Mitt. österr. geol. Ges.	80 1987	S. 207–228 18 Abb.	Wien, Dezember 1987

Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales

Von R. HANTKE*)

Mit 18 Abbildungen

Zusammenfassung

Talbildungen wurden meist auf fluviale oder glaziale Ausräumung zurückgeführt; sie sind durch die Tektonik vorgezeichnet. Schon im Pliozän, im Alt- und Mittelpleistozän stießen alpine Gletscher im Vorland in Täler vor. Dabei wurden Schotterfluren frontal und marginal geschüttet. In Warmzeiten schützten Wälder bei hoher Waldgrenze vor Abtrag.

Anlagen eines unteren Ur-Alpen-Rheintales reichen zwischen Schweizer und Vorarlberger Molasse-Schüttungen bis ins Oligozän zurück. Im Mündungsbereich von Quer- und Längsentwässerung brach die nördlichste Molasse-Antiklinale auf. Im Miozän vereinigten sich die Bündner Quelläste zu einem Ur-Rhein, der sich im Toggenburg als Hörnli-Fächer verästelte. Mit der Platznahme der Helvetischen Decken wurden die proximalen Molassefächer verschert und differentiell vorbewegt. Damit wurde dem Ur-Rhein der Weg durchs Alpen-Rheintal geöffnet. Mit der sich wandelnden Decken-Konfiguration wurden auch Talanlagen „mittransportiert".

Das obere Alpen-Rheintal war durch den Westrand der Ostalpinen Decken und flexurartiges Abtauchen von Aarmassiv und Helvetischen Decken festgelegt. Im mittleren Abschnitt folgt es einer SW-NE-streichenden Deckenmulde; dann werden die erst abtauchenden und in Vorarlberg sich wieder heraushebenden Helvetischen Decken durchbrochen.

Jüngste „torrentielle" Molasse-Schüttungen bekunden schon an der Miozän/Pliozän-Wende einen bis ins Rheintal, im Pliozän bis in die Bodensee-Senke vorgestoßenen Rhein-Gletscher. Da die tiefste Talsohle bereits mindelzeitlich erreicht war, muß vorgängig kühl- und kaltzeitlich ausgeräumt worden sein. Grundmoräne an der Basis günzzeitlicher Deckenschotter bekunden, daß schon die Donau-Eiszeit Ausmaße zwischen jenen von Riß und Würm-Eiszeit angenommen haben muß.

Nach der Erkenntnis laufender Pollen-Aufarbeitung könnte doch eine günstig abgeteufte und sorgfältig ausgewertete Kernbohrung die quartäre Talgeschichte weiter aufhellen helfen.

Summary

The Late Tertiary history of the Alpine Rhine valley

While HEIM ascribed the valley formation to fluvial excavation, PENCK believed in high proportions of glacial erosion. Influenced by HEIM a scheme of interglacial

*) Adresse des Verfassers: Prof. Dr. R. HANTKE, Geologisches Institut, ETH-Zentrum, Sonneggstr. 5, CH-8092 Zürich, Schweiz.

deepening and, more recently, of early and late glacial excavation was established. New facts have shown that Mindelian valley bottoms are already the deepest. It would mean an overdeepening of 1200 m in the Rhine valley. The excavation, following tectonic lines, must have taken place much earlier. The early Pleistocene Cover Gravels are to be interpreted as ice border sediments. During these glaciations, ice tongues filled the valleys excavated already by earlier glaciers. During warm periods the Alpine valley slopes were covered with forests at high timberlines.

Oldest traces of the Rhine valley history are found in Fresh Water Molasse fans with different source areas. STAUB saw in the sudden increase of cristalline pebbles from the Bernina nappe a backward extension of its drainage area. It has been postulated that climatic detariorations coinciding with uplifting produced Alpine glaciations at the Oligocene/Miocene boundary and in Miocene cool phases.

In the northeastern Appenzell area the northernmost broken up Molasse anticline coincides with the confluences of the frontal Kronberg and Gäbris fans and the longitudinal drainages of Höhronen and Napf.

The drainage area of the younger Sommersberg fan, recognized as middle Miocene, is located in the Vorarlberg Flysch mountains. Its continuation, the Tannenberg fan NW of St. Gallen, shows an interfingering with an eastern branch of the Hörnli fan from the united middle Miocene Grisons Rhine rivers.

Between the Swiss and contemporary Austrian fans new furrows were built and deepened fluvially and glaciofluvially, so also for the drainage of the Sommersberg and Pfänder fans. In their interferences the Molasse sediments reached their lowest thickness, so that they became thrusted at the arrival of the Helvetic nappes and the Molasse sheets moved laterally along transcurrent faults. The drainage of the Grisons Rhine was diverted farther east. A transversal valley must have extended farther south, since the Helvetic nappes slided in this furrow. At their border, fault series and plunging axes led, with the shearing of the Molasse sheets, to successive deepenings and opened a new drainage for the Rhine.

The upper Rhine valley is determinated by the dipping of the Helvetic and the western border of Pennine and Austroalpine nappes. Their remains in eastern Central Switzerland moved in a Helvetic depression oriented farther to the northwest in the younger Miocene as dated by the first appearance of Helvetic pebbles in the upper most Hörnli fan. Between the upper and lower Rhine valley the proximal Kronberg fan is responsible for the culmination of the Säntis scales. The overthrust of the Helvetic Cretaceous sequences and the building of Molasse scales turned the S-N-oriented Rhine valley into its ancient SE-NW direction; some parts were still directed S-N, others even SW-NE. So isoclinal sections changed with synclinal ones.

The youngest coarse pebbly part of the Tannenberg fan, earlier interpreted as Günzian Cover Gravel, was recognized as youngest Miocene. Its pebble contents prove an origin in the Fäneren and Vorarlberg Flysch area. Their large size and the lack of imbricated structures point to cold climatic debris flows. The deposition took place through an ancient Sitter valley, built at the Molasse dissection by melt water of a lobe of an early Rhine glacier which advanced probably as far as Lake Constance. Its formation coincides with faults in the flat-lying Molasse.

The landscape of the Rhine valley was formed by multiple glacier advances. Since at the Tannenberg real Cover Gravels occur also, the valley formation must have

taken place before. The excavation, mainly glacial and glaciofluvial, began already in the Pliocene. This suggests glacier advances again into the Lake Constance basin. Since the deepest valley bottom is often Mindelian, longer pre-Mindelian excavations must be assumed.

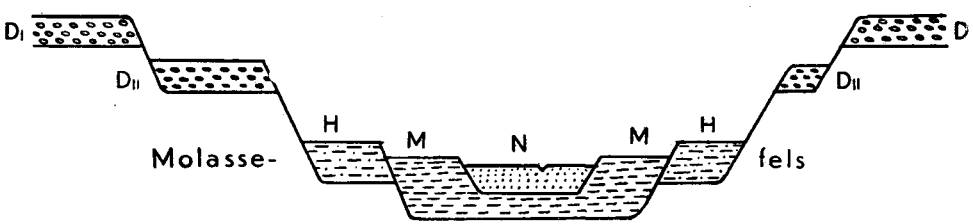
Thick till at the base of the Günzian Cover Gravels near Zurich and their lack halfway to Schaffhausen points out the dimensions of the Danube glaciation between those of Riss and Würm.

Some palynologically investigated spectrums of deep drillings in the Rhine valley are known from Dornbirn. But the high rates of reworked pollen in the Zurich drillings show that only well located and continuously analysed pre-Würmian coredrillings give reliable stratigraphic results.

Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales

Die quartäre Geschichte des Alpen-Rheintales, über die schon 1979 berichtet wurde, hat eine Vorgeschichte, die tief ins Tertiär zurückreicht und die es immer noch präziser zu ergründen gilt.

Während ALBERT HEIM die Talbildung vorab fluvialer Ausräumung zugeschrieben hatte, glaubte ALBRECHT PENCK Zeit seines Lebens an einen hohen Anteil der glazialen Erosion. In der Schweiz hat sich unter HEIMS Einfluß ein Eintiefungsschema der Mittelland-Täler eingebürgert, das – anknüpfend an jenes mit viel geringerer Eintiefung im schwäbisch-bayerischen Alpen-Vorland – vorab die interglaziale fluviale, in neuerer Zeit eher die früh- und spätglaziale Ausräumung für die Talbildung verantwortlich zu machen suchte (Abb. 1).



D_I = Höherer Deckenschotter
D_{II} = Tieferer Deckenschotter
H = Hochterrassenschotter
M = Mittelterrassenschotter
N = Niederterrassenschotter

Abb. 1: Durch die Auffassung ALBERT HEIMS geprägtes schematisches Querprofil durch ein altes Gletschertal in der mittelländischen Molasse; aus H. SUTER 1939.

Palynologische und geologische Befunde haben jedoch gezeigt (M. WELTEN 1982, 1986; HANTKE 1984, 1986; E. GERBER 1986), daß das zunächst bestechende, in Lehr- und Schulbücher Eingang gefundene Schema zu verlassen und durch ein faktengerechteres zu ersetzen ist (Abb. 2). Sie bekunden verschiedentlich, daß die mindelzeitliche Felssohle die tiefste darstellt. Die Eintiefung von dem der Mindel-, allenfalls der Haslach-Eiszeit (A. SCHREINER & R. EBEL 1981) zuzuweisenden Tieferen Deckenschotter bis zur Felssohle – um Zürich über 600 m, im Alpen-Rheintal gar gegen 1200 m – muß daher schon früher stattgefunden haben. Da Tieferer und

Höherer Deckenschotter stets eisrandnahe Schüttungen bekunden, sind sie als randglaziäre Schotterfluren zu interpretieren.

Zur Günz- und wohl bereits zur Donau-Eiszeit bestanden im Schweizer Mittelland bedeutende, von Eis erfüllte Täler. In ihren tiefsten Abschnitten – im Bodensee-Becken und besonders im unteren Alpen-Rheintal – dürften diese in Früh- und Spätphasen und schon in noch älteren, pliozänen Kaltzeiten längs tektonischen Vorzeichnungen sukzessive ausgeräumt worden sein. Damit würde das pliozäne Geschehen – ohne jede Ablagerung im Alpen-Rheintal – verständlicher: In Kaltzeiten hätte der schon damals vorgestoßene Rhein-Gletscher ausgeräumt. In Warmzeiten stockten bei hoher Waldgrenze dichte Wälder an den Flanken. Die Senken waren von Seen und Mooren erfüllt, und ihre Oberflächen bestimmten als Erosionsbasen

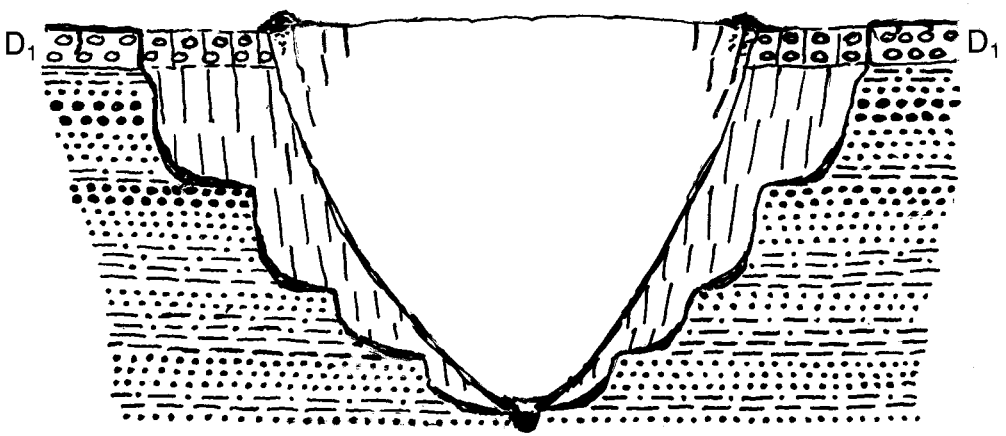


Abb. 2: Aufgrund neuer geologischer und palynologischer Daten umgedeutetes schematisches Querprofil durch ein altes Gletschertal in der Molasse, das zur Bildung des Höheren Deckenschotters D1 führte.

weitgehend das Geschehen. Diese Deutung hat jedoch Konsequenzen für die jungtertiäre Talbildung. Der früher – aufgrund extremer Eintiefungsraten in weitgehend entwaldeten Gebieten – meist verallgemeinernd, als rasch vor sich gegangen betrachtete Vorgang erweist sich immer deutlicher als weit größere Zeiträume erheischend, besonders auf bewaldeten Festgesteinen mit einer Verwitterungsdecke. Stets haben jedoch tektonische Anlagen Wasser und Eis den Weg gewiesen. Gewiß kann, was heute im Vorland in Nagelfluhbänken, jungtertiären Geröllfluren, vorliegt, nicht zugleich in den Alpen als Felsgestein anstehen; doch findet sich dort meist noch hinreichend Gesteinsgut, so daß, aufgrund der Übereinstimmung, an der Herkunft der Gerölle kaum Zweifel besteht.

Mit der Aufnahme der Westhälften der Blätter St. Margrethen und Diepoldsau des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25.000, erst durch Diplomanden des Zürcher Institutes – W. Rellstab 1978, R. Weber 1978 und M. Ammann 1979 –, dann erneut vor Reinzeichnung und Niederschrift der Erläuterungen (Ammann et al. 1986, Hantke 1986) sowie den Neuaufnahmen des Sommersbergs zwischen Altstätten SG

und Gais AR durch S. BERLI (1985), kann die jungtertiäre Geschichte des Alpen-Rheintales, trotz noch bestehender Kenntnislücken, etwas präziser skizziert werden.

Älteste Anhaltspunkte ergeben sich aus der jüngeren Unteren Süßwassermolasse, ihrem räumlichen Auftreten, aus Geröll-, Schwermineral- und Fossilinhalt. Geröll- und Schwermineral-Analysen lassen im frühen Miozän der NE-Schweiz mehrere Schüttungen erkennen (Abb. 3): – zwei *querverlaufende*, die Kronberg- und im

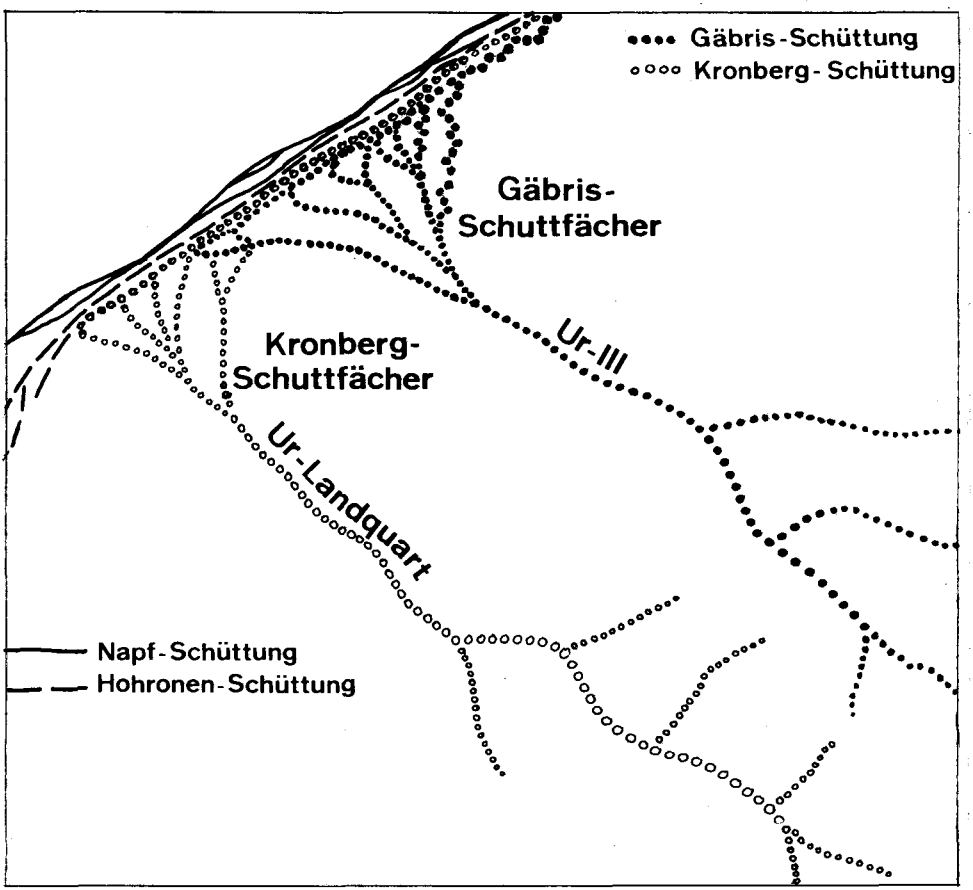


Abb. 3: Die jungoligozänen bis frühmiozänen Schüttungen in der NE-Schweiz.

äußersten NE die *Gäbris-Schüttung* mit Einzugsgebiet im Montafon, und – zwei *beckenaxiale* Schüttungen, die Höhronen-Schüttung mit Zentrum S des Zürichsees und einem Einzugsgebiet, das von Mittelbünden zur Bernina zurückgriff, und die nordöstlichste *Napf-Schüttung*, deren Zentrum das Napf-Bergland zwischen Bern und Luzern aufbaut. Ihr Liefergebiet ist in den Penninischen Decken S der Alpen-Hauptkämme, in den Ossola-Tälern, mit damals noch gegen Norden gerichteter Entwässerung zu suchen (C. SCHMIDT 1908, R. STAUB 1934, 1952, HANTKE 1984, 1985, 1987). In der auf die zentralschweizerische jungoligozäne Rigi/Roßberg-

Schüttung folgenden Höhronen-Schüttung sah STAUB ein Zurückgreifen des Einzugsgebietes von Mittelbünden über das Engadin ins Bernina-Gebiet (Abb. 4a). Im mittleren Miozän hätte diese letztmals wieder abgerissen (Abb. 4b).

Mit dem jüngstoligozän-frühmiozänen Emporsteigen des Bergeller Massivs und des östlich aufliegenden Deckenstapels im Bernina-Gebiet bis in andine Höhen steht die Bergeller Störung als Talanlage für das Bergell in Zusammenhang. Sie setzt sich

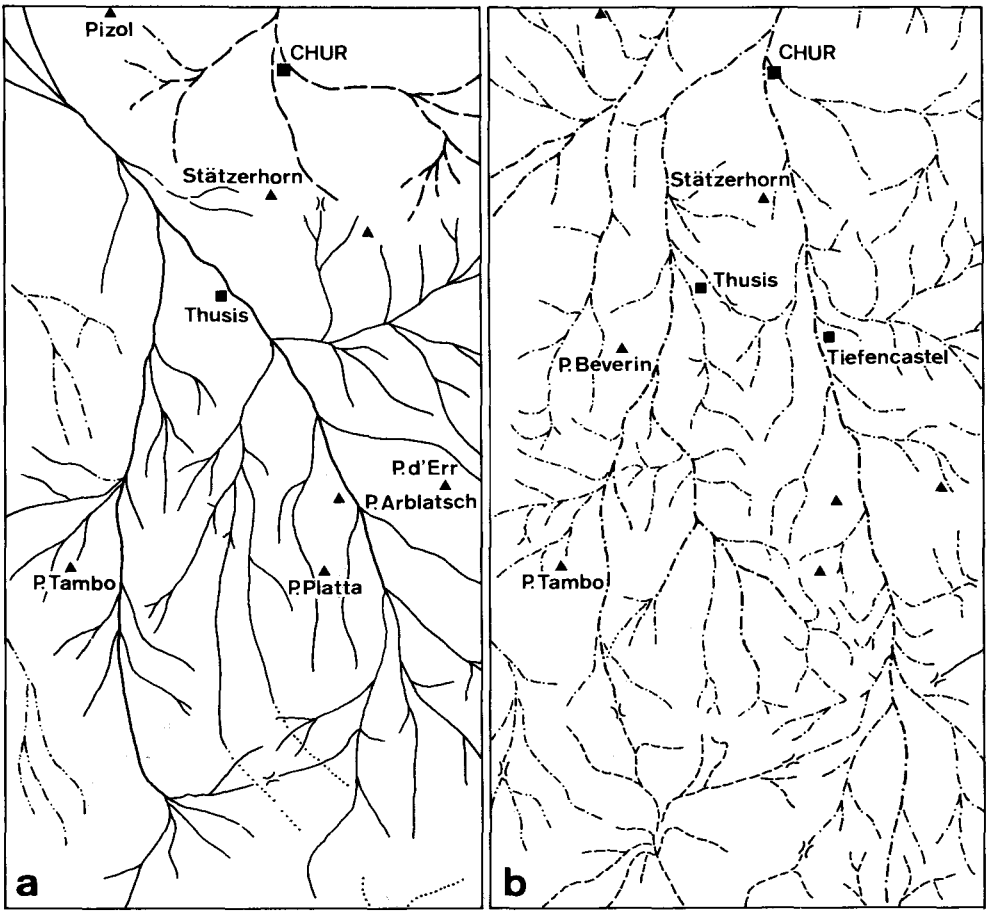


Abb. 4a, b: Darstellung der Quelläste im zentralen Einzugsgebiet des heutigen Alpen-Rheintales im Oligozän (a) und im mittleren Miozän (b); nach R. STAUB 1952.

gegen NE in die Engadiner Linie fort, ist verantwortlich für die Bildung des Oberengadins und – von Ardez bis Prutz – für jene des Unterengadins und Oberinntales (Abb. 5). Durch die mit dem Emporheben verbundenen lokalen Klima-Veränderungen kam es im jungen Hochgebirge zu bedeutenden Vereisungen. Gleichzeitig erfolgten im terrestrischen Bereich paläobotanisch und im marinen Milieu mikropaläontologisch nachgewiesene Klima-Depressionen von 5–8° C.

Die auf dem Bergeller Hochgebirge und im Bernina-Gebiet gebildeten Eismassen flossen nicht nur gegen SW in die Talung des Comer-Sees ab; sie wandten sich auch Inn-abwärts und nach Norden über Ur-Julier und Ur-Septimer bis um Tiefencastel (Abb. 6, HANTKE 1984, 1985, 1986).

Im Appenzeller Vorderland fällt der Aufbruch der Bernecker Antiklinale, die nördlichste Molasse-Störung, mit ehemaligen Konfluenzbereichen von Kronberg- und Gäbris-Schüttung mit den Längsentwässerungen von Höhronen- und Napf-Schüttung zusammen. Infolge erhöhte Wasserführung wurde dort mit reduzierter

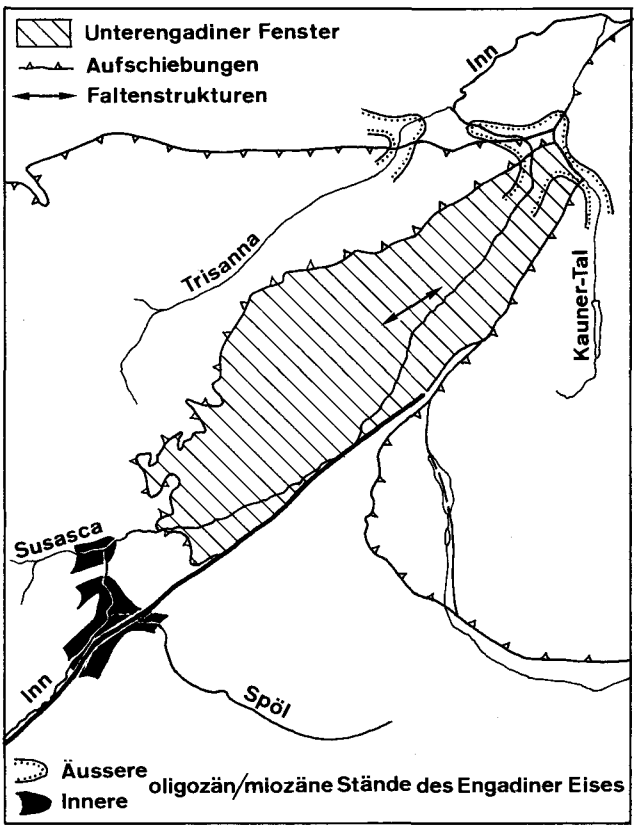


Abb. 5: Die Engadiner Linie bildete die Anlage des Ur-Inn. Durch späteres Zusammentreffen mit Schmelzwässern des Spöl/Inn-Gletschers bis über Zernez vermochte sich die Ur-Susasca im tektonisch aufgebrochenen Gewölbe des Unterengadiner Fensters weiter einzutiefen. In der kältesten Phase endete der Inn-Gletscher wohl um Landeck und nahm aus dem Kauner Tal noch den Gepatsch-Gletscher auf. Randliche Schmelzwässer beider mögen über den Piller-Sattel ins Pitztal geflossen sein.

Rate abgelagert, so daß es später, bei der Stauchung der Molasse, zum Aufbruch kam.

Die weiter südlich wirksame Sommersberg-Schüttung betrachtete K. HABICHT (in H. EUGSTER et al. 1982K) noch als untermiozän; S. BERLI (1985) konnte diese – aufgrund von Säugerzähnen und Pflanzenresten – ins tiefere bis mittlere Mittelmiozän einstufen. Schon zuvor haben A. LUDWIG et al. (1949K) und namentlich F. HOFMANN (1957a) mit sedimentpetrographischen Untersuchungen fluviale Aequivalente einer Oberen Meeresmolasse und HOFMANN gar tiefere Obere Süßwassermolasse postuliert.

Die jüngere Fortsetzung der Sommersberg-Schüttung, deren Einzugsgebiet im Großen Walsertal und im Quellbereich des Frutzbaches zu suchen ist, scheint sich am Tannenberg, NW St. Gallen abzuzeichnen (Abb. 7). Dort verfingert sie sich zunächst noch mit dem nordöstlichsten Ast der Hörnli-Schüttung (Abb. 8). Diese baut als Schuttfächer des seit dem frühen Mittelmiozän vereinigten Bündner Ur-Rhein das Hörnli-Bergland zwischen Albis und Toggenburg auf. Ob die jüngere Fortsetzung der Sommersberg-Schüttung bereits aus einer später zur Sommersberg-

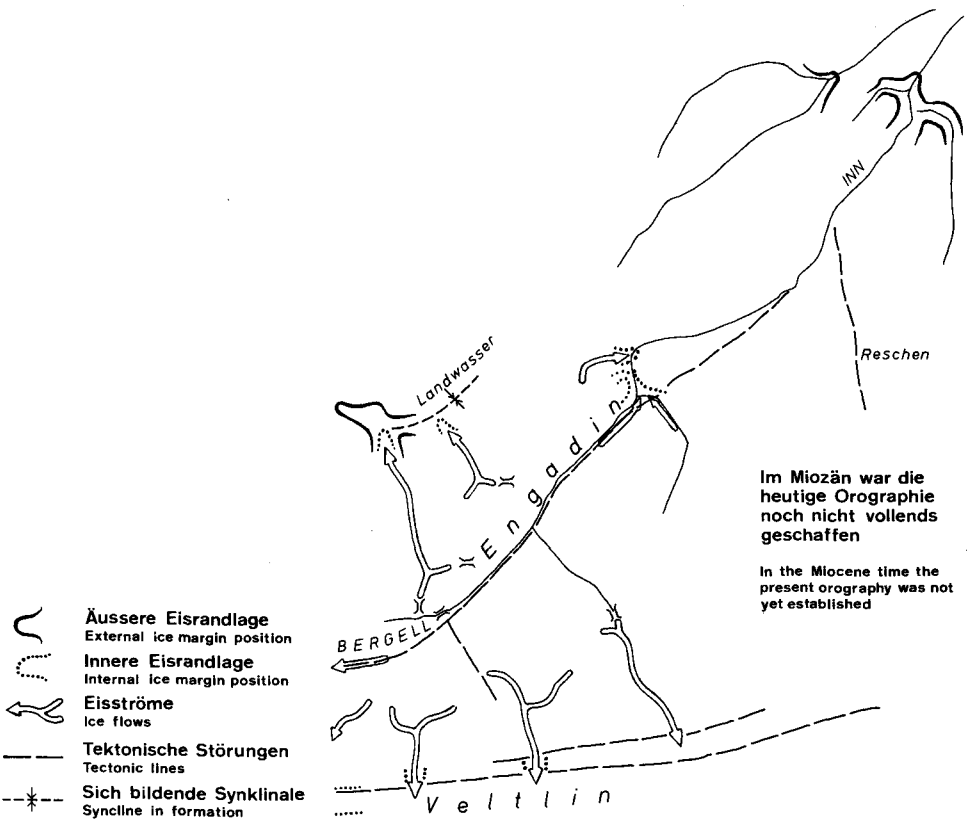


Abb. 6: Eisabfluß aus dem Bergell-Bernina-Gebiet gegen N, NE, und S.

Synklinale deformierten sanften Mulde durch ein sich bildendes Ur-Rotbachtal geschah (Abb. 9)?

Da Schüttungen stets durch tiefste Bereiche erfolgen und frontal als Fächer in Senken liegen, müssen sie durch Querrinnen dorthin verfrachtet worden sein: auf Schweizer Seite durch jene, die im jüngeren Oligozän den Gäbris- und im Miozän zuerst den Sommersberg-, später den Tannenberg-Fächer schütteten, in Vorarlberg und im Allgäu zunächst als Ur-Bregenzer Ach die Fallenbach-Gaiskopf- und als Ur-Iller den Hochgrat- und im Miozän Pfänder- bzw. Adelegg-Schuttfächer aufbauten.

Da sich die E und W des Alpen-Rheintales gelegenen Schüttungen in Richtung und Geröllinhalt unterscheiden, stammen sie aus verschiedenen Einzugsgebieten (Abb. 3 und 7). Zwischen den Schweizer und den Vorarlberger Fächern hatte sich schon im jüngeren Oligozän eine Quersenke ausgebildet (Abb. 10). Durch Verlagerung der

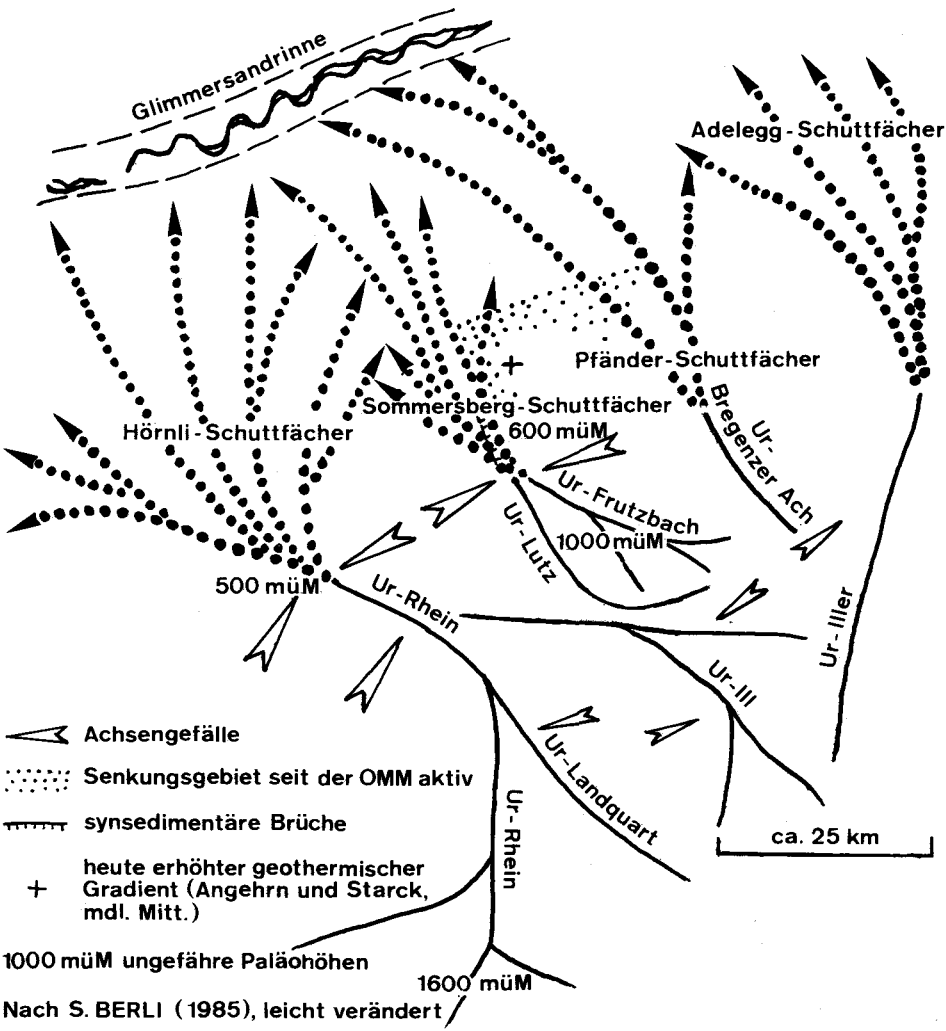


Abb. 7: Die Flußsysteme der Nordostschweiz im mittleren Miozän, vor 15–10 Millionen Jahren.

Schüttungen, in der NE-Schweiz im Miozän erst gegen W, später gegen NW, in Vorarlberg zunächst gegen NE, dann gegen N, blieb die primäre Quersenke nicht nur erhalten, sondern wurde noch verstärkt, da sie randlichen Schuttfächer-Rinnsalen als Sammelrinne diente: es entstand im untersten Abschnitt ein Ur-Alpen-

Rheintal (Abb. 11). In Warmzeiten wurde dieses bescheiden fluvial, in Kühlzeiten deutlicher glazifluvial und in Kaltzeiten glazial und subglazial vertieft. Da im Interferenz-Bereich die Molasse-Sedimente wiederum ihre bescheidenste Mächtigkeit erreichten, kam es bei der Verschuppung der proximalen Molassefächer und beim Aufrichten der distaleren mittelländischen Molasse mit der Platznahme der Helvetischen Decken zu S-N-verlaufenden Verscherungen, zu Blattverschiebungen (R. OBERHAUSER et al. 1986). Dabei wurden die schon primär sich nicht völlig entsprechenden tektonischen Elemente verschieden weit bewegt. Zugleich wurde die

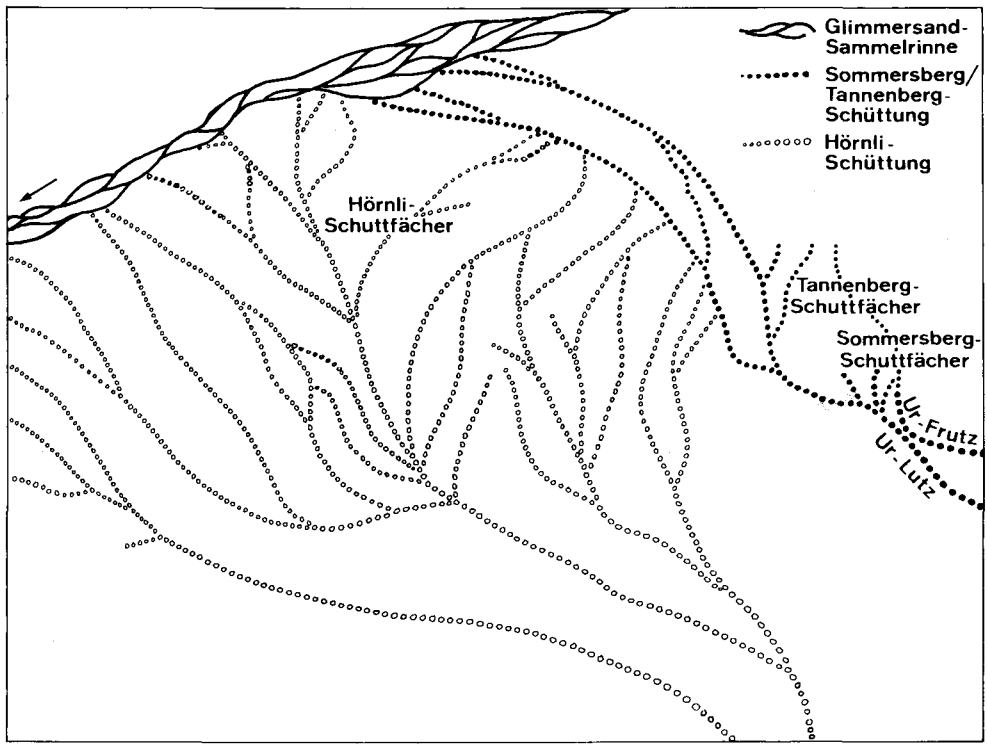


Abb. 8: Die mittelmiozänen Schüttungen in der NE-Schweiz.

bestehende Entwässerung des Bündner Ur-Rheins zum Hörnli-Schuttfächer unterbunden. Da die Helvetischen Decken zwischen Alvier, Alpstein- und Vorarlberger Kreideketten in die zwischen den Schuttfächern liegende Quersenke, ins Ur-Alpen-Rheintal, glitten (Abb. 12), muß sich dieses noch weiter gegen Süden erstreckt haben. An den Rändern der Helvetischen Decken, so im östlichen Säntisgebirge, kam es zur Bildung von Staffelbrüchen (Abb. 13), lokal zu steil abtauchenden Faltenachsen, etwa die Hohenemser Decke (G. WYSSLING 1984, 1986), und durch das Ausscheren der proximalen Molasse bei ihrer Verschuppung zu einer weiteren Vertiefung (Abb. 11). Dadurch wurde dem Bündner Ur-Rhein ein neuer Abflußweg

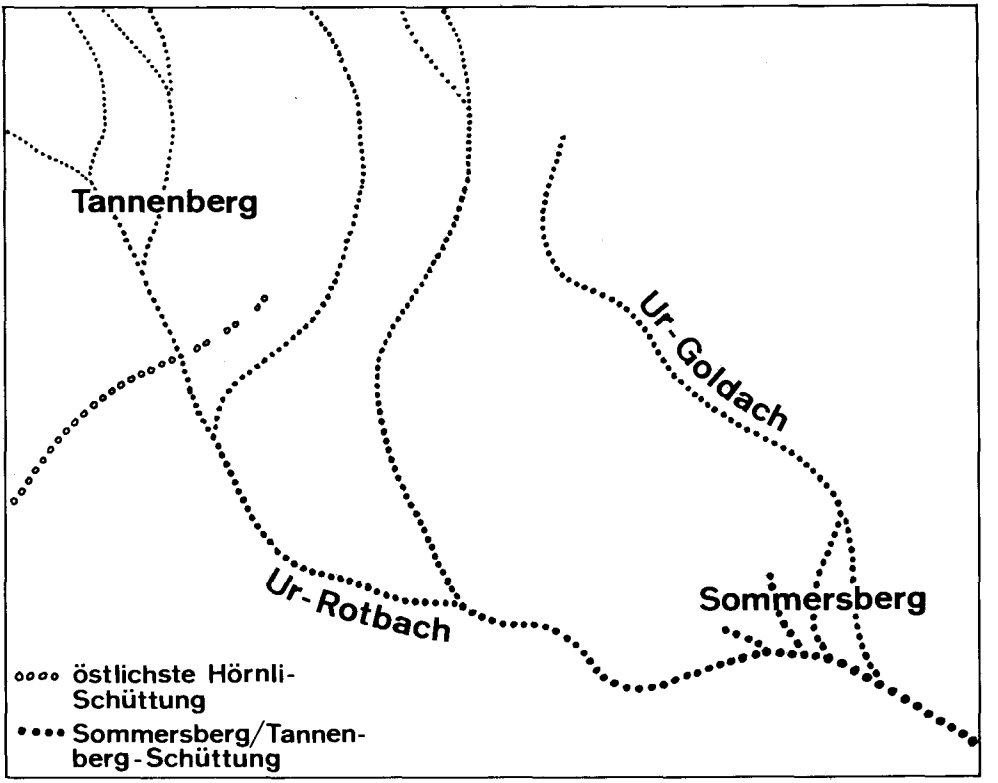


Abb. 9: Die mittelmiozäne Sommersberg-Tannenberg-Schüttung.

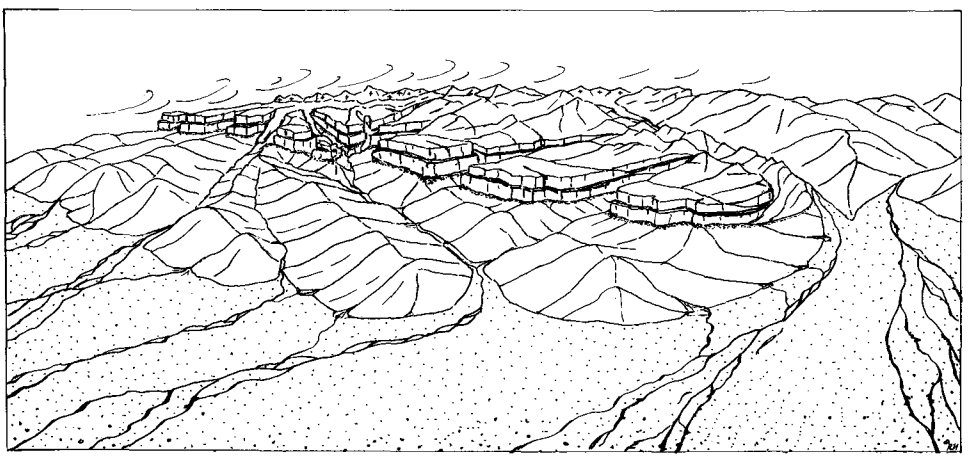


Abb. 10: Die westlichen Ostalpen, aufgeschoben auf penninischen Flysch zur Zeit der Schüttung von Gaiskopf-Fallenbach- und Gäbris-Schüttung im jüngeren Oligozän-älteren Miozän.

geöffnet. Bestehende Täler blieben dabei weitgehend erhalten. Mit der sich wandelnden Tektonik wurden sie wohl verändert, teils gar „mittransportiert", was im Fehlen jeglicher Reste von tertiären Talverfüllungen ihre Bestätigung findet. Das obere Ur-Alpen-Rheintal war in seinem Lauf durch den Westrand der Hauptmassen der Mittelpenninischen und Ostalpinen Decken bestimmt. Ihr Zurückspringen gegen Osten zwischen Schanfigg und Prättigau ist wohl auf das flexurartige Abtauchen des Aarmassivs gegen das Churer Rheintal zurückzuführen. Damit dürfte das Vorgleiten der höheren Decken zur Zeit des Aarmassiv-Hochstaus bereits weitgehend vollzogen gewesen sein (Abb. 12).

Die bis in die Quersenke der östlichen Zentralschweiz auftretenden Penninischen und letzten Ostalpinen Deckenreste sind wohl schon in einer Frühphase, als die Helvetischen Decken eben aus ihrem Ablagerungsraum ausgeschert wurden, auf

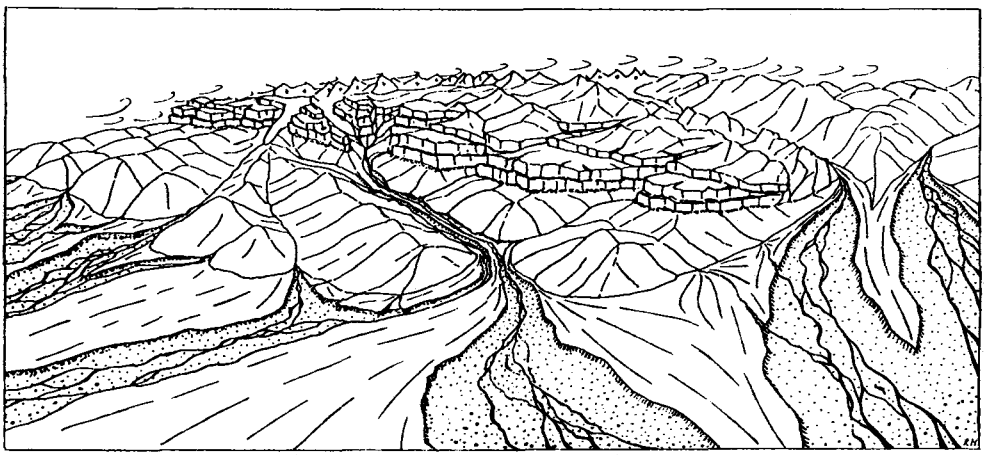


Abb. 11: Die westlichen Ostalpen, aufgeschoben auf penninischen Flysch zur Zeit der Eintiefung der Pfänder- und Sommersberg-Flüsse in die älteren Schuttfächer der Gaiskopf-Fellenbach- und Gäbris-Schüttung im mittleren Miozän.

deren Rücken gefahren und – zusammen mit mittelpenninischen Elementen – gegen NW bewegt worden. Aufgrund der gegen SE konvergierenden Schubrichtungen geschah dies noch im südwestlichen Bünden (Abb. 14). Das Auftreten erster helvetischer Gerölle in der obersten Hörnli-Schüttung (H. TANNER 1944) läßt das Ereignis ins jüngere Miozän einstufen.

Zwischen oberem und unterem Alpen-Rheintal bestand zunächst noch eine SE–NW-verlaufende Schwelle, wohl der proximale Teil der Kronberg-Schüttung. Diese dürfte aufgrund ihres Geröllinhaltes aus dem Prättigau stammen. Sie wäre auch verantwortlich für die durch die bedeutenden Querstörungen begrenzte Kulmination der Alpstein-Schuppen im Altmann und vor allem im Säntis (Abb. 7 und 13).

Durch die Überschiebung der Alvier-, Alpstein- und Vorarlberger Kreide sowie der Aufschuppung der proximalen Molasse (Abb. 15) wurde das nahezu S–N-gerichtete Churer Rheintal wieder in die alte SE–NW-Richtung abgedreht. Die

Talstücke Balzers–Buchs und Rüthi–Eichberg/Klaus–Götzis dagegen verlaufen erneut S–N, während die Abschnitte Grabs–Rüthi und Altstätten/Götzis–Lustenau/Dornbirn gar in die SW–NE-Richtung umgelenkt wurden. Damit verläuft das Rheintal zwischen Alvier und Drei Schwestern isoklinal; dann folgt es den abtau-

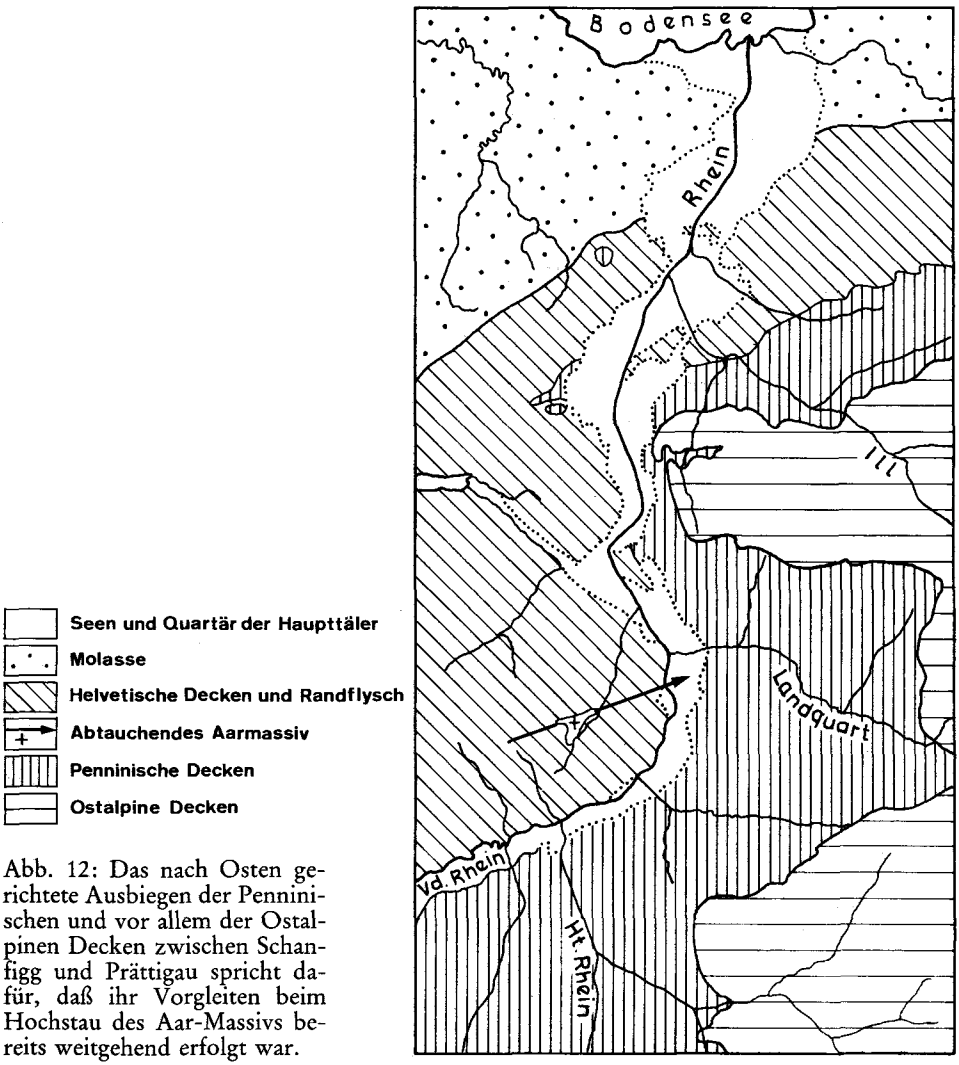


Abb. 12: Das nach Osten gerichtete Ausbiegen der Penninischen und vor allem der Ostalpinen Decken zwischen Schanfigg und Prättigau spricht dafür, daß ihr Vorgleiten beim Hochstau des Aar-Massivs bereits weitgehend erfolgt war.

chenden Faltenachsen der Alvier-Kette, den Inselbergen von Schellen- und Ardetzenberg, der gegen NE umbiegenden Wildhauser–Fraxern-Mulde, der südlichen Alpstein-Kette und den Götzner und Hohenemser Kreide-Elementen. Der Abschnitt Altstätten–Lustenau wird von der gegen SE einfallenden Gäbris-Molasse bestimmt (Abb. 16).

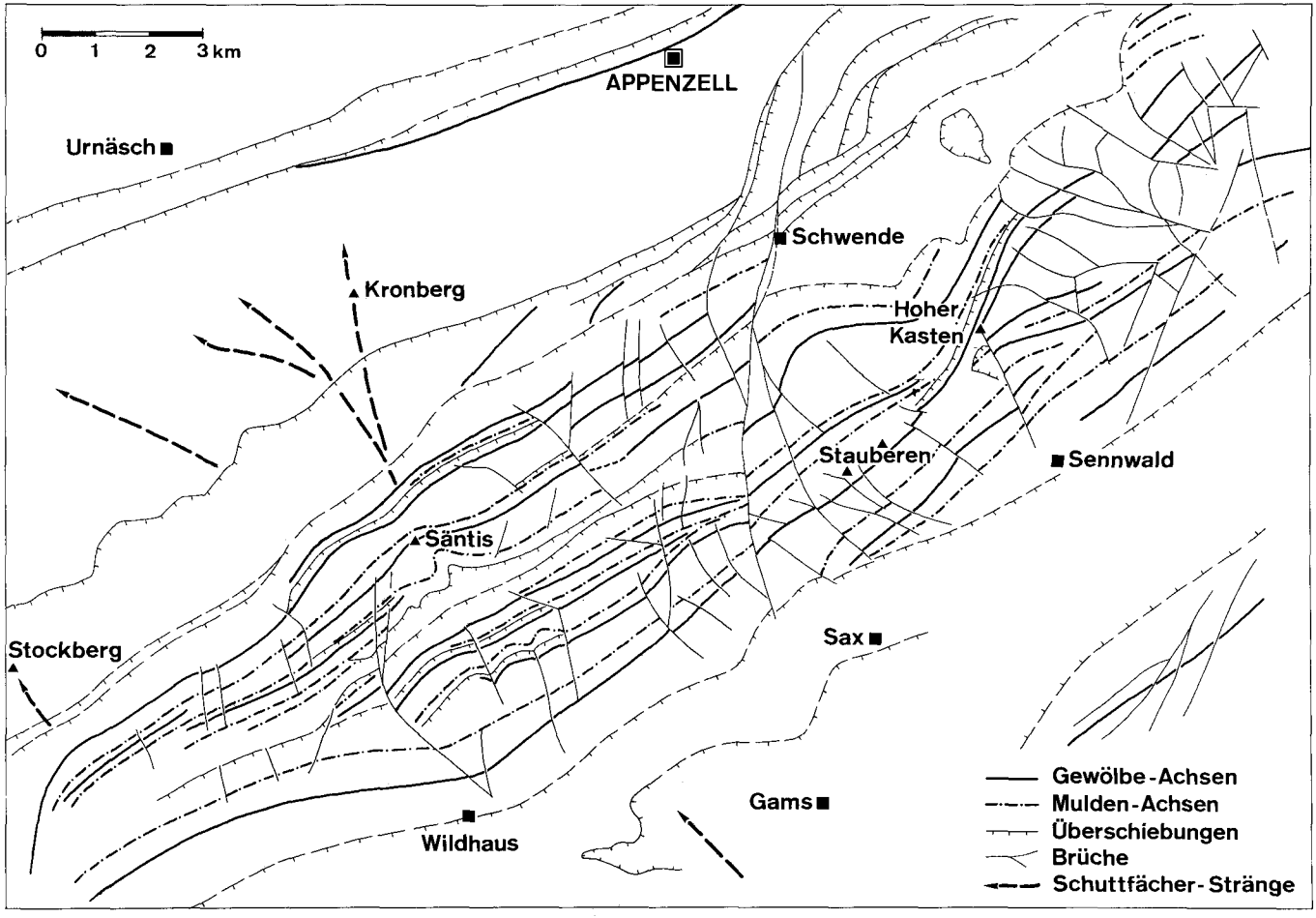


Abb. 13: Geologische Strukturen im Säntis-Gebirge nach TH. KEMPF 1966 und H. EUGSTER et al. 1982, ergänzt.

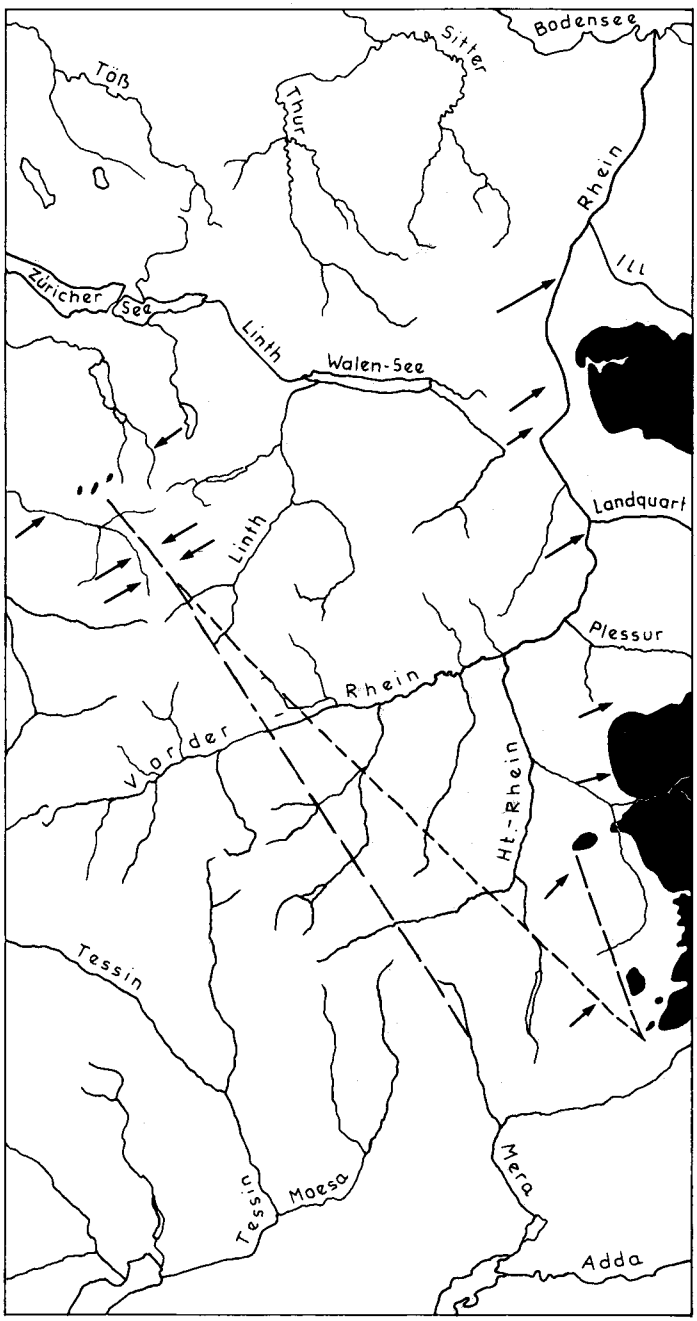
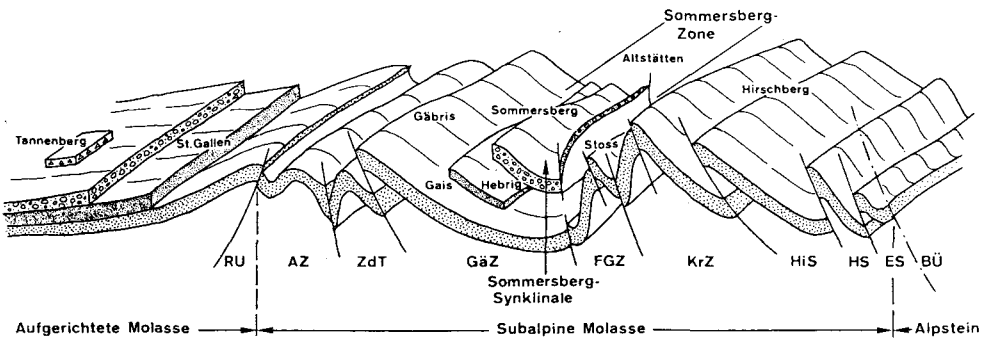


Abb. 14: Der Westrand der Ostalpinen Decken (schwarz) und die gegen NW-orientierte Bahn der Iberger Klippen in der östlichen Zentralschweiz (kurze Strichel) durch die helvetische Depression (gegensinnige Pfeile). Durch das seitliche Abgleiten (Pfeile) wurde der Westrand der Ostalpinen Decken (lange Strichel) gegen Osten verschoben.

Die jüngste grobgeröllige Tannenberg-Schüttung, die A. GUTZWILLER (1900) und CH. FALKNER & A. LUDWIG (1903) noch beim Höheren Deckenschotter zugewiesen hatten, stufte F. HOFMANN (1957b, 1974K) aufgrund sedimentpetrographischer Befunde als jüngste Molasse-Schüttung ins Pliozän, nach heutiger Abgrenzung ins jüngste Miozän, ein. Nach dem Geröllinhalt stammt sie aus dem Bereich des Fäneren- und Vorarlberger Flysches. Bis 30 cm große Komponenten und fehlende Einregelung deuten auf „torrentielle", auf kaltzeitliche Murgang-Schüttung hin; dies bewog wohl GUTZWILLER sie als Deckenschotter zu deuten. Ihre Ablagerung erfolgte allenfalls schon durch das mit der Stauchung der Molasse angelegte Sittertal ins höchste Tannenberg-Gebiet (Abb. 8). Ein früher Rhein-Gletscher stieß mindestens bis ins mittlere Alpen-Rheintal, wahrscheinlich bis in die Bodensee-Senke vor. Ihre Bildung hängt – neben letzten Bewegungen in der subalpinen Molasse – mit den sich



Tannenberg-Schotter	RU	Rand-Unterschiebung	KrZ	Kronberg-Zone
Obere Süßwassermolasse	AZ	Antiklinal-Zone	HiS	Hirschberg-Schuppe
Obere Meeresmolasse	ZdT	Zone der Teufelsmauern	HS	Hölzlisberg-Schuppe
Untere Süßwassermolasse	GäZ	Gäbris-Zone	ES	Eichberg-Schuppe
	FGZ	Forst-Gonten-Zone	BÜ	Basis-Überschiebung der Alpen

Abb. 15: Struktur-Schema der gestauchten st. gallisch-appenzellischen subalpinen Molasse, nach H. HEIERLI 1984 und S. BERLI 1985, leicht modifiziert.

bildenden Thurgauer Thurtal- und Bodensee-Brüchen zusammen (Abb. 17). Dabei mag auch der weit ins Vorland geschüttete Pfänder-Fächer mitgewirkt haben.

Daß der mehrfach, bereits im Pliozän bis ins Bodensee-Becken vorgefahrene Rhein-Gletscher in den Kaltphasen die Landschaft der NE-Schweiz und nördlich des Bodensees geprägt hat, läßt sicht klar erkennen. Es fragt sich nur, wann und in welchem Ausmaß dies jeweils geschah. Daß die Landformung vorab in den pleistozänen Eiszeiten erfolgt ist, scheint unbestritten. Da aber am Tannenberg neben den miozän/pliozänen grobgerölligen Schottern, auch jüngere, pleistozäne Schotter, *echte randglaziäre Deckenschotter,* auftreten, muß die Durchtalung in der sich aufrichtenden mittelländischen Molasse schon zuvor stattgefunden haben. Mit Ausnahme der den Tannenberg östlich umfließenden Sitter fehlen ausräumende Flüsse; Die Talformung kann nur glazial und glazifluvial, aber bereits im Pliozän beginnend, geschehen sein. Dies setzt eine Vereisung bis in die Alpen-Randseen, bis ins

Bodensee- und Zürichsee-Becken sowie in die bayerischen Alpen-Randseen voraus. Da die tiefste Sohle vielfach nicht einmal die riß-, sondern meist erst die mindelzeitliche darstellt, muß mit einem längeren, wohl wiederholten *präm*indelzeitlichen Eintiefungsgeschehen gerechnet werden. Da dieses nur zu einem geringen Teil fluvial in Warmzeiten geschehen konnte, verbleiben hiezu nur Kühl- und Kaltzeiten. In Warmzeiten lag die Waldgrenze um einige hundert Meter höher als heute, so daß

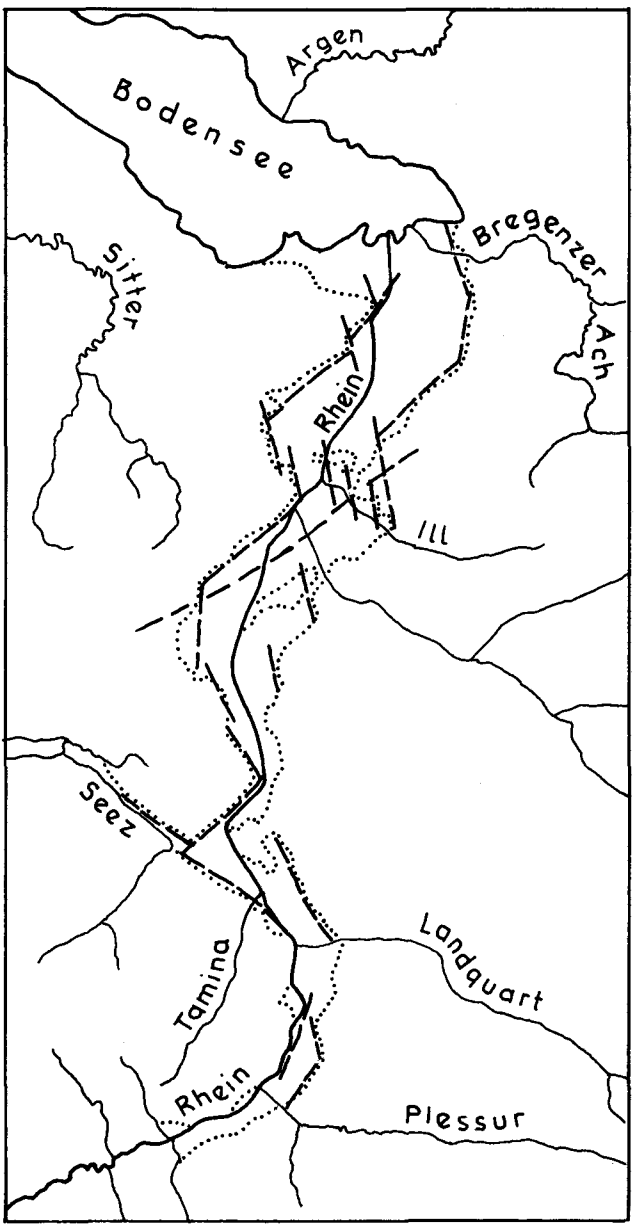


Abb. 16: Die strukturell verschiedenen Abschnitte des Alpen-Rheintals.

das ganze Gebiet bis auf die Steilwände und höheren Gipfelregionen dicht bewaldet war. In den Waldgebieten fiel die Erosionsleistung auf einen kleinen Bruchteil, auf unter einen Zehntel und – gegenüber den Kaltzeiten – gar auf einen Hundertstel bis Tausendstel ab.

Aufgrund des Auftretens mächtiger Grundmoräne an der Basis des Höheren Deckenschotters auf dem Üetliberg W von Zürich und ihrem Fehlen unter entsprechenden Schottern auf der Molasse des Irchel, halbwegs gegen Schaffhausen, müssen die Eismassen im schweizerischen Alpen-Vorland schon in der Donau-Kaltzeit Ausmaße angenommen haben, die zwischen jenem der Riß- und der Würm-Eiszeit gelegen haben müssen (HANTKE 1986; Abb. 18). Damit decken sich die Fakten der N-Schweiz gut mit denen im schwäbisch-bayerischen Alpen-Vorland.

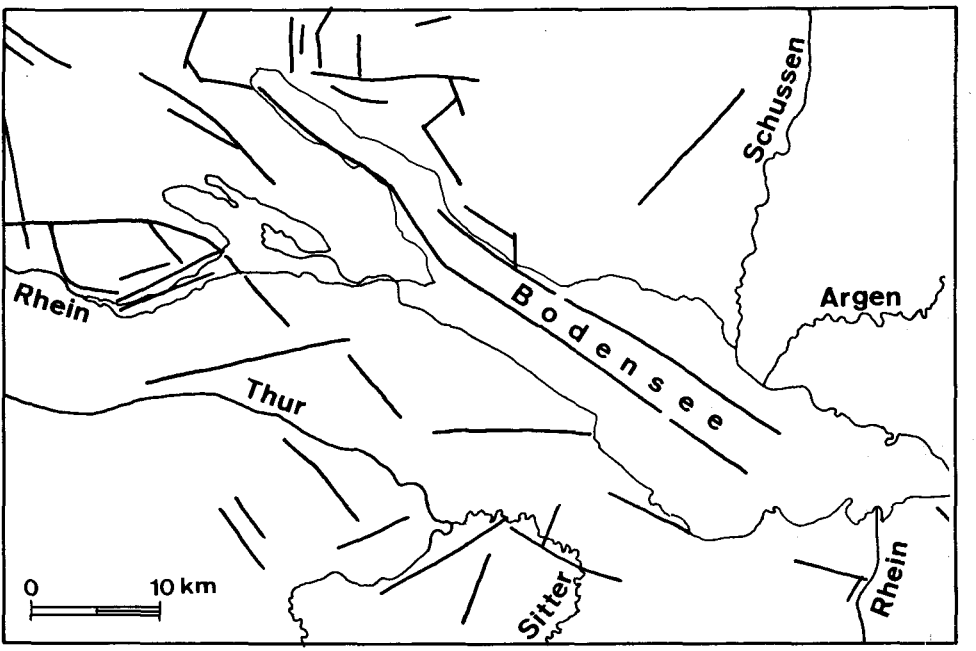


Abb. 17: Die bedeutendsten Bruchzonen im Bodensee- und Sitter/Thur-Gebiet, vorwiegend nach F. HOFMANN 1951, 1974.

Eine prärißzeitliche Verfüllung im nördlichen Rhein-Gletschergebiet wird durch die Kernbohrungen im Ur-Federsee- und im Wurzacher Becken (R. GERMAN et al. 1965, 1968) belegt. Von den beiden Tiefbohrungen im Alpen-Rheintal wurde Dornbirn I nur sehr summarisch (W. KLAUS in W. HUF 1963) und Hohenems I überhaupt nicht pollenanalytisch untersucht. Dies, zunächst als Unterlassung empfunden, ist jedoch bei den bedeutenden Aufarbeitungs- und Fehlinterpretations-Möglichkeiten, wie die Zürichsee- und Limmattal-Bohrungen schon an Kernen gezeigt haben (C. SIDLER 1988), nicht allzusehr zu bedauern. Hingegen könnte nun eine günstig gewählte Kernbohrung mit sorgfältiger Auswertung die Talgeschichte weiter aufdecken helfen.

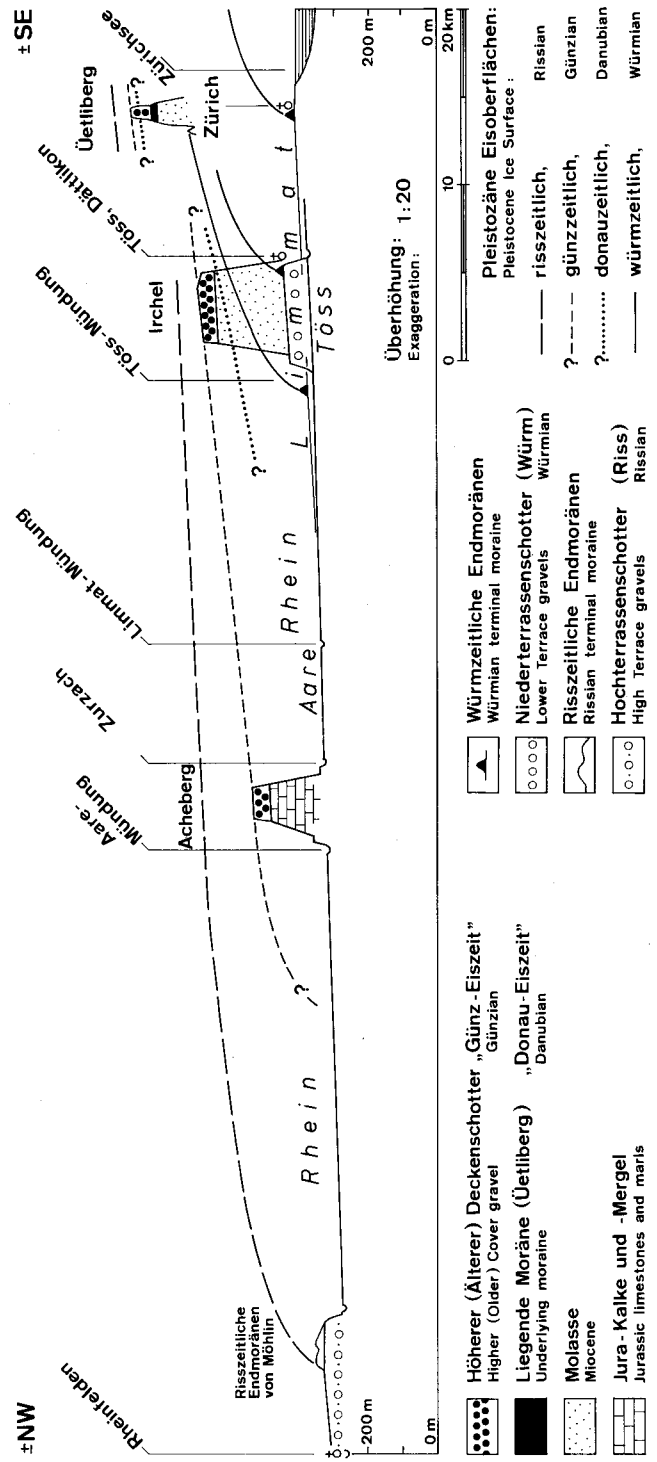


Abb. 18: Schematisches Längsprofil von Zürich bis Rheinfelden.

Literatur

AMMANN, M. (1979): Geologische Untersuchungen in der Untern Süßwassermolasse des Appenzeller Vorderlandes – Dipl.-Arb. Phil. Fak. II Univ. Zürich – Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.

–, et al. (1986K): Blätter 1076 St. Margrethen-W, 1096 Diepoldsau-W mit Anhängsel von 1116 Feldkirch – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Geol. Landesaufn., Druck in Vorber.

BERLI, S. (1985a): Geologische Untersuchungen der Sommersberg-Zone (Kantone Appenzell-Außerrhoden und St. Gallen) – Dipl.-Arb. Phil. Fak. II Univ. Zürich – Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.

– (1985b): Die Geologie des Sommersberges (Kantone St. Gallen und Appenzell) – Ber. st. gall. natw. Ges. **82:** 109–145.

BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation (Unterkreide) – Eclogae geol. Helv. **65/2:** 425–483.

EBERLE, M. (1986): Die Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales – Eclogae geol. Helv., Druck in Vorber.

EUGSTER, H., et al. (1960): Erläuterungen zu Blatt St. Gallen–Appenzell – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Schweiz. geol. Komm.

– (1982K): Blatt 1115 Säntis – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Schweiz. geol. Komm.

FALKNER, CH., & LUDWIG, A. (1903, 1904): Beiträge zur Geologie der Umgebung St. Gallens – Jb. st. gall. natw. Ges. **(1901/02):** 474–620, **(1902/03):** 374–426.

FUNK, Hp., et al. (1986): Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Geol. Landesaufn. – Druck in Vorb.

GERMAN, R., et al. (1965): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Ur-Federsee 1 – Oberrhein, geol. Abh. **14:** 97–139.

– (1968): Ergebnisse der wissenschaftlichen Kernbohrung Wurzacher Becken 1 (DFG) – Jb. Ver. vaterl. Naturk. Württemberg **123:** 33–68.

GUTZWILLER, A. (1900): Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und Bischofszell – Eclogae geol. Helv. **4/4:** 371–377.

HANTKE, R. (1970): Zur Diffluenz des würmeiszeitlichen Rheingletschers bei Sargans und die spätglazialen Gletscherstände in der Walensee-Talung und im Rheintal – Vjschr. natf. Ges. Zürich **115/1:** 101–126.

– (1979): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF **61:** 279–295 – Stuttgart.

– (1984): Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete – Eclogae geol. Helv. **77/2:** 327–361.

– (1985): Zur Relief-, Tal- und Klimageschichte der zentralen und östlichen Schweizeralpen – Vjschr. natf. Ges. Zürich **130/1:** 92–114, **130/2:** 144–156.

– (1986a): Quartär – In: FUNK, Hp., et al.: Erläuterungen zu Blatt 1115 Säntis – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Geol. Landesaufn., Druck in Vorber.

– (1986b): Erläuterungen zu Blatt 1076 St. Margrethen-W, 1096 Diepoldsau-W mit Anhängsel von 1116 Feldkirch – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Geol. Landesaufn., Druck in Vorber.

– (1987): Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara) – Centovalli (Kt. Tessin) – Geogr. Helv. **1987/1:** 15–26, **1987/4:** 277–285.

– (1988): Zur Geologie der Kantone St. Gallen und beider Appenzell – In: SEITTER, H. (1988): Flora der Kantone St. Gallen und beider Appenzell **1.**

– & SEITTER, H. (1985): Vermochten an nie vereisten Lagen im Alpstein tertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? – Ber. st. gall. natw. Ges. **82:** 55–107.

HEIERLI, H. (1974): Geologisches vom Bodensee-Rheintal – Schr. Ver. Gesch. Bodensee **92:** 275–287.

– (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland – Säntismassiv, Churfirsten, Mattstock, Alviergruppe, Appenzeller Molasse – Samml. geol. Führer **75** – Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

– (1986): Zur geologischen Geschichte von Bodensee und Rheintal – Schr. Ver. Gesch. Bodensee **104:** 163–175.
HEIM, ALB. (1919): Geologie der Schweiz **1** – Leipzig (Tauchnitz).
– et al. (1905): Das Säntisgebirge – Beitr. geol. Karte Schweiz NF **16.**
HEIM, ARN., & OBERHOLZER, J. (1917K): Geologische Karte der Alvier-Gruppe 1 : 25.000 – Geol. Spez.-K. **80** – Schweiz. geol. Komm.
HOFMANN, F. (1957a): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz – Eclogae geol. Helv. **50/2:** 289–322.
HOFMANN, F. (1957b): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen – Eclogae geol. Helv. **50/2:** 477–482.
– (1973K): Blatt 1073 Bischofszell – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, mit Erläuterungen – Schweiz. geol. Komm.
HUF, W. (1963): Die Schichtenfolge der Aufschlußbohrung Dornbirn 1 (Vorarlberg, Österreich) – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. Ing. **29/77:** 9–10 – Riehen BS.
LUDWIG, A., et al. (1949K): Blatt St. Gallen-Appenzell – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000 – Schweiz. geol. Komm.
MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintals – Verh. natf. Ges. Basel **37** (1925–26): 1–111.
OBERHAUSER, R., et al. (1979): Helvetikum, Nördliche Flyschzone und Molasse von Hohenems bis Dornbirn (Exkursion B am 17. April 1979) – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF **61:** 41–47.
– (1982K): Blätter 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn-Süd – Geol. Karte Rep. Österreich 1 : 25.000 – Geol. B.-A. Wien.
– (1986): Exkursionsführer **4:** Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft in Dornbirn mit Exkursionen in Vorarlberg und Tirol sowie Übertritten in die Schweiz und nach Liechtenstein – Österr. Geol. Ges., Wien.
– (1987K): Blätter 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord – Geol. Karte Rep. Österreich 1 : 25.000 – Geol. B.-A. Wien – Druck in Vorb.
PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1901–09): Die Alpen im Eiszeitalter **1–3** – Leipzig (Tauchnitz).
RELLSTAB, W. (1978): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süßwassermolasse und im Holozän des unteren St. Galler Rheintales – Dipl.-Arb. Abt. Nat. ETH Zürich – Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
RESCH, W., et al. (1979): Molasse und Quartär im vorderen Bregenzerwald mit Besuch der Kraftwerksbauten (Exkursion C am 19. April 1979) – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. NF **61:** 49–66.
SCHMIDT, C. (1908): Die Geologie des Simplongebietes und des Simplontunnels – Univ. Basel, Rektoratsprogr. (1906/07) – Basel.
SCHREINER, A., & EBEL, R. (1981): Quartärgeologische Untersuchungen in der Umgebung von Interglazialvorkommen im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg) – Geol. Jb. A **59:** 3–64 – Hannover.
SIDLER, C. (1988): Palynologie du Pléistocène supérieur entre Zoug et Baden AG (Suisse) – Thèse EPF Zurich. En prépar.
STAUB, R. (1934): Grundzüge alpiner Morphologie – Denkschr. schweiz. natf. Ges. **69/1:** 1–183.
– (1952): Der Pass von Maloja, seine Geschichte und Gestaltung – Bef. natf. Ges. Graubünden **83** (1950/51 u. 1951/52): 3–84.
SUTER, H. (1939): Geologie von Zürich – Zürich (Leemann).
TANNER, H. (1944): Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli – Mitt. thurg. natf. Ges. **33:** 1–108.
WEBER, R. (1978): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süßwassermolasse und im Holozän des untersten St. Galler Rheintales – Dipl.-Arb. Abt. Natw. ETH Zürich – Dep. Geol. Inst. ETH, Zürich.
WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. **156.**
– (1986): Neue pollenanalytische Ergebnisse über das jüngere Quartär der nordalpinen Schweiz – Beitr. geol. Karte Schweiz NF, im Druck.

WYSSLING, G. (1984): Palinspastische Abwicklung des Helvetikum östlich des Rheintales, Vorarlberg/Allgäu – Jb. geol. B.-A. **127**/4: 701–706 Wien.
– (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie – Jb. geol. B.-A. **129**/1 – Wien.

Bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Dezember 1986