durch Wellenbewegung während der Sedimentation in untiefen, stehenden Gewässern entstanden sind. Das Auftreten von Fossilien einstiger Meeresbewohner bedeutet, dass es sich um marin abgelagerte Sandsteine handelt. Dieser Typ ist im südlichsten Teil der Molasse direkt am Fuss der Alpstein-Nordfront im unteren Wissbachtal (Weissbad) und im Luterental vereinzelt festzustellen. Bedeutend wichtiger und in mehreren Schichten von der Sitter beim Kubel bis zum Buchberg bei Thal durchlaufend, tritt er im Grenzbereich St.Gallen-Appenzell auf.

Zwischen der Goldach im Martinstobel und Buchen-Staad sind zudem noch die zwei Seelaffen-Horizonte als fossilreiche Sandsteine eingeschaltet (Kapitel 4.2.4.). Ausgehend von der unregelmässigen Mächtigkeit dieser Sande und den Anhäufungen von Schalenrümern von Muscheln und Austern liegt hier eine typische Strandbildung am Ufer eines flachen Meeres vor.

3.1.4. Mergel

Innerhalb der Nagelfluh- und Sandsteinschichten nehmen die Mergel einen bedeutenden Anteil ein. In diesem sehr feinkörnigen Gestein ist Ton ein wichtiger Bestandteil, der bis über 50% ausmachen kann. Auch Kalk und Kieselsäure, die als Bindemittel wichtig sind, sind am Mergel beteiligt. Es sind Gesteine, die aus Ton, Schlamm oder Lehm, die in untiefen Mulden bei flächenhaften Überschwemmungen abgelagert wurden, hervorgegangen sind. Sehr vielfältig sind die Farben der Mergel. Nebst den grauen sind auch gelblich-rötliche Mergel häufig, deren Farbe auf FeOxid zurückzuführen ist, welches wohl wieder organischen Bodenbildungen entstammt. Die meisten Mergel sind terrestrische Süsswasserablagerungen.

Mächtige Mergel sind im Geländestreifen Kubel–Dreilinden–Rorschach in dunkelbraungrauer Version als marine Sedimente in ruhige Buchten eines Wattenmeeres abgesetzt worden. Marine Mergel stehen auch im Tal des Wissbaches (Weissbad) und der Luteran an der Basis des Alpsteins und des Stockbergs an.

3.2. Lockergesteine

3.2.1. Umfang und Bedeutung

Verwitterung und Abtragung (Erosion) greifen von der Erdoberfläche her den festen Felsuntergrund an. Die Verwitterung zerlegt ihn in grosse bis kleine Brocken und in winzige Partikel, wobei durch die Erosion alles vom Ort der Felszerstörung weggetragen wird. Verschiedene Fliessbänder sorgen für den Abtransport: fliessendes Wasser, Gletschereis und Wind. Wenn die Transportkräfte erlahmen, erfolgt Ablagerung der losen Massen in Tälern, Becken und Mulden. Lockermaterial kann sehr wohl auch durch das Transportmedium schleierartig über Höhen und Berge ausgebreitet worden sein. In diesen Lagen ist es im labilen Gleichgewicht und hat stets die Tendenz, sich in die nächste Mulde zu bewegen. Das gesamthaft hoch gelegene Appenzellerland, das zudem noch aus sehr vielen Bergrücken aufgebaut ist, weist dementsprechend wenig Lockermaterial auf. Auf den Bergen ist keines, allenfalls stellenweise ein Schleier zu erwarten. In den Tälern und Tobeln mit häufig viel Gefälle transportieren Bäche und Flüsse anfallendes Material ab, in den Thurgau oder ins Rheintal hinunter. Nur in weiten Mulden und Becken mit tiefliegendem Felsuntergrund sammeln sich umfangreichere Lockermassen an. Derartige Wannen aber können fast an einer Hand aufgezählt werden: Becken von Urnäsch, Gonten, Appenzell, Gais, Bühler, Heiden. Schliesslich bleiben noch Verflachungen über den tiefen Einschnitten, auf denen einiges an Lockergestein terrassenartig aufgehäuft ist: Waldstatt, Hundwil, Teufen, Speicher, Grub. Da die Eiszeitgletscher (Kap. 4.4. und 5.) das Appenzellerland flächenhaft fast völlig überfahren haben, waren sie auch fähig, einen Teppich von Lockermaterial auszubreiten. Während der Zeit ihres Rückschmelzens waren die eisfrei werdenden Areale vorerst ohne schützende Pflanzendecke, so dass, noch immer wie eiszeitlich, die Verfüllung von Becken und die Materialanhäufung auf Terrassen rasch voranschreiten konnten. In der eigentlichen Nacheiszeit mit geschlossener Vegetation wie heute wurde nicht mehr viel Material verfrachtet, höchstens noch entlang der fliessenden Gewässer und fleckenhaft an steileren Berghängen.

Damit wird klar, dass die Lockermaterialmassen mehrheitlich während und gegen Ende der letzten Eiszeit deponiert wurden. Ausdehnungsmässig am bedeutendsten sind die schleierartigen Grundmoränenmassen. Am Rande der Gletscher wurden Eisrandmoränen aufgehäuft. Vor den Gletschern wurde aufgeschottert oder in zeitweiligen Seen kamen Sande, Silte und Seetone zum Absatz. Über das ganze Appenzellerland haben die Eisströme Felsblöcke ausgebreitet, die Findlinge oder Erratiker.

Seit der Eiszeit werden lokale Lockermassen als Schuttfächer oder Schuttkegel in Talbecken deponiert, wird etwas Schotter in Flüssen umgelagert und bei gelegentlichen Rutschungen oder Bergstürzen Geschiebe- und Blockmaterial bewegt.

3.2.2. Moränenmaterial

Gletscher sind wie fließendes Wasser auf der Erdoberfläche über grössere Distanzen sich bewegende Medien. Sie entwickeln dabei Kräfte, die vorwiegend in zwei Richtungen wirken. Zum einen werden sie vom Moment der einsetzenden Bewegung an erosiv-abtragend tätig. Zum andern haben sie die Fähigkeit, loses Felsmaterial in grossen Mengen talwärts, aus einem Gebirge ins Vorland und schliesslich bis ins Meer zu befördern. Wegen des zähplastischen Fließsverhaltens der Gletscher wird das durch sie transportierte Material oberflächlich mitgetragen, im Eis eingepackt talwärts bewegt oder auf dem Untergrund vorwärts geschoben. Die Folge ist, dass das Eis-verfrachtete Lockermaterial unsortiert ist, also Riesenblöcke, faustgrosse Steine, Sandkörner und feinsten Ton nebeneinander befördert und auch abgelagert werden. Gletschermaterial wird auch ungeordnet, wirr und ohne Richtung der Komponenten unter dem Eis oder am Rande, oft haufenweise, deponiert. Ferner wird es geschoben, nicht gerollt, weshalb die grossen wie die kleinen Steine typisch eckige, splittrige, kantige «Geschiebe» sind. Werden sie am Grunde des Gletschers über das Felsbett geschoben, so werden sie, oft einseitig, geschliffen, gekratzt oder in siltig-tonigem Bodenmaterial poliert. Resultat: Unter dem abgelagerten Gletscherschutt finden sich charakteristisch mit Kritzern und Schrammen bedeckte Blöcke und Geschiebe, die oft auch noch eine matt glänzende Politur erhalten haben. Kalksteine, Dolomite, kieselige Steine, harte Sandsteine eignen sich besonders für diese glazigene Oberflächenbearbeitung. Sedimente, die diese Merkmale aufweisen, bezeichnet man als Moränen. Dieses Material kann recht unterschiedlich zusammengesetzt sein. Grundmoränen, die unter dem abschmelzenden Eis (basal) abgelagert wurden, weisen viel Feinmaterial in Form von Tonen und Silten mit blaugrauen oder beige-gelben Farben auf. In dieser Grundmasse oder Matrix stecken dann einzeln und abschnittsweise angereichert die grösseren Geschiebe sowie auch Blöcke. Kritzer und Politur sind häufig. Obermoränenmassen enthalten viel kantiges Geschiebe aller Grössen, weniger Matrixmasse und diese oft auch gröber, also sandig. Eisrandmoränen werden vom Gletscher seitlich entlang der Zunge und vor allem frontal in Form von Hügelhaufen oder langgezogenen Rücken als Eisrandwälle oder Moränenwälle oder aber als flache Eisrandterrassen abgelagert. Ihr Inhalt ist sehr vielfältig, eine Mischung von Ober- und Grundmoränen mit weniger Matrix, da das Schmelzwasser diese zuerst als die bekannte, trübe Gletschermilch abführt. Zusätzlich kommt wassertransportiertes, bereits gut gerundetes Geröll dazu.

3.2.3. Schotter

Im Gegensatz zum Gletscher sorgen Bäche und Flüsse für intensive Bearbeitung der verfrachteten Massen und für geordnete Deponie. Kantige Geschiebe und Steine werden durch Flusstransport schon nach einigen Kilometern kantengerundet und sind

nach einem Dutzend Kilometer bereits wohlgerundete Gerölle. Erfolgt die Ablagerung in einer Ebene wie einst im Rheintal oder auf dem Vorfeld eines Gletschers, so wird in Flussmäandern und bei abklingendem Hochwasser Grobmaterial, nämlich die Geröllfracht, flächenhaft und schichtig als Schotter liegengelassen. Feinmaterial kommt nur bei geringer Strömung zum Absatz. Daraus resultiert die für Schotter typische, schichtige Anordnung der Sedimente und die Sortierung in Fraktionen verschiedener Korngrössen. Die schon bei den Nagelfluhen erwähnte Dachziegelanordnung ist auch bei Schottern festzustellen. Während der Eiszeiten kam es verschiedentlich zur Bildung von Seen, in denen die einmündenden Flussläufe die Geröllfracht in Delta-Schrägschichten absetzten. Schotter sind im Appenzellerland selten anzutreffen, da Ebenen und tiefe Talbecken eine Ausnahme darstellen. Aktuelle Aufschotterung wird in kleinen Flussabschnitten durch die Sitter oder durch die Urnäsch periodisch betrieben. Die wenigen Schottervorkommen waren schon lange bekannt und sind allenthalben ausgebeutet worden: im Ebnet ob Weissbad, um Appenzell, bei Haslen über dem Sitterlauf liegende Schotter, im Urnäscherbecken die Terrassenschotter beidseits des Flüsschens, hochliegende Verfüllungen im unteren Urnäschtal oder die an Gletscherrändern abgesetzten Schotterleisten bei Schachen-Ramsen oder bei Hauteuten.

3.2.4. Seeablagerungen

Charakteristische Ablagerungen in einem stehenden Gewässer sind die durch Schrägschichtung sich auszeichnenden Deltaschüttungen. Sie wurden wegen ihres meist aus Geröllen bestehenden Materials unter den Schottern erwähnt.

Obwohl Sande auch in Flussablagerungen eingebettet auftreten, kann man sie meistens als Zeugen für ehemalige stehende Gewässer betrachten, vor allem, wenn sie eine ruhige oder regelmässig wellige (Rippelmarken) Schichtung aufweisen und wenn sie mehr als nur gerade Linsen in Kiesen ausmachen. Im Appenzellerland gab es gegen Ende der Eiszeit eine Reihe durch Gletscher gestaute Seen, die unter anderem auch mit Sanden verfüllt worden sind. Später haben die Wasserläufe in zahlreichen Tobeln diese Ablagerungen zerschnitten, so dass heute nur mehr auf Spornen und Terrassen erhaltene Sandlagen den einstigen See und oft auch sein einstiges Niveau ausweisen. Dieser Typ ist im untersten Urnäschtal bei Burg nördlich Hundwil und bei Steblen anzutreffen. Auch Beckenfüllungen mit bedeutenden Sandeinlagerungen sind Belege für einstige Seen: Wasserauen-Schwende-Tal, Gaiser Becken, Heidener Mulde. Silte oder Schluff aus feinsten Körnern oder plättchenartigen Mineralien sowie noch feinere graue Tone finden sich gelegentlich mit typischer Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Dies deutet einen Jahreszeitenrhythmus an, da im Sommer gröberes Material infolge höherer Wasserführung in einem See abgesetzt wird. Für be-

sonders dünne Wechschelschichten verwendet man die Bezeichnung Warven, das Material selbst sind Bändertone. Derartige Seebodensedimente können etwa im Herisauer Glattal, bei Waldstatt, im Goldibachtal östlich Teufen oder im Tobel nordöstlich Grub nachgewiesen werden.

Häufig sind Rieter, die mit ausgedehnten Torfmooren in Zusammenhang stehen, verlandete, vermoorte oder vertorfte Seen. Die wichtigsten, in denen meistens auch während Jahrhunderten Torf gestochen worden ist, sind Gonten, Eggerstanden, Gais und Neienriet. Wesentliche Voraussetzung für die Torfbildung ist ein undurchlässiger Untergrund, so dass das Wasser nicht versickert. Silte und Tone, aber auch Grundmoränen sind dafür besonders geeignet.

3.2.5. Schuttmassen

Unter dem Begriff «Schuttmassen» wird hier alles Lockermaterial verstanden, das lokaler Herkunft ist, unweit transportiert wurde und nur fleckenartige Areale einnimmt. Formlich handelt es sich um Schuttfächer, -kegel, Schutt am Hangfuss, Rutschungen sowie Bergstürze. Das abgelagerte Material ist eckig, splittrig, teils von früher gerundet, ungeordnet und unsortiert. Bei Schuttkegeln tritt eine zur Oberfläche konform verlaufende schichtige Ordnung ein, während bei Rutschungen und Stürzen wirre Anordnung und Häufung üblich ist.

Die meisten dieser Bildungen stammen in ihrem Kern aus der noch vegetationslosen, aber schon eisfreien Zeit am Ende der letzten Vergletscherung. Damals wurde viel Lockermaterial, das die abschmelzenden Gletscher bereitgestellt hatten, lokal bewegt und umgelagert. Auf diese späteiszeitlichen Massenbewegungen gehen die grossen Schuttkegel (steiler) und Schuttfächer (flacher) in den weiten Talbecken zurück, wie etwa bei Urnäsch, bei Schönengrund vom Hochhamm herunter, im Gaiser Becken vor allem vom Hirschberg oder bei Appenzell von den Sollegg-Hängen her.

Während die erwähnten Schuttanhäufungen überwiegend durch kontinuierlich sich abspielende Ereignisse aufgebaut werden, sind Rutschungen, insbesondere Bergstürze, schnell ablaufende Ereignisse, die Lockermaterial in einem episodischen Massentransport umlagern. Entsprechend wirr sind die abgesetzten Materialmengen, und entsprechend unruhig und kuppig sind die Oberflächenformen. Charakteristisch beschaffen ist in den meisten Fällen der Untergrund der Ausbruchzone, indem dieser als Gleitbahn wirkt. Er weist glatte, talwärts fallende Schichtflächen, mergelig-toniges Gestein und genügend eindringendes Wasser auf, das die Gleitfläche schlüpfrig hält. Zerrüttete Fels- und Lockermassen, die solchen Schichten aufliegen, sind anfällig, abzugleiten, vor allem, wenn anhaltende Regenfälle den Untergrund «gut geschmiert» haben.

Gebiete mit Voraussetzungen für Rutsche sind im Appenzellerland vielfach vorhanden. In Bachtobeln, wo die Gewässer instabile Hänge unterschneiden, stösst man allenthalben auf kleinere Anrisse und Rutschungen. Grössere Ausmasse und auffällige Strukturen haben Rutschgebiete bei der Lauftegg am Wissbach östlich Urnäsch, bei Leimensteig der Nordhang zum Rotbach. Im Goldachtal ist die gesamte Hangzone unterhalb der Speicherschwendi-Terrasse aufgrund der Buckelstrukturen als grosses Rutschgebiet zu interpretieren.

Grosse Sorgen bereitet immer wieder der Widenbach mit seinen Randgebieten, der die Passregion des Stosses ins Rheintal bei Hinterforst entwässert (Fig. 5). Sehr grossen Schaden richtete der Ausbruch unter dem Stosssdenkmal an, der 1930 die damalige Staatsstrasse mitriss. Heute führen Bahn und Strasse über den Abrissen durch. Auch diese noch ausserhalb der aktuellen Bewegungen liegende Linienführung könnte eines Tages in Rutschbereiche fallen. Abgleitende Massen sammeln sich stets im Widenbachtobel und zwingen dem Bach Stauungen und Laufwechsel auf. Gleichzeitig werden sie selbst durchtränkt und kriechen als gewaltiger Schuttstrom im Tobel talwärts. Zuunterst wird das Material vom Bach bei Hochwasser ins Rheintal hinausgetragen und im riesigen Schuttfächer deponiert. Der ganze Mechanismus der Materialzufuhr, des Transportes, der späteren Ablagerung lässt sich als geomorphologische Maschine verstehen. Gewaltige, kostspielige Verbauungen im Tobel, im Bachlauf, in den Anrissnischen und auf dem Schuttfächer sollen weitere Katastrophen verhindern.

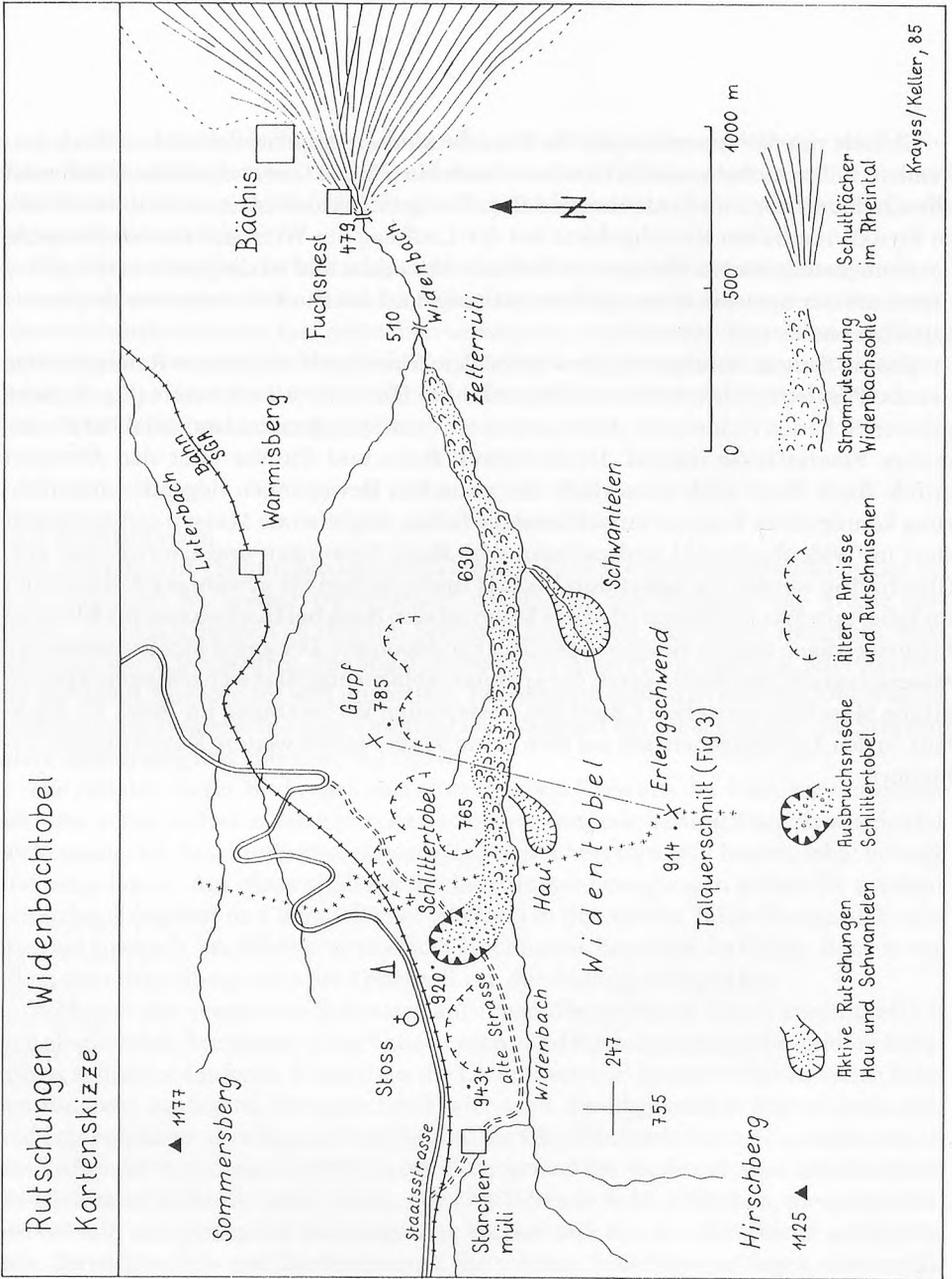


Fig. 5: Im Widenbachtobel sammelt sich aus seitlichen Ausbruchsnischen abgeleitetes Schuttmaterial und bewegt sich als Stromrutschung langsam dem Rheintal zu.

4. Landschaftsgeschichte im Überblick

4.1. Alter und Gliederung der Gesteine des Appenzellerlandes

Berechnet man die Mächtigkeit der im Appenzeller Voralpenland vorhandenen Molassegesteine, die in riesigen Schichtstössen übereinander gestapelt sind, so kommt man zwischen Goldachtobel und Kaien anhand der Höhendifferenz auf immerhin 600 m, zwischen Urnäsch und Kronberg oder zwischen Rheintal und Gäbris auf über 800 m Gesteinsserien. Zieht man zusätzlich noch die Resultate von Tiefbohrungen im Allgäu, am Bodensee oder im Zürcher Molasseland zum Vergleich heran, besonders weil man dort die gesamten Ablagerungen durchfahren hat, so erhält man Werte von schätzungsweise 4000 m Gesteine der Molasse. Vermutlich sind über der heutigen Landoberfläche weitere 1000 bis 2000 m Gestein bereits der Erosion zum Opfer gefallen, womit die ursprüngliche Mächtigkeit im Appenzellerland nahe der Alpenfront über 5000 m erreicht haben dürfte. Gegen Süden innerhalb des Alpenrandes liegen der Molasse alpine Gesteine auf, und gleichzeitig fällt der Boden des Mittelland-Trogos weiter ab, so dass die Molasse erst südlich des Walensees in vielleicht 5000 m Tiefe ausläuft. Nach Norden erfolgt der Aufstieg des Untergrundes langsam, während die Dicke der Molasseserien allmählich von 2000 bis 3000 m im mittleren Thurgau auf 1000 m am Untersee absinkt.

Die Ablagerung der Molassegesteine setzte im mittleren Tertiär vor 33 Mio. Jahren (Fig. 6) mit der Unteren Meeresmolasse (UMM) ein, die nur im südlichen Teil des Alpenvorlandes sedimentiert wurde. Sie hielt ohne Unterbrechung bis an die Grenze Miozän-Pliozän an, war aber im südlichen Appenzellerland etwas früher als im Raum nördlich Herisau–St.Gallen–Rorschach abgeschlossen. Gesamthaft wurden rund 30 Mio. Jahre lang Steine, Sand und Schlamm aus den werdenden Alpen im Vorlandtrog sedimentiert.

Aber auch das Felsbett, auf dem die Molassegesteine auflagern, ist Bestandteil des Appenzeller Felsuntergrundes, ebenso wie die alpinen Gesteine im Alpstein (Fig. 6). Wie sich aus den Bohrungen im Mittellandbecken ableiten lässt, fehlen bis in die Jurazeit zurück Ablagerungen unter den Molasseserien, sitzen diese doch direkt den Malmkalken auf. Das bedeutet eine Schichtlücke von rund 100 Mio. Jahren, in denen offenbar das Appenzellerland zum alten europäischen Festland gehörte und Abtragung die Landoberfläche gestaltete.

Über dem Molassefels folgt nochmals eine Schichtlücke von einigen Mio. Jahren, in denen wiederum Erosion das Relief formte, zuerst durch Flüsse und Bäche, später vor allem glazial während den mehrfachen, gewaltigen Vergletscherungen der Eiszeiten. Also muss sich nach dem Zeitalter der Molasse-Ablagerungen mit niedrig gelegener Oberfläche einer Periode der Hochlage, die Voraussetzung für Abtragung ist, eingestellt haben.

Ablagerungsräume und -zeiten der Gesteine des Appenzellerlandes

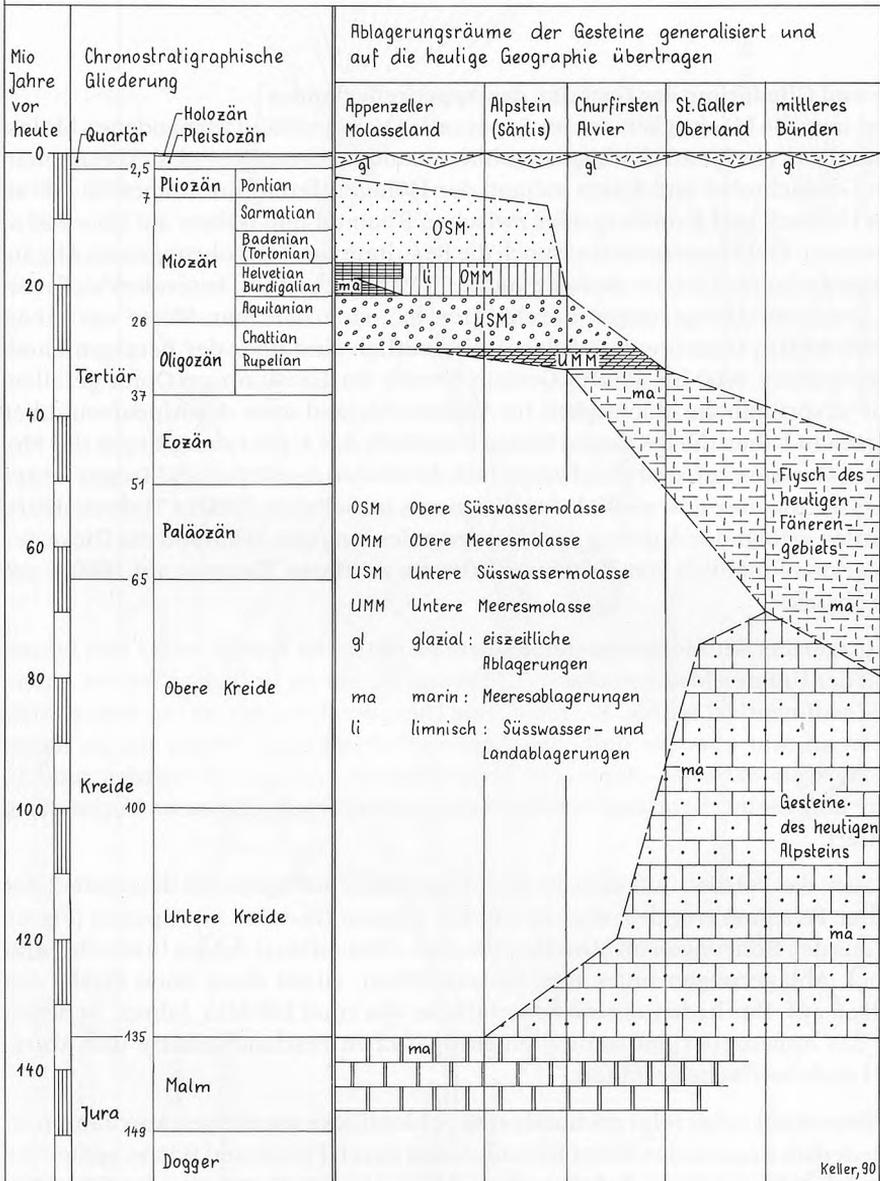


Fig. 6: Die Darstellung zeigt, was während den einzelnen Zeitabschnitten der Erdgeschichte (links) in den Ablagerungsräumen vom Appenzellerland bis Mittelbünden (rechts) geschah. Beispiel Eozän: Im Raum Churfürsten/Alvier wird Flysch abgelagert, während die Erdkruste im Gebiet Appenzellerland/Alpstein über dem Meeresspiegel liegt, wo Abtragung erfolgt, d.h. es wird dort der im Jura abgelagerte Malmkalk erodiert (weisse Fläche). Beispiel Miozän/Sarmatian: Im Appenzellerland und Alpsteingebiet wird die Obere Süsswassermolasse (OSM) abgelagert, während sich südlich davon ein Gebirge aus überschobenen ostalpinen Decken erhebt (weisse Fläche), wo Abtragung erfolgt.

Während den Eiszeiten wurde generell erodiert und nur in einzelnen Bereichen nochmals akkumuliert, indem, wie schon im Kapitel 3.2. dargelegt, an und unter den Eisströmen Moränen, Schotter usw. zum Absatz kamen. Diese Sedimente überdecken lückenhaft das mehr oder weniger gleichzeitig durch Erosion geschaffene Relief des heutigen Appenzeller Voralpenlandes (Fig. 6). Aus dem gesamten Quartär, das vor etwa 2 Mio. Jahren mit ersten Kaltzeiten begann, sind praktisch nur Ablagerungen seit der letzten Eiszeit erhalten, das heisst mit einem Maximalalter von 60 000 bis 100 000 Jahren.

Der Vollständigkeit halber und um vergleichen zu können, ist auch das Alpsteingebiet, das ja direkt ans Molasseland anschliesst, kurz zu erklären. Der Ablagerungsraum der Säntis-Gesteine wird im mittleren Bündnerland (Domleschg) angesetzt, also 50 bis 100 km südlicher, als der Alpstein heute aufragt (Fig. 6). In einem meist wenige 100 m tiefen Schelfmeer, wie heute die Biscaya vor der Küste der Bretagne, wurden die Kalke und Mergelkalke der Säntisgesteine aus dem Meerwasser ausgeschieden und sedimentiert.

Breitet man die schief stehenden und teils verschobenen Schichten der Molasse in Gedanken wieder flach aus und entfernt man das im Südteil aufliegende Alpengebirge, so erhält man ein Bild der einst horizontal übereinander geschichteten Molasseablagerungen. Für das Appenzellerland lässt sich vereinfacht die in Figur 6 dargestellte Abfolge rekonstruieren. Charakteristisch sind die Abnahme der Mächtigkeit, das Auskeilen der Nagelfluhschichten und das Vorrücken der Konglomeratschüttungen von S nach N. Deutlich tritt auch der zweimalige Wechsel von Land- und Meeresablagerungsperioden hervor, der zur Gliederung der Molassegesteine und -zeit in *Süsswassermolasse* und *Meeresmolasse* mit je einem unteren = tieferen, älteren und einem oberen = höheren, jüngeren Abschnitt geführt hat. Diese Ordnung gilt nur für das nördliche Voralpenland. Sie fügt sich aber in die weltweit gültige chronostratigraphische Gliederung (Fig. 6) ein.

Auch im Appenzellerland kann eine Einordnung des anstehenden Felsuntergrundes in die vier Molasseperioden vorgenommen werden. Gleichzeitig bedeutet dies eine Alterseinstufung der Gesteine dieser voralpinen Region (Fig. 7).

4.2. Die Molassezeit – Zeit der Aufschüttung

4.2.1. Das Alttertiär

Nachdem die Gesteine der Molasse (Kap. 3.1.), ihre stratigraphische Gliederung und die generelle Bildungszeit (Kap. 4.1.) vorgestellt und erklärt worden sind, soll jetzt geschildert werden, wie die Entwicklung im Molasseland sich abgespielt hat. Durch die

Geologische Entwicklung der Nordschweiz in der Erdneuzeit

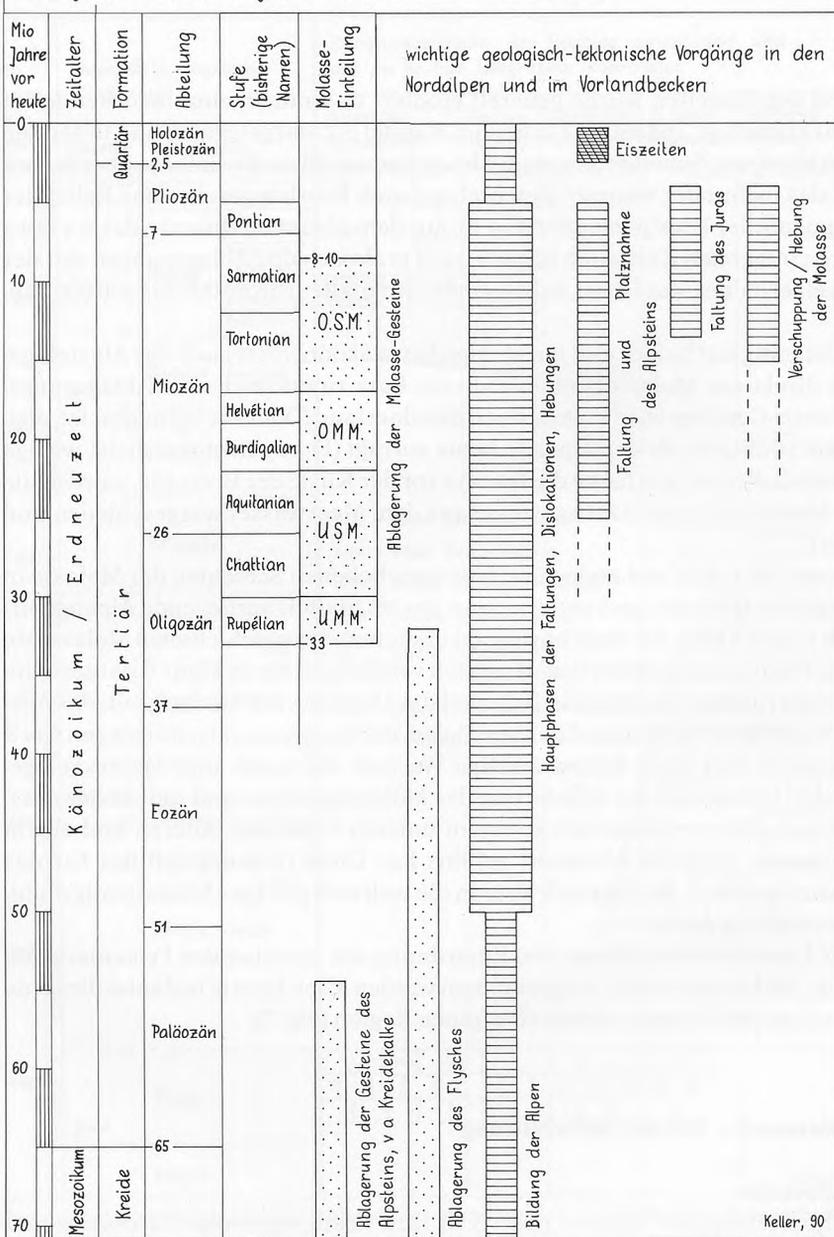


Fig. 7: Das Schema zur geologischen Entwicklung der Nordostschweiz zeigt als wichtigste Etappen:

- die marine Sedimentation der Gesteine des Alpsteins und des Flysches bis ins Oligozän
- die Hauptphasen der Alpenbildung vom Eozän bis ins Pliozän
- als deren Folge die Schüttung der Molasse (UMM bis OSM) vom Oligozän bis Ende Miozän
- und schliesslich vom Miozän bis ins Pliozän hinein die Faltung und Überschiebung des Alpsteins sowie die Verschuppung der Molasse.

ganze Kreidezeit und das Alttertiär (Fig. 6) hindurch war das Gebiet der NE-Schweiz landfest und das südwestliche Ende des damaligen mitteleuropäischen Festlandes. Man kann sich ein Tafelland ähnlich dem heutigen schwäbischen Jura vorstellen, das aber nur wenige hundert Meter über den Meeresspiegel emporreichte. Wie man aus Bohrungen und Karstuntersuchungen weiss, war es als Kalkplateau schon damals verkarstet, also von Höhlensystemen und unterirdischen Entwässerungswegen durchzogen. Reste ehemaliger lateritischer Böden und Anreicherungen von Eisenkonkretionen in Verwitterungstaschen zeugen von der einstigen Landoberfläche und dem damaligen feuchtwarmen, halbtropischen Klima. Die Meeresküste dürfte sich im Bereich des heutigen Alpenrandes, also gerade unter dem Alpstein, befunden haben. Weiter südwärts dehnte sich das flache, kreidezeitliche Schelfmeer aus. Im Alttertiär erhielt es mit der einsetzenden Alpenbildung tiefe Becken und Gräben, in denen Flysch (Gesteine wie im Fänergebiet) abgelagert wurde (Fig. 6). Zwischen den Meereströgen erhoben sich langgezogene Inseln, die die höchsten Kämmen der sich faltenden und langsam aus dem Meer aufsteigenden Alpen bildeten und die auch das Abtragungsmaterial für den Flysch lieferten.

4.2.2. Die Untere Meeresmolasse (UMM)

Vor etwas mehr als 30 Mio. Jahren waren die Voraussetzungen für die Molassebildung gegeben. Die sich (im Rupélian) im Süden vorwiegend unter Meeres- und Flyschbedeckung entwickelnden Decken des Alpengebirges wurden unaufhaltsam durch die afrikanische Kontinentalplatte nordwärts gegen das alte europäische Festland gestossen, immer komplizierter übereinander gestapelt und langsam emporgespreßt. Dadurch verschmolzen die Inselketten zu einem grösseren Land, der alpinen Insel, die Flyschtröge schlossen sich, wobei ihr Gesteinsinhalt ausgequetscht wurde, oder aber die Decken glitten über die Flyschmassen hinweg.

Dabei hatte sich vor ca. 33 Mio. Jahren eine erste Alpenfront gebildet, die allerdings im Vergleich zu heute noch weit im Süden, irgendwo im mittleren Graubünden-Gottard-Gebiet lag. Gleichzeitig verursachte wohl die in die Tiefe abtauchende Kruste (Subduktion der europäischen Platte) und die Last der nordwärts vorrückenden alpinen Decken überall im nördlichen Vorland eine Absenkungstendenz, die über die gesamte Molassezeit hinweg anhalten sollte. So wurde ein Teil des alten europäischen Kontinentes vom Meer überflutet. Es dehnte sich in der Westschweiz und im bayrischen Raum breit aus und vereinigte sich dazwischen in der östlichen Schweiz über einen schmalen Meeresarm, der von Süden her gerade noch bis ins Appenzellerland hineinreichte. Entlang dem Alpenrand, wo es z. B. in Bayern noch mehr als 1500 m tief war, muss dieses Molassemeer als Flysch-Restmeer betrachtet werden.

Aus den noch wenig hohen Alpen trugen Flüsse Sand und Schluff ins tiefe Randmeer, das dadurch schliesslich bis auf ein flaches Restmeer mit flyschähnlichen Sedimenten verfüllt war. Darüber wurden dann vorwiegend Sande abgelagert. Konglomeratische Grobmaterialschüttungen fehlen in dieser Zeit noch generell. Fossilien, die in den schmalen Meeresmolasse-Arealen von Eichberg über Weissbad bis Eugst gefunden wurden, bezeugen einen Meeresarm der Tethys (Urmittelmeer). Es handelt sich vor allem um Meeresmuscheln (Cyrenen und Cardien), Meeresschnecken, Kalkgehäuse von Lochschalentierchen (Foraminiferen) und auch Fischschuppen und -zähne. Die eingeschwemmten Pflanzenreste und Schneckenhäuschen zeigen die Nähe des Landes an, das im Norden des Appenzellerlandes lag und sich als flacher Teil des europäischen Festlandes weit nordwärts erstreckte. Pflanzentypen und rötliche Verwitterungsbildungen deuten auf ein heisses, eher trockenes Klima hin. Ein paläogeographischer Vergleich lässt sich betreffend Land-, Meer- und Höhenverhältnissen mit der indonesischen Inselwelt anstellen: Sulawesi (Celebes) als alpines Inselland, die westlich anschliessende Makassar-Meeresstrasse als noch tiefes Randmeer und Borneo als europäisches Festland.

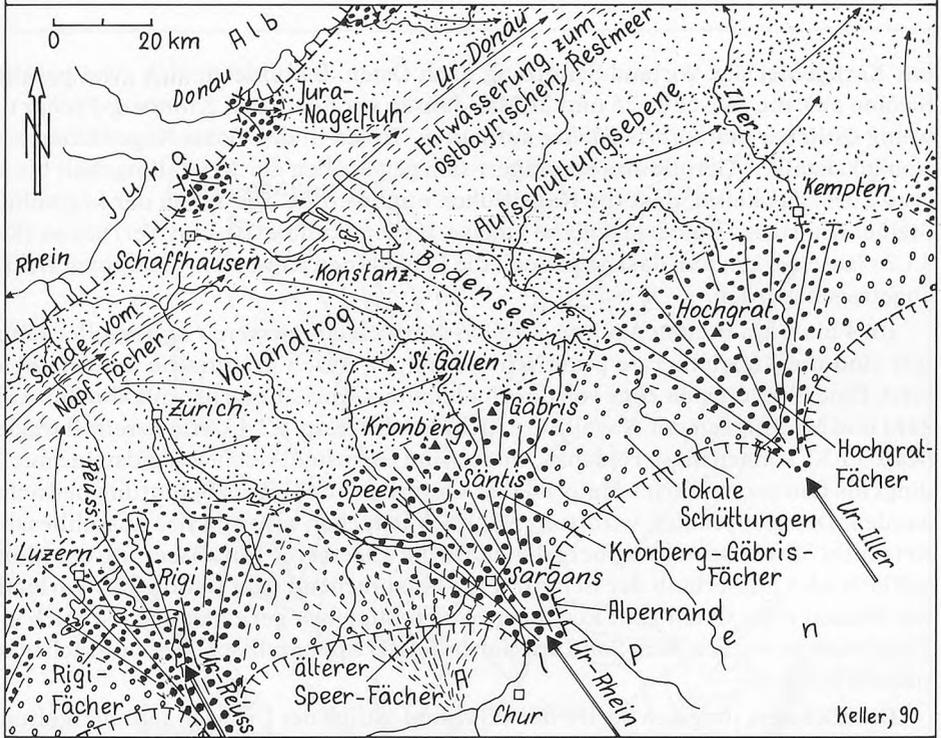
4.2.3. Die Untere Süsswassermolasse (USM)

Hebungen in den jungen Alpen und damit verbunden auch im Molassetrog brachten das randalpine Meer vor 30 Mio. Jahren zum Verschwinden. Es zog sich ostwärts bis in den Raum München zurück, blieb aber weiter gegen Osten erhalten. Infolge des Vorrückens der Decken nach Norden und verstärkter Hebungen im Alpenraum setzte intensive Erosion ein. Zudem hatten die Alpenflüsse ihr Einzugsgebiet nach Süden stark vergrössert, da das Alpenland sich mittlerweile ausgedehnt hatte. So setzten sich erstmals grosse, aus den Alpen nordwärts austretende Flussysteme durch, die gewaltige Mengen an Schutt in den voralpinen Trog verfrachteten. Dabei wurden im Vorland die ersten Nagelfluh-Schutfächer angehäuft (Fig. 8).

Vor 30 bis 26 Mio. Jahren, im älteren *Chattian*, verliess der Urrhein in der Gegend nördlich Flims den Alpenraum und schüttete von dort aus mit Hauptrichtung NW gegen das Toggenburg den gewaltigen *Speer-Schutfächer*. Im Kerngebiet sind bis 3000 m mächtige Konglomerate akkumuliert worden. Ihr Gehalt an Flysch- und ostalpinen Sedimentgeröllen zeigt, dass im alpinen Rückland die damals höchsten, eben die ostalpinen Decken abgetragen wurden. Das zum Speer etwas peripher liegende Appenzellerland wurde entsprechend stärker mit Sanden und Schlamm (Mergel) eingedeckt, was auch aus den Basisschichten der Hochalp-Kronberg-Hirschberg-Kette und der Hochhamm-Hundwiler-Höhi-Gäbris-Zone abgeleitet werden kann.

Zu Beginn des *Aquitans* verlagerte sich der Alpenaustritt des Urrheins etwas nach Osten in den Raum des heutigen Rheintals bei Ragaz (Fig. 8). Damit verschob sich auch

Paläogeographie der Unteren Süsswassermolasse (25Mio J)



Schematisches Profil durch den Vorlandtrog der USM

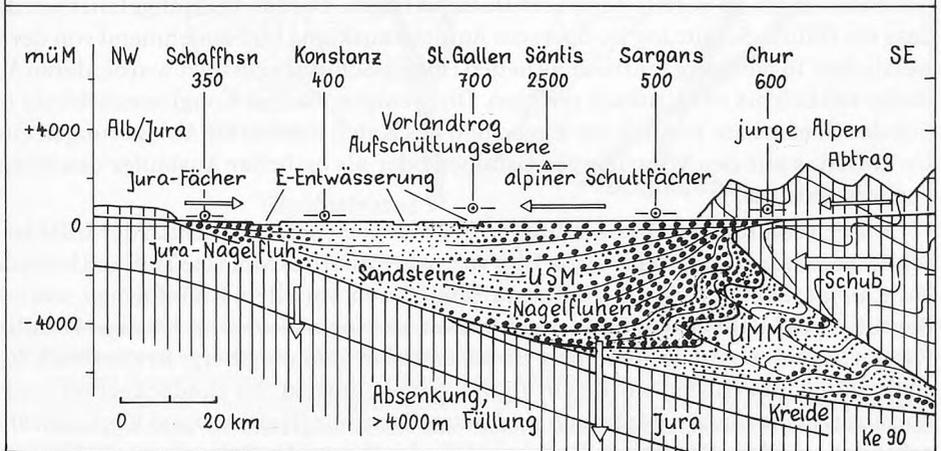


Fig. 8: Jura-Vorland von Luzern bis Kempten während der jüngeren Unteren Süsswassermolasse (vor 25 Mio. Jahren). Nordöstlich des älteren Speer-Fächers reicht der Schuttfächer des Ur-Rheins aus dem Raum Sargans bis ins Alpsteingebiet. Im Nordteil des Appenzellerlandes besteht ein Stromsystem, das sich zum oberbayerischen Restmeer entwässert.

das Kerngebiet der Vorland-Schüttung nach Osten. Es bildeten sich zwei parallele Ströme aus, die zwischen 26 und 21 Mio. Jahren vor heute den *Kronberg-Fächer* und wenig östlicher den *Gäbris-Fächer* aufbauten. Treten in den Basis-Nagelfluhen noch wenig kristalline Gerölle auf, so steigert sich gegen oben der Kristallinegehalt bis auf etwa 20%, das heisst, dass die Nagelfluhen bunt werden. Die Typen der kristallinen Steine, wie roter Granit, grünliche Gneise, ferner Radiolarite und Verrucano (Kap. 3.1.2.) lassen erkennen, dass jetzt auch die kristallinen Kerne der ostalpinen Decken abgetragen wurden.

Im 4 bis 5 km breiten Aquitan-Streifen nördlich des äusseren Appenzeller Längstals sind die Konglomerate praktisch vollständig durch granitische Sandsteine ersetzt. Eine überleitende Zone von der Hochhamm-Gäbris-Kette her mit abnehmender Zahl und Mächtigkeit der Nagelfluhschichten fehlt (Kap. 4.3.4.). Wie bereits dargelegt (Kap. 3.1.3.), können diese Feldspat-, Quarz- und Hornstein-reichen Sandsteine nur bedingt als fein zerkleinertes Material der Kronberg- und Gäbris-Schüttung betrachtet werden. Der Hauptanteil wird vom Napf-Schuttfächer, also von der ausschliesslich Kristallin führenden Uraare hergeleitet. Da die allgemeine Entwässerung des Molasse-Tieflandes ausserhalb der Schuttfächer entsprechend dem Gefälle des Vorlandes von Westen nach Osten zum Restmeer östlich München gerichtet war, ist auch eine Einschwemmung von Aare-Sand am Nordrand der appenzellischen Schuttfächer verständlich (Fig. 8).

Die höchsten, jüngsten Serien der USM sind östlich der Urnäsch sehr mergelreich, das heisst, sie bestehen vorwiegend aus Stillwassersedimenten. Westlich der Urnäsch nimmt die Zahl der eingestreuten Bänke bunter Nagelfluh rasch zu und dürfte nördlich Schönengrund bereits bei einem Dutzend liegen. Daraus kann abgeleitet werden, dass die Gäbris-Schüttung im obersten Aquitan ausklang und zunehmend von der im westlichen Toggenburg zentrierten, neuen Hörnli-Schüttung ersetzt wurde, deren Ausläufer seitlich bis zur Urnäsch reichten. Die wenigen lokalen Konglomeratbänke östlich der Urnäsch im Bereich der Eggen und des Kaien werden als Ablagerungen eines Ur-Ill-Deltas aus den Vorarlberger Ostalpen oder als östlicher Ausläufer des Hörnli-Fächers gedeutet.

Aus den zahlreichen Fossilienfunden in den feinkörnigen Schichten der USM ist zu schliessen, dass eine *formenreiche Welt von Lebewesen* das Molasse-Tiefland besiedelt hatte. Bemerkenswert ist die Vielfalt an Säugetieren, vor allem Kleinformen, sowie an Reptilien und Schnecken. Land- und Süsswasserschnecken sind häufige Fossilien; Fundorte sind: Lustmühle, Gonten, Stoss, östlicher Sommersberg, Bruderbach, Zürchersmühle. Bei Haslen wurde ein Tapirschädel entdeckt, im Goldachgebiet sind es hornlose Nashornarten. Mehrfach sind Säugetierzähne (Huftiere) und Krokodilzähne gefunden worden. Besondere Beachtung finden heute die Zähnchen von Kleinsäu-

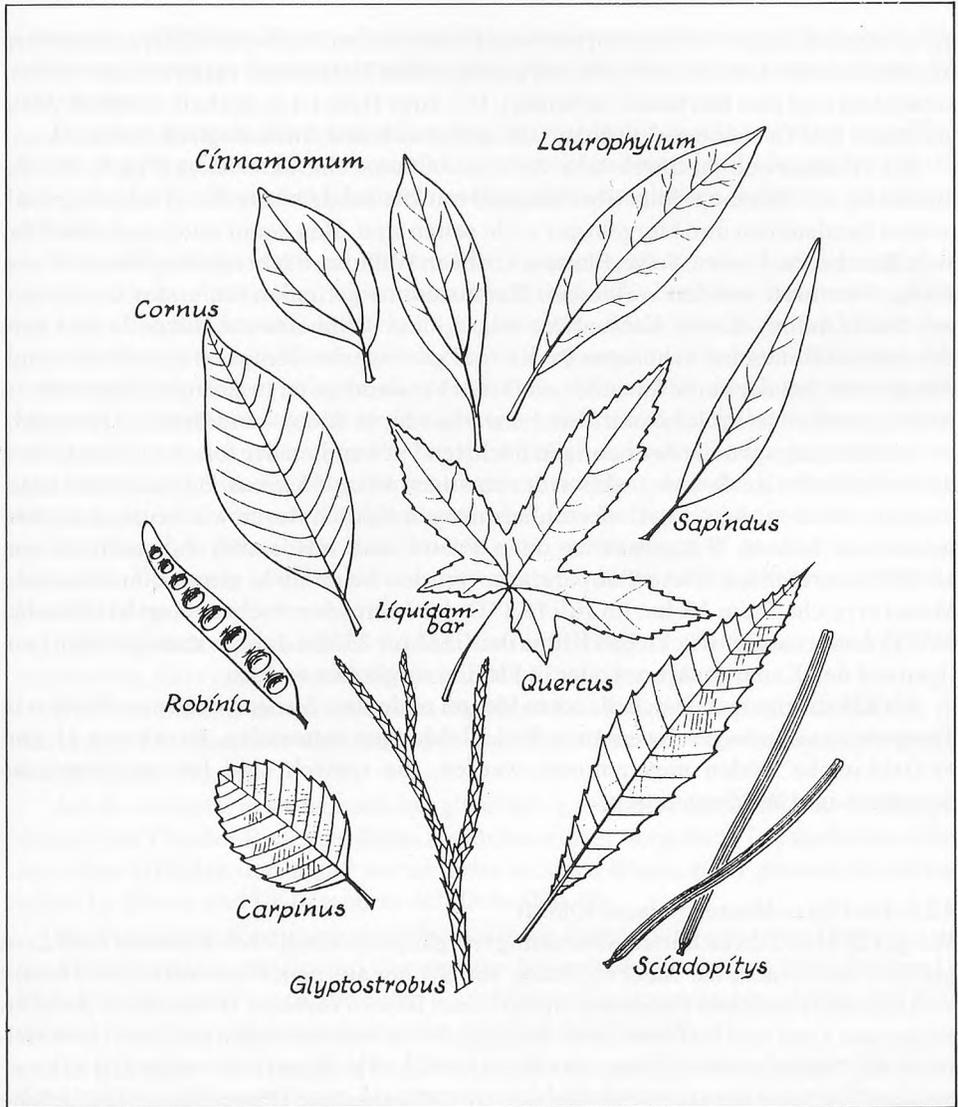


Fig. 9: Pflanzenreste aus der Unteren Süßwassermolasse: Zimtbaum (*Cinnamomum*), Lorbeerwandter (*Laurophyllum*), eine Liane (*Sapindus*), Amberbaum (*Liquidambar*), Kornelkirsche (*Cornus*), Schote einer Robinie, Hainbuche (*Carpinus*), Wasserfichte (*Glyptostrobus*), Eichenverwandte (*Quercus*) und Japanische Schirmtanne (*Sciadopitys*). Zeichnung aus Scholz H. und U. (1981): Das Werden der Allgäuer Landschaft.

gern, nämlich ausgestorbene Formen von Eichhörnchen, Siebenschläfern, Hamstern und Mäusen. Diese haben sich in jenen geologischen Zeiträumen rasch evolutiv weiterentwickelt und ihre Merkmale verändert. Mit ihrer Hilfe ist es deshalb möglich, Ablagerungen und Gesteine recht genau stratigraphisch und chronologisch einzuordnen.

Die Pflanzenwelt ist durch sehr viele Laubbäume charakterisiert (Fig. 9). Die Bestimmung der Bäume erfolgt überwiegend mit Blattabdrücken, die in schiefbrig spaltenden Sandsteinen und Mergeln gar nicht selten sind. Man kennt unter anderem Pflirsch, Zimtbaum, Lianen, Feige, Platane, Lorbeer, Walnuss, Fächerpalme, Akazie, Ulme, Eiche. Vereinzelt wurden verkieselte Baumstämme gefunden (unterstes Urnäschtobel, bei St. Anton). Kleine Kohlenflöze zeigen, dass sedimentierte Holzteile im Laufe der Jahrmillionen bei erhöhtem Druck und gesteigerter Temperatur verkohlt sind. Ein grosser Teil der heute lebenden nächsten Verwandten ist in Europa nicht mehr zu finden, sondern ist in Nord- und Mittelamerika oder in Südost- und Ostasien heimisch.

Die Klimaansprüche der heutigen nächsten Verwandten der fossilen Flora liefern die Grunddaten zur Rekonstruktion des einstigen *Vorzeit-Klimas*. Darnach darf angenommen werden, dass die Niederschlagsmengen ähnlich waren wie heute, dass aber wesentlich höhere Temperaturen ohne Fröste und mit einem Jahresmittel von 18–20° C herrschten. Diese Temperaturen werden heute nicht einmal im wärmsten Monat erreicht. Stein AR hat im Juli 16,3° C; der Jahresdurchschnitt liegt in 800 m bei 6–7° C. Anders ausgedrückt: Das Klima der USM vor 25 Mio. Jahren kann mit dem heutigen auf den Kanaren, Azoren oder in Florida verglichen werden.

Als Klimazeiger sind auch die roten Mergel zu deuten. Sie sind wohl zum Teil aus in Tümpeln zusammengeschwemmten Bodenbildungen entstanden. Es müssen Al- und Fe-Oxid-reiche Böden angenommen werden, die typisch sind für randtropische Savannen- und Waldvegetation.

4.2.4. Die Obere Meeresmolasse (OMM)

Vor gut 20 Mio. Jahren hatten Absenkungsvorgänge im nördlichen Alpenvorland dazu geführt, dass erneut das Meer eindrang, von SW her aus dem Rhonetal vorrückte und sich mit dem restlichen Randmeer im östlichen Bayern verband. Dieses Meer stand im Süden von Lyon und im Osten über das ungarische Meeresbecken mit dem Ur-Mittelmeer, der Tethys, in Verbindung, was das alpine Land nochmals für einige Zeit zu einer grossen Insel machte. Hier erfolgten weitere Faltungen und Überschiebungen, welche auch das Flussnetz veränderten. So verliess der Urrhein jetzt in der Gegend des heutigen Walensees den Alpenraum und trieb von dort aus ein mächtiges Delta ins Molassemeer vor, mit der Hauptrichtung gegen NW ins Hörnligebiet, weshalb auch von der *Hörnli-Schüttung* gesprochen wird. Diese ist nördlich des äusseren Appenzeller

Längstals im Streifen Dicken–Herisau–St.Gallen–Rorschacherberg erhalten. Im Südteil haben einzig im Sommersberg in einer schmalen Zone Ablagerungen dieser Zeit überdauert.

Die ältere Periode, das *Burdigalian* (Fig. 10), wurde durch eine intensive Nagelfluh-Schüttung eingeleitet, die ausserordentlich weit vom zentralen Delta im Hörnli seitlich bis zum Buchberg bei Rheineck reichte, also gegen Osten sich über 50 km ausdehnte.

Das riesige Delta von rund 100 km Durchmesser zeugt von der damaligen gewaltigen Erosion im rheinischen Alpenraum. Die östlich St.Gallen über diesem Konglomerat nebst den Sanden und Mergeln folgenden zwei «Seelaffen» (Kap. 3.1.3.) mit einer grossen Menge an fossilem Schill (durch Wellengang zerschlagene Schalen von Muscheln und Schnecken) belegen, dass vor 20 Mio. Jahren hier die Küste eines flachen Meeres sich hinzog, wo durch die Brandung am Sandstrand Schalentrümmern zusammengeschwemmt wurden (Fig. 11). Westlich St.Gallen kann aus den im entsprechenden Niveau vorhandenen Nagelfluhen abgeleitet werden, dass der Urrhein mit seinen Mündungsarmen weiterhin aufgeschottert hat. Bis Herisau kommen noch vereinzelt marine Fossilien (Muscheln, Haizähne) vor, die weiter gegen W ganz fehlen. Hier erfolgte der Übergang von den Deltaschüttungen ins Meer zu den Akkumulationen an Land auf dem Delta.

Als Vergleich eignet sich die Adriaküste in der Gegend von Rimini unter der Voraussetzung, dass man sich alle menschlichen Eingriffe wegdenkt.

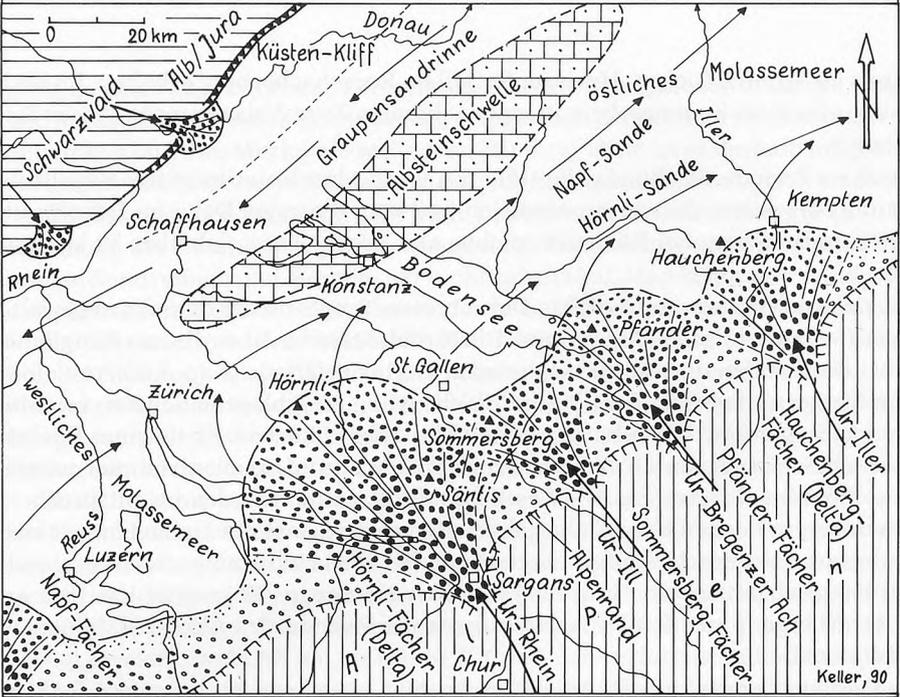
Die Pomündung entspräche dem Urrhein, das Podelta dem Hörnli-Fächer, die Adria dem Molassemeer und der Sandstrand von Rimini der Seelaffen-Küste östlich von St.Gallen (Fig. 11).

Auf der Ostseite des Rheintals hat gleichzeitig während der OMM eine Ur-Bregenzer-Ach das Pfänder-Bodensee-Delta ins Molassemeer vorgebaut. Die Seelaffen-Küste zwischen St.Gallen und Staad war also der innerste Bogen einer grossen Bucht zwischen Ur-Rhein- und Ur-Bregenzer-Ach-Delta (Fig. 10).

Die Schwäbrig-Formationen an der Basis des Sommersberges enthalten nebst wenig Flysch ostalpine Kalke und Gesteine der Silvrettadecke. Daraus wird auf eine Ur-Ill-Schüttung geschlossen, die einen noch kleinen Fächer zwischen Hörnli und Pfänder auf der Küstenebene im Süden der St.Galler Bucht aufbaute.

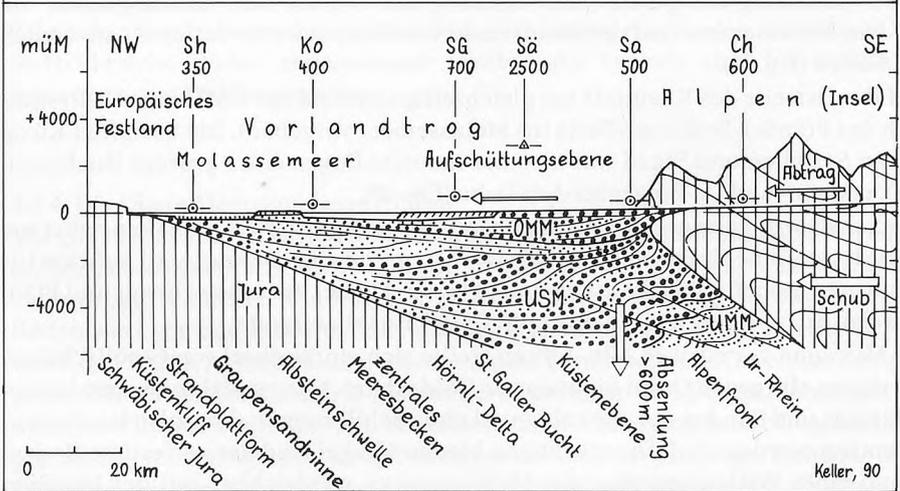
Im *Helvetian* vor etwa 18 Mio. Jahren stellte sich ein Wechsel von Geröllschüben des Urrheins, die gegen Osten bis etwa zur Goldach reichten, und dazwischen liegenden Mergeln und Sanden ein, die ruhig und ohne Schill zu enthalten, also landferner, sedimentiert worden sind. Die mächtigen blauen Mergel sind der verfestigte Bodenschlamm einer Wattenmeerzone des Molassemeers, vergleichbar mit der heutigen Nordsee vor Friesland.

Paläogeographie der Oberen Meeresmolasse (vor 18 Mio J)



Keller, 90

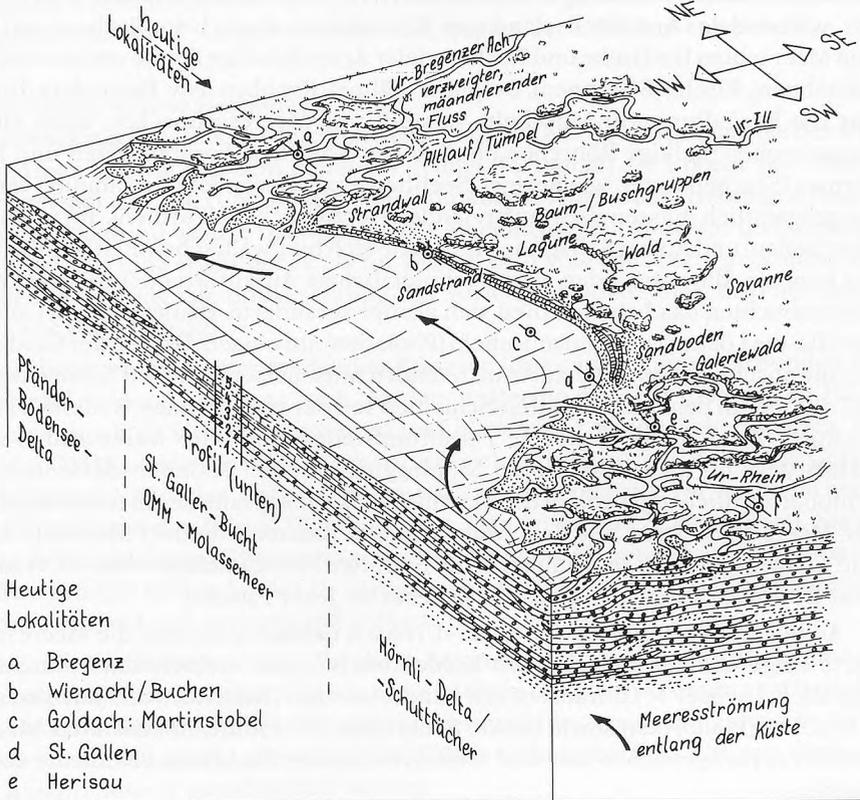
Schematisches Profil durch den Vorlandtrog der OMM



Keller, 90

Fig. 10: Alpenvorland von Luzern bis Kempten während der Oberen Meeresmolasse (vor 18 Mio. Jahren). Der Schutfächer des Ur-Rheins baut mit Zentrum im Hörnligebiet ein mächtiges Delta ins mittlere Molassemeer vor und bedeckt weite Teile des Appenzellerlandes. Im Osten verzahnt er sich mit dem Sommersberg-Fächer der Ur-III. Die Küstenlinie säumt eine Meeresbucht im Raum St.Gallen-Bregenz (vgl. Blockbild Fig. 11).

Blockbild der Küstenzone des Molassemeeres vor 20 Mio Jahren in der Umgebung von St. Gallen - Herisau



Heutige Lokalitäten

- a Bregenz
- b Wienacht/Buchen
- c Goldach: Martinstobel
- d St. Gallen
- e Herisau
- f Wattwil

Profil der St. Galler-Bucht (vereinfacht)

Mio Jahre vor heute	Geologische Stufen	Mächtigkeit	Profil-Nummer	Stratigraphie (Ablagerungsabfolge)
19	Helvetian	400 m		
*	Burdigalian		5	Ob. Seelaffe (Muschel-Sst)
			4	Plattensandstein, Mergel
			3	Untere Seelaffe
			2	Basis-Konglomerat (NF)
22	Aquitanian		1	terrestrische Sandsteine

* Zeitpunkt des Blockbildes

Keller, 90

Fig. 11: Küstenzone des Molassemeeres vor 20 Mio. Jahren. Ur-Bregenzer Ach (oben links) und Ur-Rhein (unten rechts) bauen an der Küste geröllreiche Deltas auf. In der Bucht dazwischen liegt ein Sandstrand mit rückwärtigen Lagunen. Soweit diese Schichten heute zutage treten, streichen sie als 1 bis 2 km breites Band von Wattwil über St.Gallen zum Pfänder.

Gegen Norden also dehnte sich ein untiefes Meer wie die Nordsee oder die Adria aus, während das Appenzellerland eine Küstenebene ähnlich der Poebene war. In diesem Meer lebten Haifische und Rochen vieler Arten (häufige Funde von verschiedenen Haizähnen), Fische (Schuppen), Delphine (Zähne), Krabben usw. Besonders dicht aber war die Besiedlung mit Muscheln, Austern und Meeresschnecken, dann auch mit Moostierchen (kalkige Röhren ähnlich den Korallen), Foraminiferen und Echinodermen (Stachelhäuter, wie Seeigel, Seelilien usw.). Besondere Erwähnung verdienen die gelegentlich massenweise auftretenden Herzmuscheln (Cardien), Turmschnecken (Turritellen) und Austern (Ostreae). Es dürfte sich hier wahrscheinlich um Massengräber handeln, die entstanden, wenn bei plötzlichem Aussüssen oder Austrocknen von Meeresbuchten das Lebensmilieu sich abrupt veränderte. Bemerkenswert sind auch Gerölle, die Löcher von Bohrmuscheln (Pholaden) aufweisen. Östlich der Goldach zeugen die abschnittsweise gehäuft auftretenden Muschelschalen- und Schneckengehäuse-Trümmer in den zwei Seelaffen-Schichten von der zerstörenden Wellenwirkung am einstigen Sandstrand. Ergiebige Fossilfundstellen sind oder waren Kubel von der SBB-Brücke bis ins Urnäschtobel, Mühlegg-Tunnel St.Gallen–St.Georgen, Goldachtobel nördlich und südlich der Martinsbrücke. Insgesamt kennt man aus jener Zeit der Meeresbedeckung aus dem Molassegebiet mehrere hundert Muschel-, Austern- und Schneckenarten. Dabei lieferte die St.Galler Meeresmolasse über 50 % aller aus ganz Europa bekannten Meeresschneckenarten jener Epoche.

An der Goldach und an der Sitter–Urnäsch belegen zwischen die Meerestierfunde eingeschaltete Gesteine mit Kohlenflözchen, mit verkieselten Baumstämmen (vor allem Lorbeer = Lauraceen), mit Landschnecken (Heliciden) und mit Süßwasserschnecken (Planorben) sowie fossile Seekreiden Zeiträume, in denen das Meer nach Norden zurückgewichen war und terrestrische oder limnische Sedimente abgesetzt wurden.

Ein Blick auf das übrige *Alpenrandmeer* (Fig. 10) lässt noch einige Eigenheiten erkennen. Wie Feinsande, ja sogar kleine Gerölle zeigen, herrschte zeitweise eine starke Strömung entlang der Südküste von Westen nach Osten. So finden sich Aare-Einschwemmungen im Hörnli-Fächer und Rhein-Partikel in bayrischen Küstensedimenten. Umgekehrt brachte eine westlich gerichtete Strömung an der Nordküste Graupensande vom nordöstlichen Böhmisches Land bis in den Hegau. Dazwischen lag ein zeitweise als Insel aufragender, langgezogener Rücken, die Albsteinschwelle. Die Nordküste lässt sich entlang der Schwäbischen Alb noch heute genau verfolgen, hinterliess doch die Brandung nordseits der Donau ein über 200 km langes Kliff, ähnlich wie an der heutigen südenglischen Kanalküste.

Auf den landfesten Aufschüttungsebenen im Süden gedieh eine Flora, die auf den Schotterflächen offener war, während geschlossener Wald an den Flussläufen aufkam

(Fig. 11). Das *Klima* muss feuchttemperiert-subtropisch gewesen sein mit Jahresmitteltemperaturen um 18° C, was weiterhin den Werten der USM-Zeit entsprach.

4.2.5. Die Obere Süsswassermolasse (OSM)

Mit dem Rückzug des stets nur seichten Molassemeers aus der Vorlandsenke der werdenden Alpen beginnt mit dem *Badenian* (früher Tortonian) die Epoche der Oberen Süsswassermolasse, die rund 10 Mio. Jahre andauerte. Allgemeine Hebungen liessen den Meeresboden auf wenige Dekameter über Meer ansteigen; und zwar im Osten zwischen Wien und Linz etwas höher als im Westen bei Lyon. Dies hatte gegenüber der USM die Umkehrung der Entwässerung des Vorland-Stromsystems, also neu gegen Westen, zur Folge (Fig. 12).

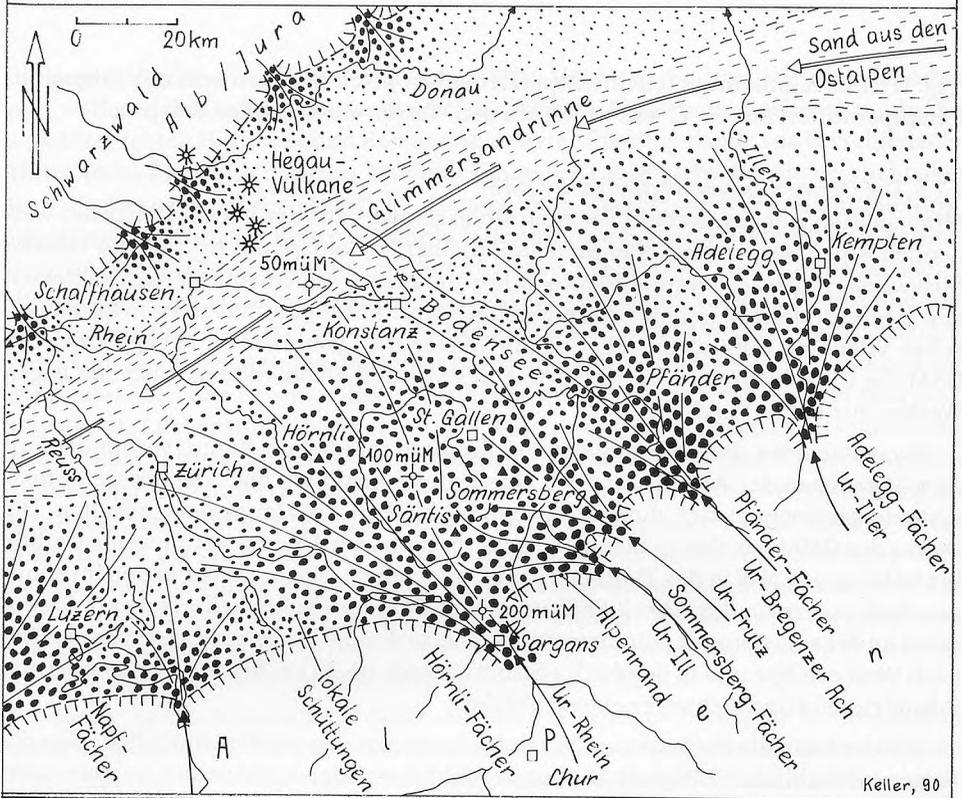
Zwar dauerten die gebirgsbildenden Prozesse im alpinen Raum, verbunden mit dem Vorrücken der Alpenfront nach Norden, weiterhin an, aber die grossen Flusssysteme vermochten sich durchzusetzen und blieben zur Hauptsache erhalten. Die Deltas der OMM wurden zu Schutfächern, die sich vom Alpenrand mit wenig Gefälle bis 50 km gegen NW in das Tiefland hinaus vorschoben. Nach wie vor waren im heutigen Bodenseeraum der *Hörnli-Fächer* und der *Pfänder-Fächer* beherrschend. Sie endeten an der sogenannten Glimmersand-Rinne, in der die Hauptentwässerung von Ost nach West erfolgte und in der der Ur-Strom in einer 10–20 km breiten Flussniederung mäandrierend und sich verzweigend abfloss.

Wieder kann die Poebene zum Vergleich herangezogen werden, natürlich ohne die Folgen menschlicher Tätigkeit. Die aus den Südalpen oder dem Apennin austretenden Flüsse haben ähnliche Schutfächer akkumuliert und fliessen anschliessend im Po als Hauptstrom ab. Dabei sind allerdings jene Flüsse nicht zu berücksichtigen, die heute durch Alpenrandseen unterbrochen werden.

Nochmals wurden gewaltige Materialmengen ins Vorland verfrachtet. Im Hörnli-Schutfächer sind 1500 m OSM-Gesteine übereinander deponiert worden. Da der Untergrund des Molassetroges dauernd in etwa gleichem Masse absank, wie die Aufschüttungen anwuchsen, blieb der Tiefland-Charakter über die gesamte OSM-Dauer erhalten. In den Geröllen widerspiegelt sich das weitere Höhersteigen der Alpen und die gleichzeitige, immer tiefer greifende Abtragung. Nebst den vorwiegend penninischen Decken entstammenden Geröllen treten jetzt bereits auch solche der tiefsten, der Helvetischen Decken auf.

Im Appenzellerland sind nur in kleinen Arealen OSM-Ablagerungen erhalten. Nördlich des äusseren Längstals ist es die äusserste NW-Ecke ausserhalb der Linie Gübsen–Herisau–Oberes Glattal–Wissenbach–Züblisnase, südlich ist es einzig die Gipfelkuppe des Sommersbergs. Obwohl einst im ganzen Land vorhanden, fehlt die

Paläogeographie der Oberen Süsswassermolasse (vor 12 Mio J)



Schematisches Profil durch den Vorlandtrog der OSM

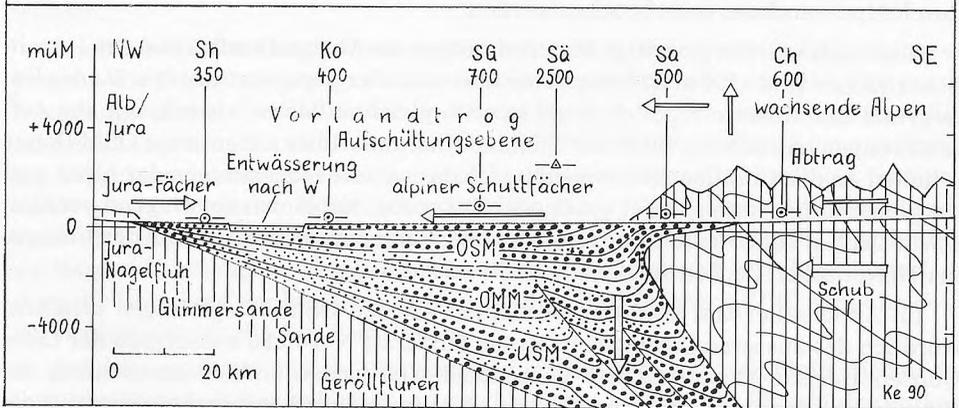


Fig. 12: Alpenvorland von Luzern bis Kempten während der Oberen Süsswassermolasse vor 12 Mio. Jahren. Die Schuttfächer vor dem Alpenrand haben sich weiter aufgebaut und reichen jetzt weit nach Norden. Die Vorlandmulde entwässert sich über das Stromsystem der Glimmersandrinne nach Südwesten. Im Hegau sind mehrere Vulkane tätig.

OSM heute infolge Erosion weitgehend. Da sie die höchste Molassebildung darstellt, ist es gegeben, dass sie auch zuerst und am stärksten abgetragen worden ist.

Die Nagelfluhschübe reichten weiter nach Norden als bisher, bis weit in den Thurgau hinaus. Die mächtigen Ablagerungen lassen sich in der östlichen Schweiz durch spezielle, flächenhaft verbreitete Einschaltungen gliedern: Appenzeller Granit (Kap. 3.1.2.) und vulkanische Bentonite (Staubtone). Auswürfe eines Impakt-Ereignisses, das vielleicht mit demjenigen Meteoriten zusammenhängt, der den 20 km messenden Einschlagkrater im Ries (nördlich der Donau in der Alb) erzeugt hat, sind nördlich St.Gallen in die OSM eingebettet.

Im obersten Bereich des Sommersbergs glaubt man heute Äquivalente zu diesem Impakt in Form von Staublagen und zersplitterten Geröllen gefunden zu haben, so dass hier tatsächlich noch OSM-Sedimente vorliegen würden. Die Konglomerate lassen mit ihrem wirren, matrixreichen Habitus sowie ihrer Anreicherung an groben Flyschgeröllen und untergeordnet an kalkreichem Ostalpin auf eine kurze Transportdistanz und ein Einzugsgebiet im Vorarlberger Flysch schliessen. Damit ergibt sich die Notwendigkeit, zwischen die riesigen Schuttfächer des Hörnlis und des Pfänders noch einen schmalen *Sommersberg-Fächer* einzuschieben (Fig. 12).

Mit dem Auswurf vulkanischer Aschen und Bimse und ihrer Ablagerung als Deckentuffe setzte vor 16 Mio. Jahren der *Hegau-Vulkanismus* ein und kam erst 10 Mio. Jahre später, also 6 Mio. J. v. h., wieder zum Erliegen.

Die Lebewelt war im Tiefland sehr artenreich. Viele damals verbreitete Baumarten sind heute aus unserer Region verschwunden. Im Vergleich zur USM war die Zahl der immergrünen, hartblättrigen Arten zurückgegangen. Bäume der gemässigten Breiten, die ihr Laub abwerfen, waren wichtiger geworden, während Palmen weitgehend fehlten. Aus dieser Flora-Zusammensetzung darf auf ein kühleres *Klima* mit Jahrestemperaturen von 10–14° C geschlossen werden, das aber immer noch 6–7° C wärmer war als das jetzige der Appenzeller Talschaften. An Seen und in feuchten Niederungen wuchsen ausgedehnte Sumpfwälder und entlang der Flussläufe dichte Galeriewälder, während die trockeneren Geröllfelder Buschwälder und savannenartige Floren aufwiesen (Fig. 13). Der Artenbestand war – schon anhand der Funde – um ein Vielfaches höher als heute. Die Fauna wies bereits viele Formen auf, die den heutigen sehr ähnlich waren. Die Grosstierwelt lässt sich am ehesten mit der afrikanischen der Savannen vergleichen, kamen doch Mastodonten (frühe Elefantenformen), Nashorn-Verwandte, verschiedene Hirscharten, Giraffen-Verwandte, Krokodile, Säbelzahniger usw. vor. Ähnliches lässt sich auch über die kleinen Säuger, über Reptilien, Krebse und Schnecken aussagen (Fig. 13).

Am *Ende des Miozäns* wurde die Molasse-Aufschüttung im Vorlandtrog abgeschlossen (Fig. 7), indem verstärkte horizontale und vertikale Bewegungen in den Al-

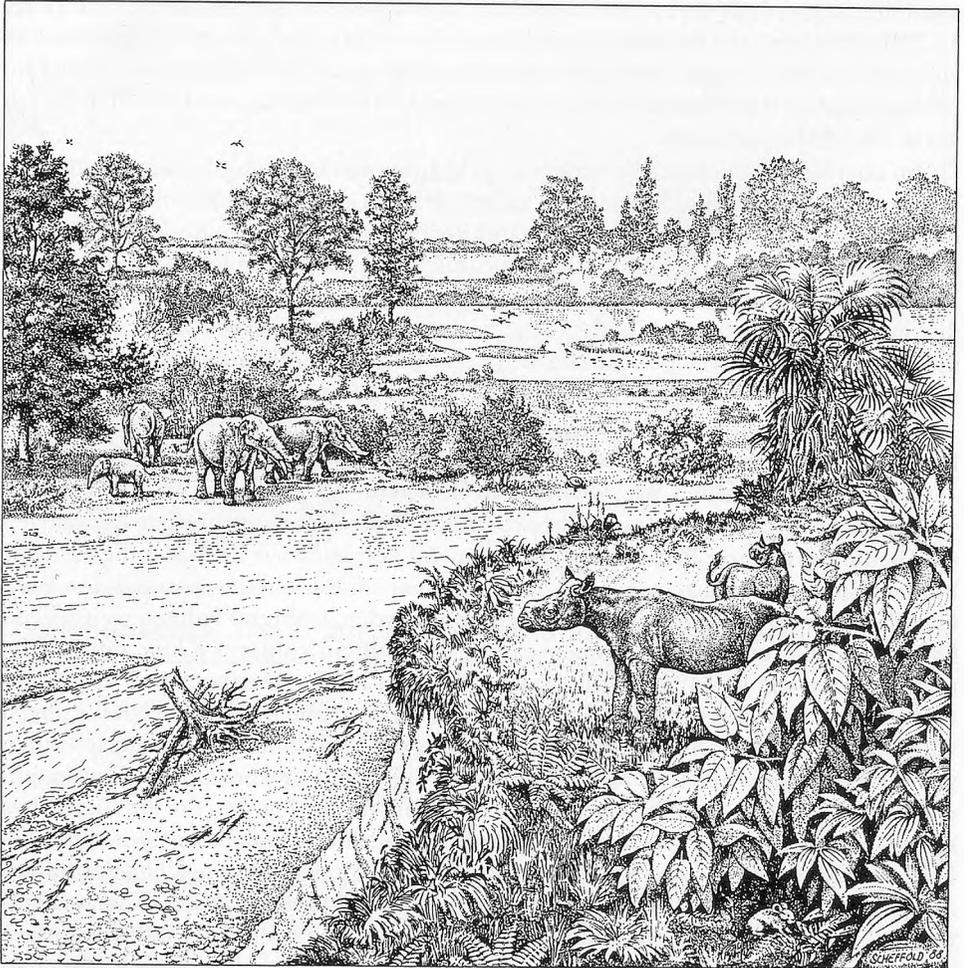


Fig. 13: Landschaft im Molasse-Vorland vor etwa 15 Mio. Jahren (OSM). Mäandrierende Flussläufe sind von üppigen, subtropischen Auenwäldern begleitet. Urweltliche Säugetiere durchstreifen Wälder und Savannen: hornlose Nashörner und kurzrüsslige Elefantenvorfahren. Bild aus Jäckli H. (1989): Geologie von Zürich.

pen auch aufs Molassegebiet übergriffen und so weitere Ablagerungen verhinderten. Dies trat zuerst am damaligen Alpenrand vor 7–10 Mio. Jahren ein, etwas später vor 5–7 Mio. Jahren, auch draussen im Mittelland. Die jüngsten und letzten Molasse-Sedimente werden in den Gipfelschottern des Tannenberges NW St.Gallen vermutet.

Ein Rückblick auf die Einleitung zu dieser Schrift (Kap. 1), wo die Prinzipien des Lebenszyklus einer Landschaft dargelegt sind, zeigt, dass mit dem Ende der Molassezeit der 1. Lebensabschnitt abgeschlossen war. Das Rohmaterial des Untergrundes und das Fundament in Form der Molassegesteine waren nun vorhanden. Der 2. Abschnitt, die Bildung der landschaftlichen Grossformen, konnte anlaufen. Die Epoche, in der im Vorland aussenbürtige Kräfte vorherrschten mit fliessendem Wasser, Meeren, Ablagerung und Aufschüttung, wurde abgelöst durch eine Epoche mit überwiegend innenbürtigen, gebirgsbildenden, also tektonischen Kräften.

4.3. Orogenese – Gebirgsbildung und Tektonik im Molasseland

4.3.1 Tektonik in geologischen Darstellungen

Um die gesteinsmässigen Zusammenhänge und die gebirgsbildenden Vorgänge in einer Region, wie z.B. im gesamten voralpinen Appenzellerland, erkennen zu können und verstehen zu lernen, trägt der Geologe die Detailbefunde aus Geländebegehungen und Feldarbeit in besondere geologische Karten ein. Dies führt zur geologisch-lithostratigraphischen Karte, in der die Gesteinstypen und ihre stratigraphische Abfolge dargestellt sind (Fig. 14). Er wird auch eine tektonisch-chronostratigraphische Kartierung vornehmen, um die gebirgsbildenden Prozesse und deren zeitliche Abfolge zu erfassen (Fig. 15). Geologisch-tektonische Profile, die zu den vorherrschenden Gebirgsstrukturen quer gelegt werden, ermöglichen Erkenntnisse über den vertikalen Gebirgsbau (Fig. 17 und 18). Aus Kombinationen und Korrelationen versucht er in der Folge, den Gesamt Ablauf der Gebirgsbildung in Übereinstimmung mit der weiteren Umgebung zu rekonstruieren.

4.3.2. Die Zeit der grossen Umwälzungen

Auf den ersten Blick erscheinen die Verhältnisse im Bau der Appenzeller Molasseberge recht komplex (Fig. 14 und 15). Um ihre Entstehung besser erklären zu können, seien darum die Vorgänge im Zusammenhang mit dem Alpenraum besprochen.

Gegen *Ende Miozän* nahm eine letzte bedeutende Gebirgsbildungsphase in den Alpen ihren Anfang, in der die Gesteinskruste im Alpenraum durch die gegen N drängende afrikanische Platte, die sich in und über die europäische Kontinentalplatte vorpresste, stark zusammengeschoben wurde. Dabei wurden die über die Zentralmassive

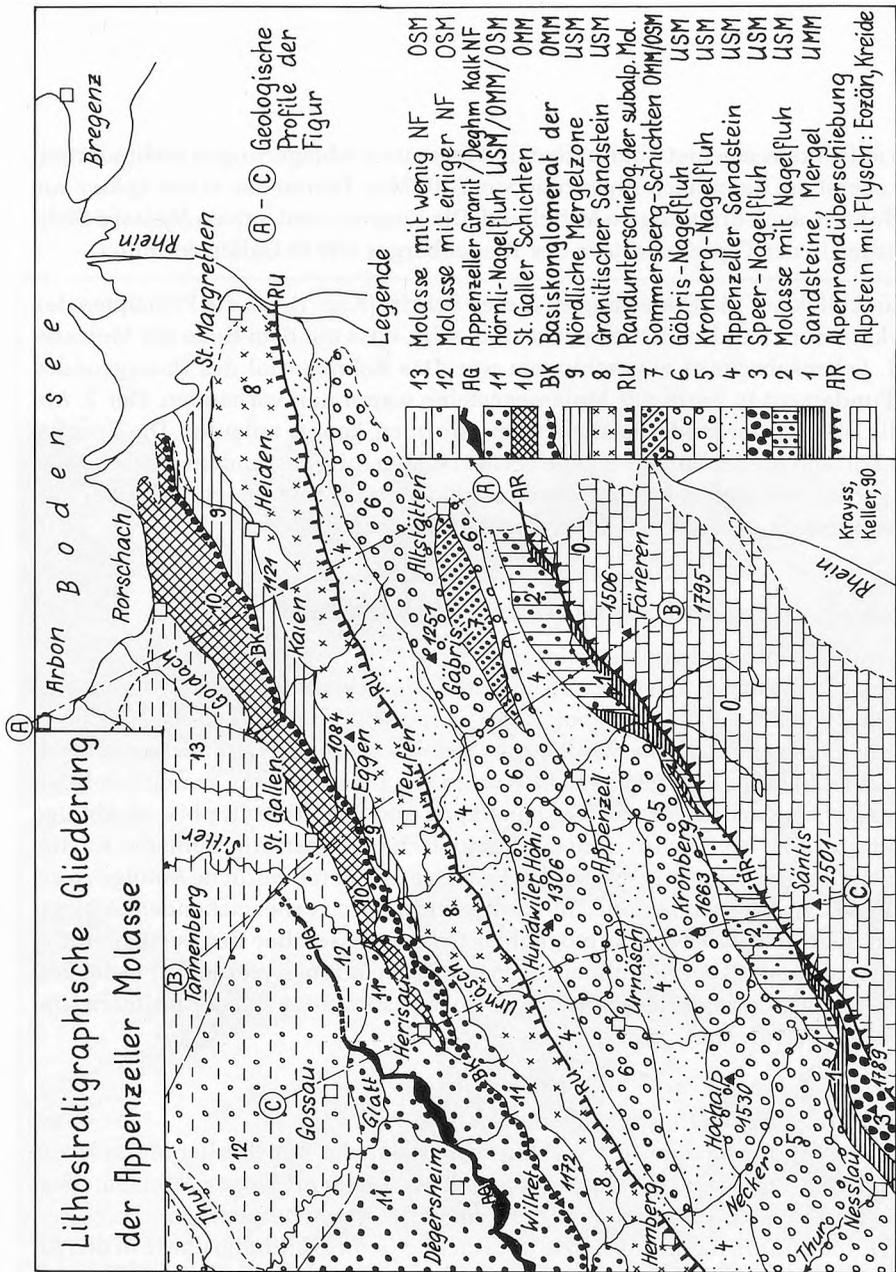


Fig. 14: Gliederung der Appenzeller Molasse nach der Beschaffenheit der Gesteine. Zwischen der Alpenrandüberschiebung AR und der Randunterschiebung RU erheben sich über Sockeln aus Appenzeller Sandstein (4) die Höhenzüge aus Kronberg-Nagelfluh (5) und Gäbris-Nagelfluh (6). Nördlich der Randunterschiebung RU treten im Zuge des äusseren Appenzeller Längstals die granitischen Sandsteine (8) zutage. Darüber folgen im Osten die Mergelzone (9) und über dem Basiskonglomerat BK die marinen St.Galler Schichten (10). Westwärts Herisau ist in entsprechender Position ausschliesslich Hörnli-Nagelfluh (11) anzutreffen.

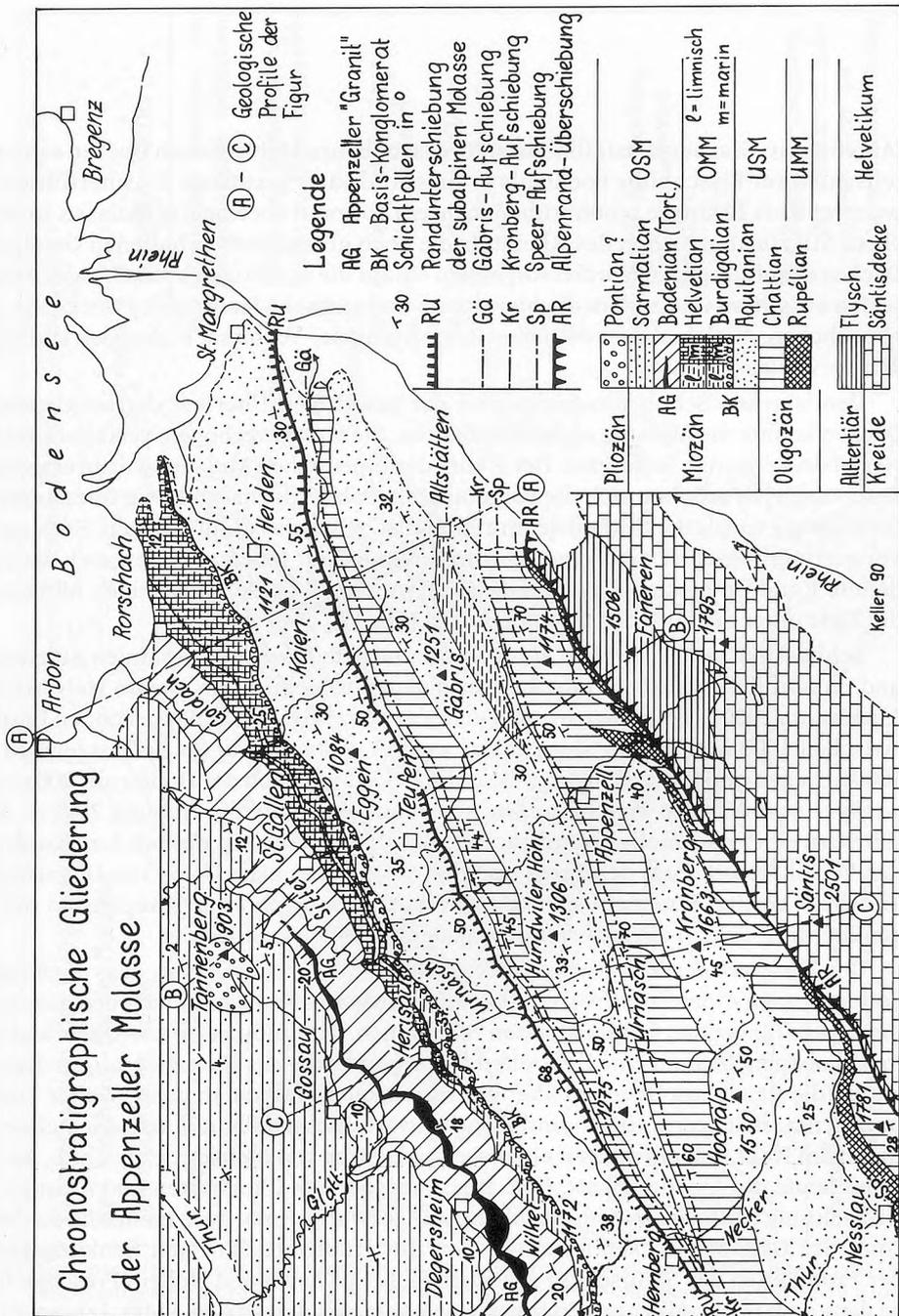


Fig. 15: Die Karte zeigt die gleichen Gesteinsformationen wie Fig. 14, hier aber nach der Zeit ihrer Ablagerung gegliedert. Während die Zeitgrenzen in der Unteren und Oberen Süsswassermolasse mangels geeigneter Fossilien oft kaum zu bestimmen sind, bilden die marinen St.Galler Schichten des Helvetian und Burdigalian ausgezeichnete Leithorizonte.

(Aaremassiv, Glarner Kristallinbasis) vorgeschobenen Helvetischen Decken samt und teils auf ihrer Flyschhülle nochmals kräftig nordwärts gestossen. Sie überfuhren um weitere 10 bis 20 km die schon früher an ihrem Südrand überlagerte Molasse. In ähnlichem Stil rückten östlich des Rheintals die noch grossenteils erhaltenen Ostalpinen Decken ebenfalls gegen Norden vor, indem sie auf die mächtigen Vorarlberger Flyschserien aufglitten und zudem die hier dünne und einfache Helvetische Decke vor sich her schoben. Auch in dieser östlichen Region ging der Vormarsch über den südlichen Teil der Molasse hinweg.

Dem starken Schub von Süden und der gewaltigen Überlast der aufgleitenden Decken konnte die Molasse nicht standhalten. Sie wurde verbogen, verfaltet und zerriss in deckenartige Schuppen. Der Raum der alpennahen Molasse wurde eingeeignet. Zum Ausgleich schoben sich die vorgebildeten Pakete dachziegelartig übereinander. Gleichzeitig wurde der S-Rand der mittelländischen Molasse aufgebogen. Entlang der Verwerfung zwischen subalpinen und mittelländischer Molasse bildete sich die sogenannte Rand-Unterschiebung heraus. Hier wurden Teile der subalpinen Molasse in die Tiefe unter die mittelländische gepresst (Fig. 17).

Schliesslich setzte vor 5 Mio. Jahren während dem *Pliozän* im gesamten Alpenraum und im nördlichen Vorland eine starke, allgemeine Hebung ein, die im Helvetischen Alpenraum 2000 m überstieg. Im Gebiet der appenzellischen Molasse können Beträge zwischen 1500 und 2000 m abgeschätzt werden, während sie im Bodenseeraum bei 1000 m liegen und bis zum fossilen Brandungskliff nördlich der Donau auf 800 m und weniger absinken. Im Westschweizer Mittelland erreichte die Hebung 2000 m. Dies führte zu einer nochmaligen Umkehr der Hauptentwässerung, die neu dem Nordrand des Vorlandes am Fuss des Juras und der Alb entlang nach Osten zur Ungarischen Tiefebene verlief. Eine Art Ur-Donau war damit der altpliozäne Hauptstrom mit gegenüber heute bis in die Westschweiz zurückverlegtem Quellgebiet.

Der *Vorschub der Helvetischen Frontketten* erfolgte vielerorts so, dass die Ausgänge der grossen Alpenflüsse verbarrikadiert wurden, indem diese Tiefzonen bevorzugt die herandrängenden Gebirgsmassen aufnahmen. Dies induzierte am Alpenrand und im gehobenen Vorland eine tiefgreifende *Umgestaltung des Entwässerungsnetzes*. So wurde die Reuss von Brunnen über ein verwinkeltes Talsystem nach W über Luzern umgelenkt. Briener Rothorn und Hohgant verschlossen die molassische Achse der Aare zum Napf und erzwangen einen weiten Umweg von Meiringen bis Thun, wo der Fluss heute die Alpen verlässt. Dem Rhein versperrten Churfürsten und Alpstein die Ur-Richtung von Sargans zum Hörnli. Er war gezwungen, nordwärts entlang der Westfront der Ostalpen-Decken auszuweichen. Im grabenbruchartigen Senkungsgebiet der Frontketten der Säntisdecke zwischen Hohem Kasten und Hohem Freschen fand er dann sein neues Alpentor. So fliesst der Rhein seit den letzten 5 Mio. Jahren durch

das kompliziert strukturierte Rheintal von Sargans aus nordwärts in den Bodensee-
raum.

4.3.3. Tektonische Besonderheiten der Appenzeller Molasse

Die deckenartigen Pakete der subalpinen Molasse südlich der Randunterschiebung wurden charakteristisch mit mächtigen Nagelfluh-Komplexen im Hangenden und mit ihren basalen Sandstein-Mergel-Serien horizontal abgeschert. Sie schoben sich mit diesen gleitfähigen, liegenden Schichten auf die nächst externere, alpenfernere Schuppe: Speer-Schuppe auf die Kronberg-Gäbris-Zone (Fig. 17 und 18C).

Die Speer-Decke ist gegen Osten bis und mit Stockberg breit und mächtig entwickelt. Im Bereich des zentralen Alpsteins wurde sie von der alpinen Säntisdecke besonders kräftig überfahren. Sie ist hier zudem in eine Reihe kleiner, splitterartiger Schuppen zerlegt, die alle gegen NE abgedreht wurden (Fig. 14).

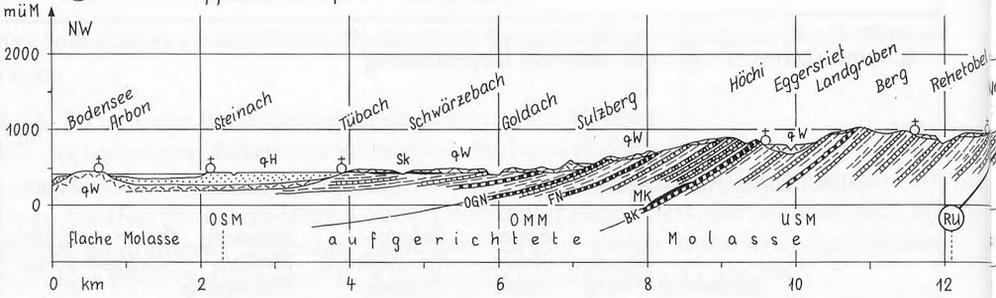
Der bis Weissbad markant sich abzeichnende Sax-Schwendi-Bruch ist der erste Querbruch im Alpstein, der das Tieferstellen der Formationen gegen NE ins Rheintal anzeigt. Ebenso macht sich auch in der Molasse südlich Appenzell und östlich der Sitter das Tiefersetzen gegen das Rheintal bemerkbar. Dadurch blieben am Sommersberg die bis in die OSM emporreichenden, lithostratigraphisch durchgehend vorhandenen Schichten von der Erosion verschont. In diesem östlichen Abschnitt ist auch die Alpenrandaufschiebung an der Fäneren nach Norden vorgeschoben, was zu verstärkter Schuppenbildung in der anschliessenden Molasse zwischen Weissbad und Eichberg geführt hat. Bei diesen Paketen handelt es sich um emporgedrückte Teile der Speerzone. Auf der Westseite der Sitter bricht die Kronberg-Schuppe steil ins Appenzeller Becken ab und endet hier abrupt (Fig. 14, 15, 18B).

Entlang der Störungszone im Bereich der Randunterschiebung, die die subalpine und aufgerichtete Molasse trennt, sind die Gesteine stark beansprucht, das heisst verbogen, verbogen oder gar zerrissen. An dieser tektonisch bedeutungsvollsten Linie im Voralpenland wurden Teile der subalpinen Molasse in die Tiefe gepresst, so dass ein bis 10 km breiter Streifen als Übergangszone zwischen der Gäbris-Decke und dem Südrand der aufgerichteten Molasse fehlt (Fig. 17 und 18).

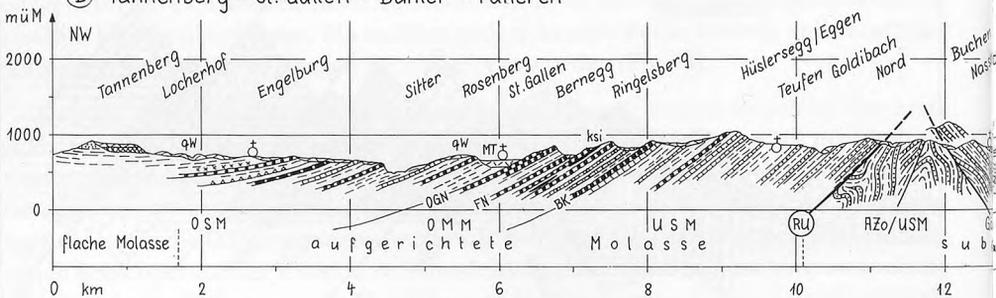
Die heute schräg aufeinander lagernden Molasse-Pakete lagen einst hintereinander, weshalb die ursprünglichen Herkunfts- und Sedimentationsräume weiter im S gelegen haben müssen. Es ist etwa mit den in Figur 16 eingetragenen Schubdistanzen zu rechnen. Die aufgerichtete Molasse machte nur eine Aufbiegung, keine Dislokation durch, während die subalpine Molasse beachtlich zusammengeschoben und nach NW bewegt wurde. Die Gäbris-Sommersberg-Zone lag um 15 km weiter im SE, die Kronberg-Schuppe um zusätzliche 10 km und die Speerzone um wohl nochmals 10 km.

Geologische Profile durch die Appenzeller Molasse-Voralpen

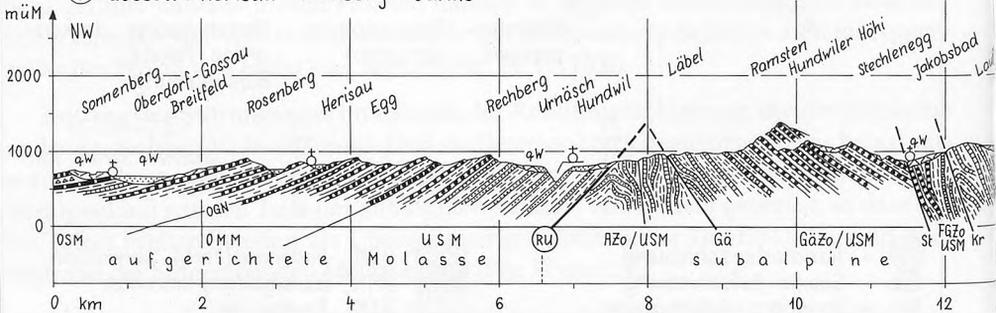
(A) Arbon - Appenzeller Sporn - Altstätten



(B) Tannenbergr - St. Gallen - Bühler - Fäneren



(C) Gossau - Herisau - Kronberg - Säntis



Teilweise nach Saxer, Ludwig, Hofmann, Habicht, Eugster, Kempf

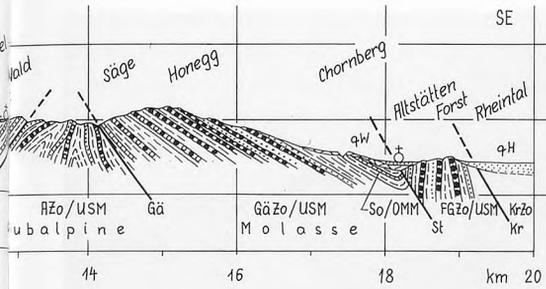
Keller, 1990

Fig. 18: Die geologischen Profile durch die Appenzeller Molasse-Voralpen zeigen die Feinheiten des Gebirgsbaus sowohl bezüglich der Lithologie und Stratigraphie als auch der Tektonik. Die Lage der Profile A bis C lässt sich den Fig. 14 und 15 entnehmen.

Lithologie

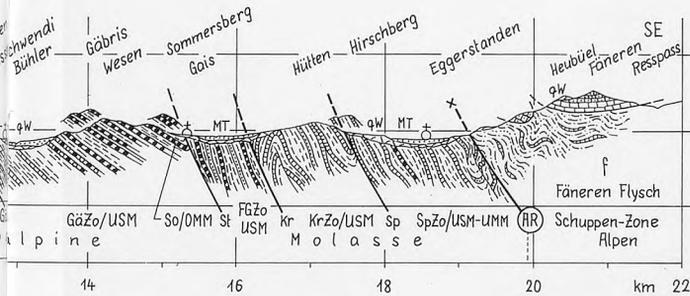
	Kalknagelfluh		Kohlenflöz
	bunte Nagelfluh		Moräne
	Appenzeller Granit = Degersheimer KalkNF		Schotter, Kies,
	Kalksandstein		Alluvionen
	granitischer Sandstein		Deckenschotter verklebt
	Plattensandstein		Bentonit-Horizont
	Seeloffe = Muschel Sst		exotischer Blockhorizont
	Mergel		

ÖGN	Obere Grenz nagelfluh	qH	Holozäne Sedimente
FN	Freudenberg-NF	SK	Mörschwiler
BK	Burdigales Basis- konglomerat		Schieferkohle
ksi	kohlige, verkieselte Baumstämme	MT	Moor/Torf
MK	Molasse-Kohle	qW	Ablagerungen der Würmeiszeit
		qR	do Risseiszeit



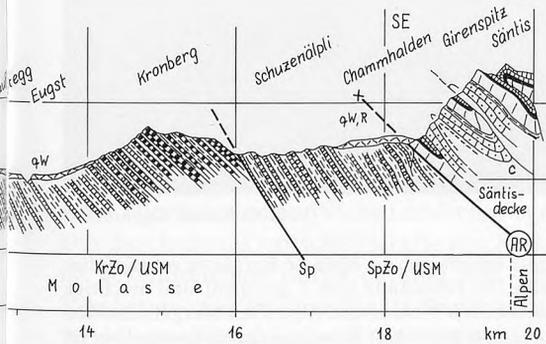
Stratigraphie

Quartär	qH	Holozän
	qW	Würmeiszeit
	qR	Risseiszeit
Mittel-, Jung-	OMM	Obere Süßwasser Mol. Obere Meeres Molasse
Tertiär:	USM	Untere Süßwasser Mol. Untere Meeres Molasse
Alltertiär,	f	Flysch
Ob. Kreide		
Kreide	c	Säntisdecke, Helvetikum



Tektonik

Mittelländische	flachliegende Molasse	
Molasse	aufgerichtete Molasse	RU
	AZo	Antiklinalzone
Subalpine	GäZo	Gäbris-Zone
	So	Sommersberg
Molasse	FGZo	Forst-Gonken-Zone
	KrZo	Kronberg-Zone
	SpZo	Speer-Zone
Helvetikum	Säntisdecke inkl. Flysch	AR



(RU)	Randunterschiebung	Kr	Kronberg - Aufschiebung
Gä	Gäbris-Aufschiebung	Sp	Speer - Aufschiebung
St	Stoss-Aufschiebung	(AR)	Alpenrand-Aufschiebung



(Foto: O. Keller, Eggersriet)

Hinter der Talsohle des Aueli nördlich der Schwägalp erhebt sich die Molasse-Bergkette vom Spicher (links) über Hochfläschen und Hirzen zur Hochalp. Die Felswände (von E gesehen) sind mächtige Serien von Nagelfluhbänken, während die eingeschalteten Wälder und Alptriften Mergelschichten anzeigen. Einheitlich sind die Pakete mit Anstieg gegen NW (rechts) übereinander gestapelt. Dies ist typisch für die subalpine Molasse, auf der im S der Alpstein (links ausserhalb) mit seinen mächtigen Felsmassen aufgelagert ist. Der Talboden (im Vordergrund) ist das Zungenbecken des späteiszeitlichen Urnäschgletschers im Weissbad-Stadial, der eben noch bis zu den Eisrandwällen im Wald (Bildmitte) vorsties.

In der mittelländischen Molasse treten zwischen der Lithostratigraphie und der Chronostratigraphie deutliche Unterschiede hervor (Fig. 14 und 15), indem Nagelfluhschüttungen des Hörnli-Fächers im Westen zeitgleich mit terrestrischen Mergeln im Osten entstanden sind, ferner mit den marinen und brackischen St.Galler Schichten und wiederum terrestrischen Sandsteinen und Mergeln der nordöstlichen OSM. Während der bei Abtwil auskeilende Appenzeller Granit den ungefähren Ostrand des OSM-Hörnli-Schuttfächers andeutet, weisen flyschführende Konglomerate an der Goldach die weit nach Norden reichende Sommersberg-Schüttung aus.

Der 2. Abschnitt im Lebenslauf einer Landschaft ist mit der Bildung der Grossformen, das heisst hier mit dem Aufbau des Molasse-Berglandes, abgeschlossen. Schon während dieser Phase setzt auch der 3. Abschnitt ein, die Modellierung der Feinformen, wobei aussenbürtige, morphologische Prozesse das Gebirgsland schon während seiner Genese auszugestalten beginnen. Diesem Lebensabschnitt der Appenzeller voralpinen Landschaft, nämlich der Ausgestaltung des Reliefs, ist das nächste Kapitel 4.4. gewidmet.

4.4. Das Eiszeitalter

Im Pliozän hat fluviale Erosion und Abtragung das Tal- und Entwässerungsnetz in seinen Grundlinien geschaffen. Erst während den quartären Eiszeiten setzte mit besonders intensiven Formungsprozessen die glaziale Umgestaltung der Landschaft ein. Es liegen also Zeiträume mit sehr unterschiedlichen Vorgängen vor, die deshalb gesondert behandelt werden.

4.4.1. Pliozäne voreiszeitliche Landschaftsgeschichte

Das durch die tektonischen Kräfte geschaffene Grundgerüst des Molasse-Berglandes ist gekennzeichnet durch parallel zum Alpenverlauf in SW-NE-Richtung laufende Bergketten und Talzüge (Fig. 1). Damit ist auch das Entwässerungsnetz vorgegeben: Wichtigere Flüsse in den SW-NE-Tälern, lokale Bergflanken-Entwässerung entsprechend den Abhängen in allen Richtungen. Nun ist aber bekannt, dass die Hauptentwässerung durch Urnäsch, Sitter und Goldach sich nicht an das tektonische Gerüst hält, sondern die Bergketten quert und sich geradezu Durchbrüche geschaffen hat. Die bedeutendsten, schon während der Molasse-Aufschüttung vorhandenen Flussläufe müssen genügend Wasser geführt haben, um sich ebenso rasch einschneiden zu können, wie die Gebirgsbildung voranschritt. Die Appenzeller Hauptflüsse sind, wie im

Toggenburg Necker und Thur, sogenannte antezedente Gewässer, die schon vor der Hebung existiert haben.

Wie im Kapitel 4.3.2. erklärt wurde, erfolgte an der Wende Miozän-Pliozän mit der Hebung des Molasse-Vorlandes und dem Vormarsch der alpinen Decken eine totale Umkrepelung der Entwässerung. Das Vorland wurde von der Westschweiz an durch die Ur-Donau Richtung Ungarisches Becken nach Osten entwässert. Der Rhein fand von Sargans aus den neuen Auslasskanal aus den Alpen gegen Norden und floss via Bodenseeraum zur Donau, die er westlich Ulm erreicht haben dürfte. Da dort die Donau auf 500 m Meereshöhe dahinfließt, muss man bei einem üblichen Gefälle grosser Vorlandflüsse von 1½–2 % annehmen, dass das Flussbett des Rheins auf etwa 650 m Meereshöhe über dem heutigen Bodensee lag, im untersten Rheintal sogar auf 700 m. Bodenseebecken und Bodensee existierten damals also noch überhaupt nicht (Fig. 19).

Sitter, Urnäsch und Goldach, die den Rhein hoch über dem mittleren Bodensee erreichten, müssen daher ebenfalls auf viel höherem Niveau als heute durch das Appenzellerland geflossen sein. Hinweise auf die alten Talboden-Höhen kann man aus Verflachungen des Felsuntergrundes an Haupttalrändern oder in Seitentalnischen ableiten, wo die spätere glaziale Erosion nicht zum Tragen kam.

Das auf das Niveau der Donau ausgerichtete, hochliegende Appenzeller Talnetz muss weite Talbecken zwischen den Bergzügen und V- oder kastenförmige Durchbrüche durch die Hügelketten aufgewiesen haben. Eine derartige Landschaft ist im bayrischen Alpenvorland, das noch heute zur Donau entwässert, in groben Zügen noch erhalten. Man spricht deshalb vom «*danubischen Landschaftstyp*».

4.4.2. Die Vorgänge während den pleistozänen Eiszeiten

Aus europäischen Regionen, wo auch aus dem Pliozän Ablagerungen und Fossilien erhalten sind, hat man viele Hinweise auf eine deutliche und laufend voranschreitende *Abkühlung des Klimas* gegenüber dem Miozän (OSM). Dies führte zur generellen Absenkung der Schneegrenze, über der im Mittel vieler Jahre der Schnee im Sommer nicht mehr abtaut. Gleichzeitig wuchs durch die anhaltenden Hebungen das Alpengebirge in die Höhe und erreichte Hochgebirgsausmasse. Irgendwann gegen Ende Pliozän sank die Schneegrenze unter die Gipfelhöhen, womit die *Vergletscherung des Gebirges* einsetzte.

Mit dem Quartär vor 2 Mio. Jahren trat ein periodischer Wechsel von kälteren und wärmeren Epochen immer deutlicher in Erscheinung, während die Temperaturen ganz generell absanken. So gab es anfangs Quartär vorerst Warm- und Kaltzeiten mit Gebirgsvergletscherungen, die sich schliesslich zu echten *Eiszeiten (Glazialen)* und *Zwischeneiszeiten (Interglazialen)* entwickelten. Im Alpenraum sind die Eiszeiten

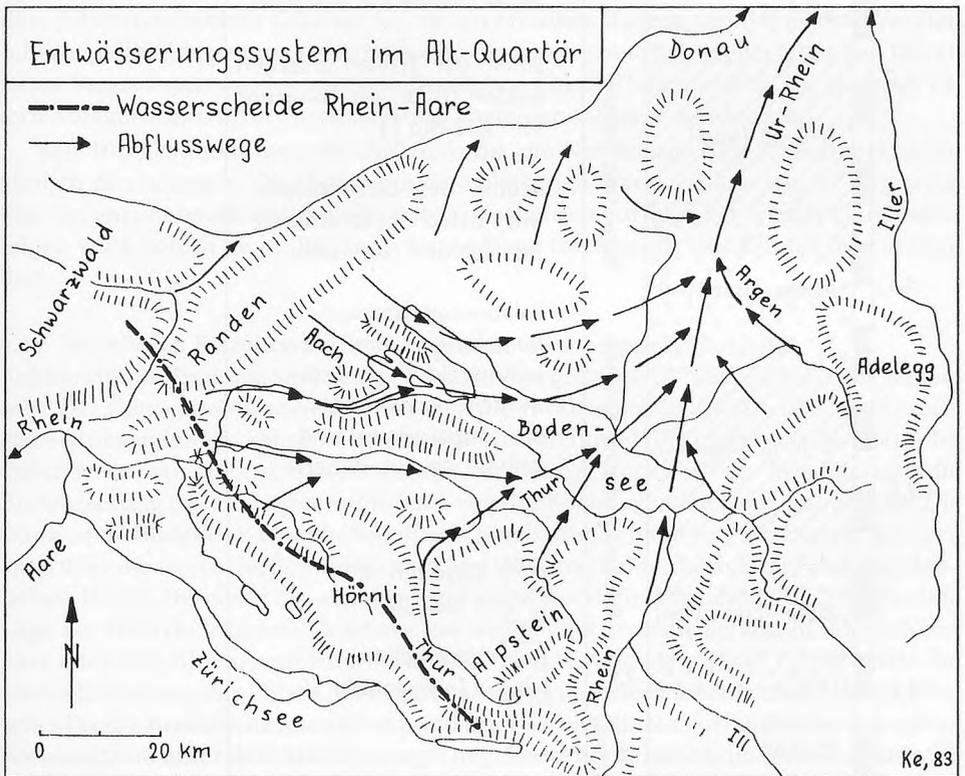
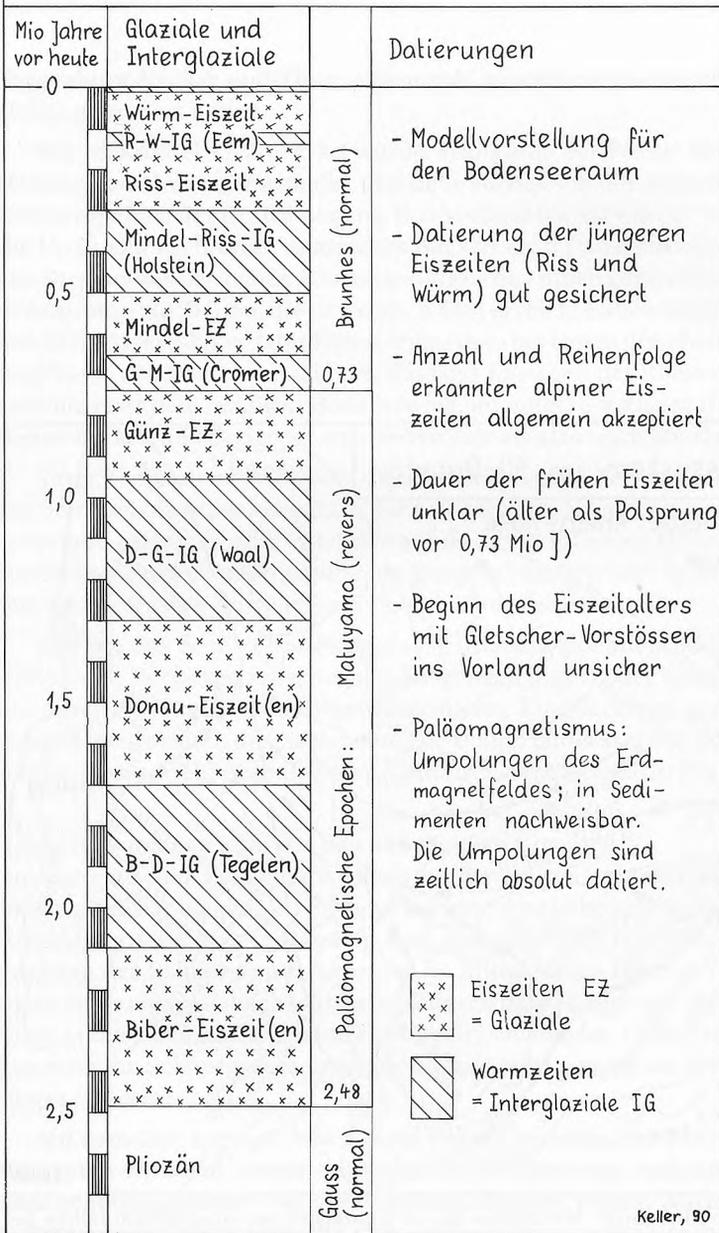


Fig. 19: Bodenseeraum im Alt-Quartär. Mindestens bis zur Günzeiszeit vor rund 800000 Jahren bestand zwischen dem heutigen Bodenseeraum und der Aare noch eine Wasserscheide. Aus dem Gebiet zwischen Alpstein und Randen flossen die Gewässer der Donau zu.

Eiszeiten-Abfolge und zeitliche Einstufung



Keller, 90

Fig. 20: Eiszeiten-Abfolge und zeitliche Einstufung.

durch Gletschervorstösse bis ins Vorland, die Zwischeneiszeiten durch Rückschmelzen in die höchsten Gebirgsareale charakterisiert.

Jede Eiszeit bedeutete für *Pflanzen und Tiere* eine einschneidende Kälteperiode, die zwar Jahrtausende bis zur vollen Entfaltung brauchte, trotzdem aber jedesmal eine Reihe von Pflanzen und Tieren aussterben liess. So sind vor allem in Mitteleuropa Vegetation und Fauna seit dem Pliozän stark verarmt. Zwischen der alpinen Vorlandvereisung und der skandinavischen Eiskappe, die über die Ostsee südwärts bis ins norddeutsche Tiefland sich erstreckte, konnte jeweils nur noch eine kärgliche Tundra-Vegetation (Kältesteppe) aufkommen. Wälder vermochten sich erst im Bereich des etwas milderen Mittelmeers zu halten.

Im alpinen Vorland konnte man bisher sicher 6 Eiszeiten nachweisen. Hier sind Relikte (Überreste) älterer Glaziale nur selten erhalten, da jede nächstfolgende Vergletscherung die Ablagerungen der früheren Eiszeiten gründlich umgestaltet hat. Die alpinen Vereisungen werden nach süddeutschen Flüssen benannt (Fig. 20), in deren Tälern Ablagerungen ihrer Eisströme und Vorfelder entdeckt worden sind.

Seit 10 000 Jahren herrscht das *Holozän*, die Nacheiszeit, mit Klimamerkmale ähnlich den heutigen. Ob es sich um eine bleibende Warmzeit handelt, ist ungewiss. Eher ist anzunehmen, dass eine weitere Zwischenzeit vorliegt, der wieder eine Eiszeit folgen wird, sofern nicht die menschliche Beeinträchtigung des Klimas dies verhindert.

4.4.3. Die älteren Eiszeiten im Bodenseeraum und im Appenzellerland

Relikte älterer Eiszeiten sind generell selten, dies gilt auch für den Umkreis des Bodensees. *Der Günz- und Mindeleiszeit* werden die verkitteten, 200–400 m über dem heutigen See liegenden Deckenschotter zugewiesen. Mit ihrer Hilfe und anhand weiterer Indizien kann man rekonstruieren, dass seit der Günz-, sicher seit der Mindeleiszeit die Entwässerung des Bodenseeraums sich von der hochliegenden Donau abwandte. Die Günz- und Mindel-Gletscher haben ihre Schmelzwässer nicht nur zur Donau, sondern auch über die westliche Schwellenzone und Wasserscheide, die auf der Linie Randen–Irchel–Hörnli Bergland lag, zur Aare und zum Oberrhein abgeleitet (Fig. 21). Die tiefe Lage der Oberrheinischen Tiefebene hat wegen dem grossen Gefälle zu ihr nach der Aare auch den Alpenrhein zum Umkippen nach Westen veranlasst. Damit setzte die starke Eintiefung der Flüsse in der Bodensee-Region ein, wobei die eiszeitlichen Gletscher für die zusätzliche Ausweitung und Übertiefung dieses Vorlandbeckens sorgten. Nahezu 200 m unter dem Meeresspiegel liegt heute die Felssohle im unteren Rheintal; auf mehr als 700 m über Meer lag sie, als der Rhein noch ein Tributär der Donau war. Fazit: In den letzten 3–4 Eiszeiten wurden im zentralen Bodenseebecken gegen 1000 m Fels erodiert und exariert, das heisst fluvial und vor allem glazial abgetragen.

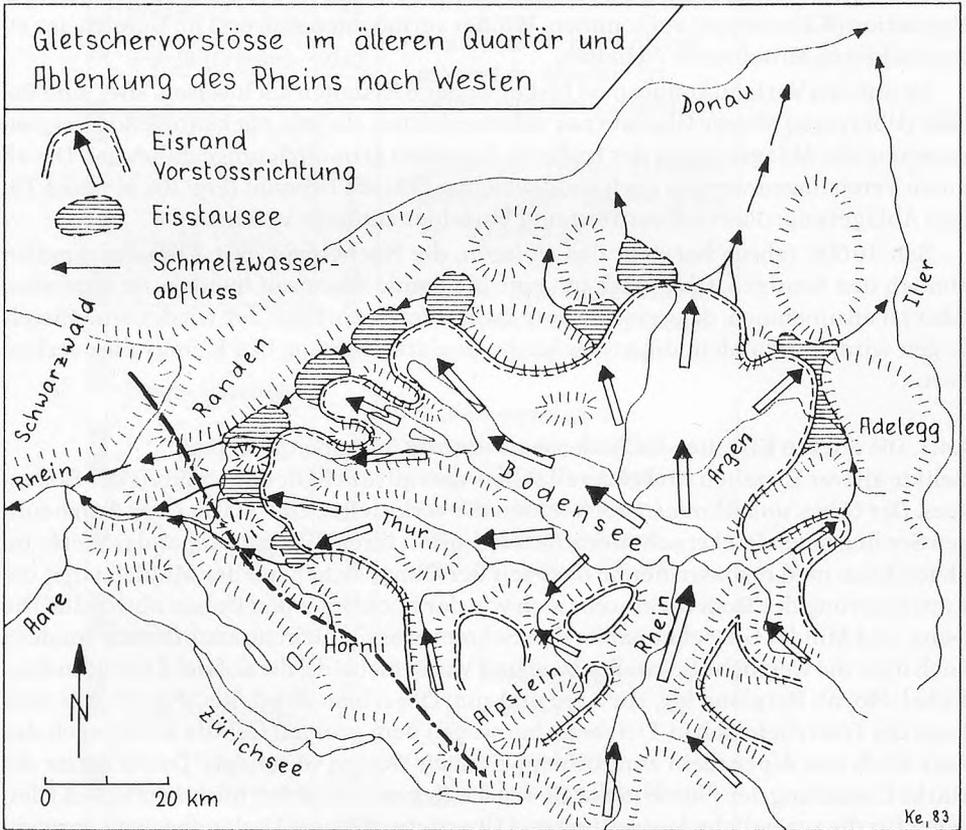


Fig. 21: Bodenseeraum im älteren Quartär. Die Gletscher der Günz- und Mindeleiszeit erfüllten die Einmündung im heutigen Bodenseeraum und stauten in den seitlichen Flusstälern Seen auf. Im Raum Winterthur-Schaffhausen fanden die Schmelzwässer Überläufe zur Aare und konnten sich infolge des starken Gefälles dort rasch eintiefen. Nach dem Abschmelzen des Gletschers folgte der Rhein dem neu eröffneten Weg nach Westen.

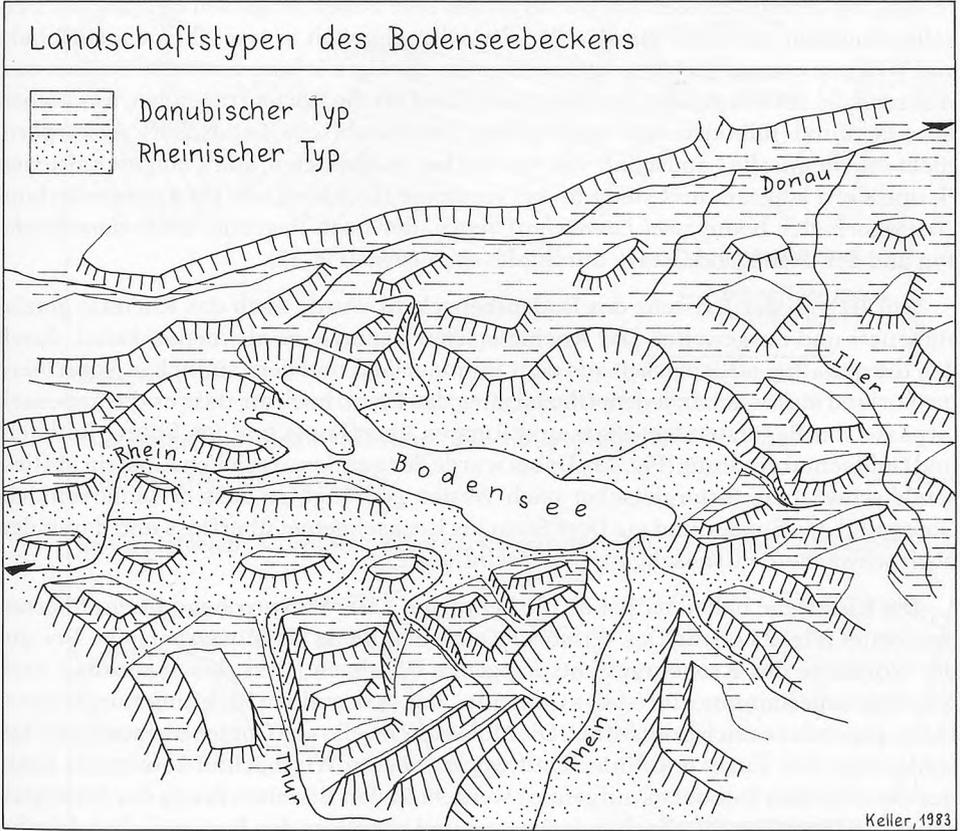


Fig. 22: In der Vogelschau-Darstellung lassen sich 2 Landschaftstypen erkennen. Die Hochflächen und Talböden, deren Entwässerung einstmals zur Donau erfolgte, können als danubischer Landschaftstyp einem rheinischen Typ mit kräftiger Durchtalung entgegengesetzt werden. Im Appenzellerland sind danubische Landformen noch als Relikte erhalten.

Die Landschaft ist jetzt durch tiefe Becken und starke Durchtaltung charakterisiert, was man als «*rheinischen Landschaftstyp*» bezeichnet (Fig. 22).

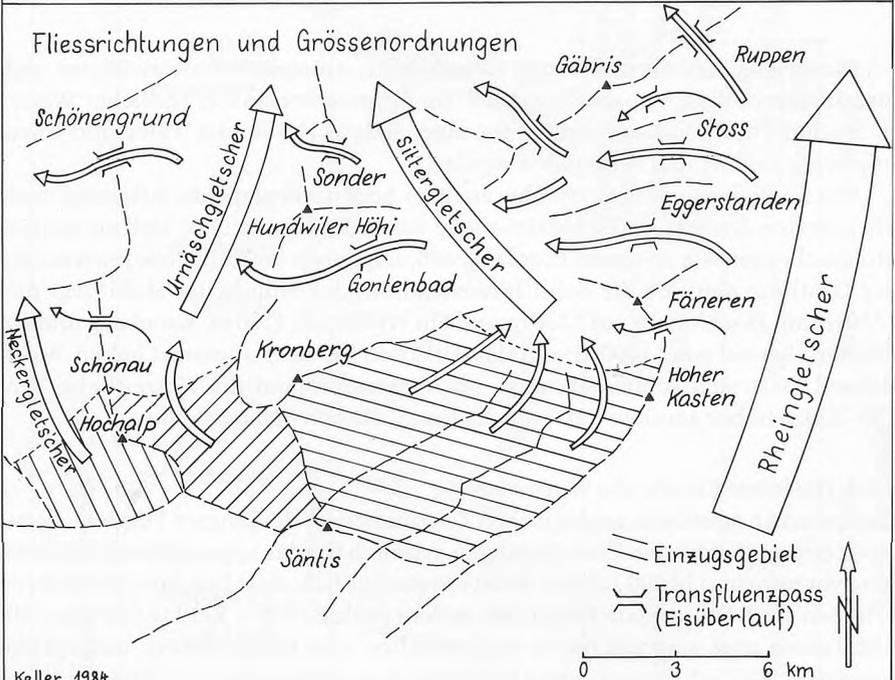
Rund um das tiefe Bodenseebecken begann sich in der Folge die lokale Entwässerung ebenfalls auf die Tieflage des Rheinlaufs und des Bodensees einzustellen. Im Allgäu, im Bregenzer Wald, im Toggenburg und im Appenzellerland haben die glazialen Eisströme die danubischen, hohen Talböden tiefenwärts ausgekolkt, die Täler breit ausgestaltet und übertiefte, lokale Becken geschaffen. Allein dies hat bis heute nicht genügt, um den stufenlosen Anschluss an das tiefe Bodenseebecken zu schaffen. Deshalb schneiden sich die Flüsse in den Zwischeneiszeiten in typischen engen Tobeln und V-Tälern ein und gleichen so immer mehr das Gefälle zum zentralen Becken aus. Während die hochliegenden, im Appenzellerland oft die Dörfer tragenden, randlichen Terrassen und Talbodenreste noch immer die danubische Landschaft verkörpern, rückt die rheinische Landschaft von Norden her in den tiefen, stark eingeschnittenen Haupttälern langsam und stetig in das voralpine Hochland vor. Im Appenzellerland überlagern sich heute *zwei Landschaftstypen*, der hoch liegende, weite *danubische* Typ und der tiefliegende, stark durchtaltete *rheinische* (Fig. 22).

Seit Beginn der Existenz des Bodenseebeckens wurde auch das Rheintal glazial eingetieft und ausgeweitet. Der Rheingletscher benutzte es als Auslasskanal, durch den die gewaltigen Eismassen aus dem Bündnerland und dem südlichen Vorarlberg ins Vorland abflossen. In jedem Glazial stieg das Eis so hoch an, dass es die Appenzellerpässe von Eggerstanden, Stoss und Ruppen überflutete und ins Sitter-, Rotbach- und Goldachtal eindrang (Fig. 23). Dabei wurde der aus dem östlichen Alpstein abfließende schwächere Sittergletscher nach Westen gedrängt, so dass er seinerseits via Gonten-Tal, via Sonder und via Dorf Stein ins Urnäschgebiet überfloss und damit den noch schwächeren Urnäschgletscher beeinflusste.

Die Eisströme haben natürlich die benutzten Täler entsprechend ihrem Fließen bearbeitet (Fig. 23 oben). Das Wissbach-Gontental diene als Musterbeispiel. Der auf der Nordseite des Kronberges entspringende Wissbach fließt bis Jakobsbad nach NE. Sein angestammtes Tal ist das Gontental, das in derselben Richtung zum Sittertal führt, gegen das es sich breit öffnet. Die Molasseschwelle von Gontenbad sowie die Talsohlenreste von Eugst und Unter Lauftegg im oberen Wissbachtal können als Reste des danubischen Talbodens aufgefasst werden. In den Eiszeiten drang der Sittergletscher von Osten her Wissbach-aufwärts vor und überfloss den Pass zwischen Jakobsbad und Urnäsch. Beim Rückzug haben seine Schmelzwässer diesen Sattel durchschnitten und das enge V-Tal Richtung Urnäsch als Durchbruch erodiert, so dass der Wissbach beim Jakobsbad umkippte, der Sitter «die Treue brach» und zur Urnäsch «überlief».

Die eiszeitlichen Gletscherströme im Appenzellerland

Fließrichtungen und Grössenordnungen



Gegenseitige Beeinflussung der Hauptgletscher
Schematisches Querprofil

Neckergletscher < Urnäschgletscher < Sittergletscher < Rheimgletscher

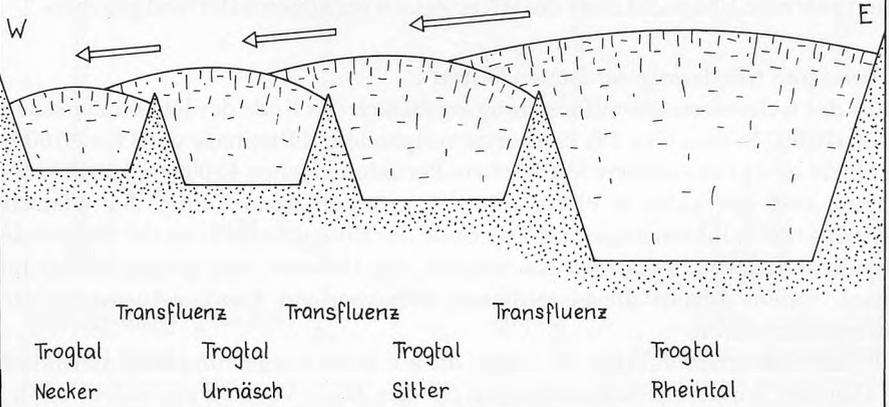


Fig. 23: Die eiszeitlichen Gletscherströme im Appenzellerland. Nach der Verfüllung des Rheintals bedrängt der Rheimgletscher über Eggerstanden und Stoss den Sittergletscher. Dieser beeinflusst seinerseits über Gontenbad und Sonder den Urnäschgletscher.

Dieser Mechanismus, der sich zwischen Eisströmen, Schmelzwässern und nach-eiszeitlichen Flüssen abspielt, hat sich im Appenzellerland in ähnlicher Weise mehrfach wiederholt. So kann eine Reihe eigenartig verlaufender Täler und Entwässerungswege erklärt und verstanden werden.

Wie im Bodenseeraum erreichte auch im Appenzellerland die Rissvergletscherung die grössten Ausmasse. Die Maximallage dieser Vereisung lässt sich an den höchsten Molassebergen wie an einem Pegel ablesen, zeigt doch im Kuppenbereich ein Knick in der Gratlinie deutlich die Schliftgrenze an. An der Hundwiler Höhi liegt diese auf 1250 m, am Hochhamm auf 1230 m und am Wilket auf 1120 m. Kronberg und Hochalp dürften sich auf rund 1400 m vom risszeitlichen Eismeer abgesetzt haben. Aus diesem Befund lässt sich schliessen, dass im Appenzellerland die risszeitliche Vereisung 150–200 m höher gereicht hatte als die letzte, die würmeiszeitliche.

4.4.4. Die letzte Eiszeit, die Würmeiszeit

Gemessen an sonstigen geologischen Zeiträumen ist die jüngste Vergletscherungsperiode erst vor kurzem zu Ende gegangen, nämlich für das appenzellische Molassebergland vor nur rund 14 000 Jahren. So ist es verständlich, dass ihre Spuren noch recht gut erhalten sind. Diese letzte Eiszeit hat zudem praktisch alle Relikte früherer Eiszeiten überfahren und, was von ihnen noch erhalten war, umgearbeitet, umgepflügt oder weggefegt. Es darf aber mit guten Gründen angenommen werden, dass die älteren Eiszeiten prinzipiell gleich oder sehr ähnlich gewirkt haben. Die letzte Eiszeit kann nach dem heutigen Stand der Kenntnisse allgemein gut und auch im Appenzellerland recht genau in ihrer Tätigkeit und in ihrem Ablauf rekonstruiert werden. Im 5. Hauptkapitel werden in der regionalen Landschaftsgeschichte vor allem eiszeitliche Phänomene beschrieben, da sie in besonderem Mass die heutige Landschaft prägen. Deshalb wird hier nur eine Übersicht über die Würmeiszeit im Appenzellerland gegeben.

Dauer und Gliederung der letzten Eiszeit

Aus der weltweiten Eiszeitforschung ergibt sich das Ende der letzten Zwischeneiszeit vor 110 000 Jahren (Fig. 24). Eine erste vollglaziale Kältephase wird vor 40 000–50 000 Jahren, eine etwas mildere Mittelwürm-Periode zwischen 40 000 und 25 000 Jahren vor heute und die kälteste Phase mit der grössten Ausdehnung der Gletscher vor 20 000–18 000 Jahren angesetzt. Das Ende der Eiszeit, respektive der Beginn der noch heute andauernden warmen Nacheiszeit, das Holozän, liegt gerade 10 000 Jahre zurück, indem damals die eiszeitlichen Gletscher auf heutige Ausmasse zurückgeschmolzen waren.

Der Kurvenverlauf (Fig. 24) deutet die auf Schätzungen und Rekonstruktionen beruhenden Temperaturschwankungen für das Alpen-Vorland an, welche auch im Ap-

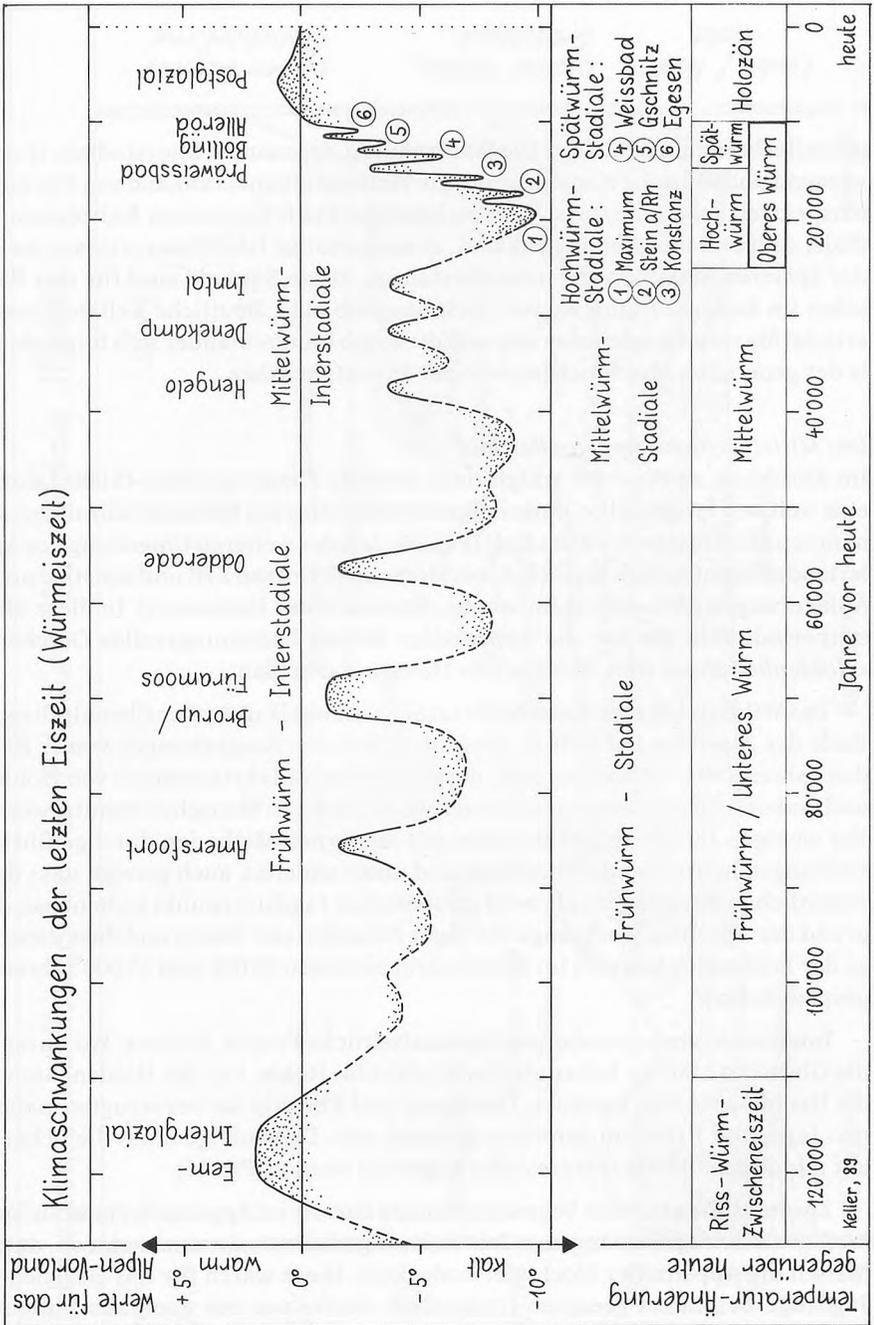


Fig. 24: Klimaschwankungen der letzten Eiszeit. Obwohl die letzte Eiszeit weltweit vor 110000 Jahren einsetzte, lässt sich für das Appenzellerland nur eine Vergletscherung im sogenannten Oberen Würm von 25000 bis 10000 Jahren v.h. nachweisen.

penzellerland gelten dürften. Die Warmphasen, sogenannte Interstadiale, tragen überwiegend holländische Namen, weil sie in Holland erstmals anhand von Floren und Pollenspektren genauer erfasst werden konnten. Die frühwürmen Kaltphasen, die Stadiale, sind erst in Anfängen bekannt, denn damalige Gletschervorstösse wurden von der späteren Maximalvereisung überfahren. Diese Stadiale sind für den Rheingletscher im Bodenseeraum zurzeit Forschungsobjekte. Deutliche Relikte hinterliessen erst die Maximalvergletscherung und die rasch hintereinander sich folgenden Stadiale der generellen Abschmelzperiode der Eiszeitgletscher.

Das Mittelwürm im Appenzellerland

Im Anschluss an die erste vollglaziale, stadiale Phase vor etwa 45 000 Jahren folgte eine weltweit festgestellte, längere Epoche mit milderem Klimaverhältnissen, die sogenannten *Mittelwürm-Interstadiale* (Fig. 24). Aus der weiteren Umgebung des Appenzellerlandes kennt man Schieferkohlen (Mörschwil, Gossau ZH) und sonstige organische Ablagerungen (Walensee–Linthebene, Nordseite des Bodensees). In diese ältere Eiszeitperiode fällt ein für die Appenzeller Region bedeutungsvolles Geschehen: Die *«Höhlenbewohner vom Wildkirchli»* treten auf den Plan.

Das Wildkirchli, eine Karsthöhle im Schrattenkalk unter der Ebenalp, liegt am NE-Ende des Alpsteins auf 1480 m über Meer. Seit den Ausgrabungen von E. Bächler in den Jahren 1903–1908 weiss man, dass sie während Jahrtausenden von Höhlenbären und anderen Tieren bewohnt sowie zeitweise auch von Menschen benutzt worden war. Vor wenigen Jahren abgeschlossene, mit modernen Methoden durchgeführte Untersuchungen haben das Bild bestätigt und unter anderem auch gezeigt, dass die Höhle eiszeitlichen Bärenjägern als wohl episodischer Jagdstützpunkt gedient hat, dass aufgrund der Abschlag-Werkzeuge die Jäger Neandertaler waren und dass diese Jagdzüge der Frühmenschen sich im Mittelwürm zwischen 35 000 und 25 000 Jahren v. h. abgespielt haben.

Interessant sind nun aber auch glazialzeitliche Fragen. Erstens: Wo waren damals die Gletscher? Sicher höher als die Wildkirchli-Höhle. Für die Höhlenbären müssen die Hochflächen von Bommen, Gartenalp und Ebenalp die bevorzugten, nahe gelegenen Jagd- und Ernährungsreviere gewesen sein. Demzufolge muss die Schneegrenze auf mindestens 1800 m Meereshöhe angesetzt werden (Fig. 25).

Zweitens: Was für eine Vegetation konnte damals im Appenzellerland aufkommen? Weil die Schneegrenze in jener Zeit tiefer lag als heute, ist anzunehmen, dass alpine Matten die Appenzeller Hochtäler bedeckten. Diese waren für das Begehen und für Jagdzüge besonders geeignet. Gesamthaft dürfte wie zur ebenfalls mittelwürmen Schieferkohlenzeit ein kühlgemässigt Klima geherrscht haben.

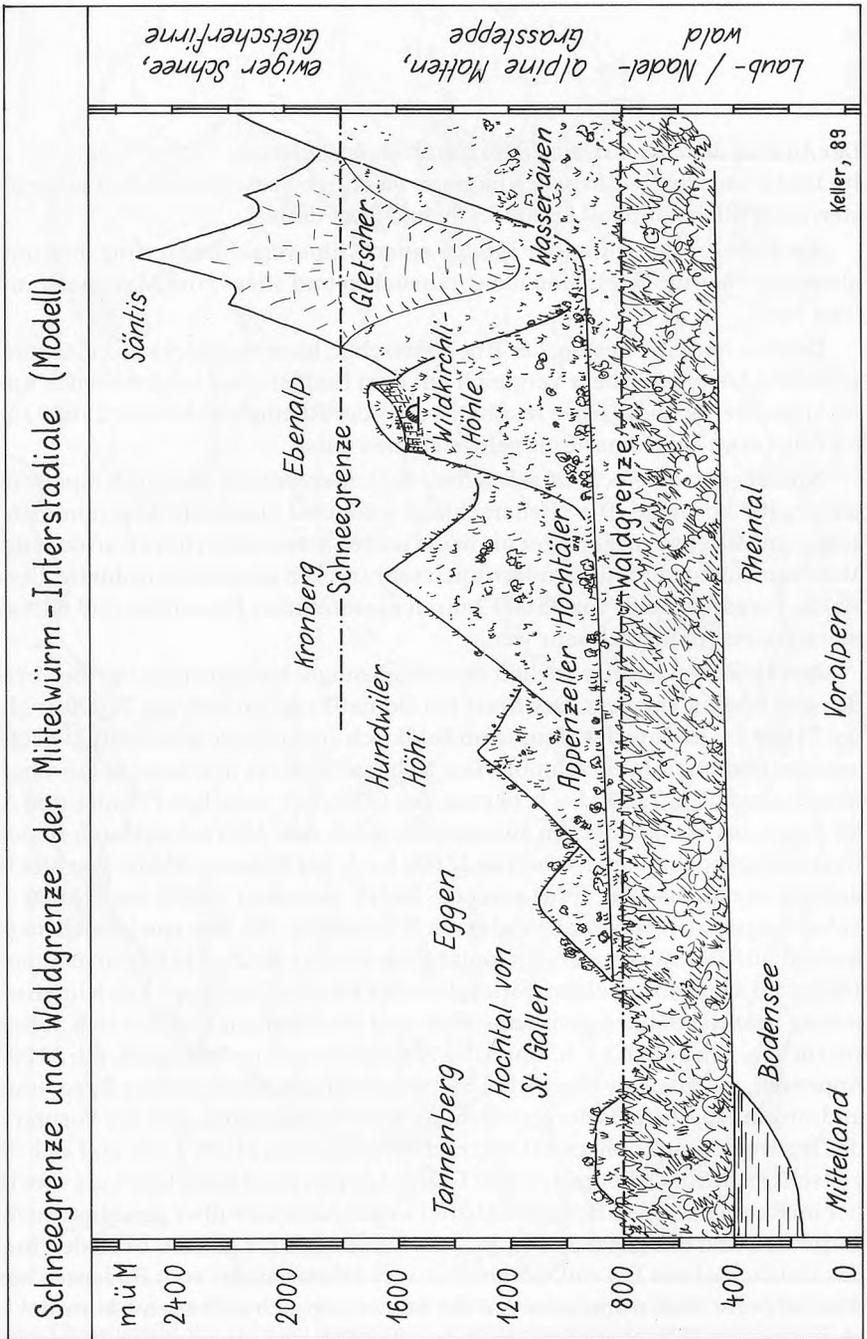


Fig. 25: Schematisches Profil vom Bodensee zum Säntis. Während der Zeit der «Höhlenbewohner vom Wildkirchli» um 30000 Jahre v. h. lagen grosse Teile des Appenzellerlandes als alpine Matten über der Waldgrenze. Hier fanden viele Tierarten reiche Nahrung und die Neandertaler Bärenjäger ihre Beute.

Der Aufbau der Eismassen zur Maximalvergletscherung

Im Inntal unterhalb Innsbruck hat man mächtige Seesedimente mit pflanzlichen Resten und Pollenstaub mit 25 000 J. v. h. und älter datiert.

Nach dieser Zeit, offenbar infolge einer Klimaverschlechterung, begann der Innegletscher über die Seesedimente vorzurücken und stiess zum Maximalstand im Vorland vor.

Der Nachbar im Westen, der Rheingletscher, kann sich nicht grundsätzlich anders verhalten haben. Aus dem Vergleich mit dem Innegletscher bei Innsbruck und der Berechnung der Schneegrenze resultiert, dass der Rheingletscher vor 25 000 Jahren hinter Chur etwa bei Domat-Ems gelegen haben muss.

Nun begann die *hochglaziale Klima-Verschlechterung*, die die Temperatur im Mittel um 10° absenkte. Die Niederschläge – so wird allgemein angenommen – waren schon im Mittelwurm geringer als heute und nahmen weiterhin ab, so dass das Würm-Maximum nicht nur kalt, sondern auch sehr trocken gewesen sein dürfte. Über die glazialen Vorgänge beim vor 25 000 Jahren einsetzenden Eisaufbau und Gletscher-Vormarsch weiss man noch sehr wenig.

Aus *Modellrechnungen* erhält man einen möglichen Fahrplan für die Vorrücketafen des Rheingletschers. Der Start bei Domat-Ems erfolgte um 25 000 J. v. h. Bereits um 24 000 J. v. h. hatte der Hauptarm Feldkirch erreicht, wo ihm der Illgletscher entgegenkam und mit ihm verschmolz. Der Nebenarm stiess von Sargans aus über das Walenseetal vor. Um 23 000 J. v. h. begann der Gletscher zwischen Pfänder und Appenzeller Sporn ins Vorlandbecken auszutreten. Nach dem Vorrücken durch Bodensee und Untersee stand die Gletscherstirne 22 000 J. v. h. bei Stein am Rhein. Von hier benötigte das Eis nochmals drei Jahrtausende, bis es zwischen 20 000 und 18 000 J. v. h. bei Schaffhausen den Maximalstand erreicht hatte (Fig. 26). Was spielte sich im Appenzellerland ab? Der Ausgangslage Domat-Ems entspricht die Mittelwurm-Schneegrenze 1800 m im Alpstein mit einem Sittergletscher bis zum Seealpee. Die Klimaverschlechterung liess die Schneegrenze absinken und die Alpsteingletscher sich aufbauen und vorrücken. Um 24 000 J. v. h. stand der Sittergletscher im Weissbad, um 23 000 v. h. bei Appenzell, nachdem er bereits bei Steinegg Kontakt mit dem über Eggerstanden herandrängenden Rheineis hergestellt hatte. Nun verlangsamte sich der Vormarsch, denn das Eis wuchs auch höhenwärts beträchtlich an. Etwa 21 000 J. v. h. traf sich der Sittergletscher von Süden her mit dem St.Galler-Lappen des Rheingletschers vom Bodensee her im Raum St.Gallen-Bruggen. Mittlerweile hatte sich über den Stoss auch das Gaiserbecken und das ganze Rotbachtal bis Teufen mit Eis gefüllt. Über den Ruppen lief das Goldachtal mit Eis voll, unterstützt vom Eisstrom, der vom Bodensee her im Goldachtal gegen Süden anwuchs. Auf der Schwägalp sich aufbauend, hatte der Urnäschgletscher das Talbecken von Urnäsch aufgefüllt und stiess gegen Waldstatt vor. Im

Raum Hundwil traf er auf das Sittereis von E her. Schliesslich kam es beim weiteren Absinken der Schneegrenze auf 1000 m ü. M. zur vollständigen Eis-Überflutung des Appenzellerlandes, die ebenfalls zwischen 20 000 und 18 000 J. v. h. den Höchststand erreicht hatte.

Die Rückschmelzstadien (nach dem Maximum der letzten Eiszeit)

Aufgrund vieler Datierungen ist man international im allgemeinen der Ansicht, dass das Vereisungsmaximum vor 18 000 Jahren abgeschlossen war. Darnach machten sich, zuerst zögernd, Klimaverbesserungen bemerkbar, die allerdings mehrmals unterbrochen worden sind. Die Verbesserungen liessen die Gletscher zurückschmelzen, die Rückschläge führten in einzelnen Phasen sogar zu kleineren Wiedervorstössen. Im Appenzellerland schmolz das gewaltige, nahezu alles überdeckende Eisstromnetz bis 14 500 J. v. h., ausgenommen im Alpstein, vollständig ab. Nur 3500 Jahre nach dem Maximalstand war das voralpine Appenzellerland wieder eisfrei.

Zum Geschehen während diesen 3½ Jahrtausenden gibt es eine Reihe Zeugen und Überreste. Sehr viele Ablagerungen, Aufschüttungsformen und Erosionsgebilde blieben aus dieser kurzen Zeit intensivster Landschaftsgestaltung erhalten und sind wesentlich verantwortlich für die Charakteristik des Appenzellerlandes (Kap. 5). Die vielen Hinterlassenschaften ermöglichen es auch, eine detaillierte Chronostratigraphie aufzustellen (Fig. 27). Die Bezeichnungen der Stufen stammen aus dem Rheingletschergebiet, wo die Vorgänge synchron, aber in grösserem Massstab abgelaufen sind. Die Grossgliederung ergibt sich anhand der *stadialen Eisrand-Komplexe*, worunter eng beieinander liegende und in der Landschaft weit verfolgbare Eisrandbildungen verstanden werden. Im Bereich eines Eisrand-Komplexes hat sich die Eisfront eines Gletschers längere Zeit bei nur geringem Oszillieren aufgehalten, während sie vorher und nachher, wo im Gelände die Eisrandmarken fehlen, schnell zurückgeschmolzen ist. Eisrand-Komplexe sind Zeugen des Gletscherverhaltens, welches seinerseits vom Klima gesteuert wird. Das bedeutet: Ein Eisrand-Komplex, der Stillstände oder Wiedervorstösse des sonst abschmelzenden Gletschers anzeigt, lässt auf eine zeitlich begrenzte Klimaverschlechterung, welche als *Stadial* bezeichnet wird, schliessen.

Im Bodensee-Rheingletscher-Raum sind, wie auch im Appenzellerland, vier Stadiale zwischen Würm-Maximum und dem älteren Spätwürm erkannt und festgelegt worden. Die stadiale Gliederung ist in Figur 27 zusammengestellt, wobei auch noch die Unterteilung in Stände aufgeführt ist.

Nach dem Würm-Maximum schmolz das Eis mit Zwischenhalten geringeren Ausmasses vor mehr als 16 000 J. v. h. auf das Stadial W/S ab (Fig. 28), das an verschiedenen Orten Zeichen eines Wiedervorstosses aufweist. Darnach zogen sich die Gletscher

Gliederung der würmeiszeitlichen Eisrandlagen im Bodenseeraum und im Appenzellerland					
Stadiale Eisrand-Komplexe			Gletscher - Stände		
Abkürzung, Einstufung	Rheingletscher (Vorlandgletscher)	Sittergletscher (Lokalgletscher)	Nummer	Rheingletscher	Sittergletscher
W/M Hochwürm	Würm - Maximum = Schaffhausen	- keine selbständige Gletscherzunge	W 1 2 3	Engi Herblingen Solenberg	
W/F Hochwürm	Feuerthalen	-	W 4 5	Feuerthalen Langwiesen	Hundwil
W/S Hochwürm	Stein am Rhein	Stein AR	W 6 7 8	Staffel Etzwilen Stein am Rhein	Störgel Gmünden Hinter Haslen
W/K Hochwürm	Konstanz	Appenzell	W 9 10	Reichenau Konstanz	Schopfhalden Appenzell
W/W Spätwürm	Koblach	W/W = Weissbad		Lindau - Dornbirn Koblach Feldkirch	Steinegg - Ibach Weissbad Schwende ke, 90

Fig. 27: Gliederung der würmeiszeitlichen Eisrandlagen im Bodenseeraum und im Appenzellerland.

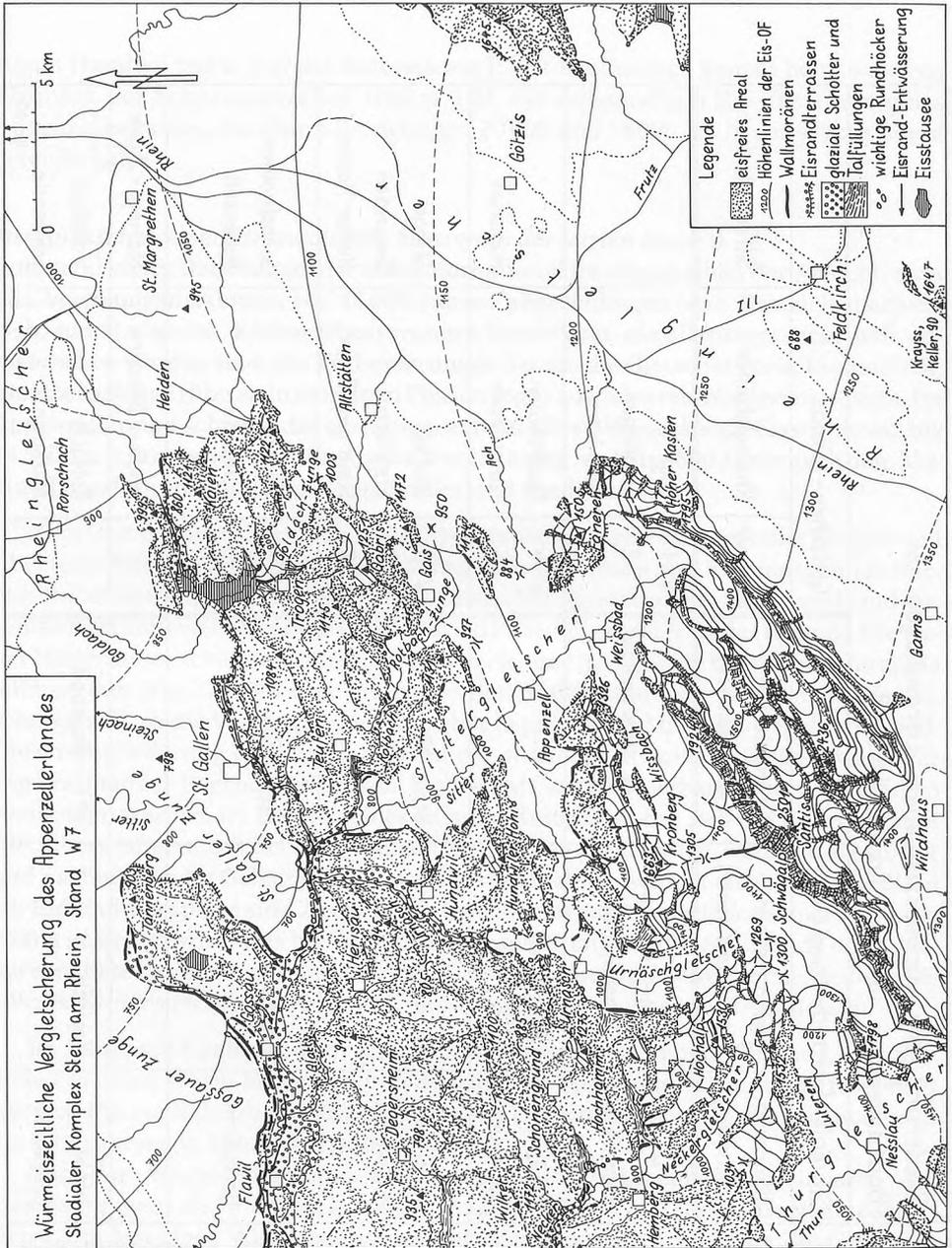


Fig. 28: Nach der 1. Rückschmelzphase, die weite Gebiete des Appenzeller Hügellandes eisfrei werden liess, bauten sich während einer Kaltphase im Stadial Stein am Rhein die Eismassen erneut auf. Die Schmelzwässer aus den Gletscherzungen im Goldach, Sitter- und Urnäschtal sammeln sich in einem Eisrandstrom, der dem Bodenseeegletscher entlang nach Westen abfloss.

weit zurück und stabilisierten sich erst wieder im Bereich des Stadials W/K zwischen 15 500 und 15 000 J. v. h. Am Sittergletscher weist dieses Stadial, lokal als Appenzell-Stadium bezeichnet, mehrere Eisrandlagen auf (Fig. 34). Im Urnäschtal fehlen interessanterweise klare Zeugen des W/K-Stadials, während es im Toggenburger Luterental wieder markant in Erscheinung tritt.

Im Norden des Appenzellerlandes schmolz der Rheingletscher schrittweise gegen den Bodensee zurück. Im Stadial Stein am Rhein W/S waren Urnäsch-, Sitter-, Rotbach- und Goldachzunge bereits selbständig. Von diesen Zungen aus und entlang den absinkenden Eisrändern des Rheingletschers entwickelte sich aus dem Raum des Appenzeller Sporns die südseitige Randentwässerung des riesigen Vorlandgletschers. Der bedeutende Schmelzwasseranfall schuf tiefe, weit verfolgbare Eisrandtäler, die vielfach kräftig in die Molasse einerodiert sind. Jeder Eisrandlage passte sich auch die Entwässerung an und schuf ein nächst tieferes Rinnensystem (Fig. 28).

Der Rückzug des Rheingletschers aus dem inneren Appenzellerland erfolgte entsprechend den Höhen der Appenzeller Pässe. Zuerst nach W6 brach die Transfluenz über den Ruppen ab, später nach W8 diejenige über den Stoss. Die Trennung Rheingletscher-Sittergletscher spielte sich bei Eggerstanden innerhalb des Standes W10 ab. Somit waren vom Appenzell-Stadium an die noch verbleibenden kleinen Alpsteingletscher selbständig geworden.

Die grösste Abschmelzphase machte der Rheingletscher nach dem Stadial W/K durch, indem er sich in nur rund 500 Jahren 60 km weit bis nach Koblach-Oberriet zurückzog und das Vorland endgültig freigab. Parallel dazu erfolgte das Abtauen des Sittergletschers bis hinter Wasserauen. Während dieser interstadialen *Präweissbad-Warmphase* stieg die Schneegrenze auf gegen 2000 m ü. M. an und lag damit nur noch 500–600 m unter der heutigen, die am Säntis in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts im Mittel auf 2500 m anzusetzen ist. Die Temperaturen kamen zumindest im Sommer bis auf etwa 3° C an heutige Werte heran. Die Gletscher und Firne tauten selbst in Schattelage an der Alpstein-Nordflanke bis auf rund 1800 m Höhe ab. Aus den eisfrei gewordenen und entlasteten Felsarealen brachen zahlreiche Bergstürze nieder, deren Schuttanhäufungen noch heutzutage vor allem entlang der Alpstein-Nordfront vom Luterental über die Schwägalp und Potersalp bis Lemen zu erkennen sind. Sie und die jungen Schutthalden sind es, die weithin die südlichste Molassezone und die Alpenrandaufschiebung verhüllen.

Gegen 14 500 J. v. h liess ein offenbar abrupter, mit einem starken Kälteeinbruch verbundener Klimarückschlag die Temperaturen wieder um 3–4° abfallen, so dass bei 6–7° tieferen Werten als heute nochmals für wenige hundert Jahre glaziale Verhältnisse eintraten. Die Schneegrenze sank auf gegen 1400 m ü. M. ab, und die lokalen Gletscher, insbesondere im Alpstein, stiessen nochmals kräftig vor. So verzeichnete der

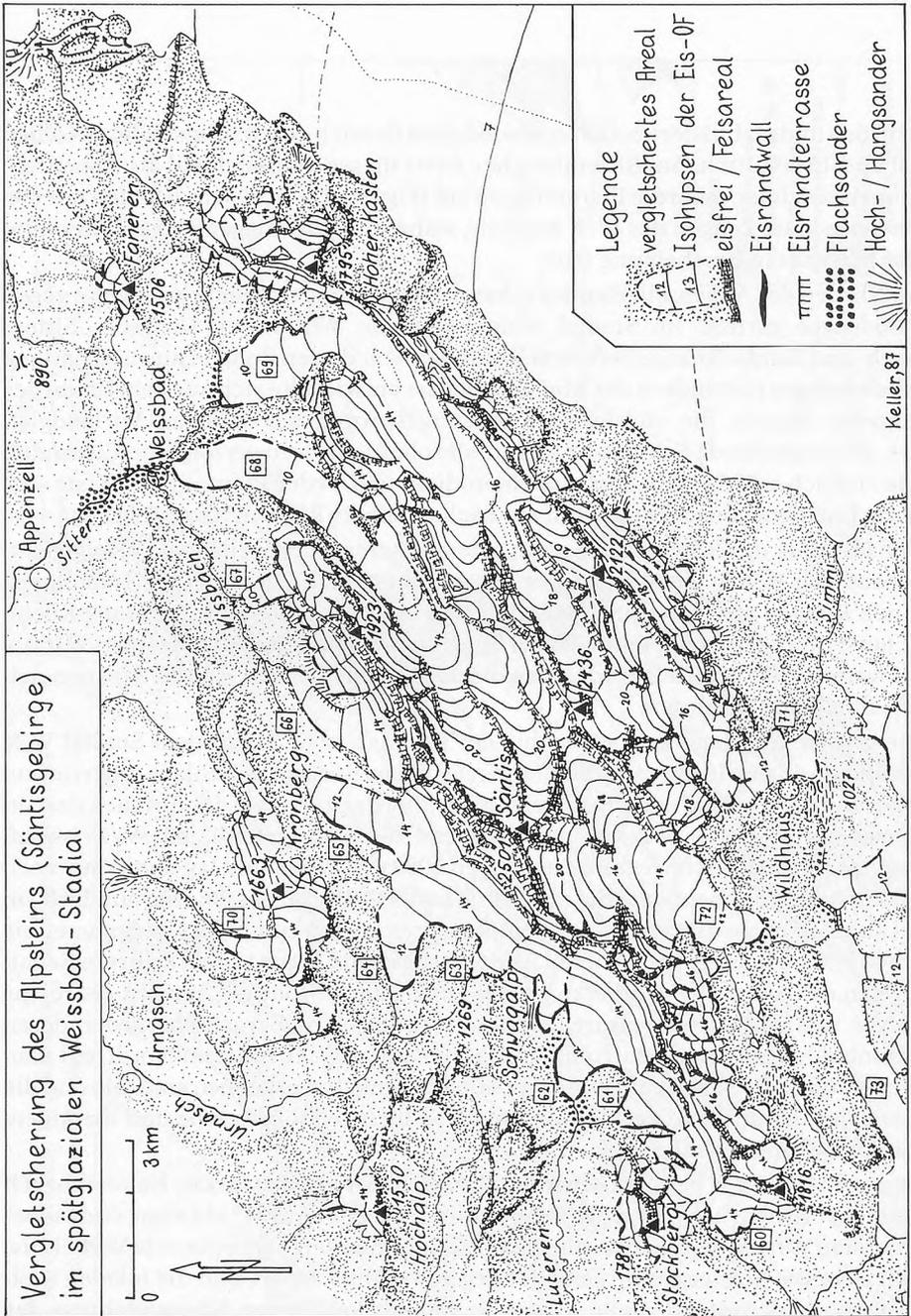


Fig. 29: Eine letzte Kaltphase vor rund 14500 Jahren liess die Alpsteingletscher im Weissbad-Stadiäl nochmals kräftig vorstossen, nachdem sie während der 3. Rückschmelzphase bis in hohe Lagen hinauf zurückgeschmolzen waren.

hinter Wasserauen stirnende Sitter-Schwendi-Gletscher einen Vormarsch um 4 km auf 10 km Länge und rückte bis Weissbad vor. Die hier sehr markant ausgebildete Eisrandlage wurde denn auch zur Typuslokalität für das Weissbad-Stadial W/W. Entlang der Nordseite des Alpsteins gehören alle im oberen Luterer-, Urnäsch- und Weissbadgebiet vorhandenen deutlichen Eisrandformen zu diesem stadialen Komplex (Fig. 29).

Bereits um 14 300 v. h. führte eine neue Warmphase zum erneuten Rückzug der Gletscher. Das Molasseland wurde überall eisfrei, nur in den inneren Tälern des Alpsteins und an seinen höheren Bergflanken hielten sich noch bis 10 000 J. v. h. letzte Gletscherchen und Firnfelder. Seither haben einzig der Blau Schnee und der Gross Schnee als winzige Eisfelder überdauert.

4.4.5. Die Nacheiszeit (Holozän)

Eigentlich war vor rund 14 000 Jahren die Eiszeit für das Appenzellerland zu Ende gegangen. Nach dem schnellen und kräftigen Gletschervorstoss des Weissbad-Stadials um etwa 14 500–14 300 vor heute (Fig. 29) schmolzen die Alpstein-Gletscher weit ins Gebirgsinnere zurück, während die letzten kleinen Kargletscher im Molasse-Bergland an der Hochalp und am Kronberg (Kap. 4.4.5.) vollständig abtauten. Aber in den Zentralalpen und weltweit an den subpolaren kontinentalen Eisschildern dauerte es noch weitere 4000 Jahre, bis um 10 000 vor heute die Gletscher auf die gegenwärtigen Ausmasse abgeschmolzen waren.

Da die Gletscher sich in den vergangenen 10 000 Jahren auf der Erde ganz allgemein nicht mehr oder höchstens unwesentlich über heutige Stände ausdehnten, setzt man an diesem Zeitpunkt die Wende Eiszeit (Pleistozän) – Nacheiszeit (Holozän) fest.

Für den gesamten nördlichen Alpenraum und damit auch für das Appenzellerland sind die vier letzten Jahrtausende der Eiszeit mit bereits weitgehender Eisfreiheit von besonderer Bedeutung. In diese Epoche fällt nämlich die wichtigste Umwälzung im Florenbereich, indem die Wiederbewaldung einsetzte.

Schon im Präweissbad-Interstadial und etwas später in der Wärmeperiode nach 14 300 v. h. hätten die Temperaturen, mit nur noch wenigen Graden unter den heutigen Werten, für die gehobenen Ansprüche vieler unserer Baumarten genügt. Aber die Einwanderung von Birken, Föhren, Hasel usw. erfolgte in der ganzen Nordostschweiz erst ab 13 000 v. h. Die im Hochglazial bis in den südlichen Balkan und ans westliche Mittelmeer zurückgedrängten Waldbäume hatten also 2000 oder mehr Jahre benötigt, um in die appenzellischen Gefilde zurückzukehren. Der grosse Zeitaufwand kann einerseits mit der auf der Samenverbreitung beruhenden umständlichen Ausbreitung und an-

derseits mit dem sicher nochmals den Wald weit zurückdrängenden Klimaeinbruch des Weissbad-Stadials erklärt werden.

Mit der Warmphase des Bölling-Interstadials zwischen 13 000 und 12 000 Jahren v. h. konnten vorerst Birken und bald auch Föhren hochkommen, die mit einer Reihe weiterer Pflanzen (Büsche, Sträucher, Bäume) schnell dafür sorgten, dass die bisher lückenhafte, steppenartige Vegetationsdecke sich endgültig schloss. Ab diesem Zeitpunkt unterblieben Rutschungen, Sackungen und Schuttströme grossenteils und die Solifluktion (Bodenfliessen) kam ganz zum Erliegen. Seither sind, jedenfalls im Mittelland und im Voralpenbereich, die landschaftsformenden, reliefbildenden Veränderungen auf ein Minimum beschränkt. Die geschlossene Vegetationshülle verhindert im wesentlichen grosse Massenumsetzungen an Lockermaterial. Fluviale, überwiegend linienhaft laufende Formungsprozesse (Kap. 2.3.) haben die intensiven glazialen, flächenhaft und räumlich wirkenden Vorgänge (Kap. 2.2.) der Vereisungsepoche abgelöst.



(Foto: H. Mäder, Rehetobel)

Von der Hundwiler Höhe reicht die Aussicht nach NW weit in den Thurgau hinaus über die Braunaer Höhen bis zum Stammerberg-Seerücken am Untersee (zuoberst in der Bildmitte). Der Läbelbach (von rechts unten her) fliesst zur Urnäsch ab, die im Waldtobel (ob der Bildmitte von links nach rechts) rund 100 m unter den weiten Talboden von Waldstatt (links) – Hundwil (rechts ausserhalb) eingeschnitten ist. In diesem Talzug verläuft die tektonische Grenze der subalpinen Molasse (Vordergrund) zur aufgerichteten mittelländischen (obere Bildhälfte). Als geologische Schwächezone wurde er von den Eiszeitgletschern weit und muldenförmig ausgestaltet, während die Urnäsch nach der Eiszeit eine tiefe Furche einerodierte. In der Gegend von Steblen (Bildmitte hinter dem Tobel der Urnäsch) trafen sich der eiszeitliche Sittergletscher (von rechts) und der Urnäschgletscher (von links). Beim Abschmelzen bildeten sich zwischen den beiden Gletscherzungen Seen (bei Steblen und Waldstatt) und Sonder (bei Hundwil, Ebene rechts der Bildmitte). Die Abflüsse und Schmelzwässer fanden einen Ausgang über die einstige Passlücke Mooshalden-Wilen und haben dort das tiefeingeschnittene Eisrandtal geschaffen, das heute von Bahn und Strasse benutzt wird (rechts von Waldstatt ob der Bildmitte). Das Wasser konnte damals via Herisau (rechts oben) durch das Glattal das Appenzellerland verlassen.

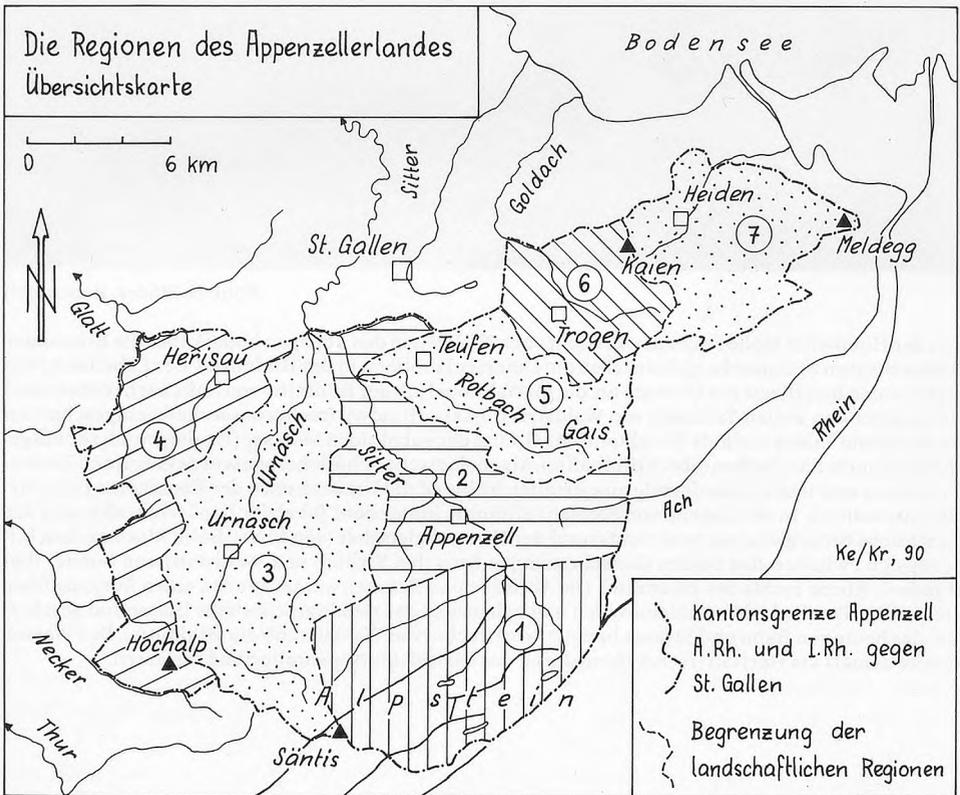


Fig. 30: Die Regionen des Appenzellerlandes: (1) Alpstein, (2) Sittertal, (3) Urnäschtal, (4) Bergland Herisau-Hochalp, (5) Rotbachgebiet, (6) Goldachtal, (7) Appenzellersporn.

5. Landschaftsgeschichte der einzelnen Regionen

5.1. Einleitung

Um die Vielfalt und Eigenart der landschaftsformenden Prozesse während der letzten Eiszeit anschaulich darstellen zu können, drängt sich eine Unterteilung des voralpinen Appenzellerlandes in sechs Regionen auf. Die Eisströme der letzten Vorlandvergletscherung bewegten sich naturgemäss in den bereits bestehenden Flusstälern: die Alpsteingletscher im *Sittertal* und *Urnäschthal*, die Gletscherzungen des Rheingletschers im *Rotbachtal* und *Goldachtal*. Das *Bergland von Herisau bis zur Hochalp* wurde sowohl von den Alpsteingletschern wie auch vom Bodenseegletscher beeinflusst, produzierte aber in den kältesten Phasen auch lokales Eis. Das *Hügelland vom Kaien zur Meldegg*, der sogenannte Appenzellersporn, war ausschliesslich der Eisüberflutung des Rheingletschers ausgesetzt (Fig. 30).

Als zeitliche Gliederung der letzten Vorlandvereisung sei nochmals folgende *generelle Chronologie* in Erinnerung gerufen:

Phase des Eisaufbaus	ab ca. 25000 Jahren v. h.
Höchststand W/Max	ca. 18000
1. Rückschmelzphase	
Stadial Stein am Rhein W/S (Stände W6 und W7)	ca. 16000
2. Rückschmelzphase	
Konstanz-Stadium W/K	ca. 15000
3. Rückschmelzphase	
Weissbad-Stadial W/W	ca. 14500

5.2. Das Sittertal

Das Sittertal beginnt bei Weissbad, wo sich die Quellbäche Brüelbach, Schwendibach und Wissbach vereinen. Hier brechen die harten Nagelfluhzüge des Kronbergs in der Verlängerung des Sax-Schwende-Bruchs jäh ab, so dass sich der Entwässerung der Alpsteintäler in den anschliessenden weichen Molasseschichten ein Weg nach Nordwesten öffnete. Zwischen Talauen, sanften Hügeln und Terrassen pendelt der Sitterfluss zunächst durch das Becken von Appenzell, bis er am Ostende der Hundwiler Höhi auf die Nagelfluhrippen der Gäbriskette stösst. Im *Becken von Appenzell* kreuzt der Fluss die Längstalung von Gonten, die sich über Gais bis zum Stoss fortsetzt. Es sind nur kurze Abschnitte dieses Längstalzuges, die sich zur Sitter entwässern. Die Talwasserscheiden bei Gontenbad und Meistersrüti liegen rund 150 m über der Sohle

des Sittertals, so dass von Appenzell aus gesehen der Längstalzug gar nicht als solcher in Erscheinung tritt.

Auffälliger ist das breite Tal, das sich von *Eggerstanden* her gegen das Sittertal öffnet. Die flache und relativ niedrige Wasserscheide zum Rheintal hin legt die Frage nahe, ob sich die Alpsteintäler und das Gontener Längstal allenfalls einmal auf diesem Weg zu einem noch hochliegenden Rheinsystem entwässert haben könnten. Glazial-geologische Überlegungen (Kap. 4.4.3.) führen indessen eher zur Ansicht, dass die Talung von Eggerstanden durch Gletschereis und Schmelzwasser vom Rheintal her geöffnet wurde.

Wie hoch die Erosionskraft der eiszeitlichen Gletscherströme zu veranschlagen ist, zeigt das Talprofil der Durchbruchstrecke der Sitter in der Nagelfluh der Gäbriszone nördlich von Appenzell. Die Niveaus der resistenten Felsrippen markieren dort einen fast 1 km breiten glazialen Talboden, der sich gegen die Hänge scharf absetzt. Eisschurf und Schmelzwässer haben die weicheren Mergel- und Sandsteinschichten in selektiver Weise ausgeräumt, so dass am Ende nur noch die Nagelfluhbänke als Härterippen stehen blieben. Heute präsentiert sich dieser Talabschnitt als eindruckliche und erhaltenswerte *Schichtrippenlandschaft*.

Nördlich der Störungszone der Randunterschubung, die sich durch die Ausweitung des Beckens von Haslen abzeichnet, erreicht der Sitterlauf das Längstal von Teufen. Die Formationen granitischer Sandsteine begünstigten die Ausbildung einer engen Felsschlucht, die bei der Rotbachmündung gegenüber dem höheren Talboden bereits 60 m tief ist. Am grossartigsten präsentiert sich die *Schluchtenlandschaft* vom hohen Eisensteg zwischen Störgel und Haggen aus, wo sich die Sitter und der dort einmündende Wattbach in die Wechschichten der Oberen Meeresmolasse eingeschnitten haben. Sehr schön lässt sich an dieser Stelle auch das hangparallele Einfallen der Schichten an den Südhängen mit den Schichtköpfen der steilen Felswände über dem Nordufer vergleichen. Beim Kubel schliesslich verlässt der Fluss das Land Appenzell, in 99 m Höhe überspannt vom kühnen Viadukt der Bodensee-Toggenburg-Bahn.

Befunde aus dem Rotbachtal, auf die in Abschnitt 5.5. noch eingegangen wird, sprechen für ein geologisch junges Alter der Sitterschlucht. Der überwiegende Teil der Eintiefung dürfte durch *Flusserosion in der Spät- und Nacheiszeit* erfolgt sein, also innerhalb der letzten 15 000 Jahre. Solche beschleunigte Eintiefungsvorgänge treten in einem Flusssystem dann auf, wenn entweder im Unterlauf die Erosionsbasis tiefer gelegt wird oder wenn sich im Bereich der Schluchtstrecke tektonische Hebungen abspielen. Weder die eine noch die andere Möglichkeit ist für die Schluchten der Urnäsch und der Sitter auszuschliessen, vielleicht hat sogar beides zusammengewirkt.

Während den *eiszeitlichen Vergletscherungen des Alpsteingebirges* hatte das Sittertal sowohl die Funktionen eines Abschmelzgebietes wie auch eines Auslasskanals zu

übernehmen. Bei Klimaverschlechterungen geringeren Ausmasses oder kürzerer Dauer genügte das weite Becken von Appenzell als Abschmelzgebiet. Sank die Schneegrenze langfristig auf 1200 m oder noch tiefer, schoben sich Eisströme im Sittertal abwärts und seitlich ins Tal von Gonten hinein. Irgendwann in dieser Phase war dann auch der *Rheingletscher* dermassen angewachsen, dass er zwischen der Fäneren und dem Gäbris die Wasserscheide zur Sitter überfuhr und sich mit dem Alpsteingletscher vereinigte.

Beim weiteren Vordringen des nunmehr verstärkten *Sittertal-Eisstroms* kam es schliesslich im Raum St.Gallen–Winkeln zur Konfrontation mit den Eismassen, die sich inzwischen im Bodenseebecken aufgebaut hatten. Eine Zunge des *Bodenseegletschers* stiess von Wittenbach her das Sittertal aufwärts und staute vermutlich bei Bruggen einen See auf. Eine tiefe Felsrinne, die von Winkeln über Gossau ins Glattal verläuft und heute mit Schotter verfüllt ist, könnte als Überlauf dieses Sees gedeutet werden. Bei der Ausbreitung und dem weiteren Aufbau des Vorlandgletschers im Bodenseeraum wurde das Sittereis zusammen mit dem Urnäschgletscher und dem Rotbacharm des Rheingletschers auf der Linie St.Gallen–Gossau hochgestaut. Eine Folge war die sukzessive Verfüllung des Längstals von Schönengrund bis Speicher.

Im *Höchststand W/Max* stand schliesslich im Sittertal das Eis über St.Gallen-Bruggen auf 1000 m ü. M., über Appenzell auf 1200 m und am Ausgang der Alpsteintäler über 1300 m. Zwischen der Hundwiler Höhi und dem Gäbris, die als Nunatakker das Eis überragten, lagen alle Höhenzüge unter dem Eis begraben (Fig. 26).

Infolge des Eisnachschiebens aus den Hochregionen des Alpsteins und vom mächtigen Rheingletscher her wirkte sich die *1. Rückschmelzphase* am Eisstrom des Sittertals wenig aus. Im Tal von Gonten hingegen wurde allenfalls noch in den Karnischen am Kronberg und im obersten Wissbachtal Eis produziert, so dass sich westlich Gonten ein Abschmelzgebiet entwickelte, das sich ins Gebiet des Urnäschgletschers entwässerte. Mit dieser und wohl auch älteren eiszeitlichen Abschmelz-Situationen hängt die Eintiefung des Taleinschnitts zwischen Jakobsbad und Chronbach zusammen, die schliesslich den Anschluss des Wissbachs und der Schwarz an das Urnäschesystem zur Folge hatte. Ein Abschmelzgebiet lässt sich auch am östlichen Kronberg nachweisen, wo der Sittergletscher auf 1150 m um die Obere Solegg gegen die Mulde von Kaubad einschwenkte und dort grosse Mengen von Erratum absetzte. Auf der Höhe von Lemerenswees wurde ein Eisrandgewässer hinterstaut und bei Schürpfenweid auf 1100 m eine eindruckliche Terrasse angelagert.

Den *Ständen W6 und W7*, die dem *Stadial Stein am Rhein* angehören, lässt sich im Sittertal eine Reihe markanter Relikte zuordnen (Fig. 31, 32). Zu Stauterrassen und der Verbauung kleiner Täler kam es in Höhenlagen zwischen 1000 m und 900 m bei Gärten und Rütisitz an der Hundwiler Höhi sowie beidseits Schlatt im Zungbachtal und in der

Sitter- und Rotbachgletscher im Stadial Stein a/Rh W/S
 Karte der eiszeitlichen Vergletscherung. Stand W6

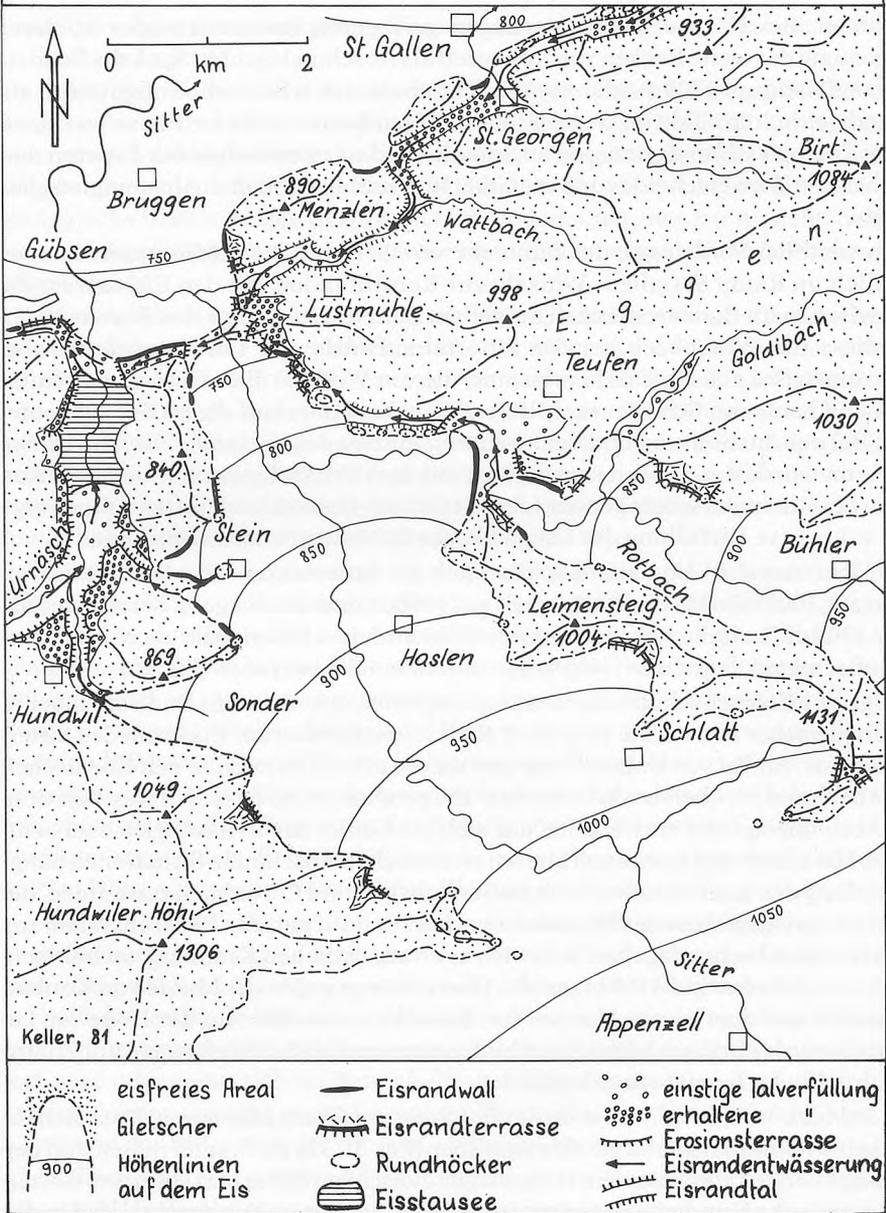


Fig. 31: Im Stand W6 des Stadials Stein am Rhein bildete der Rotbachgletscher südlich Teufen eine eigene Zunge aus. Der Sittergletscher versperrte das untere Rotbachtal und leitete die Schmelzwässer dem Eisrand entlang in die Gegend W Lustmühle. Hier lag der Bodenseegletscher und stauete im untersten Urnäschthal einen See auf.

Sitter- und Rotbachgletscher im Stadial Stein a/Rh W/S
 Karte der eiszeitlichen Vergletscherung. Stand W7

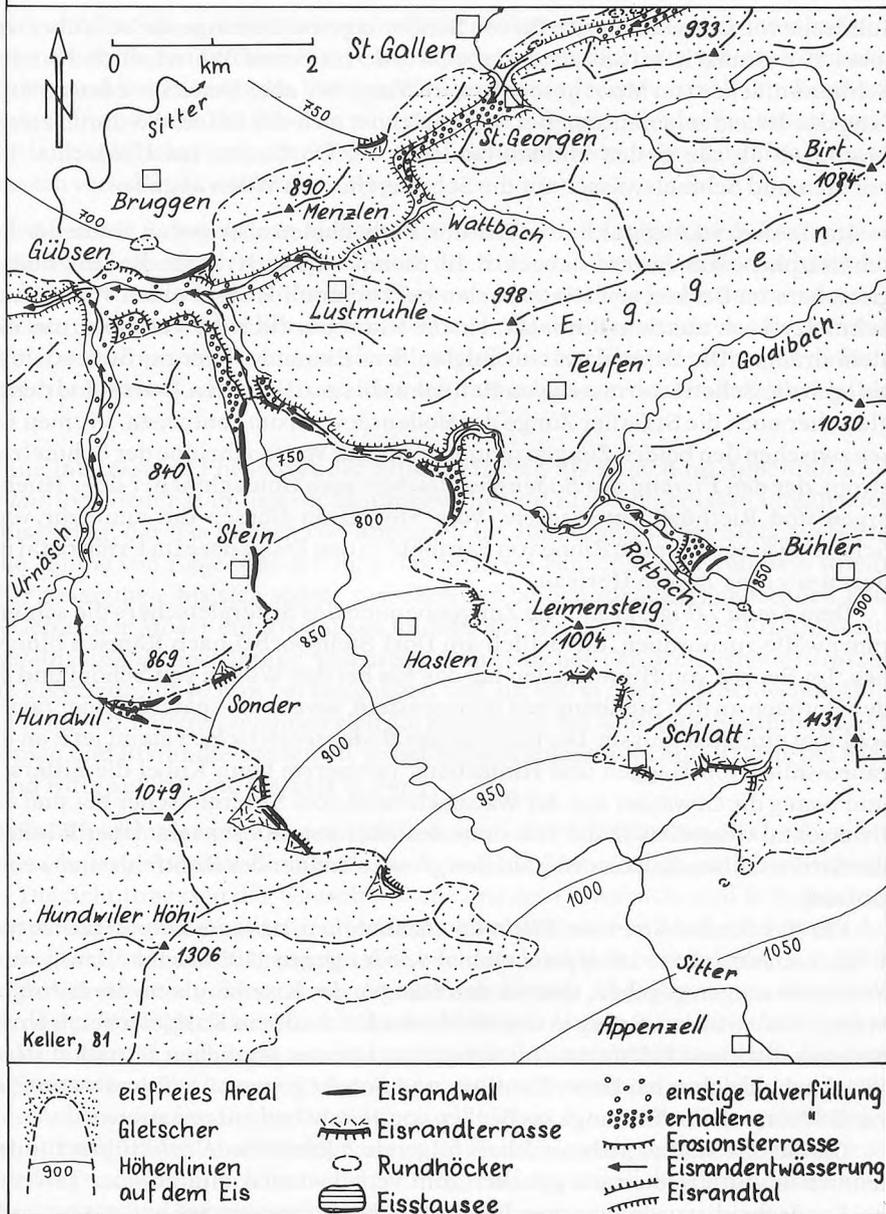


Fig. 32: Im Stand W7 des Stadials Stein am Rhein reichte der Rotbachgletscher noch bis Au W Bühler und der Sittergletscher bis Gmünden N Stein. Der Schmelzwasserstrom des Bodenseegletschers floss von St. Georgen her durch das Wattbachtal nach Haggen-Bruggen und von dort über die Rinne des Gübsensees weiter nach Gossau.

Talnische von Leimensteig. Im Tal von Sonder lag eine Eiszunge, die sich über das Hagtobel zur Urnäsch entwässerte. Dabei wurde im Stand W6 nördlich Hundwil der Schwemmfächer von Moos geschüttet, im Stand W7 aber bereits wieder unter Eintiefung des Tobels zerschnitten. Bei Stein zeichnet sich der Stand W6 durch zwei kleine Eiszungen ab, die in den Mulden beidseits der Dorfkuppe ins Urnäschtal hinüberreichten und Schmelzwässer auf die Schotterflur von Wilen abgaben.

Im Teufener Längstal hatte sich der Rotbachgletscher gegen Ende der 1. Rückschmelzphase vom Sittereis abgelöst. Im *Stand W6* (Fig. 31) baute die Zunge des Sittergletschers im Becken von Hinterhaslen bei Lochmüli-Hanses einen Wall auf, der die Schmelzwässer aus dem Rotbachtal in die Rinne nördlich der Felsrippe von Wonnenstein drängte. Die Schmelzwässer folgten dem Eisrand weiter nordwärts; ihren Weg belegten die Schotterterrassen von Battenhus bis zur Hauteten. Dort stand dem Sittergletscher noch die St.Galler Zunge der Bodenseevereisung entgegen. In einen Eisstausee zwischen den beiden Zungen mündete aus der Wattbachrinne der Schmelzwasserstrom, der den *Eisrand des Bodenseegletschers* vom Goldachtal her über Hueb, St.Georgen und Riethüsli entwässerte. Vom Störgel an flossen die nunmehr vereinten Schmelzwässer über die Rinne von Farnböhl in den Eisstausee im Urnäschtal und von dort weiter ins Tal von Herisau.

Dem *Stand 7* (Fig. 32) sind im Zungenbereich des Sittergletschers die schönen Moränenwälle zuzuordnen, die östlich am Dorf Stein vorbei nach Rämsern hinunterziehen. Im Becken von Hinterhaslen lag das Eis bei den Wällen von Schöni und drängte den Rotbach an den Steilhang von Wonnenstein, wo er sich später in einer neuen Felschlucht eintiefen musste. Die Eisfront des *Bodenseegletschers* stand jetzt an den Moränenwällen von Haggen und Hinterberg, versperrte beim Kubel die Sitterschlucht und zwang die Gewässer aus der Wattbachrinne, vom Sittergletscher her und aus dem Urnäschtal westwärts in die Felsrinne des heutigen Gübsensees. Über Winkeln fand der Strom schliesslich den Weg auf den grossen Sander des Breitfelds und weiter nach Gossau.

Für das *Stadial Stein am Rhein* ist anzunehmen, dass die Schneegrenze nach der 1. Rückschmelzphase im Alpsteingebiet wieder gegen 1100 m sank. Damit waren die Voraussetzungen gegeben, dass an den Hängen der Kronbergkette die *Lokalgletscher* erneut aktiv wurden. So lag in der Mulde des Kaubads ein Kargletscher, während das Sittereis auf rund 1050 m das Tal abriegelte. In einer ähnlichen Situation stirnte der Wissbachgletscher bei Unter Laufftegg und Schotz gegen eine Talverbauung, die auf rund 970 m von der Eiszunge im Becken von Jakobsbad aufgestaut wurde.

Die auf das *Stadial Stein am Rhein* folgende 2. *Rückschmelzphase* brachte den Gontenarm des Sittergletschers gänzlich zum Verschwinden. Hinter einer Talverbauung bei Landscheidli wurde zwischen Jakobsbad und Gonten ein See aufgestaut, in den der

Wissbach und die Schwarz ihre Schwemmfächer schütteten. Westlich Gontenbad hinterliessen abschmelzende Toteisreste eine kuppige Landschaft, die später vermoorte. Als der Eisrand bei Paradis die heutige Wasserscheide freigab, brach der Kaubach wieder zur Sitter durch. Bei Biberen musste er sich eine neue Schlucht graben, nachdem der alte, südlicher gelegene Talweg bei Schopfhalden beim Eisaufbau durch Staumassen verschüttet worden war (Fig. 33).

Auch über der Schwelle von Meistersrüti, wo ebenfalls mächtige Schuttmassen einen alten Talausgang verbauten, schmolz die Eisverbindung zum Rotbacharm ab. Kurzfristig dürfte durch die Rinne beim Sammelplatz noch Schmelzwasser vom Sittergletscher dem Gaiser Becken zugeflossen sein. Talabwärts wurde das Becken von Haslen eisfrei und anschliessend von der Blindenau bis zur Ebni mit Schotter verfüllt. Als begehrter Rohstoff wird Sand und Kies seit Jahrzehnten in den Gruben von List abgebaut.

In eine interessante Phase trat der Sittergletscher, als er sich im *Appenzell-Konstanz-Stadium* wieder stabilisierte. Moränenwälle und Eisrandterrassen umgürteten einen Eiskörper, der das Becken von Appenzell bis zum Engpass von Steig ausfüllte. Über die Talung von Eggerstanden hing das Sittereis zunächst noch mit dem Rheingletscher zusammen, bis sich später zwischen den beiden zurückschmelzenden Zungen im Gebiet der Möser ein Eisstausee bildete. Bei Weissbad war das Eisstromnetz der *Alpsteingletscher* noch intakt. An den Spornen zwischen den drei Eisfeldern lassen sich die Eisstände auf 1030 m bei Leugangen und auf 950 m oberhalb Schwende ablesen. Am Hang der Fäneren zeichnen sich die Randlagen des Konstanz-Stadiums durch Wallformen und Eisrandterrassen ab, so bei Schwarzenegg auf rund 1000 m, bei Bleichers und Bifig auf 950 und 900 m (Fig. 34).

Die drei Alpsteingletscher lösten sich in der auf das Konstanz-Stadium folgenden 3. *Abschmelzphase* voneinander ab, als die Schwende-Sitter-Zunge noch bis Steinegg reichte. Die Schuttmassen der Gletscherbäche aus dem Wissbach- und Brüelbachtal stauten sich am langsamer abschmelzenden Schwendegletscher. An den Schottern der Kiesgrube von Ebnet am Ausgang des Wissbachtals lässt sich beobachten, dass sie in einem Staugewässer am Eisrand zur Ablagerung kamen. Abgelöst wurde das Rückschmelzen des Sittergletschers durch dessen kräftigen Vorstoss im *Weissbad-Stadial*, der die Molassezone noch an ihrem äussersten Rande erreichte. Ausserhalb der markanten Endmoränen bei Los und Zidler knapp südlich Weissbad zog sich indessen eine Schotterflur bis weit ins Becken von Appenzell hinein. Sie wurde aber während der letzten und endgültigen Abschmelzphase im Spätglazial zum grossen Teil wieder ausgeräumt, zeigt sich aber noch heute bei Steinegg und Appenzell durch rund 10 m hohe Steilböschungen und Terrassen über der Talaue an.

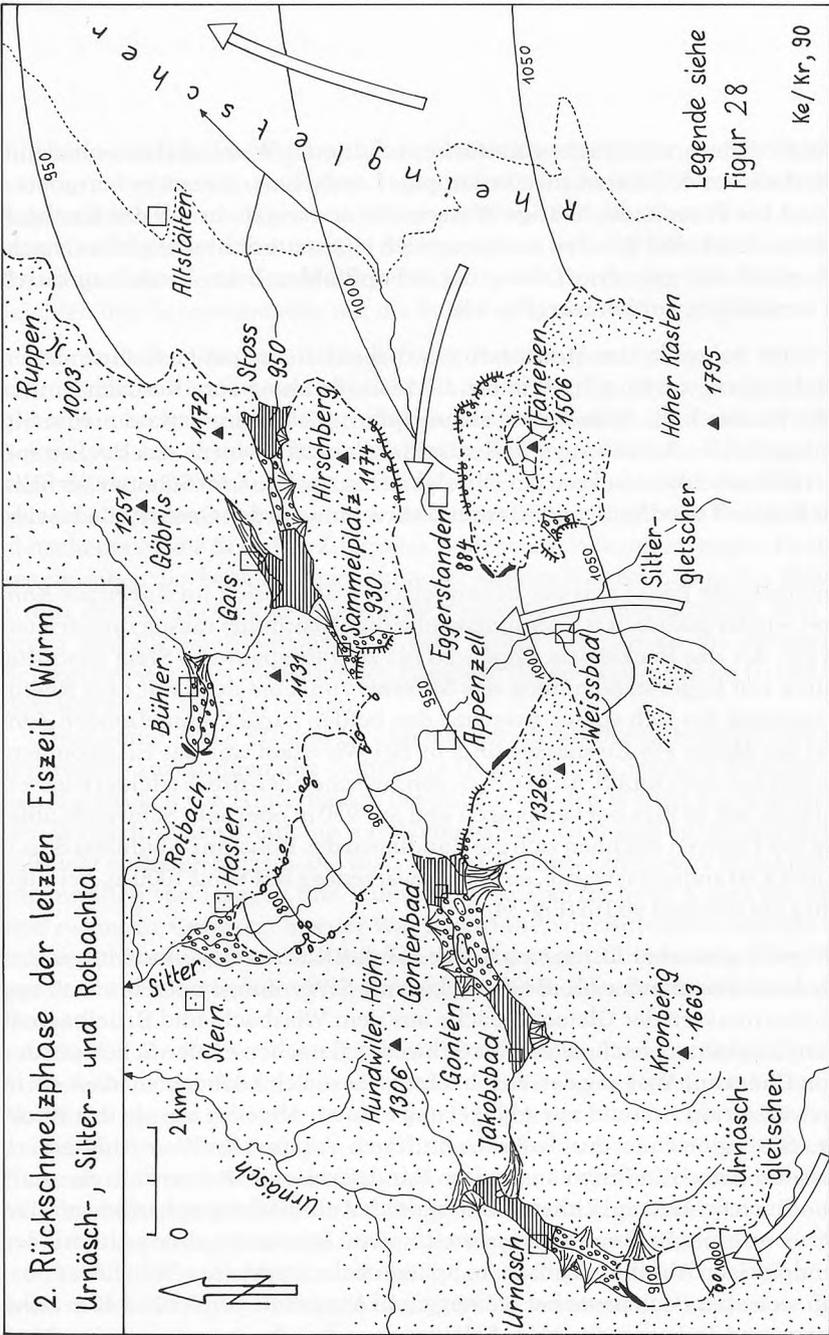


Fig. 33: Während der 2. Rückschmelzphase entstanden in den eisfrei gewordenen Becken bei Urnäsch, Jakobabad und Gais sowie am Eisrand bei Gontenbad und am Stoss Seen. Sie wurden aber relativ rasch von seitlichen Schwemmfächern her mit Schutt und Feinmaterial verfüllt.

5.3. Das Urnäschtal

Als schmaler Keil zwischen dem Luterer- und Wissbachtal reicht das Einzugsgebiet der Urnäsch oberhalb der Schwägälp bis zum Grat der Alpstein-Nordkette hinauf. Mit starkem Gefälle entwässern Tosbach und Urnäsch die weiträumige *Hochregion der Schwägälp* zur Steinfluh und zum Rossfall, wo die Nagelfluhkette vom Kronberg zur Hochalp von einem engen Kerbtal durchbrochen wird. Jähe Stufen, Rippen und Steilhänge tragen in diesem Talsystem alle Anzeichen jugendlichen Alters. Vieles spricht dafür, dass die Urnäsch erst vor einigen hunderttausend Jahren in die Quellgebiete der Luterer und des Wissbachs von Norden her gewissermassen eingebrochen ist, denn es ist anzunehmen, dass bis zu jenem Zeitpunkt die beiden Längstäler im Gebiet der Schwägälp noch eine gemeinsame Wasserscheide hatten.

Dieser Vorgang lässt sich aber schwer als ausschliesslich rückschreitende Erosion in einer Karnische zwischen Hochalp und Kronberg verstehen. Die *Niederlegung dieser Wasserscheide* muss das Werk einer oder mehrerer Vereisungen des Schwägälpgebietes gewesen sein. So wie in der letzten Eiszeit der Luterengletscher nachweislich über die Sättel von Horn und Ellbogen ins obere Neckertal eindrang, dürften während früheren Vergletscherungen der Schwägälp überlaufende Eiszungen den Grat der Kronberg-Hochalp-Kette niedergeschliffen haben. Gletscherbäche mögen anschliessend noch weitere Eintiefungen bewirkt haben, bis sich schliesslich der Abfluss durch die Nagelfluhkette durchgesetzt hatte.

Nördlich der Nagelfluhschlucht des Rossfalls verläuft das Urnäschtal als weite Mulde in leicht ausräumbaren Sandsteinen und Mergeln des *inneren Appenzeller Längstals*. Im flachen Talgrund liegt das Flussbett über grössere Strecken auf Lockermaterial. Ein nächster Engpass mit einer Schlucht in harter Nagelfluh folgt bei Zürchersmühle. Ob dieser *Durchbruch der Urnäsch* durch die nördliche Randkette der subalpinen Molasse zwischen Hochhamm und Hundwiler Höhi ursprünglich auch mit glazialen Prozessen zusammenhing oder ob er schon während der Aufschiebung der Molassedecken unter gleichzeitigem Einschneiden des Flusses erfolgte, ist schwer zu entscheiden.

Nördlich der Durchbruchsstrecke erreicht die Urnäsch abermals eine Ausräumungszone mit wenig resistenten Gesteinen. Sie gehört zum *äusseren Appenzeller Längstalz*, in der die wichtige tektonische Linie der Randunterschubung verläuft. Diese markante Störungszone lässt sich denn auch an den steil gestellten und zum Teil deformierten Sandsteinrippen der Teufelsmauern bei der Einmündung des Murbachs in die Urnäsch schön beobachten und nachweisen. Wie im Sittertal unterhalb Haslen zeichnet sich auch im Urnäschtal bis zu seiner Mündung beim Kubel ein Stockwerksbau deutlich ab. Scharfe Tobelkanten begrenzen eine steilwandige, V-förmige Fels-

schlucht, in der sich der Fluss 40 bis 100 m tief eingegraben hat. Über längere Abschnitte wird jedoch das Tobel von mehr oder weniger breiten Verflachungen begleitet, die einen höheren älteren Talboden andeuten. Von Waldstatt an finden sich auch verbreitet Terrassen und Schwemmfächer, die eiszeitlichen Ursprungs sind.

Zum *Aufbau der letzteiszeitlichen Vergletscherung* lassen sich ähnliche Überlegungen anstellen wie im Abschnitt über das Sittertal. Für das relativ kleine Nährgebiet des Urnäschgletschers bestand im Becken von Urnäsch noch bei Schneegrenzlagen um 1200 m ein ausreichender Abschmelzraum. Das Urnäscheis dürfte den Raum Hundwil erst erreicht haben, nachdem die Schneegrenze unter 1100 m gesunken war und sich dort auch schon der von Osten her überfliessende Sittergletscher auszubreiten begonnen hatte.

Im *Höchststand W/Max* der letzten Vorlandvereisung war das Urnäschtal gänzlich mit Eis verfüllt. Die Gletscheroberfläche senkte sich von den Firnfeldern der Schwägalp auf 1500 m Höhe gegen eine Niveaulinie um 1000 m, die vom Schwellbrunner Sitz nach NE über den Rechberg zum Höhenzug der Eggen verlief. Als Nunatakker überragten Hochhamm und Hundwiler Höhi das Eismeer; die Schlifffrenze des Gletschers lag hier auf 1100 m. Über die Pässe von Schönau und NE Schönengrund hing der Urnäschgletscher mit den Eisfeldern im Bereich des Neckertals zusammen (Fig. 26).

In der *1. Rückschmelzphase* bildete sich zwischen den Eiszungen des Necker- und Urnäschgletschers NE Schönengrund zunächst eine Depression aus, die schliesslich in einen Eisstausee auf rund 900 m Höhe überging. Mit dem weiteren Einsinken der Eiszungen beidseits der Wasserscheide bei Ruessegg löste sich der See in getrennte Staugewässer auf. Am Rande des Urnäschgletschers lagen sie im Murbachtal bei Brisigmüli und bei Horschwendi SW Waldstatt, von wo sie sich über die Einsattelung von Vollhofstatt ins benachbarte Glattal entwässerten.

Eine für die Ausgestaltung des unteren Urnäschtals wichtige Situation ergab sich in einem *späteren Abschnitt der 1. Rückschmelzphase*. Im Unterschied zum Sittergletscher, der in der Gegend von St.Gallen–Bruggen noch durch den Eiskörper im Bodenseebecken hochgestaut wurde und vom Rheintal her Zufluss vom Rheingletscher erhielt, schmolz der Urnäschgletscher wesentlich rascher ab. Dies bewirkte eine Vertiefung in der Eisoberfläche zwischen Waldstatt und Hundwil. Das Schmelzwasser, das sich hier sammelte und noch Zuschuss vom Läbelbach erhielt, fand über Mooshalden einen Überlauf auf rund 850 m ins Tal des Sägebachs und weiter zur Glatt. Mit der sukzessiven Eintiefung der Rinne von Mooshalden sank das Stauniveau gegen 820 m. In dieser Phase lösten sich auf der Linie Steblen–Rechbüel zwischen Hundwil und Waldstatt die Eiszungen voneinander, und es bildete sich zwischen ihnen ein schmaler See, der *Waldstatter Eisstausee*. Belegt wird diese Ablösungsphase durch kiesig-sandige Ablagerungen bei Steblen und Rechbüel, aber auch durch die Siltschichten, die beim

1. Rückschmelzphase der letzten Eiszeit (Würm) Raum Herisau - St. Gallen - Appenzell

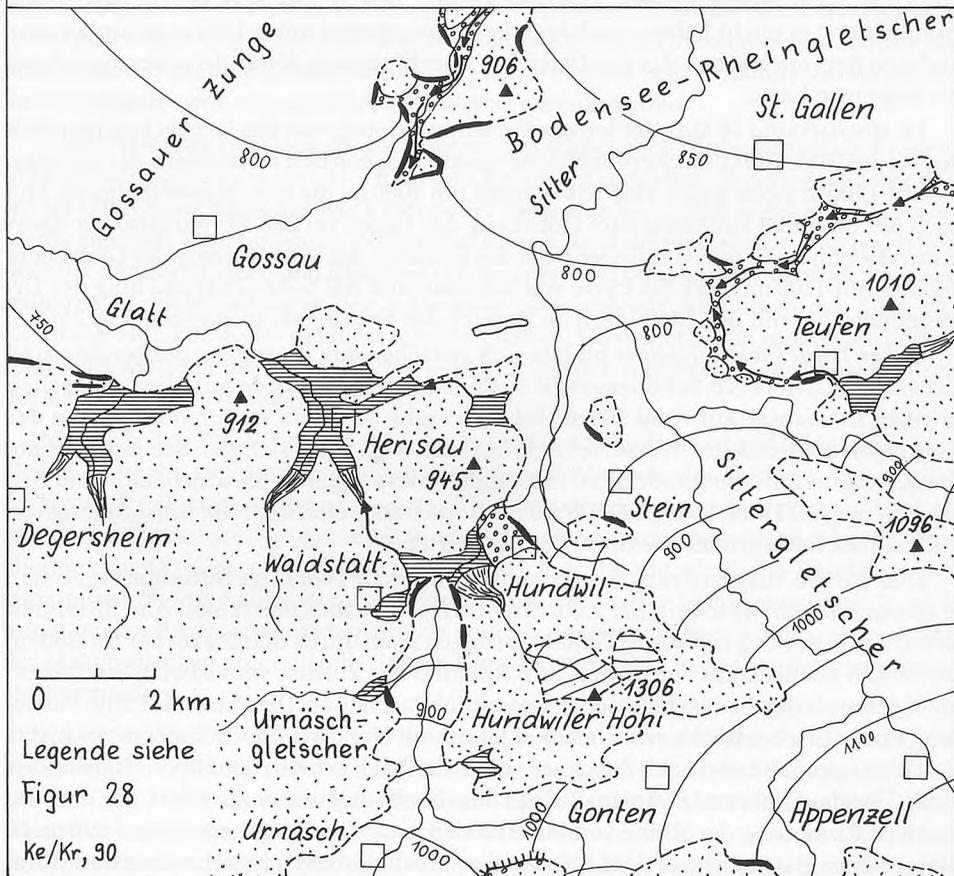


Fig. 35: Während der 1. Rückschmelzphase bildeten sich an den Gletscherrändern Eisstauseen, so zwischen Degersheim und Herisau sowie bei Teufen. Aus dem Stausee zwischen Hundwil und Waldstatt floss das Wasser über Mooshalden zum Herisauer Eisstausee.

Bau der neuen Hundwilertobel-Brücke angeschnitten wurden. Seeablagerungen auf rund 820 m verweisen auch auf Eisrandgewässer, die beim Dorf Waldstatt am Rande des Urnäschgletschers gestanden haben müssen.

Einer bereits bis Hundwil zurückgeschmolzenen Front des Sittergletschers verdankt die markante Terrasse von Bleichi–Hundwil ihre Entstehung. Hier lagerten die Schmelzwässer des Sittergletschers ihre sandig-siltige Fracht in einen noch rund 790 m hoch stehenden See ab. Entsprechendes geschah an der Mündung des Läbelbachs, der W Rechbüel auf 790 m einen Schwemmfächer schüttete. Die Zunge des Urnäschgletschers lag zwischen Bad Waldstatt und Auen; bei Auen markiert eine Eisrandterrasse mit kiesigen Sanden ebenfalls das 790-m-Niveau. Da der Engpass von Mooshalden heute tief mit Hangschutt verfüllt ist, darf angenommen werden, dass dort bei einer Seespiegelhöhe um 790 m noch ein Überlauf ins Glattal möglich war (Fig. 35).

Zum letzten Mal ist eine *Seebildung im untersten Urnäschtal* auf rund 730 m Höhe nachweisbar. Bei Wald E Saum/Herisau liegen bis zu diesem Niveau verbreitet feinkörnige Ablagerungen. Der zugehörige See wurde wiederum durch die Eisfront des Sittergletschers gestaut, der hier aber bereits in die Vorlandvereisung des Rheingletschers übergang. Zeuge dieser Eisrandlage *W6 des Stadials Stein am Rhein* ist der schöne Moränenwall von Farnböl P. 738 S Bruggen. Ein Stauniveau des Sees um 730 m wird aber auch durch die Schwemmfächerebenen von Rüti/Moos N Hundwil sowie Wilen W Stein angezeigt. Die Schmelzwassersedimente von Moos entstammen der Zunge des Sittergletschers, die bei Schöni im Tal von Sonder S Stein lag. Es ist anzunehmen, dass in dieser Phase das gesamte Urnäschtal von Sulzbrunnen, wo vermutlich das Zungenende des Urnäschgletschers lag, bis zum Eisstausee N Wilen/Stein mit Glazialschutt verfüllt war (Fig. 31).

Im *Stand W7* lag der Rheingletscher auf der Linie Winkeln–Haggen–Bruggen und staute Sitter und Urnäsch auf einem Niveau um 700 m. Durch die Einschneidung der Urnäsch auf dieses neue tiefere Niveau wurden grosse Teile der Talverfüllung wieder ausgeräumt. Den Urnäschgletscher finden wir im Engpass von Zürchersmühle. Von Saien bis Auensteg E Waldstatt ist in den Verflachungen auf der Höhe der Tobelkanten ein Abflussniveau nachweisbar, das mit der 700-m-Terrasse von Witenau SW Haggen verknüpft werden kann (Fig. 32).

Im Becken von Urnäsch ist der Gletschervorstoss des *Stadials Stein am Rhein* durch die Moränenwälle von Egg und Stillert beidseits Grünau auf gut 1000 m Höhe belegt. Der Eisrand dieser markanten Vorstossphase hinterstaute auch die Terrasse im Burketwald um 1070 m gegen Forenmösli zu. Bei Chronbachmüli verstopfte der Gletscher das Wissbachtal, so dass es auch hier vor der Zunge des Sittergletschers, die

W Jakobsbad stürzte, zum Stau der Schmelzwässer und zu entsprechenden Ablagerungen kam.

Bei einer lokalen Schneegrenze um 1100 m, die der Klimaverschlechterung des *Stadials Stein am Rhein* entsprach, bildete sich im Kar der Petersalp ein kleiner Gletscher; er dürfte bis an den Rand des Urnäschgletschers bei Stillert hinabgereicht haben. Auch an der Hundwiler Höhi blieb am nordexponierten Steilhang im Sommer noch so viel Schnee liegen, dass sich im Hinterwald ein kleiner Kargletscher entwickeln konnte (Fig. 28).

Das Tal von Urnäsch erhielt seine heutige Gestalt, als in der 2. *Rückschmelzphase* das Urnäscheis bis hinter Grünau zurückschmolz. NE Urnäsch hinterliess der Gletscher eine glazial ausgekolkte Wanne, die sich hinter der Felsschwelle von Zürchersmühle mit Wasser füllte. Reste ehemaliger Schwemmfächer bezeugen sowohl bei Bleichi wie auch beim Friedhof von der Mündung des Wissbachtals in einen See mit Spiegelhöhe um 825 m. Zwischen dem Dorf Urnäsch und der Mündung des Dürrenbachs wird der heutige Flusslauf von *Terrassen* begleitet, die den Talboden um 10 bis 15 m überragen. Bei diesen Terrassen, die aus Lockermaterial aufgebaut sind, handelt es sich um Relikte einer Talverschüttung, die aber zum grossen Teil von Seitenbächen bewirkt wurde. So sind am Nürigbach und am Dürrenbach Schwemmfächer deutlich zu erkennen, die sich von den Tobelausgängen gegen die Talmitte vorbauen und dort mit einem Steilbord gegen die heutige Flussaue abbrechen. Ein Grund für diese Talverfüllung liegt darin, dass die Urnäsch durch die harte Schwelle von Zürchersmühle in ihrer Rückwärtserosion behindert wurde und deshalb der im Spätglazial massiv anfallende Schutt infolge des beschränkten Gefälles nicht abtransportiert werden konnte (Fig. 33).

Im Längenprofil des heutigen Flusslaufs ist der Gefällsknick bei Zürchersmühle mit einer Verflachung im Oberlauf auf die Hälfte des Gefälles der Schluchtstrecke klar erkennbar. Ob im *Konstanzstadium* der Urnäschgletscher noch im Becken von Sulzmoos hinter der Felsschwelle von Dürrenbach lag, oder ob er bereits bis hinter den Rossfall zurückgeschmolzen war, ist mangels deutlicher Relikte schwer zu entscheiden. Klare Belege für einen aktiven Gletscherrand finden sich erst wieder zuhinterst im Urnäschtal, genauer gesagt im Tosbachtal, wo beidseits und unterhalb vom Aueli markante Moränenwälle Endlagen der spätglazialen Alpsteinvergletscherung im *Weissbad-Stadial* anzeigen.

5.4. Das Bergland von Herisau bis zur Hochalp

Während das Urnäsch- und Sittergebiet seine Struktur durch den Lauf der beiden Flüsse erhält, sind es im Bergland gegen das Toggenburg zu vor allem die *Höhenzüge der Molasseketten*, die das Landschaftsbild prägen. Rings um Herisau tritt im Gewirr der Täler die Ordnung des Gebirgsbaus etwas weniger in Erscheinung, umso klarer jedoch beim Ausblick von einem der vielen Aussichtspunkte zwischen Schwellbrunner Sitz und Rechberg. Südwärts dieses Höhenzugs, der gewissermassen das Rückgrat des Herisauer Berglandes bildet, lässt sich das breit ausgeräumte *äussere Appenzeller Längstal* und dahinter die Nagelfluhkette Hochhamm–Hundwiler Höhi überblicken. Klar fällt der Gegensatz im Schichtenbau in die Augen: Jenseits des Längstals, in dem die Randunterschubung verläuft, fallen die Schichten alpenwärts, diesseits hingegen, im Herisauer Bergland, nach Nordwesten.

Mit einer flachen Talwasserscheide zieht das Längstal von Waldstatt hinüber nach Schönengrund, das bereits im Einzugsgebiet des Neckers liegt. Hier verläuft denn auch die Staatsstrasse, die als wichtiger Verkehrsweg das Appenzeller Hinterland und St.Gallen mit dem Toggenburg verbindet. Der südlich des Hochhamms gelegene Talzug von Urnäsch über Schönau und Tell zum Necker lässt sich als westwärtige Verlängerung des tektonisch angelegten *inneren Längstals von Gonten* verstehen. Weiter südwärts, der Hochalp vorgelagert, baut sich ein Hügelland auf, dessen merkwürdig einheitliche Gipfelflur zwischen 1100 m und 1200 m bis hinüber nach Hemberg und zur Lauftegg verfolgt werden kann. Abgeschlossen wird diese weich ausgeformte Sandsteinzone durch die Nagelfluhschuppe der *Hochalp*. Mit einem Steilhang reicht das appenzellische Kantonsgebiet noch zum Oberlauf des *Neckers* hinunter, dessen Quelläste in die wilden Nagelfluhschluchten zwischen Hinterfallenchof und Spicher ausstrahlen. Offensichtlich ist auch dieses Relief erst in geologisch jüngerer Zeit entstanden, und man wird kaum fehlgehen, wenn man einen Grossteil der Eintiefung eiszeitlichen Schmelzwasserabflüssen zuschreibt.

Bezüglich der Mechanismen des Eisaufbaus zum letzteiszeitlichen Gletscherhochstand kann generell auf frühere Abschnitte verwiesen werden. Im *Höchststand W/Max* hatten sich die Eismassen des Rheingletschers im Bodenseebecken bis an den Rand des Herisauer Berglandes vorgeschoben. In ihrem Stau baute sich im Vorland des Alpsteins das mächtige nordwestwärts geneigte Eisfeld auf. Zwischen Herisau und Schwellbrunn bezeugen vom Eis überschiffene Rundhöcker und Relikte von Grundmoränen, dass das Eis vom Urnäschtal her bis zum Stäggenberg und die Kuppen zwischen Dietenberg und Rötschwil vordrang. Westlich Schwellbrunn hatten sich in der Quellnische des Sägebachs, im Autal und im Rippistal selbständige *Kargletscher* gebildet, die schliesslich das gesamte obere Talsystem des Wissenbachs mit Eis

verfüllten. Als Obergrenze der Vergletscherung kann ein Niveau zwischen 950 m und 1000 m angenommen werden, so dass nur noch der Stäggelenberg und die Kuppen vom Fuchsacker bis zur Risi das Eismeer überragten.

Zur Verfüllung des Tals von Schönengrund trugen neben den Eisströmen aus dem Urnäsch- und Neckertal auch die *Kargletscher am Hochhamm* bei. In den Bachtälern nordwestlich der Hochalp entwickelte sich ein *Netz lokaler Talgletscher*, dem im Telltal und obersten Rötelbachtal auch Eis des Urnäschgletschers zufluss, bis schliesslich auch hier ein Firnfeld vom Urnäschtal bis zum Necker hinüber das Bergland bis auf 1200 m überdeckte. In der frühen *1. Rückschmelzphase* brachen die Transfluenzen aus dem Urnäschtal ab. Stausedimente im oberen Telltal belegen, dass sich dort Eisrandseen gebildet hatten. Auf die Vorgänge im Tal von Schönengrund wurde im Zusammenhang mit dem Urnäschtal eingegangen.

Im Herisauer Bergland zeichnet sich die *1. Rückschmelzphase* durch Schmelzwasser-Sedimente und eisrandliche Erosionsformen ab. Während der Eiskörper zwischen Nieschberg und Stäggelenberg langsam in sich zusammensank, fanden die Schmelzwässer des Urnäschgletschers einen Weg durch die Rinne von Vollhofstatt und dem westlichen Eisrand entlang zum Überlauf ins Wissenbachtal bei Stuel westlich Herisau.

Als danach das oberste Glattal eisfrei geworden war und der Gletscher noch im Becken von Herisau lag, bildeten sich hinter Eisbarrieren bei Schloss und Hueb *Stauseen* mit Spiegelhöhen um 800 m. Silte und Bändertone im Ifang sowie am Huebbach legen dafür Zeugnis ab. Ungefähr zur gleichen Zeit dürften auch die Seesedimente um 800 m im Becken von Saum am Rande des Sittergletschers abgelagert worden sein. Der Abfluss aus dieser Staulage erodierte die Rinne über Chammerholz zum Heinrichsbad. Schliesslich lag der Überlauf von Vollhofstatt zu hoch und wurde durch den tiefer liegenden Durchgang von Mooshalden ersetzt. Mit dem Absinken der Eisoberfläche begann die Ausräumung dieser Rinne durch den Abfluss des Waldstatter Stausees.

Für den Raum Herisau ist die *1. Rückschmelzphase* sowohl in morphologischer wie auch wirtschaftlicher Hinsicht von Bedeutung. Ein Grossteil der nutzbaren Schottervorkommen auf dem Gemeindegebiet verdankt seine Deponierung den damaligen Gletscherständen. Der *Bodensee-Rhein-Gletscher* hatte sich längs des Molasseberglands auf Niveaus um 800 m und darunter stabilisiert. Zwischen Degersheim und Herisau-Ramsen wurden dem Eisrand entlang die Sande und Kiese abgelagert, die sich heute als *Terrassen* in der Landschaft präsentieren. Der Abbau des begehrten Rohmaterials erfolgt – oder erfolgte vor dessen Erschöpfung – in verschiedenen Gruben zwischen Baldenwil und Ramsen. Zwischen Tüfenau und Schochenberg, aber auch im Tal von Heinrichsbad stürzten die Eisfronten des Rheingletschers gegen einen *Stausee*,



(Foto: E. Krayss, St.Gallen)

Kiesgrube bei Ramsen NW Herisau an der BT-Bahnlinie. Die Terrassen von Ramsen und Schachen sind eiszeitliche Eisrandaufschüttungen des Bodensee-Rheingletschers, der nach der letzten Maximalvereisung im Feuerthalen-Stadium (W/F) eben noch bis auf diese Höhe emporreichte. Die Schüttungsvorgänge können aus den Sedimenten der Kiesgrube abgeleitet werden. Zuerst liegen horizontale Sandschichten, die auf einen einstigen Eisrandsee hinweisen. Als die Eisfront anstieg und näher rückte, wurden Kiese als Delta in Schrägschichtung von links her (von N) geschüttet und nach dem Auffüllen des Sees Grobschotter deponiert. Die überlagernden feineren Schotter deuten auf ruhigere Strömung der Schmelzwasserflüsse hin. Zeitweise bildeten sich kleine Tümpel in Fluss Schleifen, wo Sande abgesetzt wurden. Mit dem endgültigen Abschmelzen des Eises von dieser Randlage Herisau-Ramsen-Degersheim hörte die Sedimentation abrupt auf.

der das ganze Becken von Herisau auf einem Niveau um 770 m ausfüllte. Sandige, siltige und tonige Seeablagerungen dieser Stauphase finden sich allenthalben zwischen Herisau-Platz und Heinrichsbad, verbreitet aber auch linksseitig der Glatt zwischen Hölzli und Müli. Das Tal des Sägebachs südlich Herisau wurde mit Schutt aus der Durchbruchsrinne von Mooshalden verfüllt, beim Absinken des Seespiegels aber wieder weitgehend ausgeräumt (Fig. 35).

Analog zum unteren Urnäschtal ist auch im Herisauer Glattal eine letzte Seebildung dem *Rheingletscherstand W6 des Stadials Stein am Rhein* zuzuordnen. Die Eiszungen, die beidseits des Tannenbergs gegen das Herisauer Bergland vorgestossen waren, berührten sich in dieser Rückschmelzphase bei Gossau-Oberdorf nur noch knapp. Die Gossauer Zunge dämmte bei Hueb südöstlich Gossau das Glattal ab. Hinter dem prächtigen Moränenwall von Rain-Hueb – er wird heute von der Strasse durchschnitten – stautete sich der *unterste Glattalsee*. Er reichte mit einer Spiegelhöhe auf knapp 710 m noch etwa 2 km talaufwärts; seine tonig-siltigen Ablagerungen zwischen Tüfi und Müli sind den Bauleuten von Herisau nur zu gut bekannt. Durch das Rinnental entlang den Bahnanlagen erhielt der Stausee Hueb-Tüfi Zufluss von der *St.Galler Zunge des Bodenseegletschers* im Sitterbecken. Südwestlich Winkeln dürfte bei der Kantonsgrenze (östlich P.733) ein Gletschertor gelegen haben, dessen Schmelzwasserstrom die Ausräumung der Rinne bewirkt haben mag. Feinkörnige Sedimente auf 700 m in der Terrasse von Schwänberg lassen auch dort eine eisrandliche Stausituation erkennen. Der Abfluss erfolgte westwärts über Burgau durch die Rinne von Girenmoos ins grosse Rindaler Schmelzwassertal.

Mit einiger Wahrscheinlichkeit hatten vor der letzten Vorlandvereisung sowohl das *Glattal bei Hueb* wie auch das *Wissenbachtal bei Rüti* südwestlich Gossau eine direkte Fortsetzung nach Norden in die Talung Gossau-Flawil. Nachdem diese Talabschnitte vermutlich schon beim Eisaufbau verschüttet worden waren, bewirkte der Eisrand in der 1. Rückschmelzphase die Eintiefung einer hangparallelen Schmelzwasserrinne im Molassefels, aus der sich Glatt und Wissenbach auch nach dem Eisabbau nicht mehr zu befreien vermochten. Der ganze Abschnitt des Glattals zwischen Zellersmüli nordwestlich Herisau und Isenhammer östlich Flawil kann daher als *epigenetisch*, d. h. als erst später entstanden, betrachtet werden. Mit ihren steilen Wänden und Überhängen trägt diese romantische Schlucht denn auch alle Anzeichen eines jugendlichen geologischen Alters.

Die *Eisrandlage W7 des Rheingletschers* hatte auf das Gebiet von Herisau keine direkten Auswirkungen mehr. Zwischen Winkeln und Flawil entwickelte sich vor den Eisrändern ein mächtiger Sander, über den die Schmelzwässer westwärts abflossen. Das Schotterfeld auf 620 m wurde für das Glatt- und Wissenbachsystem vorüberge-

hend zur neuen Erosionsbasis, bis im Spätglazial das Thurtal ganz eisfrei wurde und die Eintiefung auch das untere Glattal erfasste (Fig. 28).

Im *Hochalpgebiet* wirkte sich die Klimaverschlechterung des *Stadials Stein am Rhein* analog zu den Vorgängen am Kronberg durch eine Reaktivierung der Lokalvergletscherung aus. So vermochten in den Tälern des Stöck- und Rötelbaches die Eiszungen bis an den Rand des Tellbachtals vorzustossen. Wie an der Hundwiler Höhi lag ein kleiner Kargletscher auch am Nordhang des Hochhamms. Die Vergletscherung der Hochalp zog sich bis ins Spätglazial hinein, als schliesslich während des *Weissbad-Stadials* die Karmulde von Rossmoos zum letztenmal vereist wurde.

5.5. Das Rotbachtal

Das Einzugsgebiet des Rotbachs gehört zu den *talgeschichtlich merkwürdigsten* Teilen des Appenzellerlandes. Den Namen Rotbachtal verdient eigentlich nur der kurze, gefällsreiche Abschnitt zwischen Gais und Bühler zu Recht. Die gesamte übrige Laufstrecke des Bachs liegt gewissermassen in «fremden» Tälern: Er sammelt seine Quellbäche im Becken von Gais, gelangt nach seinem Durchbruch durch die Gäbriskette ins Bühler Wissbachtal und findet schliesslich über das Teufener Längstal – das verlängerte Goldibachtal – seinen Weg zur Sitter.

Das *Becken von Gais* liegt im Zuge des inneren Appenzeller Längstals. Da mit guten Gründen angenommen werden darf, dass sich die Alpsteintäler und das vorgelagerte Becken von Appenzell seit ihrer Bildung über das Sittertal entwässerten, besteht wenig Zweifel, dass auch die Mulde von Gais einst diesem System angeschlossen war. Wie im analogen Fall des Tals von Gonten erhielt aber auch das Gaiser Tal durch eiszeitliche Gletschererosion und Schmelzwasserwirkung einen *Seitenausgang* durch die nördlich vorgelagerte Molassekette, nämlich über Mülpass und Strahlholz nach Bühler. Auch hier dürfte bis zur Risseiszeit noch ein Sattel bestanden haben, vielleicht mit einer Passhöhe auf rund 1000 m. Beim Niederschmelzen des Rheintalgletschers staute sich im Gaiser Becken das Schmelzwasser an der Gäbriskette, fand aber keinen Ausweg ins Sittertal, weil dort noch der Sittergletscher lag. Im Bühler Wissbachtal war das Eis – abgeschnitten vom Nachschub – schon stark niedergeschmolzen, so dass sich dem Schmelzwasser im Gaiser Becken über den *Sattel von Mülpass* ein Abfluss nach Norden öffnete. Sobald das nötige Gefälle vorhanden war, konnten die Schmelzwässer die Wasserscheide in relativ kurzer Zeit niederlegen und den Sattel in ein enges V-Tal umformen. Moränenmassen, die nach dem weiteren Eisabbau in der Gegend von Sammelplatz den zur Sitter gerichteten Ausgang des Gaiserbeckens verstopften, vermochten schliesslich den Rotbach endgültig durch den Mülpass zum Wissbach umzulenken.

Der *Wissbach* scheint schon früh in einem Längstal den Nordhang der Gäbriskette entwässert und sich über das Quertal von Bühler dem äusseren Appenzeller Längstal zugewandt zu haben. Dieses wiederum war vermutlich schon seit Beginn der Ausräumung auf das Sittertal ausgerichtet. In beiden Tälern hat sich heute der Rotbach als Talfluss etabliert, indem er die ursprünglichen Talgewässer zu Tributären machte.

Dass auch während der *letzten Vergletscherung* das Rotbachgebiet kräftig umgeformt wurde, zeigen sowohl weit verbreitete Ablagerungen glazialer Lockergesteine wie auch die unausgeglichenen Erosionsformen in den zum Teil tief eingeschnittenen Schluchten. Das Becken von Gais wird dort von mächtigen Moränemassen abgeschlossen und verbaut, wo es einmal gegen das Sittertal seinen Abfluss hatte, nämlich beim Sammelplatz. In der Ebene von Foren SW Gais belegen Torfmoore sowie feinkörnige Sedimente einen ehemaligen See. Mit Wasserfällen und scharfkantigen Nagelfluhrippen weist das Durchbruchstal von Mülpass sein jugendliches Alter aus. Im Becken von Bühler wiederum liegen glaziale Schotter, während die Ebene von Graugaden mit einer eiszeitlichen Talverbauung zusammenhängt.

Auch die Rinne des *Goldibachs*, der dem Rotbach S Teufen zufliesst, war während der letzten Eiszeit weitgehend mit Seeablagerungen und Moräne aufgefüllt. Die Belege hierfür liefern die Terrassen der Talsüdseite sowie die Stellen, wo sich der Bach nach der Eiszeit im Molassefels eine neue Schlucht gegraben hat, die sogenannten Epigensen.

Mächtige Moränenablagerungen finden sich beidseits des Rotbachs bei Schönenbüel und Hinterhaslen. Von Steigbach bis zur Mündung in die Sitter hat der Rotbach eine Felsschlucht geschaffen, die nur noch an wenigen Stellen mit der Talrinne zusammenfällt, in welcher der Bach vor der letzten Vergletscherung abfloss. Auch im Goldibachtal lässt sich bis zum Oberlauf eine solche *ältere Rinne* nachweisen, die noch etwas *tiefer* als die heutige Bachsohle verlief. Im unteren Rotbachtal hingegen liegt die alte Rinne *höher* als die heutige Schlucht und mündet auf einem Niveau um 700 m ins Sittertal. Offensichtlich floss auch die Sitter vor der letzten Vergletscherung noch auf dem Niveau von Auen und Gmünden, und es kann daraus geschlossen werden, dass im Gmünder Tobel der Grossteil der Eintiefung erst nach dem Rückzug der Gletscher erfolgte.

Die Eisströme der *letzten Vergletscherung* erreichten das Talsystem des Rotbachs auf verschiedenen Wegen. Als erstes wurde das Gebiet des Oberlaufs gewissermassen in die Zange genommen. Vom Rheintal her drang eine Zunge des *Rheingletschers* über den Stoss vor und verfüllte das Becken von Gais. Inzwischen war aber auch der *Gletscher im Sittertal* so hoch angeschwollen, dass es beim Sammelplatz zur Begegnung der Eismassen kam. In dieser Phase wurden die mächtigen Moränenmassen von Mendli deponiert. Beim weiteren Eisaufbau im Gaiser Becken begann der seitliche

Überlauf durch das Stralholz zu funktionieren, so dass sich jetzt eine eigentliche *Rotbachzunge* ausbildete.

Die zweite Vorstossachse lag im *unteren Rotbachtal*; es wurde vom Sittergletscher über Hinterhaslen verfüllt. Sittereis und Rotbachzunge stiessen im Raum von Schönenbüel aufeinander. Als die Eismassen das Goldibachtal absperren, kam es dort zur Bildung eines langgezogenen Sees, der bis Elm reichte; er wurde schliesslich mit feinkörnigen Sedimenten verfüllt. Über die Seeablagerungen schob sich die Gletscherzunge ostwärts vor, bis sie in der Gegend von Buechschwendi den Eismassen begegnete, die vom *Goldachtal* her übergeflossen waren. Nachdem sich die Eiszungen getroffen hatten, stauten sie sich gegenseitig bis zu einem Höchststand um 1050 m auf. Der Kamm der Eggen hielt sich lange eisfrei, wurde aber – mit Ausnahme des Horst – schliesslich doch noch vom Eis überdeckt. Im Becken von Gais dürfte die Eisoberfläche im *Maximalstand* auf rund 1200 m gelegen haben. Als Nunatakker blieben die Gipfelpartien des Gäbris und der Buechen von der Eisüberflutung verschont.

Die *1. Rückschmelzphase* hat im Einzugsgebiet des Rotbachs wenig Spuren hinterlassen. Nach den Hügelkuppen wurden zunächst die Täler des Wissbachs und des Goldibachs in ihrem Oberlauf eisfrei. Hier finden sich auch verbreitet Moränenablagerungen und Stausedimente. In beiden Tälern sind epigenetische Teilstücke häufig, so z. B. im Wissbachtal E Chriegersmüli und im Goldibachtal zwischen Geren und Wettli sowie zwischen Beckenmüli und Buechenmüli.

Gegen den *Schluss der 1. Rückschmelzphase* lag der Eisrand des Sittergletschers im Raum Teufen noch auf einem Niveau um 830 m. Im unteren Goldibachtal sowie beim Ort Teufen bildeten sich kleinere Staugewässer, deren Sedimente heute oft in Baugruben als lockere Sand- und Siltschichten anzutreffen sind. Bei Rüti N Nieder-teufen bestand vermutlich ein Gletschertor, dessen Schmelzwässer durch das Tälchen W Gstalden zur Lustmühle abflossen (Fig. 35).

Eine Reihe markanter Relikte hinterliessen die Gletscherstände des *Stadials Stein am Rhein*. Der Rotbachgletscher lag in der *Phase W6* noch mit einer Eismächtigkeit von 150 m im Becken von Bühler und reichte mit einer schmalen Zunge südlich des Schönenbüels bis Lochmüli. Diese Eisrandlage ist bei Fuchslöchli durch einen schönen Moränenwall belegt, der das Zungenbecken auf der Nordseite begrenzte. Unmittelbar westlich der heutigen Schlucht stand die Eisfront des Sittergletschers auf der Linie Ebni–Hanses P. 802–Schlatt/Niederteufen. Der Goldibach suchte seinen Weg dem Eisrand entlang über P. 820 am Schönenbüel nach Lochmüli, wo er sich mit den Schmelzwässern der beiden Gletscherzungen vereinigte. Der Eisrand des Sittergletschers erzwang den weitem Abfluss der Schmelzwässer über Schlatt und Mösli zur Hauteten. Zwischen Lochmüli und Schlatt hatte dieser Umweg zur Folge, dass der

Schmelzwasserfluss die grosse epigenetische Schlucht mit dem Wasserfall westlich der Kuppe P. 802 anlegen konnte (Fig. 31).

Im *Stand W7* erreichte der Sittergletscher zwischen Stein und dem Sporn von Oberhaslen noch eine Eishöhe um 800 m und fiel dann relativ steil nach Gmünden ein. Die Gletscherstirne lag etwas nördlich der heutigen Tobelbrücke auf rund 700 m. Im Becken von Hinterhaslen bauten die verschiedenen Staffeln einige schöne Moränenwall-Bögen auf. Während dieser Phase wurde der Rotbach südlich Wonnenstein vom Eis in sein neues Felsbett am Muldenhang gedrängt, wo er schliesslich die tiefe Schlucht bis zur Sitter ausräumte. Die Rotbachzunge war im *Stand W7* bereits bis ins Becken von Bühler zurückgeschmolzen und hatte dort ihre Endlage zwischen Steig und Au (Fig. 32).

In der auf das Stadial Stein am Rhein folgenden 2. *Rückschmelzphase* brach der Eisnachschiebung vom Rheingletscher her ab. Im Gaiser Becken tauchten gegen den Sittergletscher zu die Moränenrücken von Mendli aus dem abschmelzenden Eis auf. Hinter den vom Gletschereis abgehobelten Felsrippen im Mülpass staute sich bei Grüt auf einem Niveau um 910 m ein See, der nach der Auflösung des Eises das ganze Becken von Foren ausfüllte. Durch die Rinne auf der Passhöhe beim Sammelplatz floss noch eine Zeitlang Schmelzwasser vom Sittergletscher her zu (Fig. 33).

Der Gaiser See blieb nicht sehr lange bestehen. Während infolge des Einschneidens in den stauenden Nagelfluhruppen der Wasserspiegel langsam absank, bauten sich sowohl von Rotenwis NE Gais wie auch vom Hirschberg her Schwemmfächer des Rotbachs und des Zwislenbachs auf, die den See nach und nach verfüllten. Bei Foren kam es schliesslich zum Wachstum eines Moors, ebenso auf der Passhöhe gegen den Stoss zu. An beiden Orten wurde denn auch bis in die Mitte dieses Jahrhunderts verbreitet Torf gestochen.

5.6. Das Goldachtal

Wie kaum ein anderes Gewässer hat die Goldach mit ihren Seitenbächen ein auffallend kräftiges Relief ins Appenzeller Hügelland eingegraben. Fast 400 m liegt das Flussbett im Chastenloch unter den Kammlinien der Eggen und des Kaien, und gut 200 m sind es, wenn man es auf die Talschultern von Speicher und Wald bezieht. Der Grund liegt darin, dass die Goldach eine sehr tiefe Erosionsbasis aufweist. Was der Sitter durch eiszeitliche Ablagerungen verwehrt blieb, der Goldach ist es gelungen: Sie hat den Bodensee erreicht. Damit steht ihr auf dem rund 15 km langen Lauf von der Landmarch an ein Gefälle von 600 m zur Verfügung, woraus sich erklären mag, dass sie derart steile Schluchten einzutiefen vermochte.

Das *Quellgebiet der Goldach* und ihrer obersten Seitenbäche liegt in den Nordhängen der Nagelfluhkette vom Gäbris über den Suruggen zum St. Anton. Relativ geräumig sind die Talabschnitte des Sägebachs und der Goldach bis Trogen. Dies hängt auch in diesem Fluss-System mit den weichen Sandsteinen und Mergeln in der Störungszone der Randunterschiebung zusammen, die südlich von Wald ins Tal von Obereggen hinüberzieht.

Zwischen Bleichi und dem Chastenloch finden sich verbreitet glaziale Lockersedimente. Bei Brändli N Trogen haben eiszeitliche Staumassen das Tal an die 100 m hoch verfüllt, so dass sich die Goldach oberhalb der Chastenloch-Mühle in einer neuen Felschlucht epigenetisch eintiefen musste. Der gleichen Talverfüllung verdanken wir die Entstehung des schönen Wasserfalls bei Moos im Moosbachtal. Hier stürzt der durch Schuttmassen umgelenkte Bach über eine Felswand in sein altes Bett hinab.

Im engen Tobel zwischen dem Chastenloch und Zweibruggen lassen sich die granitischen Sandsteine der Unteren Süsswassermolasse gut beobachten; sie wurden früher hier auch gebrochen. Durch schwer zugängliche Schluchten fliesst die Goldach zum Schaugenbädli, wo hart an der Landesgrenze eine Nagelfluhbank die Formationen der Oberen Meeresmolasse ankündigt.

Der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit und des Schichtenbaus auf die Talform ist im *Taltrichter von Speicherschwendi* augenfällig. Die Schichtköpfe des steilen Nordhangs bestehen überwiegend aus harten Plattensandsteinen und Nagelfluh, während im flacheren Südhang die Schichtflächen der mergeligen Sandsteine zur Goldach einfallen. Der Fluss ist in diesem Talabschnitt bei seiner Tiefenerosion gewissermassen auf den Schichtflächen abgeglitten und konzentriert seine Aktivität in einer Schlucht unmittelbar am Fusse des nördlichen Steilhangs.

Abgesehen von den tiefsten Schluchtpartien sind weite Teile des Tals von Speicherschwendi und des anschliessenden Landgrabens von glazialen Sedimenten bedeckt, die überwiegend in Eisrandseen deponiert wurden. Im Landschaftsbild zeigt sich dies in einer Abfolge markanter Terrassen unterhalb und oberhalb der Staatsstrasse in Speicherschwendi sowie bei Eggersriet und Rüti. Vor allem in den tieferen Lagen neigen die tonig-siltigen Seeablagerungen häufig zu Rutschungen. Zeugen der letzten Vorlandvergletscherung finden sich aber auch verbreitet als Moränendecken auf den Hangschultern des Goldachtals einerseits bei Trogen und Speicher, andererseits bei Rehetobel und Wald.

Im Unterschied zum Einzugsgebiet der Sitter erfolgte die Eisüberflutung des Goldachtals ausschliesslich durch den *Rheingletscher*. Er machte sich im appenzellischen Teil zum ersten Mal bemerkbar, nachdem sich der Eiskörper im Bodenseebecken so hoch aufgebaut hatte, dass er den Ausgang des Martinstobels verstopfte und dort einen See aufzustauen begann. Die Front der Vorlandvereisung war in jenem Zeit-

punkt schon über Konstanz hinaus vorgerückt, und im Rheintal stand der Eisstrom so hoch, dass er die tieferen Teile des Appenzeller Vorderlandes bereits überflutet hatte. Es bedurfte nur noch eines geringen weiteren Anschwellens, bis das Eis über die Landmarch ins oberste Goldachtal einzudringen vermochte. Mit dieser Eiszunge hatte der Gletscher gewissermassen eine seitliche Abkürzung ins Bodenseebecken gefunden.

Nachdem bereits ein gutes Stück des oberen Goldachtals verfüllt war, machte sich der Gletscher auch auf seiner nordöstlichen Flanke bemerkbar, indem über die Sättel von Halten und Kaien zwei Eiszungen aus dem Raum Heiden vorrückten. Es war dann nur noch eine Frage der Zeit, bis der Rheingletscher die Hügelketten auf breiter Front zu überfluten begann. Im *Maximalstand* neigte sich ein Eisfeld von rund 1200 m über dem St. Anton gegen St. Gallen, wo das Eis auf 1000 m stand. Mit diesen Höhenlagen befand sich dieses Gletschergebiet bereits über der damaligen Schneegrenze, und es ist daher anzunehmen, dass die obersten Eisschichten zum Teil an Ort und Stelle gebildet wurden.

Mit dem Wiederanstieg der Schneegrenze *nach dem Höchststand* hörte die Eisproduktion im Goldachtal auf, und da auch der Nachschub vom Rheintal her nachliess, sank der Eiskörper langsam in sich zusammen. Dem Eisrand entlang stauten sich in den Mulden der Seitentäler kleine Seen. Während der sommerlichen Schmelzphasen verbanden sich diese Gewässer zu einem Eisrandbach, der in den trennenden Talschultern flache Rinnen und Sättel auswusch. Eine Abfolge solcher Schmelzwassersättel lässt sich am Südrand des Goldachtals von Hüttschwendi über Sand nach Rörersbüel ins Goldibachtal verfolgen. Im Sägebachtal verlief eine ähnliche Randentwässerung von Falkenhorst über Obergaden nach Girtannen.

Auf einem etwas tieferen Niveau um 900 m bildeten sich *Eisrandseen* in der Nische von Speicher sowie im Tal des Säglibachs zwischen Bendlehn und Trogen; sie werden dort häufig durch Vorkommen von tonigen Silten angezeigt. Für die Entwässerung des Goldachbeckens ins Goldibachtal lag jetzt die Schwelle von Steinegg zu hoch. Den Schmelzwässern müssen sich Wege durch die im Becken von Speicherschwendi das Goldachtal blockierenden Eismassen geöffnet haben, bis sie beim Rank und beim Wenigerweiher freien Abfluss ins obere Steinachtal fanden.

Im *Stadial Stein am Rhein* baute sich infolge des erneuten Anschwellens des Eisstroms im Rheintal die Gletscherzunge im oberen Goldachtal nochmals zu einem Vorstoss auf. Etwa bis Brändli N Trogen reichte ein Rückstau der Schmelzwässer durch den Bodenseegletscher im Becken von Speicherschwendi. Stausedimente dieses Gletscherstandes finden sich auf einem Niveau um 810 m bei Eggersriet, wo die Schmelzwässer aus einer Gletscherzunge im Tal von Grub-Halten ein Delta aufbauten. Eisrandterrassen bildeten sich auch oberhalb Speicherschwendi bei Nördli und Büel. Eindrucksvoll ist die *Abflusserinne*, die bei Hueb dem Eisrand der St. Galler Zunge ent-

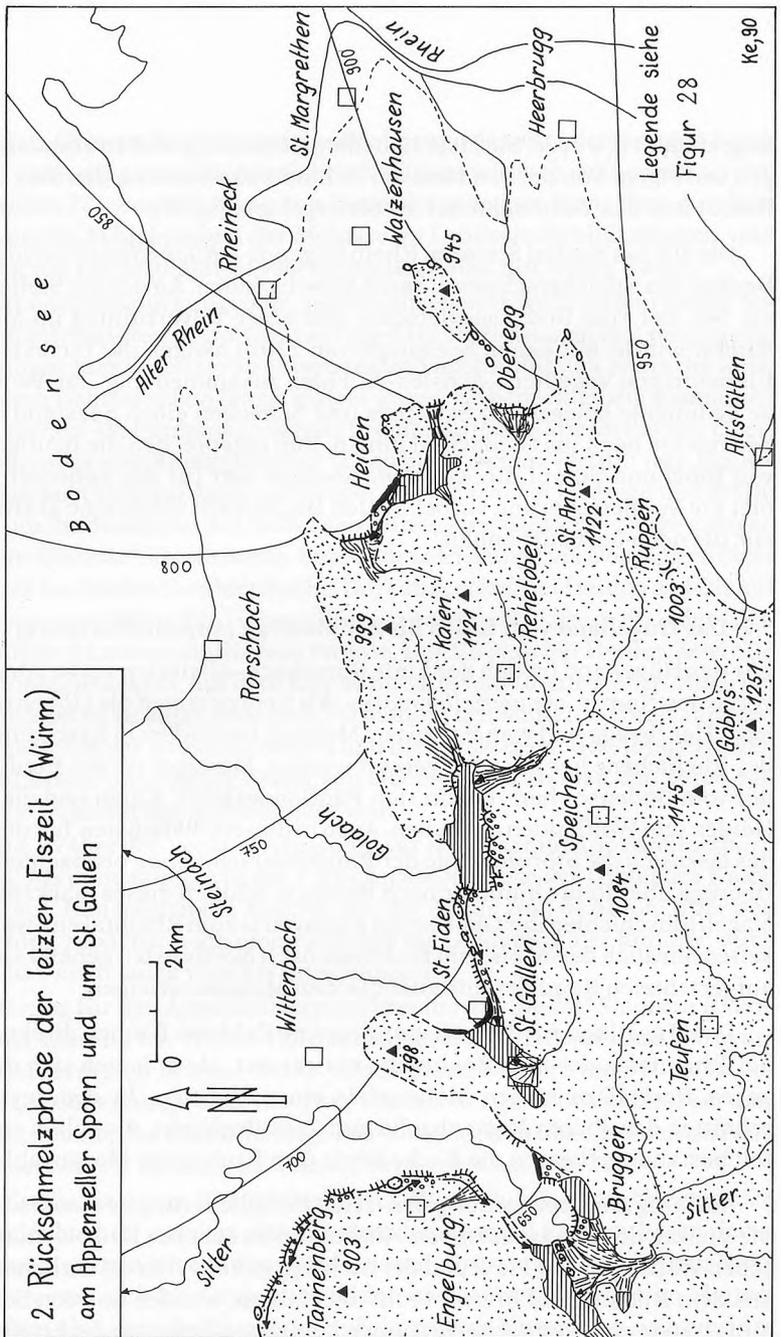


Fig. 36: Auch der Rand des Rheingletschers war in der 2. Rückschmelzphase von Stauseen gesäumt, so bei Heiden, im Goldachtal und im Hochtal der Stadt St.Gallen. Die Eismassen im Sittertal führten zur Seebildung im Raum Bruggen.

lang eingetieft wurde. Sie lässt sich über Notkersegg und Dreilinden bis nach St. Georgan verfolgen. Von dort an fand der Schmelzwasserstrom den Weg durch das Tal der Demut und das Wattbachtobel ins Sittergebiet (Fig. 28).

Die auf das Stadial Stein am Rhein folgende 2. *Rückschmelzperiode* liess das Eis im Becken von Speicherschwendi rasch verschwinden. An dessen Stelle bildete sich jetzt ein See, der vom Bodenseegletscher und einer Talverfüllung im Martinstobel abgedämmt wurde. Mit einem Seespiegel um 720 m hängen die Terrassen von Au und die Eisrandrinne Vogelherd–Achslen–St. Fiden zusammen (Fig. 36). Weit verbreitete siltige Sedimente belegen bei Schuppis und Schachen einen Seestand auf 660 m. Dieser See reichte noch ins Goldachtal hinein; ihm entsprechen die heutigen Rutschmassen von Tobel und Sumpf. Im *Konstanz-Stadium* war für das appenzellische Goldachgebiet die Vergletscherung vorbei. In den Bachtobeln setzte eine kräftige Tiefenerosion ein, die noch bis heute anhält.

5.7. Das Hügelland vom Kaien bis zur Meldegg (Appenzellersporn)

Für das Hügelland östlich der Linie Rorschach–Altstätten verwenden die Geographen gerne den Namen «*Appenzellersporn*». Als Sporne treten die Höhenzüge vom St. Anton nach Heerbrugg und vom Eggen zur Meldegg besonders in Erscheinung, wenn sie von der Rheinebene her ins Auge gefasst werden. Massiger ist der Eindruck des Berglandes vom Bodensee her, zu dem sich Fünfländerblick, Kaien und die Höhen zwischen Heiden und Wolfhalden abdachen. Auch in diesem östlichsten Teil des Appenzellerlandes lässt sich die Störungslinie der Randunterschiebung beobachten. Sie verläuft von Oberegg über Reute hinunter nach Berneck. Südlich dieses markanten Tals fallen die Nagelfluhschichten der Gäbriszone alpenwärts zum Rheintal ein, während alle Hügelketten nördlich davon bis zum Bodensee nach Nordwesten geneigt sind und damit den aufgerichteten Rand der mittelländischen Molasse anzeigen.

Das Hügelland wird durch eine grössere Zahl von Bächen direkt auf den Talboden des Rheintals oder zum Rheindelta entwässert. Meist haben sich die Wasserläufe in *engen Kerbtälern* in den Molassefels eingeschnitten. In den geräumigeren Talabschnitten des oberen Mattenbachs und Gstaldenbachs, die schon vor der letzten Eiszeit bestanden, fliessen die Bäche heute durch mächtige Moräneablagerungen.

Auffällig am Appenzellersporn ist die Feingliederung des Landschaftsbildes durch die Vielfalt der *Sandsteinrippen*. Als besonders schönes Beispiel mag das Plateau zwischen Walzenhausen-Platz und der Meldegg gelten. Vom eiszeitlichen Gletscherstrom aus dem Rheintal auf breiter Front überfahren, wurden aus den Schichtpaketen des Molassefels einerseits scharfe Rippen herausgearbeitet, andererseits längliche *Rund-*

höcker überschliffen. Grossen Einfluss auf die Ziselierung des an sich massigen Sandsteins hatten aber auch die eisrandlichen Schmelzwässer, wie sich sehr schön an den kleinen *Schichtrippen-Tälchen* am Hang von Lutzenberg zeigen lässt. Fast durchgehend blieb indessen der Schichtenbau der Molasse im Landschaftsbild erhalten, und für die Ablagerung von Lockermaterial war im steilen Relief nur wenig Raum.

Von den eiszeitlichen Auswirkungen im appenzellischen Hügelland wurde der Appenzellersporn am intensivsten betroffen, weil die Eisüberflutungen der verschiedenen Vergletscherungen hier jeweils früh einsetzten und noch anhielten, wenn die westlicheren und höheren Gebiete schon längst eisfrei waren. So bedeckten die Eismassen das Plateau von Leuchen–Walzenhausen bereits in einer *Aufbauphase*, in der das Oberseebecken des Bodensees vom Rheingletscher schon bis Konstanz verfüllt war. Ein höheres Eisniveau zeichnet sich am Appenzellersporn auf 900 m bei Oberegg und 800 m bei Heiden–Grub ab. Im Neienriet NE Schachen dürfte eine Gletscherzunge gelegen haben, die sich zum Klusbach entwässerte. Eine andere Eiszunge bei Oberegg entliess ihre Schmelzwässer ins Tal des Gstaldenbachs. Dort aber stand bei Heiden das Eis auf einem tieferen Niveau um 800 m. Die Höhendifferenz ergab sich daraus, dass der Gletscherstrom die Höhen S Lachen umfliessen musste. Der Eisstau bei Heiden bewirkte den Aufbau des *Moränenrückens*, auf dem Kirche und Kurhaus heute stehen. Auch bei Frauenrüti E Grub kam es zu einer massiven Verbauung des Mattenbachtals mit Seesedimenten. Das Ausmass der Erosionsformen und die Mächtigkeit der Ablagerungen lassen darauf schliessen, dass dieser Stand von Oberegg und Heiden von einer entsprechenden Dauer während der Aufbauphase war.

Im *Höchststand W/Max* der Vorlandvereisung war der gesamte Appenzellersporn von Eis überdeckt. Als erste tauchte in der *1. Rückschmelzphase* der Gipfel des Kaien aus dem Eismeer auf. Ihm folgten die Kuppen von der Tanne zum St.Anton. Über den Sattel von Kaien hing zunächst noch eine Eiszunge ins Goldachgebiet hinüber, auch der Rossbüchel blieb noch lange vom Eis umschlossen.

Wenig Veränderung für den Appenzellersporn brachte das *Stadial Stein am Rhein*. Am St.Anton lag der Eisrand um 1100 m, fiel dann aber relativ steil auf rund 900 m am Rossbüchel ab. Stauterrassen belegen bei Gstalden einen Eisrand um 970 m. Damit konnte sich diese Gletscherzunge über den Pass von Kaien zum Moosbachtal entwässern. Bei Halten vermochte das Eis die heutige Passhöhe noch zu überfliessen und entsandte seine Schmelzwässer in einen Eisstausee bei Eggersriet (Fig. 28).

In der auf das Stadial Stein am Rhein folgenden *2. Rückschmelzphase* bildeten sich im obersten Gstaldenbachtal vor dem abschmelzenden Eisrand Staugewässer, deren Sedimente auf verschiedenen Niveaus anzutreffen sind. Grössere Seen mit einer Spiegelhöhe um 800 m lassen sich bei Grub und Heiden nachweisen. Der See im Mattenbachtal lief nach dem Absinken des Eisrandes auf ein tieferes Niveau aus, während der

See im Becken von Bissau vermutlich längere Zeit durch den Moränenwall von Heiden gestaut blieb. Der Gstaldbach geriet als Seeabfluss offensichtlich östlich des Dorfes in den Sandsteinfels und musste sich dort epigenetisch eine neue Rinne eintiefen. Der Nachweis konnte zwar bisher nicht geführt werden, aber die topographische Situation gibt allen Grund zur Annahme, dass der Gstaldbach vor der letzten Eiszeit über Gmeind ins Mattenbachtal floss. Oberhalb Hinterlochen bestand demnach nur ein kleiner Bach, dessen Quellen bei Ergeten lagen, und das heutige tiefe Tobel des Gstaldbachs wurde erst seit dem Ende der letzten Eiszeit eingegraben (Fig. 36).

Stauende Eisränder lassen sich auch aus den Terrassen bei Oberegg erschliessen, sie gehören zum gleichen Gletscherstand der 2. *Rückschmelzphase* wie Heiden und Grub. Das weitere Abschmelzen des Bodenseegletschers muss relativ rasch erfolgt sein. Es finden sich zwar am ganzen tiefer gelegenen Teil des Appenzellersporns allenthalben Erosionsspuren des Schmelzwassers und glaziale Verfüllungen kleinerer Vertiefungen; zur Rekonstruktion eines zusammenhängenden Eisrandes lassen sie sich aber nicht verwenden. Als schliesslich der Eispanzer rings um das Hügelland abgeschmolzen war, ragte der Appenzellersporn als Halbinsel in den blauen Rheintalsee hinaus, in den noch für ein paar Jahrhunderte im Süden bei Koblach der Gletscher des *Weissbad-Stadials* stirnte.

6. Ausblick

Die Wanderung durch die Jahrtausende der Landschaftsgeschichte des voralpinen Appenzellerlandes hat die Gegenwart erreicht und geht damit zu Ende. Die Ausgestaltung des derzeitigen Reliefs und die derzeitigen aktiven Veränderungen gehören unverkennbar zum 3. Lebensabschnitt des Werdens und Vergehens einer Landschaft (Kapitel 1), nämlich zur Modellierung und Ziselierung der Feinformen.

Was bringt die Zukunft? Eine Antwort auf diese Frage kann nicht gegeben werden. Mutmassungen könnten sein: Wenn das periodische Prinzip der letzten 2 Mio. Jahre anhält, so steht der Beginn einer neuen Eiszeit bald einmal vor der Haustüre. Aber sie wird die Haustüre nicht einfach aufreissen und hereinstürmen, sondern «höflich anklopfen und sich vorstellen». Denn sie wird 80000 bis 100000 Jahre benötigen, um etappenweise das Haus ganz in ihren Besitz zu nehmen. In diesem Falle würde eine weitere intensive glaziale Überprägung der Landschaft anlaufen.

Wenn aber der Rhythmus Kaltzeit–Warmzeit abbricht, wofür dann wohl die Überbeanspruchung der Umwelt durch den Menschen verantwortlich sein dürfte, würde die jetzige Wärmezeit andauern. Es könnte sogar eine generelle Erwärmung eintreten, die das Klima wieder auf Werte wie im Tertiär anheben würde und weltweit die noch vorhandenen Eismassen stark abschmelzen liesse. In diesem zweiten Falle wäre mit dem Fortgang der jetzt abrollenden Prozesse zu rechnen, wobei vermehrte Starkregen gehäuft massive Erosionsschübe auslösen könnten.

Ob so oder anders – man weiss es nicht. Sicher aber werden diese oder jene Vorgänge des 3. Lebensabschnittes nach einigen Millionen Jahren zum 4. und letzten Abschnitt überleiten, zur völligen Einebnung der eigenwilligen Landschaft des Appenzellerlandes.

Allgemeine und einführende Literatur

- EUGSTER, H. (1952): Poststrassen im Appenzellerland. – Posttroutenführer PTT.
- HANTKE, R. (1978, 80, 83): Eiszeitalter, 3 Bd. – Ott, Thun.
- KAHLKE, H. D. (1981): Das Eiszeitalter. – Aulis, Köln.
- KELLER, O. (1989): Naturgeographie der Kantone St.Gallen und beider Appenzell. In: SEITTER, H. (1989): Flora der Kantone St.Gallen und beider Appenzell. St.Gall. Natw. Ges., Rorschach/Jona.
- LABHARD, T. P. (1982): Geologie der Schweiz. – Hallwag, Bern.

Spezielle Fachliteratur zum Appenzellerland

- BERLI, ST. (1985): Die Geologie des Sommersberges (Kantone St.Gallen und Appenzell). – Ber. St.Gall. Natw. Ges. 82.
- BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – Diss. Univ. Zürich. Kreuzlingen.
- BÜRGISSER, H. M. (1980): Zur mittel-miozänen Sedimentation im nordalpinen Molassebecken: Das «Appenzellergranit»-Leitniveau des Hörnli-Schuttfächers (Obere Süddwassermolasse, Nordostschweiz). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, N. F. 232.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F. (1960): Erläuterungen zu Blatt St.Gallen–Appenzell (Atlasblatt 23) des geologischen Atlas der Schweiz 1:25000. – Schweiz. geol. Komm.
- HABICHT, J. K. A. (1987): Internationales Stratigraphisches Lexikon, Band I, Fasz. 7 (Europa/Schweiz), Fasz. 7b: Schweizerisches Mittelland (Molasse). – Schweiz. geol. Komm./Landeshydrologie u. -geologie.
- HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Schweiz. geol. Komm., Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz, N. F. 83.
- HEIERLI, H. (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland: Säntismassiv, Churfürsten, Mattstock, Alviergruppe, Appenzeller Molasse. – Sammlung geol. Führer 75/II. Borntraeger, Berlin.
- HOFMANN, F. (1957): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. 50/2.
- KELLER, O. (1981): Zur Glazialmorphologie der Region St.Gallen: Die eiszeitliche Ausgestaltung der Landschaft. Jb. St.Gall. Natw. Ges. 81.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. Vol. 27 A und B, Zürich.
- KELLER, O. (1989): Die Vergletscherung des Alpsteins und der Region zwischen Arlberg und Rickenpass gegen Ende der letzten Eiszeit. – Ber. St.Gall. Natw. Ges. 84.

- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geogr. Helv. 1987/2.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1989): Die jüngere eiszeitliche Gletscher- und Landschaftsgeschichte Innerrhodens und des Alpsteins. Innerrhoder Geschichtsfreund 32, Appenzell.
- KRAYSS, E. (1985): Rutschungen im st.gallisch-appenzellischen Molassegebiet (Widenbach, Goldach, Sitter). – Ber. St.Gall. Natw. Ges. 82.
- KRAYSS, E. (1989): Zur Landschaftsgeschichte des Längstals von Teufen (AR). Eine geomorphologische Studie. – Ber. St.Gall. Natw. Ges. 84.
- SAXER, F. (1965): Erläuterungen zu Blatt 1075 des geologischen Atlas der Schweiz 1:25000. – Schweiz. geol. Komm.

Geologische und glazialmorphologische Karten

- EUGSTER, H. et al. (1982): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt 1115 Säntis, 1:25000. – Schweiz. Geol. Komm.
- KELLER, O. (1988): Die spätglaziale Vergletscherung des Alpsteins, 1:25000. – In: Ber. St.Gall. Natw. Ges., Band 84, 1989.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Bodensee-Vorlandvereisung Würm-Stein a. Rh., In: Eclogae geol. Helv. Vol. 73/3.
- LUDWIG, A. et al. (1949): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt St.Gallen–Appenzell, 1:25000. – Schweiz. Geol. Komm.

Erklärung wichtiger Fachausdrücke

Fachausdrücke, die sich auf die *zeitliche Gliederung* der Erdgeschichte beziehen (z.B. «Pliozän», «Riss»), sind in den Figuren 6, 7, 20 und 27 aufzusuchen.

Akkumulation	Aufschüttung, Ablagerung von Gesteinsmaterial
brackisch	mit Salzwasser vermischt
Brekzie	Trümmergestein mit eckigen Bruchstücken
Chronostratigraphie	Gliederung der Gesteinsschichten bezüglich der zeitlichen Abfolge
danubisch	auf den Donaulauf bezogen
Decke	bei der Gebirgsbildung auf fremder Unterlage überschobene Gesteinsmasse (Überschiebungsdecke)
Depression	Einsenkung einer Oberfläche
Dislokation	Veränderung der normalen Lagerung eines Gesteins
Dolomit	Festgestein aus Kalzium-Magnesium-Karbonat, ähnlich dem Kalkstein
epigenetisch	nachträglich entstanden (z.B. Talabschnitt)
Erosion	Abtragung der Erdoberfläche durch Wasser, Wind oder Eis
Erosionsbasis	tiefster Punkt eines Gewässersystems (Mündung in Hauptfluss, See oder Meer)
Erratiker	ortsfremder Gesteinsblock, vom Gletscher transportiert
erratisch	ortsfremd
exarieren	ausschürfen
fluvial	von Fließgewässern bewirkt
Flysch	vorwiegend schiefrig-toniges Gestein, in Meeressenkungen während der Alpenbildung abgelagert
Fossil	versteinerter Überrest von Lebewesen und deren Spuren
Geomorphologie	Lehre von den die Erdoberfläche gestaltenden Vorgängen und den entstandenen Formen
glazial	eiszeitlich
Glaziale	Eiszeiten
Glazialgeologie	geologische Eiszeitforschung
glazigen	durch Gletschereis bewirkt
hangend	eine bestimmte Gesteinsschicht überlagernd
Helvetische Decken	alpiner Gesteinskomplex aus Sedimenten des Schelfmeers am Rande des Nordkontinents
Impakt	Meteoriteneinschlag
Interglazial	Zwischeneiszeit (Warmzeit)
Interstadial	wärmerer Zeitabschnitt einer Eiszeit

Karst	Kalkgebiet mit Erscheinungen der chemischen Verwitterung durch Regenwasser
Konglomerat	Gestein aus verkitteten Geröllen, verfestigter Schotter
Laterit	Boden, der sich im tropischen wechselfeuchten Klima bildet
Lithologie	Gesteinsbeschaffenheit
Lithostratigraphie	Gliederung der Gesteinsschichten bezüglich der Gesteinsbeschaffenheit
marin	durch das Meer bewirkt
Mergel	Sedimentgestein aus Kalk und Ton
Molasse	Gestein aus dem Abtragungsmaterial des jungen Alpengebirges
Moräne	vom Gletschereis abgelagertes Gesteinsmaterial
Nagelfluh	schweizerischer Ausdruck für verfestigte Schotter (Konglomerat)
Nunatakker	Berggipfel, die aus einem Gletscher oder Eisfeld aufragen
Ostalpine Decken	alpiner Gesteinskomplex aus dem Schelfmeer am Rande des Südkontinents
Paläogeographie	Geographie während bestimmter Epochen der Vorzeit
Paläontologie	Wissenschaft von den vorzeitlichen (fossilen) Lebewesen
Penninische Decken	alpiner Gesteinskomplex aus dem Tiefseebereich zwischen Nord- und Südkontinent
Randunterschiebung	Zone, in der die Deckenschuppen der subalpinen Molasse auf den aufgerichteten Rand der mittelländischen Molasse stossen
Sandstein	Gestein aus verkitteten Sanden
Schichtflächen	bei der Ablagerung horizontal liegende Sedimentoberfläche in einem Schichtgestein
Schichtfluten	rasche Überflutungen flacher Schwemmfächer
Schneegrenze	untere Grenze des Bereiches, in dem der Schnee im Sommer nicht abtaut (Firmlinie)
Schuppen	bei der Gebirgsbildung aufeinander geschobene Gesteinspakete (Deckenteile)
Sedimentation	Ablagerung von abgetragendem Gesteinsmaterial oder anderen Stoffen (Kalk, Lebewesen)
Silt	feines Gesteinsmaterial mit Korngrößen zwischen Sand und Ton
Stadial	kälterer Zeitabschnitt während einer Eiszeit

Stillwassersedimente	Ablagerungen von Sand, Silt und Ton in Seen und ausserhalb des Strombetts von Flüssen
Stratigraphie	Gliederung der Gesteinsschichten nach der Abfolge ihrer Bildung
Tektonik	Lehre von Bau und Verformung der Erdkruste
terrestrisch	Bezeichnung für Vorgänge auf dem festen Land
Transfluenz	Überströmen eines Gletschers über einen Gebirgspass ins Nachbartal
Tributär	Nebenfluss oder Seitenbach eines Gewässers
Tuff	vulkanisches Auswurfprodukt oder Ablagerung von gelöstem Kalk (Quelltuff, Sinter)

	Seite
1. Einleitung und Überblick	3
2. Landschaftsformen	
2.1. Landschaftliche Grossformen (Tektonische Formen)	6
2.2. Eiszeitliche Formen (Glaziale Formen)	8
2.3. Nacheiszeitliche Formen (Fluviale Formen)	11
3. Über die Gesteine (Geologie)	
3.1. Festgesteine	14
3.2. Lockergesteine	23
4. Landschaftsgeschichte im Überblick	
4.1. Alter und Gliederung der Gesteine des Appenzellerlandes	29
4.2. Molassezeit – Zeit der Aufschüttung	31
4.3. Orogenese – Gebirgsbildung und Tektonik im Molasseland	47
4.4. Das Eiszeitalter	57
5. Landschaftsgeschichte der einzelnen Regionen	
5.1. Einleitung	81
5.2. Das Sittertal	81
5.3. Das Urnäschtal	90
5.4. Das Bergland von Herisau bis zur Hochalp	95
5.5. Das Rotbachtal	99
5.6. Das Goldachtal	102
5.7. Das Hügelland vom Kaien bis zur Meldegg (Appenzellersporn)	106
6. Ausblick	109
Literatur- und Kartenhinweise	
Allgemeine und einführende Literatur	110
Spezielle Fachliteratur zum Appenzellerland	110
Geologische und glazialmorphologische Karten	111
Erklärung wichtiger Fachausdrücke	112
Autoren	
Kapitel 1 bis 4 und 6: Oskar Keller, Eggersriet	
Kapitel 5 und Text zu den Figuren: Edgar Krayss, St.Gallen	

Beide Autoren befassen sich seit Jahren mit der Geologie des appenzellischen Voralpengebiets. In diesem Heft vermitteln sie vertiefte Einsichten in die Bereiche der Landschaftsformen, der Gesteine und ihrer Herkunft sowie in die Landschaftsgeschichte.

Der Bogen spannt sich von der Zeit der Molasseschuttfächer über die Gebirgsbildung bis zur Ausgestaltung der Landschaft während der letzten Eiszeit. Mit einer anschaulichen Darstellung wird versucht, die Erdgeschichte des Appenzellerlandes auch dem Laien in verständlicher Weise nahezubringen.

Dr. Oskar Keller, geb. 1938, ist Mittelschullehrer für naturwissenschaftliche Fächer in St.Gallen und Privatdozent an der Universität Zürich. Daneben arbeitet er als Geologe und ist durch verschiedene Publikationen und Vorträge über die engere Heimat hinaus bekannt geworden.

Edgar Krayss, geb. 1927, ist Bauingenieur und befasst sich seit 1975 mit glazialgeologischen Forschungen im Voralpengebiet und Bodenseeraum. Ein Teil seiner Publikationen erfolgte in Zusammenarbeit mit Dr. O. Keller.