

Geologischer Atlas der Schweiz

Atlas géologique de la Suisse

1:25 000

Blatt

1076 St. Margrethen (Westhälfte)
und **1096 Diepoldsau** (Westhälfte)

mit NW-Ecke von Blatt **1116 Feldkirch**

Topografie: Landeskarte der Schweiz 1:25 000

(Atlasblatt 108)

Erläuterungen

verfasst von
RENÉ HANTKE

Mit 10 Textfiguren, 1 Tabelle und 3 Tafelbeilagen

2004

Herausgegeben vom Bundesamt für Wasser und Geologie
Publié par l'Office fédéral des eaux et de la géologie

Empfehlung für die Angabe in einem Literaturverzeichnis*Karte:*

HANTKE, R. (2003): Blatt 1076 St. Margrethen (Westhälfte) und 1096 Diepoldsau (Westhälfte), mit NW-Ecke von Blatt 1116 Feldkirch. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Karte 108.

Erläuterungen:

HANTKE, R. (2004): Blatt 1076 St. Margrethen (Westhälfte) und 1096 Diepoldsau (Westhälfte), mit NW-Ecke von Blatt 1116 Feldkirch. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 108.

Vertrieb: Bundesamt für Landestopografie, CH-3084 Wabern

© 2004, Bundesamt für Wasser und Geologie, CH-3003 Bern-Ittigen. – Alle Rechte vorbehalten. Übersetzungen und analoge oder digitale Vervielfältigungen dieses Dokuments oder von Teilen davon, die nicht ausschliesslich dem privaten Eigengebrauch dienen, sind nur mit Erlaubnis des Herausgebers gestattet.

ISSN 1420-2913

ISBN 3-906723-62-3

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	4
Einleitung	5
Stratigraphie	8
Helvetikum	8
Säntis-Decke s. l.	8
Liebensteiner Decke	17
Molasse	18
Subalpine Molasse	18
Aufgerichtete Mittelländische Molasse	22
Untere Süßwassermolasse (USM)	22
Obere Meeresmolasse (OMM)	30
Quartär	33
Letzte Vergletscherung	33
Spätglazial – Holozän	36
Holozän	39
Tektonik	48
Helvetikum	48
Molassegebiet	50
Landschaftsgeschichte	53
Ur- und Frühgeschichte	56
Hydrogeologie	58
Nutzbare Rohstoffe	62
Tiefbohrungen, Bohrungen	63
Literaturverzeichnis	65

VORWORT

Ende 1982 wurde Herr Prof. René Hantke von der Österreichischen Geologischen Bundesanstalt angefragt, ob er die Reinzeichnung der Kartierungen von drei seiner Diplomanden für die Herausgabe des Blattes 110 St. Gallen Nord - 111 Dornbirn Nord der Geologischen Karte der Republik Österreich an die Hand nehmen würde. Die Kartierungen von Meinrad Ammann, Werner Rellstab und Rudolf Weber deckten den westlichen Teil der schweizerischen Landeskartenblätter 1076 St. Margrethen und 1096 Diepoldsau ab. Die damalige Schweizerische Geologische Kommission beschloss deshalb, das entsprechende Blatt des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000 herauszugeben.

In den Jahren 1983–1987 beschäftigte sich Herr Hantke mit der Revision und Ergänzung der westlichen Hälfte der beiden Blätter. Diese umfasst die Ostschweizer Molasse, das Rheintal sowie das Vorarlberger Helvetikum. Letzteres war bereits von Herrn Dr. Rudolf Oberhauser auf dem österreichischen Blatt 110 St. Gallen Süd - 111 Dornbirn Süd dargestellt worden; für die vorliegende Karte konnten zudem die Neuaufnahmen der Zürcher Doktoranden Georg Wyssling, Karl Föllmi und Daniel Bollinger berücksichtigt werden.

Das BWG dankt allen Personen, die zur Herstellung des Blattes St. Margrethen - Diepoldsau und seiner Erläuterungen beigetragen haben: Herrn Prof. René Hantke als Hauptautor sowie seinen drei ehemaligen Diplomanden Meinrad Ammann, Werner Rellstab und Rudolf Weber. Herr Guido Schmid vom Amt für Umweltschutz des Kantons St. Gallen gewährte den Zutritt zum Archiv seines Amtes. Die zahlreichen dort archivierten Bohrdaten ermöglichten eine Aktualisierung der Karte, vorwiegend im Rheintal. Die Herren Dr. Hanspeter Funk, Prof. Jean-Pierre Berger, Dr. Max Kobel und Dr. Oliver Kempf lasen die Kartenlegende und die Erläuterungen kritisch durch.

Februar 2004

Bundesamt für Wasser und Geologie
Geologische Landesaufnahme

EINLEITUNG

Geographisch-geologischer Überblick

Der Kartenbereich umfasst das unterste Alpenrheintal, eine alpine Quersenke mit über bewegtes Relief geschütteten Abfolgen von rund 600 m Lockergesteinen. Das Gefälle des Rheins beträgt im Blattbereich auf der 26 km langen Strecke von der Illmündung auf 425 m durch den Diepoldsauer und den Fussacher Durchstich bis zum Bodensee bei 395,74 m mittlerem Spiegelstand nur 1,12 ‰.

Linksrheinisch schieben sich die gegen das Rheintal abfallenden Kreideketten des östlichsten Säntisgebirges und die nordöstlichsten Ketten der aufgeschobenen (subalpinen) und aufgerichteten Molasse des Appenzeller Vorderlandes in die Rheinebene vor. Die Molassekette des Gäbris (1251,2 m; Blatt 23 St. Gallen - Appenzell des Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000) ragt in der Halegg bis 1017 m empor. Sie besteht aus einer 1200 m mächtigen, mehrfach sich wiederholenden, südfallenden Nagelfluh-Sandstein-Mergel-Abfolge. Der «Appenzeller Sandstein» bildet den Kern der Antiklinale A₁. Nördlich davon schliesst die aufgerichtete Molasse an, die bis zur Oberen Meeresmolasse gegen den Bodensee stufenweise flacher einfällt.

Rechtsrheinisch leiten mehrere Inselberge zu den gegen Osten ansteigenden Vorarlberger Kreideketten über. Diese erreichen im Kartenbereich ENE der Hohen Lug mit knapp 1040 m ihren höchsten Punkt.

RICHTER (1978), HEIERLI (1984) und OBERHAUSER (1998) haben das Gebiet von Blatt St. Margrethen - Diepoldsau in einem weiteren Rahmen dargestellt und Exkursionen beschrieben.

Erforschungsgeschichte

Den Angaben von MURCHISON (1849) folgend, fand schon ESCHER (1853) Überkippen, die stärker sind, als man sie sonst irgendwo kennt, und sah den Zusammenhang der Kreideketten nördlich von Götzis mit dem Säntisgebirge. GÜMBEL (1856, 1861) erkannte das Helvetikum als ein grosses nach Norden und Süden unter den Flysch tauchendes Hauptgewölbe mit mehreren Wellen als sekundäre Falten. VON RICHTHOFEN (1857, 1859, 1862) befasste sich eingehend mit den Haupt- und Nebenwellen sowie mit «queren Brestungen», denen die Wasserläufe folgen. VACEK (1875, 1879 a, b) berichtete über die Aufnahmen und den in Profilen dargestellten Faltenwurf im Helvetikum, erkannte die Abnahme der mergeligen Ablagerungen nach Norden, Westen und Südwesten zur Zeit des Urgonien und damit einen Fazieswechsel quer zu den Falten. Wie VON RICHTHOFEN glaubte auch VACEK, dass die Vorarlberger Kreideketten nach dem Mesozoikum und dem Rückzug des Eozänmeeres landfest geworden wären und eine Schwelle im folgenden Flyschmeer gebildet hätten.

Durch ESCHER (1878), THEOBALD (1865), GUTZWILLER (in SCHALCH et al. 1879) und GUTZWILLER (1887) erfuhr das Alpenrheintal eine erste geologisch-kartographische Bearbeitung.

Einen bedeutenden Fortschritt brachte BLUMER (1905, 1922) mit seiner zur Decke sich entwickelnden Hohen-Kasten-Falte. Diese setzt sich, nach ihrem Einbruch im Rheintal in mehrere Falten sich verzweigend und allmählich wieder ansteigend, nach Nordosten fort. In der Mulde Fraxern-Bizau vermutete er die Fortsetzung der Mulde von Wildhaus zwischen der südlichen Säntis-Kette und den Churfürsten. Um die Jahrhundertwende wurde die sich etablierende Deckentheorie mit den Säntis-Deckenteilen als allochthone Elemente über den Rhein exportiert. Von ROTHPLETZ (1900) bis AMPFERER (1940) ist immer wieder versucht worden, einen Ost–West-Schub der Ostalpen für die tektonische Anlage des Alpenrheintales verantwortlich zu machen. Im Deckenbau des Flysches und der vermittelnden Schuppenzone gelang MEESMANN (1926) der Durchbruch. HEIM (1923a, b) folgend, schuf MEESMANN seine Hochkugel-Decke. Ihr ordnete er die den Wang-Schichten aufgeschobene Unter- und Oberkreide südlicher Fazies, den Wildflysch mit exotischen Blöcken und den noch für Tertiär gehaltenen Gipfel-Flysch normal ansteigend zu. Die Feldaufnahmen VON MERHARTS (1926) in den Vorarlberger Kreideketten erfolgten schon 1911–1913, konnten aber erst über ein Jahrzehnt später erscheinen und waren durch die Dissertationen von SCHAAD (1925), SAX (1925) und MEESMANN (1926) teilweise überholt.

Mit HEIM & BAUMBERGER (1933) über den Jura und die Unterkreide und HEIM & SEITZ (1934) über die mittlere Kreide der Helvetischen Alpen beiderseits des Rheins erfuhr die stratigraphische Erforschung neue Impulse. Diese setzten RIEDEL (1940) in die Oberkreide und BÖHM (1937) ins Eozän fort. FRÖHLICHER (1960) suchte den Zusammenhang im Helvetikum beiderseits des Rheintales zu klären. Regionale Vergleiche und mikropaläontologische Untersuchungen liessen KRAUS (1929) das Kreidealter des Flysches und damit dessen Überschiebung erkennen. Eine paläogeodynamische Synthese über den Inhalt des Wildflysches und die Flyschabfolgen entwarf GRÜNVOGEL (1940).

Durch BLUMRICH (1930, 1936, 1937, 1942) erfuhr der Pfänder, der oberste Bodensee und das unterste Vorarlberg eine Bearbeitung. Mit LUDWIG (1932), LUDWIG et al. (1949), RENZ (1937, 1938), HABICHT (1945a, b), BÜCHI & HOFMANN (1945), BÜCHI (1950), HOFMANN (1951, 1957a, 1973), EUGSTER et al. (1960) und SAXER (1964, 1965) erreichten Fragen nach der Herkunft der Molasse-schüttungen das Rheintal.

Durch Diplomanden und Doktoranden erfuhr die Stratigraphie Vorarlbergs neue Anstösse. Die Kenntnisse des Quartärs wurde nach KRASSER (1940) durch BIK (1960), SMIT SIBINGA-LOKKER (1965), HANTKE (1970, 1979a, b, 1980, 1983, 1987, 1993), RELLSTAB (1978), WEBER (1978), AMMANN (1979), SIMONS (1985), EBERLE (1987), KRAYSS & KELLER (1983), KELLER & KRAYSS (1987, 1993), KELLER (1988), DE GRAAFF (1986) und DE GRAAFF et al. (1989) vorangetrieben.

ALLEMANN et al. (1985) und ALLEMANN (2002) bearbeiteten die zweite Auflage der geologischen Karte von Liechtenstein.

Verdankung

Wertvolle Diskussionen und Fossilfunde verdanke ich den Herren Dr. R. Oberhauser, Wien/Götzis, Dr. M. Kobel, Wilen b. Wollerau, U. Oberli, St. Gallen, F. Eugster, J. Grüniger sen., F. Indermaur und J. Schegg, Gemeindepräsident, alle Berneck, D. Streit, Landeshydrologie Bern, und P. Gerber, Bundesamt für Landestopografie Wabern, sowie M. Kaiser, Staatsarchiv, und Frau Dr. R. Steinhäuser-Zimmermann, Kantonsarchäologie, beide St. Gallen. Von Herrn S. Berli, Foralith Erdwärme AG, St. Gallen, erhielt ich Angaben zu tieferen Bohrungen am st. gallischen Rheintalrand.

STRATIGRAPHIE

HELVETIKUM

SÄNTIS-DECKE S. L.

Kreide

Im Kartenausschnitt beginnt die Kreide mit der Palfris-Formation, gefolgt von der Örfla-Formation. Die einzelnen Kreideabfolgen erfuhren zwischen 1923 und 1934 durch Zürcher Doktoranden unter Hans Schardt und durch Arnold Heim mit Kollegen aus der Paläontologie erstmals eine eingehende Bearbeitung. Zürcher Diplomanden und Doktoranden von Rudolf Trümpy – FELBER & WYSSLING (1979), WYSSLING (1985, 1986), FÖLLMI (1986, 1987, 1989), FÖLLMI & OUWEHAND (1987) und BOLLINGER (1988) – bauten die Kreidestratigraphie Vorarlbergs weiter aus.

Eine Anwendung der in der Zentral- und Ostschweiz definierten Nomenklatur ist nur bedingt möglich, da sich in den älteren Unterkreideabfolgen ein Fazieswechsel gegen Osten vollzieht. Dies wurde schon von HEIM & BAUMBERGER (1933) bemerkt, die sie durch neue lithologische, in Vorarlberg aber nie genau definierte Namen zu überbrücken suchten. WYSSLING (1986, Abb.4) hat seine lithostratigraphischen Einheiten in einem Nord–Süd-Profil mit der Ammonitenzonierung in Einklang gebracht. Dabei hat sich im Kondensationshorizont der Gemsmättli-Schicht eine Zerteilung gezeigt. Im Liegenden treten im Norden meist bioklastische und oolithische Kalke (Örfla- und Betlis-Formation), im Süden vermehrt Mergel und tonige Mergel (Palfris-Formation) auf. Im Hangenden der Gemsmättli-Schicht herrschen siltige Mergel und Kalke mit siliziklastischen Anteilen (Helvetischer Kieselkalk) vor.

c₁₋₂ Palfris-Formation (unteres Berriasien)

In Aufbrüchen des Rheintalrandes treten im Hohen-Kasten-Gewölbe südwestlich von Oberriet und östlich des Rheins im Götzner- und im Staufenspitz-Gewölbe, am Schlossberg und in der Hohenemser Decke weiter südlich gegen 50 m mächtige Mergelabfolgen zu Tage. Die Mergel wechseln mit knolligen Kalkbänken und bräunlich anwitternden, mehrere Meter mächtigen oolithischen Lagen mit Muschelschill.

In der Örflaschlucht östlich von Götzis folgt nach einer Wechsellagerung von über 15 m vorherrschend graubraunen, siltigen Mergeln mit 5–15 cm starken sandigen Mergelkalken noch 2 m einer regelmässigen Wechsellagerung von san-

digen, bioklastischen Mergeln mit 10–20 cm dicken bräunlichen, mikritischen Kalkbänken mit pyritisierten Ooiden und Fossiltrümmern.

Nordöstlich des Chapf westlich von Oberriet (Blatt 23 St. Gallen - Appenzell) hat schon BLUMER (1905, S. 566) *Exogyra couloni* (D'ORB.) zusammen mit *Lima dupiniana* erwähnt.

In einer Mergelkalkbank fand MEESMANN (1926, S. 9) *Exogyra couloni* auch in der Örflaschlucht. In Schlammproben fielen OBERHAUSER (1991a) *Lenticulina nodosa* und die Ostracodengattung *Protocythere* auf. Im Finsteraubach südöstlich von Hohenems konnte WYSSLING (1986) 30 m unter der Obergrenze in einer Austernbank mit *Berriasella* cf. *picteti* (JACOB) das obere Berriasien belegen.

Örfla-Formation (oberes Berriasien)

An der Typlokalität, der Örflaschlucht (WYSSLING 1986, S. 176ff), ist die Örfla-Formation 28 m mächtig und besteht aus grau bis rotbräunlich anwitternden, massigen bis gebankten, fossilreichen, vorwiegend bioklastischen, oft kreuzgeschichteten oolithischen Kalken. Am Breiten Berg (4 km östlich des Gebietes von Blatt St. Margrethen - Diepoldsau) schwellen diese gegen 150 m an.

Im nördlichen Faziesbereich (Hohenems, Klien) des oberen Abschnittes stellte WYSSLING eine reiche Algenflora und Foraminiferenfauna fest, die er ins obere Berriasien gestellt hat.

Südlich der Linie Klaus–Schnepfau (Bregenzer Wald) keilt die Örfla-Formation aus. Westlich des Rheins ist sie noch in Rehag (Blatt 78 Säntis) vertreten; weiter gegen Westen und Südwesten wird sie durch obere Öhrli-Kalke abgelöst (BURGER & STRASSER 1981). Sedimentanalytisch unterscheidet WYSSLING (1986) mehrere Faziestypen, die er in der Plattform des osthelvetischen Schelfs lokalisiert.

Betlis-Formation (Valanginien)

In den Steinbrüchen der Nordseite des Kummern (= Kummaberg) sowie im Hangend- und Liegendschenkel der Falte von Götzis folgen über der Örfla-Formation 20–30 m unregelmässig gebankte, graue Kalke, teils oolithisch, teils spätig, zuweilen mit Muschelschill und kieseligen, schwach glaukonitischen Lagen. Gegen Nordosten und im Liegendschenkel der Falte von Hohenems schwillt die Betlis-Formation mächtig an.

Gelbliche bis braungraue, feinsandige Kalke im Hangenden der Örfla-Formation, in der Örflaschlucht bis 2 m mächtig, betrachtet WYSSLING (1986) als Äquivalente der *Spitzeren-Schichten* des Vierwaldstättersee-Gebietes. Gegen oben stellen sich von Glaukonit durchsetzte Wühlgänge ein: bioturbirte Bio-Pelmikrite mit Echinodermen, Spongiennadeln, Peloiden, benthonischen Foraminiferen,

Ostracoden, Bivalven und Serpuliden. Aufgrund von Bioklasten und Matrix bildeten sie sich auf feinsandigem bis schlammigem Boden der äusseren offenen Plattform unterhalb der Sturmwellenbasis.

Das Auftreten von typischem *Betlis-Kalk* (gelbbräunlich anwitternde, gebankte, fein- bis grobspätige Kalke; Bio-Pelmikrosparite und -Pelsparite) beschränkt sich auf Kummaberg, Kadel, Pocksberg, Sonderberg und die Hohenemser Decke zwischen Hohenems und Klien (2 km östlich der Karte). Bei den Bioklasten herrschen Echinodermen vor; daneben fanden sich Bivalven, Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden und Serpuliden, bei den Peloiden mikritisierete benthonische Foraminiferen. Im Norden des Kummabergs treten radial feinberippte Pectiniden und vereinzelt Belemniten (*Hibolites*), Echinodermen und Holzreste auf. HOCHULI (in WYSSLING 1986) fand an der Basis neben chitinösen Foraminiferen-Tapeten Dinoflagellaten-Zysten: *Biorbifera johnewingii* HABIB, *Druggidium apicopaucium* HABIB und *Hystrichodinium* sp., Formen, die auf das früheste Valanginien weisen.

Die gute Sortierung der Bioklasten und die durchhaltende Bankung deuten auf gleichmässige Strömung, die schlechter ausgewaschenen südlicheren Bereiche auf geringe Wassergeschwindigkeit. WYSSLING (1986) sieht als Liefergebiet untiefes, bewegtes Wasser unterhalb der Sturmwellenbasis, für die Pectiniden an treibendes Holz gebundene, epiplanktonische Lebensweise.

Einige Meter *Pygurus-Schichten*, grobspätige Echinodermen- und Pellet-Sandkalke mit grobsandigen Quarzkörnern, treten am Sonderberg und Götzner Berg über der Örfli-Formation, am Kummaberg, am Pocksberg, in Hohenems und Klien (1 km östlich des Blattes) über dem Betlis-Kalk auf.

c₃ **Helvetischer Kieselkalk** (Hauterivien)

In der Örfli Schlucht folgt über den Spitzeren-Schichten (Betlis-Formation) die 0,37 m mächtige *Gemsmättli-Schicht*: zunächst eine dunkelgrüne, rostig anwitternde, sandige Glaukonititlage, dann 0,25 m hellgrauer, feinspätiger, glaukonitischer Kalk mit grobspätigem Sandkalk mit schwarzen, phosphorisierten Fossilsteinkernen (Ammoniten, Brachiopoden, Gastropoden, Echiniden) und Lithoklasten (sandige Echinodermen-Biomikrite) und 0,1 m phosphorisierte, grobspätiger Sandkalk mit Fossilsteinkernen.

Am Kummaberg, wo die Gemsmättli-Schicht den Pygurus-Schichten aufliegt, fehlt ein typischer Hartgrund. Mit den Phosphoritknollen finden sich Gerölle mit phosphorisierten Pygurus-Fragmenten.

Neben den Faunen vom Sonderberg, Breiten Berg und Hirschberg hat WYSSLING (1986, S. 198) am nördlichen Sonderberg eine in Taschen angereicherte Ammonitenfauna gesammelt. Diese belegt alle drei Ammonitenzonen des

oberen Valanginien (Verrucosum-, Trinodosum- und Callidiscus-Zone) sowie das basale untere Hauterivien (Radiatus-Zone).

Am Rheintalrand wittert der *Helvetische Kieselkalk* (Loryi- bis Angulicostata-Zone) dunkelgrau an, ist gebankt und zeigt polygonale Absonderung, so dass er sich zur Erzeugung von Pflastersteinen eignet. Er besteht aus klastischer und diffus verteilter autigener Kieselsäure mit unter 50 % Karbonat.

Von der absteigenden Hohen-Kasten-Falte über die Inselberge in der Götzner Falte nimmt die Mächtigkeit des Kieselkalkes von Westen gegen Osten allmählich von 75 m am Chapf (Steinbruch Kobel westlich von Oberriet, Blatt 23 St. Gallen - Appenzell) über den Kummaberg in der aufsteigenden Götzner Falte auf 35 m ab. Sie reduziert sich auf 1–2 m am Hinterberg nördlich von Ebnet (5 km östlich der Karte; OBERHAUSER 1982, 1991a).

Im nördlichen Faziesbereich treten im Kieselkalk fein- bis grobspätige Sandkalke mit Kreuz-, Schräg- und Rippelschichtung auf.

Am Sonderberg und am Kummaberg sind an der Basis wenige Zentimeter bis Dezimeter Kieselkalk ausgebildet. In der Örfaschlucht folgen über der Gemsmättli-Schicht gut 20 m Kieselkalk: zunächst 5,2 m blaugrau bis hellgrau anwitternde, feinspätige schwarzgraue Sandkalke, an der Basis leicht schiefbrig, dann grob gebankt. Darüber stellen sich 7 m bräunlichgrau anwitternde, feinspätige, gebankte Sandkalke mit mergeligen Zwischenlagen, dann 2,5 m blaugrau anwitternde, feinspätige Sandkalke mit etwas Glaukonit und 7 m gelbbraun anwitternde, feinspätige graue Sandkalke, unregelmässig gebankt, teils bioturbiert.

Im Götzner Gewölbe tritt an der Basis des Kieselkalkes eine Fossilbank mit glaukonitischen Schlieren und Phosphoritknollen auf, in der HEIM & BAUMBERGER (1933) eine Ammonitenfauna mit *Neocomites neocomensis* (unteres Hauterivien) beschrieben haben. Aufgeschlossen ist diese Bank in der Örfaschlucht (Hangendschenkel des Gewölbes) und am Sonderberg (Liegendschenkel).

In der 30 m mächtigen Abfolge von Hirschau östlich von Mellau fand WYSSLING (1986) im Dach der grobspätigen, kreuzgeschichteten Sandkalke *Subsaynella sayni* (PAQUIER), das Leitfossil der Sayni-Zone. Darüber folgen feinspätige Kalke und Spiculite. Als Ablagerungsmilieu nimmt WYSSLING für den nördlichen Bereich die innere Plattform im tieferen Subtidal an.

c₄ **Drusberg-Formation** (unteres–mittleres Barrémien)

Das *Altmann-Member* (unteres Barrémien) setzt mit einem fossilreichen Kondensationshorizont oder glaukonitischen Mergeln ein.

In der Nordwestecke des Blattenbergs und am Kummaberg lieferte das kondensierte Altmann-Member Ammonitenfaunen mit *Holcodiscus* sp. und *Pulchellia* sp. (HEIM & BAUMBERGER 1933, S. 197, 207; WYSSLING 1986, S. 214). Von Ober Klien und Hirschau ist *Crioceratites pseudothurmannia* bekannt (Pulchella-Zone).

Die «Drusberg-Schichten» (mittleres Barrémien) wurden erstmals von MAYER-EYMAR (1867) erwähnt und von ESCHER (in STUDER 1872) als «dunkelgraue bis schwarze Kalkschiefer, abwechselnd mit festeren, [...] Bänken von dunkelgrauem mergeligem Kalkstein, die sich in der Verwitterung in Knollen zertheilen» beschrieben. Die Typlokalität liegt im Kar südöstlich des Druesbergs.

Den *Chopf-Schichten* BRIEGELS (1972) entsprechende glaukonitische Bänke erkannte VON MERHART (1926) im Emmebach bei Götzis.

Die «Drusberg-Schichten» sind im Norden kalkiger ausgebildet und schwellen gegen Süden an. Über der im Nordwesten fossilreichen Basis liegt, in der Hohenemser Decke und im Absturz des Breiten Bergs auf 10–20 m reduziert, die typische Mergelkalk-Mergel-Wechselfolge mit 20–30-cm-Rhythmen und oft herausgewitterten Pyritgeoden. Gegen den Schrattenkalk nehmen die Mergelkalkbänke zu, werden Schrattenkalk ähnlicher und gehen in diesen über. Im Süden, im Freschengebiet, erreichen sie 150 m und mehr, wobei der Schrattenkalk fehlt.

Am Ranzenberg östlich von Hohenems konnte FUCHS (1971) den Beginn der Mergelsedimentation mikropaläontologisch ins frühe mittlere Barrémien stellen, was WIEDMANN (1977, S. 136) durch seine von dort abgebildeten Ammonitennuclei von *Karsteniceras beyrichii* (KARSTEN) und *Almohadites* cf. *subcaminus* WIEDM. bestätigen konnte. Für diese Einstufung war auch die Foraminifere *Conorotalites bartensteini* BETTENST. bedeutsam, die OBERHAUSER (1991a) in der Oberkliener Bergsturzmasse in der Verkehrtserie der Hohenemser Decke fand.

c₄₋₅ **Schrattenkalk-Formation** (mittleres Barrémien – unteres Aptien)

Von der an der Schrattenflue im oberen Entlebuch von STUDER (1834, S. 109) als Schrattenkalk benannten Abfolge ist nie ein Typusprofil beschrieben worden; der Schrattenkalk ist dort infolge präeozyäner Erosion unvollständig erhalten.

Die in ihrer Entwicklung hellgrau bis weiss anwitternden Kalke mit verkarsteten Oberflächen sind mittel- bis dickbankige, teils kreuzgeschichtete, spätig-bioklastische und oolithische Arenite, seltener bioklastische Rudite.

Die Untergrenze ist aufgrund der Progradation der Schrattenkalk-Plattform gegen die distalen Schelfbereiche heterochron. In der Hohenemser Decke setzt die Schrattenkalk-Formation zuoberst im unteren Barrémien ein. Mit *Urgonina* cf. *alpillensis* (FOURY) als Vertreter der Orbitolinidae aus dem basalen Schrattenkalk ergeben sich Affinitäten zum unteren Barrémien. In der nördlichen Vorarlberger Säntis-Decke weisen benthonische Foraminiferen (*Palaeodictyoconus*) auf den oberen Abschnitt des unteren Barrémien hin (BOLLINGER 1988).

Da die Luitere-Schicht – älteste Ablagerung der Garschella-Formation – neben Ammoniten des unteren Teils des oberen Aptien in Vorarlberg auch Formen des unteren Aptien geliefert hat (FÖLLMI 1986), schliesst die Schrattenkalk-

Formation nur den älteren Anteil des Aptien ein. Floren und Faunen lassen unteres Aptien erkennen, so das häufige Auftreten von *Palorbitolina l. lenticularis* (BLUMENB.), erstmals in den Orbitolinenschichten des basalen Aptien. Durch erhöhten Anteil an terrigenem Material wittern diese gegenüber dem Schrattenkalk zurück.

c₆₋₈ **Garschella-Formation** (unteres Aptien – mittleres Cénonanien)

Dank reichen Ammonitenfunden FUSSENEGGERS (in HEIM & SEITZ 1934) und FÖLLMIS (1986, 1989) aus den Phosphoritknollenbänken kommt der Garschella-Formation Vorarlbergs überregionale Bedeutung für die Gliederung der helvetischen Mittelkreide zu. In ihr konnten HEIM & SEITZ (1934) erstmals stratigraphische Kondensation paläontologisch nachweisen. FÖLLMI (1986) hat die einzelnen Member dieser Formation präzisiert oder neu definiert. Die ältesten Ablagerungen (Luitere-Schicht) stammen aus der Deshayesi-Zone (mittleres unteres Aptien), die jüngsten (Kamm-Schicht) reichen bis in die Brotzeni- oder die Reicheli-Zone (unteres bis mittleres Cénonanien), jüngste Anteile der *Plattenwald-Schicht* lokal bis ins untere Turonien.

Im Nord- und Westteil der Vorarlberger Säntis-Decke dominieren Glaukonitsandsteine und Phosphoritschichten. Im Kartenbereich transgrediert die Garschella-Formation direkt auf den Schrattenkalk und umfasst das Brisi-Member, unten, und das Selun-Member, oben (FÖLLMI 1986).

Brisi-Member (Aptien)

Der *Brisi-Sandstein* ist hier der einzige Vertreter des Brisi-Members. Seine Mächtigkeit nimmt von Norden nach Süden ab, steigt von 2 m am Fuss des Götzner Bergs auf über 15 m nördlich von Klaus an. Seine grobkörnigen, Glaukonit führenden Sandsteine sind im Allgemeinen laminiert; nur im Norden beginnen sie mit Rippeln oder schräg geschichteten Bänken. Südlich von Tschütsch - Hohe Lug sind ihre höheren Schichten bioturbirt.

Selun-Member (oberstes Aptien bis unteres oder mittleres Cénonanien)

Die *Klauser Schichten* (FÖLLMI 1986; Typlokalität bei Koord. 768.020/243.070), ein geringmächtiger Glaukonitsandstein von wenigen dm bis 1 m Mächtigkeit, mit Extraklasten von Brisi-Kalk, teils von Schrattenkalk, Phosphoritknollen und mm-grossen Quarzkörnern, liegen dem Brisi-Sandstein auf. Im Norden werden sie von den Niederi-Schichten, im Süden von der Plattenwald-Schicht überlagert. Den Glaukonitsandstein betrachtet FÖLLMI als aufgearbeiteten Brisi-Sandstein. Die Klauser Schichten sind in einer Transgressionsphase an der Aptien/Albien-Wende, der «austroalpinen» orogenen Phase entstanden.

Die *Nideri-Schichten* (HEIM 1910) bestehen aus einem feinkörnigen, nahezu fossilfreien Glaukonitsandstein. Ihr unterster Teil ist durch eine gröbere Detritusfraktion charakterisiert. Die Grenzschicht zur hangenden Plattenwald-Schicht ist oft scharf und mit Pyrit imprägniert.

Für die Schichtfolge Durschlägi-, Fluebrig-, Twirren-Schichten und einen Teil der Aubrig-Schichten hat HEIM (in HEIM & SEITZ 1934, S. 214) den Begriff *Plattenwald-Schicht*, nach dem Plattenwald (Koord. 767.400/243.100) nördlich von Klaus und um Feldkirch, eingeführt, das Ausmass der Kondensation aber noch nicht überall erkannt.

Die Plattenwald-Schicht lagert von Norden nach Süden auf Nideri-, dann auf Klausen Schichten. Sie ist als 0,5–1 m mächtige, fossilreiche Phosphorit-schicht ausgebildet (FÖLLMI 1986, S. 86). Der Phosphorit tritt bald als lose, bald als verwachsene und verkrustete Knollen oder als Kruste auf. Die Vielfalt der Grundmasse nimmt von Norden nach Süden ab, der Kalkanteil auf Kosten der Glaukonitsandführung zu. Die Ammoniten der Nordfazies weisen auf obere Tardefurcata- bis Inflatum-Zone hin. Südlich von St. Arbogast und Meschach schliesst an die mittlere Fazies ein schmaler Bereich an, in dem FÖLLMI nur Ammoniten der oberen Tardefurcata- bis Loricatus-Zone gefunden hat und die er als Einbettungsmedium der Phosphorite – eine dem Seewer Kalk ähnliche Matrix mit *Rotalipora appenninica* – deutet. Zuerst tritt diese Matrix oft mit Rotaliporen der Gruppe *ticinensis* (GANDOLFI) und *appenninica* (RENTZ) auf. Die Appenninica-Zone entspricht etwa der Dispar-Ammonitenzone. Die Südfazies hat nur Ammoniten der Tardefurcata- und Mammillatum-Zone gezeigt. Nördlich von Götznerberg wird die Plattenwald-Schicht nur nördlich von Eichbühl von Aubrig-Schichten, anderswo von Seewer Kalk überlagert.

Die Plattenwald-Schicht ist das Produkt einer nahezu das gesamte Albien, rund 12 Ma, umfassenden Kondensation im internen Schelfbereich und auf dem Rankweiler Abhang (FÖLLMI 1986). Das Zusammentreffen einer borealen Kaltwasserströmung und der Ost–West orientierten geostrophischen Strömung führte im Albien zu anhaltender Mangelsedimentation und Phosphatisierung. An der Aptien/Albien-Grenze setzen in der Fauna der Garschella-Formation boreale und eurytherme Ammoniten ein.

Die *Aubrig-Schichten* (GANZ 1912), feinkörnige Glaukonitsandsteine mit variablem Kalkgehalt, beschränken sich auf den Westteil der Aufschlüsse nördlich von Götznerberg. Im Sediment treten bis 25 cm lange, schichtparallele, fossilreiche Kalkknollen auf; diese sind während der Diagenese durch selektive Kalklösung entstanden. Die Mikrofossilien (Hedbergellen, benthonische Foraminiferen), Schwammnadeln und Echinodermenfragmente liegen in Mikrit oder Sparit. Die obersten Aubrig-Schichten enthalten *Rotalipora ticinensis* und *R. appenninica*, Formen der Appenninica(=Dispar)-Zone. Die Ablagerung der Aubrig-Schichten fand an der Wende Inflatum-/Dispar-Zone statt.

Als *Kamm-Schicht* hat HEIM (in HEIM & SEITZ 1934), die aufgrund ihres Fossilinhaltes als «Turriliten-Schicht» bekannte Phosphoritschicht zwischen den Aubrig-Schichten und dem Seewer Kalk bezeichnet. Während sie im nordöstlichen Säntisgebirge gut vertreten ist (BLUMER 1905, FRÖHLICHER 1960), fehlt die Ausbildung in Vorarlberg über weite Bereiche; sie ist nur in der Hohenemser Decke ausgebildet.

Im Norden der Vorarlberger Säntis-Decke finden sich im Quarz und Glaukonit führenden, biodetritusreichen Dach der Aubrig-Schichten noch Stromatolithen. In Profilen konnten FÖLLMI & OUWEHAND (1987) darüber Götzis-Schichten mit erosiver Untergrenze feststellen. Lokal hielt die Mangelsedimentation bis ins Turonien an. In der Oberkreide haben sich keine weiteren Phosphoritknollen mehr gebildet und Slumping-Phänomene eingesetzt.

c₉₋₁₀ **Seewer Kalk** (Cénonanien–Turonien)

Im Vorarlberger und im südlichen Schweizer Helvetikum gliedern FÖLLMI (1981, 1986) und FÖLLMI & OUWEHAND (1987) den Seewer Kalk durch Einschaltung der Götzis-Schichten in drei Abschnitte:

- «Oberer Abschnitt des Seewer Kalkes»
- Götzis-Schichten
- «Unterer Abschnitt des Seewer Kalkes»

Über den Grünsandsteinen der Garschella-Formation setzt – bald diskontinuierlich, bald durch Abnahme des Quarz- und Glaukonitgehaltes und Zunahme des Kalkanteils – der Seewer Kalk ein. Der hellgraue Kalk wittert weiss bis leicht gelblich an, ist von dunklen Tönhäuten durchzogen und neigt zur Verkarstung. In Vorarlberg ist er weniger mächtig als in den gegen das Rheintal abtauchenden Säntis-Elementen, wo er im Blattenberg noch 50 m erreicht. In Vorarlberg schwankt er zwischen 0 und 20 m. Vereinzelt treten nicht durchhaltende *rote Lagen* auf.

Während es bei der Ablagerung der Garschella-Formation in lokal geschützten Bereichen wiederholt zum Absatz mikritischer Kalke kam, nahmen diese an der Albien/Cénonanien-Wende überhand; zugleich setzte die Zufuhr von Detritus aus. Faziell ist der Seewer Kalk ein Biomikrit, der grösstenteils aus planktonischen Organismen (Nannoplankton, Calcisphaeruliden, Hedbergellen, Globotruncaniden, Schwebecrinoiden) sowie aus benthonischen Foraminiferen, Inoceramen, Brachiopoden, kleinen Belemniten und Seeigeln besteht. Er wurde in hemipelagisch-pelagischem Milieu in mehreren hundert Metern Wassertiefe auf dem tieferen Schelf abgelagert. Die Ursache hierfür liegt – neben einer umfassenden Transgression – in einer erhöhten Planktonproduktion unter günstigem Klima und geeigneten Bedingungen zur Karbonatausfällung.

Die *Götzis-Schichten* (FÖLLMI 1986, FÖLLMI & OUWEHAND 1987), meist wenige Dezimeter bis Meter mächtig, wurden als konglomeratische Schlammströme mit ortsfremden Komponenten gebildet. Im südhelvetischen Seewer Kalk schalten sich ein bis mehrere Horizonte mit Glaukonitsand ein, sei es als Gerölle, Linsen, mit Einzelkomponenten (Echinodermenkalk, Phosphoritknollen) oder lokal als Phakoide und Slump-Strukturen. Sie lagern auf erosivem Kontakt. Südlich von Fraxern liegen die Götzis-Schichten direkt auf der Garschella-Formation und wurden oft mit deren Schichtgliedern verwechselt, was zu falschen Interpretationen der Garschella-Grenzschichten geführt hat.

In den ersten Metern ist der Seewer Kalk reich an Pithonellen, die gegen oben zurücktreten; dafür stellen sich zunehmend planktonische Foraminiferen, vor allem Globotruncanen, ein. Im Fallenkobel-Durchstieg nach Götznerberg lässt sich folgendes Foraminiferenprofil beobachten: Pithonellen-Kalk, zunächst mit *Rotalipora appenninica*, dann mit *R. cushmanni* bis zum Grünsand, über diesen hinaus mit *Praeglobotruncana praehelvetica*, danach mit *Helvetotruncana helvetica*, gefolgt von *Globotruncana lapparenti* und *G. lapparenti coronata* (OBERHAUSER 1991a). Die Grenze des Seewer Kalkes zur Amdener Formation ist als Übergang oder – erosionsbedingt – scharf ausgebildet.

c₁₁₋₁₂ Amdener Formation (oberes Santonien – oberes Campanien)

Die Amdener Formation (ESCHER in STUDER 1872, OBERHÄNSLI-LANGEN-EGGER 1978) ganz am südöstlichen Blattrand liegt mit scharfer Grenze auf «oberem Seewer Kalk» und auf Götzis-Schichten. Die Abfolgen können als Hinweis auf eine Verflachung des Schelfs, als Regressionsphase, gedeutet werden: die pelagische Sedimentation des Seewer Kalkes wird durch eine tonreichere, siltig-sandige abgelöst. Aufgrund der reichen Mikrofauna erstreckt sich die Abfolge vom oberen Santonien bis zum unteren Teil des oberen Campanien. Es sind monotone, graue Mergel und laminierte Lutite mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen (OBERHAUSER 1958). Die Mächtigkeit bewegt sich um 120–150 m.

c₁₃ Wang-Formation (oberes Campanien – Maastrichtien)

0–100 m mächtige hellgrau anwitternde, sandig-siltige, raue, unregelmässig spaltende Kalkmergel mit Globotruncanen und schwachem Glaukonitgehalt. Von Fraxern erwähnt RIEDEL (1940) Belemniten. OBERHAUSER (1958, 1963) belegt Maastrichtien mit *Bolivina incrassata giganthea* und *Bolivinoides draco*.

STACHER (1980, Fig. 30) hat von Matschels bei Fraxern ein 20 m langes Profil mikropaläontologisch untersucht und dabei in den dichten Kalken, im Mergelkalk und im Mergel die Mayaroensis-Zone des oberen Maastrichtien mit reicher Globotruncanenfauna und benthonischen Foraminiferen nachgewiesen. Aufgrund des Plankton/Benthos-Verhältnisses zwischen 0,1 und 2,0 sieht STACHER den Ablagerungsraum im äusseren Schelf und am Kontinentalabhang bis 800 m Tiefe.

Das Kartenblatt hat noch Anteil an der Fortsetzung der Wildhauser Mulde (FORRER 1949) über den Rhein Richtung Hohe Kugel. Die Wang-Formation ist östlich von Klaus vielfach mit Stad-Mergeln und Amdener Mergeln verschuppt und verbindet sich in Fraxern wohl ohne Schichtlücke über den Fraxern-Grünsand des Ilerdien hinauf in ein mergeliges Eozän (OBERHAUSER 1991 a, S. 21f).

LIEBENSTEINER DECKE

Tertiär

e_G **Globigerinenmergel (Stad-Mergel)**
e_N **Grünsandstein, Nummulitenkalk**

Der «Fraxerner Grünsand» ist nach VON MERHART & MYLIUS (1914, MEES-MANN 1926, S. 29) ein stark glaukonitischer Grünsandstein, an der Basis mit schwarzen, der liegenden Wang-Formation ähnlichen Mergellagen alternierend. Lagenweise treten Phosphoritknollen, Lithothamnien, Nummuliten und Discocyclinen auf. In der Mitte der Serie zeichnet sich eine weiss punktierte, Kollophanit führende Bank ab. Durch eine Abnahme des Sand- und Glaukonitgehaltes gleicht der oberste Teil der Serie wieder der Fazies der Wang-Formation, zeigt aber eine Tertiär-Mikrofauna.

Die dort gefundene Fauna belegt ein spätes Paleozän- bis frühes Eozän-Alter (OBERHAUSER 1991 a). Die Abfolge ist im alten Steinbruch auf 970 m an der Strasse zur Hohen Kugel gut aufgeschlossen.

Der mergelige oberste Teil des Grünsandsteins geht fast unmerklich in die hangenden Globigerinenmergel (= Stad-Mergel) über. Es ist aber nicht ganz klar, ob der Übergang tektonisch ist. Für die dominierende mergelige Ausbildung mit auffälligen roten Lagen ergaben Datierungen mittels Nannofossilien fast immer mittleres Eozän (OBERHAUSER 1991 a).

MOLASSE

Basierend auf den Arbeiten von STUDER (1825, 1853), ESCHER (1847, 1853) und GÜMBEL (1856) fand mit GUTZWILLER (in SCHALCH et al. 1879) eine erste Bearbeitung der Molasse der Nordostschweiz statt. KESSELI (1926) erkannte in der ersten Antiklinale einen zentralen Quetschbereich, ein Durcheinander von nord- und südfallenden Schichten, Gewölberelikten, Sandstein- und Mergellinsen, zerrissenen Sandsteinbänken und Rutschharnischen. LUDWIG kartierte mit SAXER, EUGSTER und FRÖHLICHER (LUDWIG et al. 1949, EUGSTER et al. 1960) das im Westen anschliessende Blatt 23 St. Gallen - Appenzell (LK 1095 Gais), SAXER (1964, 1965) das Blatt 45 Rorschach.

Mit RENZ (1937, 1938), HABICHT (1945a, b), BÜCHI (1950, 1959) und HOFMANN (1951, 1957a, b, 1959) erfuhr die Ostschweizer Molasse eine vorzügliche Neubearbeitung. Sie ist in jüngerer Zeit durch RELSTAB (1978), WEBER (1978), AMMANN (1979), KELLER (1989), BERLI (1985), jüngst durch KEMPF (1998) und KÄLIN (2003) sowie im angrenzenden Hörnli-Fächer durch BÜRGISER (1981) und BOLLIGER (1992, 1994, 1996, 1998) ergänzt worden.

SUBALPINE MOLASSE

Untere Süsswassermolasse (USM)

o₃ **Speer-Schüttung («Appenzeller Sandstein»; Chattien)**

Der Übergang von der subalpinen in die mittelländische Molasse ist durch eine antiklinale Struktur – die Antiklinale A₁ – markiert. Ihr Kern wird von chattischen Sedimenten der Speer-Schüttung gebildet; doch entspricht dieser Übergang an der aufgebrochenen Antiklinale nicht einem lithologischen Übergang, ausser einem grösseren Nagelfluhanteil in der südlichen Flanke. Deshalb ist die ganze Speer-Schüttung hier beschrieben.

In Berneck besteht die steil südfallende Rippe unter dem Rathaus aus einem extrem harten, dunkelblauen, quarzreichen Sandstein, der sonst in Berneck nirgends mehr auftritt. Am Eichholz-Rebweg liegt zwischen Sandsteinbänken ein wenige Dezimeter mächtiger mergeliger Horizont mit Linsen von Pechkohle. Rund 20 m höher folgt ein Horizont von kaum verkitteten Feinsanden, mit Pechkohlelinsen in einer Höhle. Beim Geländeanstieg von Au treten quarzsandige, kreuzgeschichtete fluviatile Sandsteine auf. Diese sind – wie auch die Sandsteine um Monstein – von steilen, mit Quarz verfüllten Scherklüften durchsetzt.

In die NNW-fallende Abfolge von Mergeln und Kalksandsteinen eingeschaltet treten Horizonte von «granitischem» und «pseudogranitischem Sandstein» der

Kronberg-Schüttung auf. Da Gerölle in der Antiklinale A₁, nach RELLSTAB (1978) eine stauolith- und karbonatreiche Schwermineralzone, selten sind, dürfte diese Abfolge am ehesten einer distalen Speer-Schüttung mit Einlagerungen der Kronberg-Schüttung entsprechen. Diese Abfolge lässt sich mit häufig kreuzgeschichteten Sandsteinen über Reute gegen WSW verfolgen.

In der südfallenden Sandsteinrippe von Husen-Rosenberg (südlich von Berneck) treten erste Gerölle und Geröllschnüre auf, in der Rippe von Kalkofen ein Kalksandstein. Ausser Trümmern von Landschnecken und Spuren eines Lacertiliers (Eidechse) im Blaubach (S. 28) fehlen tierische Reste. Die Pflanzenreste (S. 28) deuten auf jüngeres Chattien bis älteres Aquitanien.

Mithilfe magnetostratigraphischer Datierung konnte an verschiedenen Profilen im Gebiet südwestlich des Kartenblatts (auf Blatt Nesslau) gezeigt werden, dass die petrographisch unterschiedlich zusammengesetzten Kronberg- und Speer-Schüttung einander zeitlich ablösen (KEMPF et al. 1999). Der Wechsel von der Speer- zur Kronberg-Schüttung erfolgte an der Wende Chattien/Aquitaniens. Demzufolge sind die Kristallin führenden Konglomerate im Bereich der Antiklinale A₁ zeitlich dem Aquitanien zuzuordnen.

m_{IG1} Ältere Gäbris-Schüttung (Chattien? – Aquitanien)

Die ältere Gäbris-Schüttung setzt mit einer einheitlichen, zusammenhängenden, 4–5 m mächtigen Nagelfluhbasisbank ein. Diese taucht bei Schlafenacker nördlich von Heerbrugg aus der Rheinebene empor und streicht über Schlössli Buechholz – Strick – Reute-Buschtobel – Schwellmüli gegen Südwesten. Einzig bei Schwellmüli tritt ein lokales Nagelfluhvorkommen schon im Liegenden der Basisbank auf.

Über der Basisnagelfluh folgen in gleichmässigen Abständen weitere Bänke, die als Rippen oder Schichtterrassen hervortreten; im Querschnitt der Halegg hat RENZ (1938) den Nagelfluhanteil auf knapp einen Viertel geschätzt.

Im oberen Rappentobel ist auf 760 m der Süd–Nord-Übergang einer Nagelfluh in «granitischen Sandstein» erschlossen. Südlich der Halegg-«Nase» zeigt sich innerhalb eines Nagelfluhhorizontes eine rapide Abnahme der Geröllgrösse von Süden nach Norden. Dies bekundet neben der südlichen Herkunft der Nagelfluh den Randbereich der grobklastischen Schüttung. Die konsequente Abfolge Nagelfluh-Sandstein-Mergel scheint auf zentrale Schuttfächerbereiche beschränkt zu sein.

Anzeichen für dieses SW–NE-Auslaufen sind nur wenige vorhanden: Feinfraktion nach Nordosten abdrehend, Übergang Nagelfluh – «granitischer Sandstein» von West nach Ost im kleinen Steinbruch nordwestlich von Balgach (P. 500 m) sowie Abnahme der Geröllgrössen innerhalb der Rippe Spielberg – Schluch – Schloss Grünenstein bei zunehmender Bankmächtigkeit. RENZ (1938) sieht darin eine gegen Osten einsetzende Reduktion des Gäbris-Schuttfächers, da

dieser an der Hundwiler Höhi (Blatt 23 St. Gallen - Appenzell) noch über 30, an der Halegg noch knapp 20 Nagelfluhbänke umfasst.

Gelbliche und graue Mergel mit bituminösen Bändern begleiten die Gäbris-Nagelfluhen. Bedeutung erlangen sie vor allem in ihrem Hangenden, im Bereich des Brendenbach bei Altstätten, in der Brendenbach-Abfolge.

Eindrückliche Sedimentstrukturen beschreibt RELSTAB (1978) an der Felswand bei Ramstel (Westrand der Karte, ca. 500 m südlich von Fegg) mit mehreren Zyklen, wo Schräg- und Kreuzschichtung eine Schüttungsrichtung gegen ENE zeigen.

Da die Gäbris-Schüttung sich nicht nach Vorarlberg fortsetzt, dürfte sie unter dem Rheintal zwischen Heerbrugg und Schwarzach auskeilen.

Nagelfluhanalysen

Über die Zusammensetzung der Gäbris-Nagelfluh orientiert RENZ (1938). Die Gerölle der meisten Nagelfluhbänke bestehen aus metamorphem und magmatischem Kristallin, Kalken und z.T. Dolomit; dabei ist der metamorphe Kristallinanteil stets grösser als der magmatische. Während er die kleinsten Gerölle, unter Haselnussgrösse, nicht berücksichtigte, hat RELSTAB (1978) festgestellt, dass fast alle der kleinsten (1–2 cm) Dolomite waren, so dass RENZ relativ niedrige Dolomit-, dafür hohe Kristallinwerte erhielt.

Kristallingerölle: Wie RENZ (1938) fand auch RELSTAB (1978) in den untersten vier Nagelfluhbänken der Gäbris-Schüttung des Halegg-Profiles (Reute – Rebstein/Marbach) nur metamorphes Kristallin (Gneise und Glimmerschiefer). Gegen oben zeigt sich – wie am Gäbris, Sommersberg, Kronberg und Pfänder – eine Zunahme des nichtmetamorphem, magmatischen Kristallins. Dabei tritt durchweg ein geringer, aber konstanter Anteil an basischen Geröllen auf. Das Maximum an Kristallingeröllen mit 11 % (RELSTAB) bzw. 18 % (RENT) liegt im Gebiet der Halegg und in der 20. Bank (nördlich von Marbach) mit 13 % bzw. 22 %. Nach RENT wäre die Nagelfluh ab der 4., nach RELSTAB in der 4. und ab der 8. Bank als bunte Nagelfluh (10 % als Grenze), die übrige als Kalknagelfluh zu bezeichnen.

An *magmatischem Kristallin* sind vorwiegend unterostalpine Typen (Bernina, Albula) vertreten: rote, grüne, rotgrüne und helle, quarzreiche Granite, Granitporphyre, graue Quarzporphyre, helle Muskovit-Aplitgranite, Pegmatitsyenite, Gangquarze, Diorite, Gabbros und weitere basische Gesteine.

Beim *metamorphen Kristallin* herrschen Gesteine mittel- und oberostalpiner Herkunft (Campo-, Silvretta-Decke) vor: Zweiglimmergneise, teils Turmalin führend, schiefrige, zu Glimmerschiefer überleitende Typen, Flaser- und Augengneise, untergeordnet Biotit-Streifen-gneise. Penninische Grüngesteine sind selten.

Sedimentgerölle: Die Verteilung der Sedimentgruppen zeigt kaum Schwankungen. Reich vertreten sind Kieselkalke, relativ konstant sind Dolomiterölle. RELSTAB (1978) konnte den hohen Kalkgehalt, den schon RENT (1938) festge-

stellt hat, sowie die Abnahme gegen Süden auf Kosten der Kristallingerölle bestätigen. Auch die Sandfraktion zeichnet sich durch hohe Karbonatgehalte aus. Hingegen ist der Dolomitanteil bei RELLSTAB höher; ohne seine Geröllklasse 1–2 cm hat er ähnliche Werte erhalten wie RENZ.

Den Hauptanteil stellen graublaue Kieselkalke, wohl ostalpiner Lias; neben vielen atypischen Kalken sind an ostalpinen Gerölln vertreten: Verrucano und Buntsandstein, Triasdolomite und -quarzite, Rhätkalke, Liabrekzien, schwarze Liaskalke, Fleckenmergelkalke, Kalke vom Typ Klippenmalm, Biancone und Scaglia, teils mit Hornsteinlagen, Tristel-Brekzie, Flysch-Mergelkalke mit Fucoiden und sehr selten Nummulitenkalke.

Als *grösste Geschiebe* erwähnt RENZ (1938): Serizitgneis: 26 x 11 x 6 und 21 x 10 x 7 cm, Gneisquarzit: 21 x 11 x 9 cm, roter Granit: 18 x 9 x 8 und 16 x 10 x 7 cm, Kieselkalk: 30 x 9 x 8 und 24 x 10 x 9 cm, brekziöser Sandkalk: 17 x 8 x 5 cm und Buntsandstein: 10 x 8 x 7 und 11 x 6 x 3 cm.

Hauptliefergebiet sind die ostalpinen Decken; helvetische Gerölle fehlen. RENZ (1938) schloss daraus, dass die ostalpinen Decken offenbar im (späteren) Oligozän bereits über dem penninischen Bereich und unterostalpine Räume schon nahe am Molassetrog lagen.

Das Fehlen von magmatischem Kristallin in der tieferen Gäbris-Abfolge ist auf einen erst nach Ablagerung der vierten Nagelfluhbank erfolgten Aufbruch und Abtrag des eruptiven Deckenkerns im Liefergebiet zu deuten.

Für eine Abnahme der *Transportlänge* der Gerölle gegen oben spricht:

- die Grössenzunahme von Norden (unten) nach Süden (oben),
- das Auftreten kleinerer Gneis- ohne magmatischen Kristallingerölle in den untersten Bänken,
- die Abnahme der Sediment- zugunsten der Kristallingerölle,
- die Abnahme der widerstandsfähigen Kieselkalke und abnehmende Karbonatgehalte der Sandsteine.

LUDWIG (1910, 1911) hat festgestellt, dass im Rhein bei rein fluvialem Transport Geschiebe von Punteglias- und Albula-Granit mit Maximaldurchmessern bis 30 cm bis Zizers, d. h. bis rund 50 km von ihrem Anstehenden entfernt gelangen. Nach weiteren 30 km Flusstransport weist bei Buchs der grösste Punteglias-Granit noch 20 cm, der grösste Albula-Granit noch 10 cm Länge auf. Nach abermals 10 km, im Raum Rüthi-Oberriet, existieren beide Gesteine nicht mehr als Geröll.

Bei heutigem Gefälle und Wasserführung hätten die grössten Bernina-Gerölle in den südlichsten Gäbris-Nagelfluhen einen Transportweg von rund 80 km zurückgelegt (RELLSTAB 1978). Da der Transport wohl bis gegen Tiefencastel ohne allzu grossen Abrieb auf Eis erfolgt sein könnte (HANTKE 1991), dürfte dieser – bei Punteglias-Granit mit vergleichbarer Resistenz – noch um rund 50 km weiter gereicht haben.

AUFGERICHTETE MITTELLÄNDISCHE MOLASSE

Untere Süsswassermolasse (USM)

m_{1H}	Älteste Hörnli-Schüttung
m_{1GII}	Jüngere Gäbris-Schüttung
m_{1N}	Älteste Napf-Schüttung
m₁	Höhronen-Schüttung
m_{1GI}	Ältere Gäbris-Schüttung
	(Chattien? – Aquitanien)

Schon GUTZWILLER (1877) hat die «granitische Molasse» des Nordflügels der Antiklinale A₁ von der bunten Gäbris-Nagelfluh abgeleitet. FRÜH (1888) stellte diese ins «Obere Aquitanien»; RENZ (1938) wies sie aufgrund kärglicher Fossilfunde ins Aquitanien. BAUMBERGER (1925, 1930) betrachtete jedoch die Gäbris-Abfolge nicht als normalen Südschenkel der Antiklinale A₁, sondern analog zu seinem Rigiprofil als chattische Schuppe.

Aufgrund der immer noch bescheidenen und zudem kaum präzise altersweisenden Fossilreste lässt sich in der USM keine gesicherte Alterszuweisung vornehmen. Nach Schwermineralproben und Geröllzählungen von RENZ (1938) am selben Ort errichtete RELSTAB (1978) die Gäbris-Schüttung im Südflügel und die «granitische Molasse» im Nordflügel als gleichaltrig. Wohl beginnen sich die Fossilreste in der USM der äussersten Nordostschweiz allmählich zu mehren, doch waren Schlammproben aus liegenden und hangenden Mergeln einer kleinen Kohlelinse fossilreicher. Nach Pollen wurde leider nicht gesucht.

WEBER (1978) fand in der Wechsellagerung von Mergeln und Sandsteinen der USM keine kontinuierliche Korngrössenabnahme von unten nach oben.

Da Leithorizonte in der mächtigen Abfolge zwischen dem Antiklinalkern von Berneck und der Basis der Oberen Meeresmolasse fehlen und Leitfossilien selten sind, erscheint eine Gliederung problematisch. RENZ (1938) und AMMANN (1979) haben trotzdem versucht, eine lithologische Unterteilung vorzunehmen, obwohl zwischen den ausgeschiedenen Komplexen keine scharfen Grenzen bestehen (Tab. 1, Fig. 1).

Am Südhang der Eggen und der Meldegg, zwischen Monstein (Au) und Schachen, treten die tiefsten Schichtglieder der «granitischen Molasse» in den Profilen im Schlyffitobel bei Berneck und am Sulzbach zutage. Sie unterscheiden sich von der Höhronen-Schüttung dadurch, dass zu Arkose- und Kalksandsteinen auch Nagelfluhbänke hinzutreten. Da diese Bänke für die stratigraphische Zuordnung der *Älteren Gäbris-Schüttung* und damit für die Deutung der Antiklinale A₁ von Bedeutung sind, verdienen sie spezielles Interesse, umso mehr als das «Unteraquitain» weiter westlich nagelfluhfrei ist.

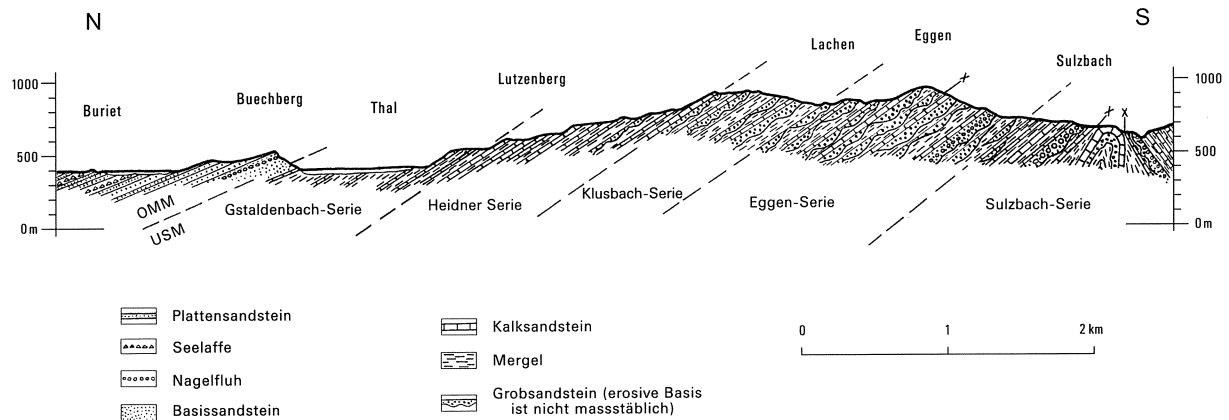


Fig. 1: Profil durch die Untere Süsswassermolasse vom Buriet zum Sulzbachtobel, nach AMMANN (1979).

Tabelle 1: *Lithostratigraphie der USM nördlich der Antiklinale A₁*

RENZ (1938)		AMMANN (1979)	Blatt St. Margrethen - Diepoldsau
«Oberaquitane Mergelzone»		Gstaldenbach-Serie	Älteste Hörnli-Schüttung
Zone des Granitischen Sandsteins s.l.	«Übergangszone»	Heidner Serie	Jüngere Gäbris-Schüttung
	«Zone des granitischen Sandsteins s.str.»	Klusbach-Serie	Älteste Napf-Schüttung
		Eggen-Serie	Höhronen-Schüttung
	Nagelfluh führendes «Unteraquitan»	Sulzbach-Serie	Ältere Gäbris-Schüttung

Bereits GUTZWILLER (1877) hat bei Sulzbach-Säge eine Nagelfluhbank eingezeichnet. RENZ (1938, S. 59f) konnte diese *Sulzbach-Nagelfluh* über 1,2 km verfolgen. Bei Sulzhalde (P. 719 m) herrschen Kieselkalkgerölle (50 %) vor; so dann finden sich: 11 % Sandkalke, Mergelkalke und Kalkschiefer, 9 % dunkle Kalke, 9 % Dolomite, 6 % helle Kalke, 5 % Quarze, Quarzite, Radiolarite und 5 % Gneise und Glimmerschiefer: eine Kristallin führende Kalknagelfluh, die mit Nagelfluhen der Gäbris-Schüttung übereinstimmt. Der längere Transportweg brachte eine Verarmung an Graniten und eine relative Anreicherung an transport-resistenteren Komponenten mit näherem Einzugsgebiet.

Die Nagelfluhlagen und -schnüre bei der alten Kiesgrube Schwendi 840 m (östlich von Schachen) zeigen eine mit der Sulzbach-Nagelfluh übereinstimmende Zusammensetzung, jedoch mit einem Kristallinanteil um 10 %. Kalknagelfluh mit Gneisen tritt in der kleinen Kiesgrube bei Büel, 500 m weiter ostwärts, und in der Steilstufe am westlichen Sulzbacharm auf 740 m auf. Alle drei Vorkommen dürften einem einzigen, 400 m über der Sulzbach-Nagelfluh gelegenen Niveau angehören.

Die *Höhronen-Schüttung* umfasst den Bereich des abbauwürdigen «St. Margrether Steins», ein Streifen zwischen St. Margrethen und Schachen, der durch eine Reihe grösserer, meist aufgelassener Steinbrüche, besonders um St. Margrethen, gekennzeichnet ist (NIGGLI 1915, DE QUERVAIN & GSCHWIND 1934, FRÜH 1888, GUTZWILLER 1877, Schwermineralien: RENZ 1938, S. 107, 109).

Der «granitische Sandstein» des Appenzeller Sporns tritt meist in 3–10 m mächtigen, massigen Bänken auf. Mit ihren gegen Süden gerichteten, rundlich absandenden Schichtköpfen haben sie zu einer prachtvollen Schichtrippenlandschaft geführt. Wo die Basis einer Bank aufgeschlossen ist, liegt der Arkose-sandstein mit scharfem Kontakt dem Mergel auf. Dabei greift er in länglichen Wülsten in den ruhig gelagerten dunklen Mergel ein, was eine fluviale Überflutung einer Schwemmlandebene bekundet. Die Hangendgrenze ist unscharf;

Vermergelung oder Übergang in «gewöhnliche» Sandsteine unter Zunahme des Kalkgehalts sind häufig und erinnern an Aufnahmen von Nagelfluhbänken.

Innerhalb des Verbreitungsgebietes treten neben Übergängen zu «gewöhnlichen», knauerartigen Sandsteinen mit wabenartigen Verwitterungsformen auch Kalksandsteinbänke auf. Zuweilen ist der Kalksandstein mit 60–70 % Kalkanteil, «Appenzeller Sandstein», erfüllt von Mergelgallen. Da sie sich im Aufschluss oft innerhalb weniger Dezimeter finden, deuten sie auf die Vereinigung mit einem Kalksandstein liefernden Flusssystem.

Aufgrund von Fließwülsten, der Einregelung von Geröllen, einzeln und im Verband, sowie von Mergelgallen konnte AMMANN (1979) im Sandstein eine generelle SW–NE-Schüttungsrichtung feststellen. Dabei zeigte sich gegen oben ein Umschwenken nach Osten.

Unter den Mergeln und Mergelsandsteinen der «Zone des granitischen Sandsteins» sind graue, gelbbraun-rötlich gefleckte, oft kalkreiche, etwas knollige Typen verbreitet. Daneben finden sich dunkelgraue, bituminöse und graue tonige Mergel. Bunte (gelbrote, graublaue, violette) Mergel sind selten (Mülibach nördlich von Bad Schönenbüel, Hirschberg, Blatt 45 Rorschach). Das Verhältnis von Mergel zu Sandstein schätzt RENZ (1938) auf ungefähr 1:1.

Gegen oben treten SSW von Thal und um Walzenhausen-Augsti massige Bänke des «granitischen Sandsteins» zurück. Das Gestein ist weniger abbauwürdig; grössere Steinbrüche fehlen. Neben Kalksandsteinen in aufgelassenen Steinbrüchen (Walzenhausen) treten wenig charakteristische intermediäre Sandsteine auf.

Im Sägentobel NW von Walzenhausen hat RENZ (1938) plattige Kalksandsteine mit Rippeln festgestellt; im «granitischen Sandstein» fehlen Wellenrippeln. Gesamthaft zeigt sich eine Abnahme der Korngrösse von unten nach oben. Die Älteste Hörnli-Schüttung von Thal ist rund 5 km weiter nördlich abgelagert worden als die Älteste Gäbris-Schüttung bei Berneck.

Einstreuungen und Nester von Geröllen treten nur sehr lokal auf. Bei Zelg (Koord. 761.030/258.120) fand AMMANN (1979) ein gut sortiertes Mikrokonglomerat mit bis zu haselnussgrossen Geröllen aus Quarz, grünem und rotem Radiolarit, Kristallin, Kalk und Dolomit sowie Molassemergelgallen. Gallen finden sich häufig an der Basis von Grobsandsteinbänken als Erosionsprodukt bei kurzem Transport. Weinrot bis ockerfarbig gefleckte Molassemergel treten im Klusbachtobel nördlich von Schönenbüel (Westrand) auf; sie sind wohl als eingeschwemmte Bodenreste zu deuten.

Nördlich der Meldegg, an der Strasse Leuchen–Au, fand WEBER (1978) ganz im Osten noch eine einzige Groblage mit Komponenten wenig über 1 cm Durchmesser. An der Strasse Wilen–Leuchen erwähnt er Fliesssstrukturen und vom Schutzbach südlich von St. Margrethen Rippelmarken. Westlich der Meldegg stellte er in Knauern und im umgebenden Sandstein ein verschiedenes Schwermineralspektrum fest (HANTKE 1993).

Im Steinbruch St. Margrethen (Koord. 765.500/257.530) entdeckte WEBER (1978) im «granitischen Sandstein» ein gerundetes Geröll eines mittelkörnigen Granits von 12 x 3 x 6 cm, das wohl aus der unterostalpinen Bernina-Decke stammt, in einem Wurzelballen mit der Höhrnen-Schüttung gegen Osten verfrachtet wurde und im Sandstein ausfiel, worauf Setzungsstrukturen hinweisen. Die Höhrnen-Schüttung gelangte nicht durch eine Ur-Reuss-Talung, sondern durch eine Talung Ur-Panixer - Bisistal in die nordöstliche Zentralschweiz. In Süddeutschland bleibt im oberen Teil des Aquitanien die Höhrnen-Schüttung «ohne erkennbare Ursache» aus (FÜCHTBAUER 1964).

Schwermineralprofile

WEBER (1978), RELLSTAB (1978) und AMMANN (1979) haben Schwermineralanalysen in der Nordostschweizer Molasse durchgeführt. Trotz gleicher Methoden zeigen sich im Grenzgebiet ihrer Schwermineralprofile Differenzen. An Schwermineralen (SM) unterschieden alle drei Autoren: Apatit (A), Epidot (E), Granat (G), Rutil (R), Staurolith (S), Spinell (S'), Turmalin (T), Zirkon (Z); Grossbuchstaben bedeuten dominantes Auftreten. Sie charakterisierten die einzelnen Schüttungen mit einer SM-Formel; zugleich führten sie Bestimmungen des Karbonatgehalts durch:

- *Höhrnen-Schüttung*: G, Aztsr mit hohem A-Anteil und geringen Anteilen von E und S bei geringem Karbonatgehalt. Durch sie wurde Sand aus der Zentralschweiz in einem verzweigten Flusssystem nach Osten transportiert (HOFMANN 1960). AMMANN (1979) fand um Wolfhalden: G, Azertss'. Sodann tritt in der Höhrnen-Schüttung vermehrt Baryt auf.
- *Napf-Schüttung* (Ur-Aare): g, Eazt mit hohen E-Werten, geringen A-Anteilen und ebenfalls geringem Karbonatgehalt. Auch diese Schüttung wurde über weite Strecken nach Osten verfrachtet. AMMANN (1979) lässt die Napf-Schüttung gegen Osten geringmächtiger werden und dann allmählich auskeilen.
- *Gäbris-Schüttung*: G, AZRSt im Norden von eher lokaler Bedeutung mit grossen Geröllschüben und in der Nordostschweiz eher bescheidenen Sandanteilen, die sich mit der Höhrnen-Schüttung verzahnt. Nach AMMANN (1979) weitet sich die Gäbris-Schüttung im oberen Teil der USM aus und verdrängt die Höhrnen- und Napf-Schüttung gegen Norden.
- *Speer-Schüttung*, mit oben (= *Kronberg-Schüttung*?, s. S. 19): g, Eazts und hohem Karbonatgehalt und unten: g, Atsze und ebenfalls hohem Karbonatgehalt. AMMANN (1979) charakterisiert die Speer-Schüttung nördlich der Antiklinale A₁ mit G, SZARs' (unten) und G, AZRSEs't (oben). Dabei wäre die jüngere Speer- (= Kronberg-?) der Gäbris-Schüttung sedimentpetrographisch sehr ähnlich.

Wie die Gäbris-Schüttung war auch die Kronberg-Schüttung nur lokal aktiv; sie lieferte ebenfalls grosse Gerölmengen und eher untergeordnet Sand. Die beiden wurden weiter nach Norden verfrachtet und haben sich mit der Höhrnen-Schüttung vermischt.

Im Profil Berneck–Rheineck zeigte sich:

- 0 – 350 m (Berneck–Tigelberg): eine S-reiche Abfolge
- 350 – 1400 m (Tigelberg–Gebertshöchi südöstlich von Walzenhausen): eine A-reiche Abfolge
- 1400 – 1700 m (Gebertshöchi–Allmendsberg nordwestlich von Walzenhausen): eine E-reiche Abfolge
- 1700 – 1800 m (Allmendsberg–Rheineck): eine obere A-reiche Abfolge

RELLSTAB (1978) fand in 6 Schwermineral-Profilen zwischen Hoggen-St. Anton und Berneck-Balgach:

- Nördlich der Antiklinale A_1 , am Südrand des «granitischen Sandsteins»: G, AZ
- In A_1 : eine staurolith- und karbonatreiche Abfolge: G, SZRat
- Südlich von A_1 : Gäbris-Abfolge mit Höhrnen-Einschaltungen: G, ZARst

In der Unteren Süsswassermolasse konnte AMMANN (1979) in der Höhrnen-Schüttung, im Grenzbereich zwischen Eggen- und Klusbach-Serie, ein vermehrtes Auftreten von *Baryt* feststellen. Dabei unterschied er zwei Varietäten: stark zersetzten, durchlöcherten und frischen, kantigen Baryt. Die Vorkommen liegen in einem rund 300 m mächtigen «Gürtel», mit Ausnahme der Probe Schönenbüel, die 200–300 m tiefer liegt, wo AMMANN auf Grund der SM-Profile mit einer späteren Absenkung rechnet. Da GASSER (1966) dem Baryt in der stampischen Molasse des Entlebuch einen gewissen Leitwert zugeschrieben hat, scheint dies auch für die «granitische Molasse» der Nordostschweiz zuzutreffen. Über die Herkunft vermutet AMMANN einen Zusammenhang mit der Verwitterung, etwa von Kalifeldspäten und Glimmern, vor allem im Beisein von Sulfat-Ionen, etwa aus biogener Tätigkeit in Altwasserläufen.

Aus den Schwermineralanalysen ergibt sich Folgendes:

- Die Grenze zwischen A-reicher «granitische Molasse» zur A_1 liegt südlich Meldegg-Heldsberg.
- Die A_1 bildet in der Sulzbach-Antiklinale einen älteren Kern, der durch die S-Schüttung ($S > 30\%$) hervortritt. Südlich der Antiklinale A_1 existieren kleinere Aufschiebungen mit nochmaligem Ansteigen des S-Wertes.
- Die Gäbris-Schüttung beginnt mit den untersten Nagelfluhbänken (hoher Karbonatgehalt, basaler S-Gipfel).
- Der Gäbris-Fächer wurde zeitweise von der Höhrnen-Schüttung verdrängt, wofür Einschaltungen von «granitischem Sandstein» sprechen.
- Die Karbonatgehalte bewegen sich im «granitischen Sandstein» um 30 %; sonst steigen sie bis 90 % an.
- G- und Erzanteile schwanken uncharakteristisch.
- Die Chattien/Aquitaniengrenze lässt sich mittels SM-Analysen nicht festlegen.

Fossile Tierreste

Im Blaubach zwischen Schachen und Reute hat RENZ (1938, Taf. 5 Fig. 1) die Fährte eines grossen Lacertiliers aus der Gruppe der Iguaniden (Leguanartige; det. O. Abel) entdeckt. Bei der Kiesgrube Held in Berneck fand RENZ (S. 76), ebenfalls in der tieferen («chattischen») Molasse, viele blind endende fingerhut- bzw. bohrmuschelartige kreisrunde Röhrchen von 6 mm Durchmesser und einer Tiefe von 1 cm, einreihig angeordnet in regelmässigen Abständen senkrecht in die Schichtoberfläche eingelassen. Nach O. Abel können dabei Ausfüllungen einstiger Insektenlarven-Wohnungen vorliegen, was J. Grüninger sen., Berneck, bestätigen kann.

Von Rebstein-Breitacker erwähnt RENZ (1938) Schnecken: *Melania escheri grossecostata* KLEIN und *Cepaea rugulosa* ZIETEN. In Widen westlich von Balgach hat G. Schenk, Reallehrer, Berneck, um 1930 *Unio subflabellatus* ROLL. und *U. flabellatus* GOLDF. gefunden. RELLSTAB (1978) hat im Wolfstobel südwestlich und südlich von Reute Schlundzähne von Cypriniden und AMMANN (1979) im Ruederbachtobel nördlich von Walzenhausen Landschnecken festgestellt.

Im unteren Gstaldenbach, auf 494 m Höhe, 1 km westlich des Kartengebietes (Blatt 45 Rorschach, Koord. 759/259), ist beim Herbsthochwasser 2002 ein $\frac{3}{4}$ m³ grosser kalkiger Siltsteinblock (heute im Naturmuseum St. Gallen) aus der Gstaldenbach-Serie der oberen USM mit der Fährte eines hundeartigen Raubtieres mit vier Krallen geborgen worden.

Fossile Pflanzen bekunden Auenwälder zur Zeit der Unteren Süsswassermolasse

Von Altstätten (Tobelmüli) und St. Margrethen (alter Steinbruch) waren schon HEER (1854–1859) und KELLER (1892) fossile Pflanzen bekannt. In Altstätten bestand der Uferwald neben *Arundo goepperti* (Rohr) aus *Myrica* (Wachsbeerbaum), *Salix* (Weide), *Cinnamomum polymorphum* (A. BR.) HEER (Campherbaum) und *Laurus* (Lorbeer), *Sapindus* (Seifenbaum), *Nyssa* (Tupelo-baum) und *Cornus* (Hornstrauch, allenfalls Blätter von *Rehderodendron*, ein Storax-Gewächs). In St. Margrethen bestimmten folgende Pflanzen das Waldbild: *Cinnamomum* und *Persea* (Avocado), *Populus balsamoides* GOEPP. (Balsampappel), *Salix*, *Myrica*, *Rehderodendron* mit Früchten – bei HEER noch *Apeibopsis* (HANTKE 1973) – und Blätter von *Cornus*, allenfalls *Rehderodendron*.

Die vom Ruppen (Westrand von Blatt 23 St. Gallen - Appenzell) seit HEER (1854–1859) und KELLER (1892) bekannte Flora mit *Pteris* (Farn), *Pinus* (Föhre), *Typha* (Rohrkolben), *Myrica*, *Populus*, *Laurus*, *Cinnamomum*, *Porana* (ein Windengewächs), *Ilex* (Stechlaub) und *Rhamnus* (Kreuzdorn) ist durch BERLI (1985) mit *Persea princeps*, *Alnus* (Erle) und *Sapindus* erweitert worden.

RENTZ (1938), WEBER (1978), RELLSTAB (1978), AMMANN (1979) und U. Oberli, St. Gallen, haben weitere Fossilreste gefunden; diese sind mit den bekannten Resten neu bearbeitet worden (HANTKE 1991). Am Littenbach in Ber-

neck wurde ein Farnrest gefunden. In Berneck-Kalkofen bekunden wenige Reste von *Cinnamomum polymorphum*, *Myrica*, *Alnus*, *Salix* und *Robinia* (= *Acacia cyclosperma* det. H. Stauber) einen nährstoffarmen Uferwald. Die von RENZ (1938, S. 75, Taf. 6a Fig. a und b und Taf. 6b Fig. c–e) abgebildeten Erscheinungen sind dagegen anorganische Rieselstrukturen¹⁾. In Rebstein-Blattacker ist *Celtis* (Zürgelbaum) reich vertreten. Im Blaubachtobel bei Ronen südöstlich von Schachen fand AMMANN (1979) neben Pflanzenhäcksel *Cinnamomum*, Laubblätter und einzelne Nadeln von *Pinus* (Föhre). RENZ hat eine Fundstelle am Isenbüel bei Büriswilan erwähnt; SCHENK (in RENZ 1938 und WEBER 1978) barg in Langmoos-Kobel westlich von Au seinerzeit eine kleine fossile Flora mit zahlreichen verschwemmten Kohleschmitzen, *Cinnamomum polymorphum* und *C. p. f. lanceolata* (HEER), *Persea* (Avocado), *Berchemia multinervis* (A. BR.) HEER (ein Baumwürger), *Myrica* und *Pinus*-Nadeln (Gesteinssammlung Sekundarschule Berneck). Auch in der Sammlung von F. Eugster fanden sich Blätter von *C. p. f. lanceolata*, von *Myrica*, *Persea* und *Carpinus* (Hainbuche). Im Kolbächli traten ferner *Arundo goepperti* und mehrere Blätter und Fruchtabdrücke von *C. polymorphum* sowie ein Blatt von *Quercus ilicoides* (Stechlaubblättrige Eiche) zu Tage. In einer Neuaufsammlung fanden sich neben zahlreichen weiteren *Cinnamomum*-Blättern Blattreste von *Myrica* und ?*Koelreuteria* (Blasenbaum), eine heute ostasiatische Gattung des Auenwaldes. Im Schlifitobel nördlich von Berneck um 470 m ü. M. fand F. Indermaur, Berneck, ein inkohltes, an den Jahrringen treppenförmig auseinander brechendes Schwemmholz, wohl eines Lorbeergewächses, sowie einen Zweigrest einer Lauracee, wohl von *Cinnamomum polymorphum f. lanceolata*. Auch unterhalb des Sackrank fanden sich mehrere Blätter von *C. polymorphum* sowie solche von *C. p. f. lanceolata*.

In Wolfhalden-Högli fanden sich *Cinnamomum polymorphum*, *C. polymorphum f. lanceolata*, ein wohl aus klimatischen Gründen im Miozän ausgestorbenes Lorbeergewächs, *Robinia regeli*, *Acer dasycarpoides* (Silberahorn), *Myrica*, *Alnus* und Nadeln von *Tsuga* (Hemlocktanne).

In Oberegg-Tannschachen bestand der Auenwald neben dem vorherrschenden Lorbeergewächs *Cinnamomum polymorphum* mit der *f. lanceolata* aus *Zelkova* (Wasserulme; Funde U. Oberli, St. Gallen). AMMANN (1979) erwähnt *Zelkova* auch von Allmendsberg südlich von Rheineck (Koord. 761.880/258.090).

Relativ selten sind inkohlte Hölzer. RELLSTAB (1978) fand einen 3 cm dicken Ast in der Nagelfluh im Hümpelenwald zwischen Buechholz und Balgach. Im Biberhölzli östlich von Rheineck entdeckte AMMANN (1979) in einem Block ein Blatt von *Populus* (Pappel). Im groben Sandstein konnte er häufig kleine, aufgearbeitete Kohlestückchen beobachten.

Aus den erwähnten USM-Pflanzenresten ergeben sich Jahresmittelwerte zwischen 15 und 17°C; es war damals auf rund 200 m Meereshöhe um 5–7°C wärmer als heute.

¹⁾ Die Originale befinden sich seit 2003 im Schulhaus am Bach in Heerbrugg

Gegenüber der fossilen Flora aus den Bausteinschichten des Schwarzbachobels nordwestlich von Dornbirn (HANTKE 1991, S.215), dem Übergang von der Unteren Meeresmolasse in die USM, war das Klima in der USM, innerhalb von 6 Ma, um mindestens 2–3°C kühler geworden.

Obere Meeresmolasse (OMM)

m_{2f} «Fluviatile» Sandsteine (Burdigalien)

Auf der Südflanke des Buechbergs ist die marine Transgression über die USM-Mergel durch den *Buechberg-Sandstein* belegt. Er enthält Glaukonit, Bryozoenreste und Foraminiferen und ist durch einen hohen Kalkgehalt, Wellenrippeln, Schrägschichtung und Rinnenfüllungen charakterisiert (Fig. 2). 10–20 m über diesem Sandstein schaltet sich eine 2–3 m mächtige Konglomeratbank, das «Basiskonglomerat» (RENZ 1938) ein. Aus dieser Bank vom Steinigen Tisch erwähnt RENZ an grossen Geröllen: Roter Granit: 21 x 13 x 9 cm, Granit-Aplit: 20 x 12 x 8 cm und Granitporphyr 18 x 12 x 10 cm.

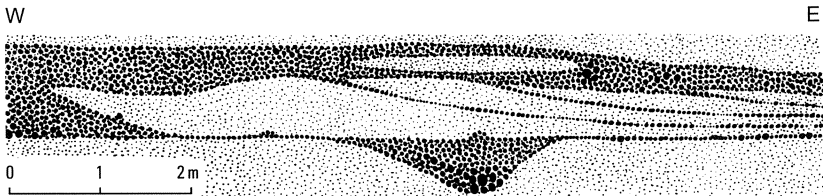


Fig. 2: Schrägschichtung und Rinnenfüllung im burdigalen Buechberg-Sandstein und «Basiskonglomerat» am Weg Thal – Steiniger Tisch, aus RENZ (1938, Fig. 3D).

Das Phänomen der Eindrücke an Geröllen im «Basiskonglomerats» des Buechbergs als reine Lösungsvorgänge bei mechanischen Prozessen ist schon VON DECHEN (1854) und VON DECHEN & HAIDINGER (1854) aufgefallen.

Die Ausbildung eines burdigalen «Basiskonglomerats» findet sich auch östlich des Rheins, in der Pfänder-Schüttung. Auf die Bedeutung des Zusammenfallens von «Basiskonglomerat» und burdigaler Meerestransgression als Kippbewegung – Absenkung im Vorland und orogene Hebung – hat schon CADISCH (1928, S. 114) hingewiesen, und RESCH (1977) hat diese im Wirtatobel östlich von Bregenz präzisiert (s. auch RESCH et al. 1979).

m_{2p} Plattensandsteine (Burdigalien)

Über dem «Basiskonglomerat» folgen geschichtete Sandsteine, die in Plattensandsteine überleiten. Am Buechberg tritt darüber ein massiger, grauer Sandstein auf, der unter dem Steinigen Tisch eine 20 m hohe Steilwand aufbaut. Gegen oben wird der Buechberg-Sandstein zunehmend gebankt, führt einzelne Austernfragmente und zuweilen isolierte Quarzit- und Kalkgerölle. Von der «granitischen Molasse» oberhalb der Weinburg (südwestlich von Buriel) unterscheidet er sich in der Schwermineralführung, im höheren Kalkgehalt (um 24 %) und damit im geringeren Absanden sowie in den löcherig-wabenartigen Verwitterungsformen.

Die *Unteren Plattensandsteine*, bei STUDER (1853) «Abänderung der gemeinen Molasse», stellen mit ihrer regelmässig ebenen Schichtung als Buchener und Rorschacher Plattensandstein das mächtigste Schichtglied der OMM dar. Den Schichtfugen kommt nur sekundäre Bedeutung zu, da der Sandstein umso grobbankiger und massiger erscheint, je frischer er ist, so dass Quader von mehreren Metern Kantenlänge gebrochen werden können. Gegen die Oberfläche hin wird er zunehmend dünnplattiger. Die Schichtfugen sind Ausdruck der Verwitterung. Wellenrippeln, Tonhäute und Pflanzenhäcksel treten kaum auf.

Der mikrokristalline Kalzit-Zement enthält eckige bis kantengerundete Körner von Quarz (stark vorherrschend), Orthoklas (frisch und serizitisiert), Mikroklin, Plagioklas, Serizit, Biotit, Chlorit und als Akzessorien Epidot, Granat und Zirkon (Analysen in RENZ 1938, S. 13, 107; NIGGLI 1915; NIGGLI et al. 1930; DE QUERVAIN & GSCHWIND 1934; KÜNDIG et al. 1997). Glaukonit ist meist reichlich vorhanden. An organischen Resten enthält der Plattensandstein Bryozoen, Seeigelstachel, Foraminiferen, selten Haizähne und eingeschwemmte Pflanzenreste.

Auf Blatt Rorschach unterstreicht die Geländekante Rossbüchel-Landegg die Existenz einer Bank von härterem Muschelsandstein von der *Unteren Seelaffe* (STUDER 1853, S. 386). Sie ist auf Blatt St. Margrethen-Diepoldsau nicht mehr aufgeschlossen; aber ihre Ausdehnung unter dem Buechsee steht ausser Zweifel. AMMANN (1979) fand in der Unteren Seelaffe Balaniden (Seepocken).

Darüber folgen die *Mittleren Plattensandsteine*, petrographisch ähnlich wie die Unteren Plattensandsteine, auf Blatt St. Margrethen-Diepoldsau auch nicht mehr aufgeschlossen.

Aus der *Oberen Seelaffe* von Blatten (STUDER 1853, S. 446, FRÜH 1904) – die «Typlokalität», der 1908 eröffnete Steinbruch am Ostrand von Blatt 45 Rorschach ist seit einigen Jahrzehnten aufgelassen und «begrünt» – hat RENZ (1938, Taf. 1–4b) eine reiche Fauna beschrieben und abgebildet. Die Obere Seelaffe liegt mit ebenem Kontakt den Mittleren Plattensandsteinen auf, enthält neben marinen Muscheln und kohligen, von *Teredo* angebohrten Einlagerungen, vor allem Zähne und Wirbel von Haien und Rochen, *Acipenser* und *Chrysophrys*, sowie

von *Crocodylus*, Panzerfragmenten von *Trionyx* (Schildkröte) und *Delphinus canaliculatus petrosus* (Delphin) sowie Zähne, Rippen- und Wirbelfragmente von Cetaceen (Walen). Eingeschwemmt wurden Reste von Cerviden (Hirschartigen).

Die östlichsten Vorkommen von Oberer Seelaffe finden sich am Grossen und Chlinen Studenbüel, zwei Hügelchen in der Mitte der Buriet-Seeablagerungen, an der Grenze zu Blatt 45 Rorschach. Gegen Osten verschwindet die Obere Seelaffe unter den Rheinalluvionen und erscheint erst wieder 12 km weiter östlich, am Riederstein südwestlich von Bregenz.

Aufgrund der Tiefbohrungen Hard 1 (212 m), Hard 2 (193 m) und Lauterach (205 m) liegt die Molasse westlich des Riederstein im Bereich des Schuttfächers der Bregenzer Ach in rund 200 m Tiefe; dazwischen liegen Verstellungen von insgesamt 200 m.

Ein nördlichstes Fossilien und Geröll führendes Riff, ein östliches Äquivalent der *Freudenberg-Nagelfluh* von St. Gallen (SAXER 1965, S. 10), tritt bei Speck (Ostrand von Blatt 45 Rorschach) bei Niederwasser aus dem Bodensee empor. Dann verschwindet die marine Molasse unter noch mindestens 150 m Oberer Süsswassermolasse (GUTZWILLER 1875, SAXER 1964, 1965).

Während der Ablagerung der Oberen Meeresmolasse erfolgte in der Nordostschweiz eine Subsidenz von nahezu 500 m und seither eine Hebung von rund 300 m.

Zwischen Buriet und Riederstein (südlich von Bregenz) vollzieht sich unter den Alluvionen des untersten Rheintales neben einem faziellen auch ein markanter Wechsel in der Mächtigkeit der OMM; westlich des Rheins ist die OMM nahezu konglomeratfrei; östlich ist die Pfänder-Schüttung konglomeratreich und setzt sich noch über gut 500 m in die Obere Süsswassermolasse fort. Dabei fällt der Beginn der Schüttung mit der burdigalen Meerestransgression zusammen. Zugleich zeigt sich im Pfänder – aufgrund der vielen Flyschgerölle – ein völlig neues Schüttungsgebiet aus Südosten. Nach einer Geröllzählung bei Bregenz (BLUMRICH in RENZ 1938, S. 91) herrschen Flyschsandkalke und -mergelkalke stark vor, während Kristallingerölle extrem selten sind (1 Granitgeröll unter 1420).

In dieser Zeit herrschten in der Sommersberg-Nagelfluh aus dem Einzugsgebiet der Ur-Lutz und Ur-Frutz noch fluvial-terrestrische Bedingungen; der Anteil an Kristallingerölle bewegt sich zwischen 2 und 8 %. In der Gäbris-Schüttung der USM steigt er dagegen bis auf 17 % an.

QUARTÄR

LETZTE VERGLETSCHERUNG

Eishöhen und Randlagen

In der äussersten Nordostschweiz lagen selbst die höchsten Gipfel in den grössten Kaltzeiten unter dem Eis.

In den würmzeitlichen Maximalständen ragten nur wenige Molasserippen (St. Anton: 1121 m, Bürki: 1085 m; westlich der Halegg, Blatt 23 St. Gallen - Appenzell) über die Eisoberfläche empor. In der Kette der Halegg (1017 m) lag die Eisoberfläche auf gut 1075 m, so dass selbst diese höchste Erhebung in der zerscherten Nagelfluhrippe rundhöckerartig überprägt wurde, und über die beiden Pässchen Fegg (956 m) und Knollhusen-Steingocht (783 m) floss Eis.

Zwischen Chur und der Illmündung fällt die Oberfläche des Rheingletschers nach JORDI (1994) von 2000 auf 1500 m, bis zum Kummaberg auf 1400 m. In Vorarlberg östlich von Diepoldsau liegen höchste würmzeitliche Erratiker auf Schuttannen zwischen Schwarzenberg und Staufenspitz um 1180 m (SMIT SIBINGA-LOKKER 1965).

ARMBRUSTER (1951) suchte mit der Konstruktion eines flachsten Eiskegels mit Spitze über Bahnhof Hard in 1100 m, den er mit dem Gelände zum Schnitt brachte, die Eishöhe in moränenarmen Hochlagen des untersten Alpenrheintales und des Bodenseegebietes näherungsweise zu ermitteln.

In der äussersten Nordostschweiz hat sich zwischen einem Eiszuschuss vom Tannenbüel und dem über Oberegg-Bischofsberg ins Becken von Gstalden südwestlich von Heiden (Blatt 45 Rorschach) vorgestossenen Rheingletscher ein bescheidener Moränenansatz auf 940 m Höhe und damit eine gesicherte Eishöhe eingestellt.

Der Stand der inneren Jungendmoränen (Stadium von Stein am Rhein) zeichnet sich in Heiden in einem eindrücklichen Moränenwall ab, der eine Eishöhe um 800 m verrät. Erst in diesem Stand ragten im Blattbereich die höchsten Grate, die Halegg und die Höhen zwischen Eggen (945 m) und Fromsenrüti (927,5 m) südlich bzw. nördlich von Lachen AR, über die Eisoberfläche empor.

Der Mammut-Stosszahn aus der Kiesgrube Hochwacht auf 600 m südöstlich von Bregenz deutet eine frühhochwürmzeitliche Eisrandlage des Rheingletschers um $23\,900 \pm 400$ a BP an (DE GRAAFF 1993b, OBERHAUSER 1994), so dass auch Teile des Standes von Heiden bereits beim Eisvorstoss geschüttet worden sind. Damals war das Bodenseebecken schon bis über Konstanz und Überlingen mit Eis gefüllt.

Aus der würmzeitlichen Schottermoräne von Rebstein erwähnt SCHNEIDER (1934, S. 440) eine «schwache Stange», das Geweih eines Jungtieres von *Rangifer tarandus* (Ren). Damals dürfte der Rheingletscher bis zum Kummaberg gereicht haben, wo sich stirnnahe Moränen liegen.

Der prähochwürmzeitliche Bodensee

In der Abfolge im Bösenreutintobel NNE von Lindau-Reutin (HERRMANN & SCHWERD 1982, SCHWERD & ZEH 1986) bekunden Pollen (GRÜGER in HERRMANN & SCHWERD 1983, S. 10) und Hölzer (HANTKE in SCHWERD 1986, S. 47) einen prähochwürmzeitlichen Uferwald an einem Bodensee, dessen Spiegel gegen 460 m ü. M. reichte.

Da sich ein Niveau um 460 m ü. M. im Blattbereich in den Molasserippen bei Berneck, westlich von Thal gegen Buechstig (Blatt 45 Rorschach) und regional rund um den Bodensee abzeichnet, könnte dieses gar ein vorletzt-interglaziales Bodenseeufer bekunden.

Aufgrund der Abfolge über siltigen Seeablagerungen östlich von Lindau – zwei durch Schotter getrennte Moränen, eine tiefere und eine sicher würmzeitliche – hat SCHWERD (1986) erwogen, die Abfolge mit JERZ und HANTKE (in SCHWERD 1986) ans Ende des vorletzten Interglazials zu stellen. Die liegenden, vom Bösenreutiner Bach durchflossenen Schotter, die liegenden Sande und die bis zur anstehenden Molasse – nach geoelektrischen und seismischen Messungen (BADER in SCHWERD 1986) um 420 bis 450 m – noch zu erwartenden Lockergesteine wären dann bereits altpleistozän und gar noch älter.

Einen ältesten Bodensee dürfte der Felsgrund zur Donau durch Federsee-Talung bzw. Risstal über Biberach zur Donau darstellen (HANTKE 1991, 1992b, Abb. 2). Dieses Niveau, um maximal 500 m ü. M., ist bei Winterstettenstadt bereits durch die prähwürmzeitliche Endmoräne des Rheingletschers und damit bestimmte Wasserscheide durch die Federsee-Talung bzw. durch das Risstal über Biberach zur Donau überschüttet worden. Danach stellten sich sukzessive tiefere Seespiegel ein. Irchel- und Klettgau-Durchbruch südlich bzw. westlich von Schaffhausen erfolgten später.

q_{4m} Moräne, periglaziale Schotter, Sand und Ton

Das Nordostende der Säntiskette am Blattenberg, die Inselberge sowie die gegen ENE wieder ansteigenden Kreideketten sind vom eiszeitlichen Rheingletscher mehrfach rundhöckerartig überschliffen worden. Ebenso sind die tektonisch zerscherten Molasserippen zwischen Marbach-Balgach und Rheineck-Thal zu Rundhöckern überprägt worden. Die allgegenwärtige, meist geringmächtige Moränendecke ist Zeugnis davon.

In der Rheinebene ist Obermoränenmaterial von jüngeren Sedimenten überlagert. Wenig neben der Tiefbohrung Hohenems-Landhaus fand sich Moräne bereits in 15,8 m Tiefe (S. 63). Im Raum Lustenau können neben Molassehochzonen WEBER (1978) weit eher niedergeschmolzene Obermoränen (z.T. Mittelmoränen) zwischen Bündner Parentalarmen des Rheingletschers und weiteren Zuschüssen die Rheinarme westlich von Lustenau kanalisiert haben.

q_{5s} **Eisrandsedimente des Rheingletschers am unteren Talrand**

In der Kiesgrube Held südwestlich von Berneck war ein *Stauschotter* aufgeschlossen, der durch einen über Monstein zum Bodensee reichenden Rheingletscher zwischen Rosenberg und Held, in Berneck-Hinterburg sowie in Vorarlberg, nördlich von Götzis und bei Bregenz (OBERHAUSER 1994, BLUMRICH 1921), gestaut wurde. Sie belegen einen Randsee durch Eisstau im frühen Spätglazial um 420 m ü. M.

Eiszeitliche Schmelzwasserrinnen

In der Nordostschweiz bilden die Tälchen zwischen Schachen und Najenried und zwischen Najen und Schönenbüel Schmelzwasserrinnen. Ebenso erweitern sich die Molassequertäler wie das Klusbachtal als subglaziär aktive Rinnen. Ihre Entstehung ist durch die von Störungen durchscherte Molasseabfolge vorgezeichnet und wurde stets bei einem dem Stadium von Heiden (innere Jugendmoränen) entsprechenden Eisstand von Schmelzwässern benutzt und eingeschüttet.

Die randglazialen Schmelzwasserrinnen auf beiden Seiten des Alpenrheintales sind nicht erst während der letzten Vergletscherung benutzt worden. Sie wurden in allen Kaltzeiten bei entsprechendem Eisstand etwas ausgeräumt, erweitert und sukzessive mit Lockergut gefüllt. Die jüngste Füllung der Schmelzwasserrinnen im Vorarlberger Alpenrheintal erfolgte im Spätwürm, was die Kameterrasse von St. Arbogast südlich von Götzis zeigt.

Erratische Blöcke

RELLSTAB (1978) erwähnt zahlreiche Kristallin- und Kalkerratiker im Blaubachtobel zwischen Schachen und Reute: einen Hellglimmergneis (2 x 3 x 3 m) im Blaubach auf 760 m bei Hägli, SE von Schachen und einen höchsten, einen Kalkblock auf 870 m unterhalb von Fegg. In Baugruben in Oberegg (am Ostrand von Blatt 45 Rorschach) wurden um 875 m in einer Moräne einige Schrattenkalkblöcke freigelegt, die von der südlichsten Säntiskette auf Eis gestürzt waren; wenige 100 m weiter nördlich lief ein Gneisblock aus dem Bündner Oberland auf Grund.

Viele kleinere Blöcke fand RELSTAB im untersten Martinstobel nordwestlich von Marbach.

AMMANN (1979) führt folgende Erratiker an: zwischen Blaubach und Rheineck-Thal aus dem Vorderrheintal Punteglias-Granit, Medelser Granit und Ilanzer Verrucano an, aus dem Schams Rofna-Porphyr, aus dem Hinterrheintal und aus Mittelbünden ?Albula- und ?Julier-Granit, Granodiorite, Amphibolite, Gneise und Grünschiefer und aus den Helvetischen Kalkalpen vor allem Kieselkalke. Er betont, dass Glarner Verrucano-Blöcke «sehr selten» seien. Diese stammen wohl aus dem Calfeisental.

WEBER (1978) traf vor allem im Bachbett bei Büriswilen auf Erratiker: Kieselkalke, Granite, Knollenkalke aus der oberen Garschella-Formation, Kalke mit Kalzitklüften, Gneise und Amphibolite. Sodann erwähnt er einen Muskovit-Serizit-Augengneis auf 470 m am Weg St. Margrethen – Apfelberg, der heute im Gemeindepark von St. Margrethen aufgestellt ist. In Bachbetten auftretende, herausgewitterte harte Sandsteinknauer täuschen Erratiker vor.

Weitere glazigene Zeugnisse

Strudellöcher fand RELLSTAB (1978) im Schlipfbach oberhalb von Mohren (Koord. 760.580/252.470). Sie sind heute inaktiv oder mit glazigenem Gesteinschutt gefüllt, sind aber Zeugen einer Zeit mit reichlich Schmelzwasserführung.

Beim Bau der Vorarlberger Autobahn ist ein *Gletschertopf* zwischen Kummaberg und Udalberg angeschnitten und dabei leider zerstört worden.

An der Sohle der Kiesgrube Held südwestlich von Berneck hat RENZ (1938, S. 75) einen heute nicht mehr sichtbaren *Gletscherschliff* im chattischen Kalksandstein beobachtet. Schliffspuren hat FRÖHLICHER (in EUGSTER et al. 1960) auf Schrattenkalk am Montlinger Berg erwähnt. Auch der Molasserücken zur Meldegg ist überschliffen.

SPÄTGLAZIAL–HOLOZÄN

Vegetationsentwicklung

Die von DRAXLER (in OBERHAUSER 1991 a, S. 42 f) 4 km östlich des Blattlandes niedergebrachte Pollenbohrung Fohrenmoos-Schurtannen (1040 m) zeigt die Vegetationsentwicklung seit dem frühen Spätglazial auf. Floren von Ältester Dryaszeit, Bölling-Interstadial, Alleröd-Interstadial, Jüngere Dryaszeit und Präboreal sind nachgewiesen.

Belege des ausgehenden Spätwürm und Holozän in der Rheintalsohle

In der Rheinebene konnte W. Krieg (schriftl. Mitt.) bei Brederis (4 km südlich der Karte) in einem ehemaligen Illschuttfächer in 16 m Tiefe Reste von Baumstämmen und Wurzelstrünken – meist *Pinus* (Föhre) mit einem ¹⁴C-Alter von 10 110 ± 140 a BP und einen einzigen von *Quercus* (Eiche) – in der ursprünglichen Lage feststellen. Die Schüttung der Ill, die in einen auf 416 m Höhe stehenden Auenwald einbrach, erfolgte in der Jüngeren Dryaszeit. In gleicher Tiefe fanden sich ein Hirschgeweih und ein Backenzahn eines Paarhufers (HANTKE 1979b, 1980). Grund für die Schüttung des Illfächers dürfte der Ausbruch eines Moränenstausees in einem Seitental des Walgaus gewesen sein. Die Pleistozän/Holozän-Grenze liegt um Brederis in 16 m Tiefe. Dies deckt sich mit

der Bohrung Sargans-Malerva (1990), die in 20–25 m Tiefe moränenartiges Lockergestein mit gekritzten Geschieben brachte (schriftl. Mitt. M. Kobel).

In Langmad SSW von Rüthi (Blatt 78 Säntis) lagen Eichenstämme in 1,5 m Tiefe (schriftl. Mitt. C. Eggenberger). Die Schotter wurden bei Schmelzwasser-Ausbrüchen geschüttet.

Zwischen Fussach und Lustenau konnte BLUMRICH (1924) in 1,5–2 m Tiefe in einem *Carex* (Seggen)-Torf einen unterspülten *Auenwald* nachweisen mit bis 1 m dicken, 300jährigen Eichen und vereinzelt Buchen und Tannen. In den aufliegenden Lehmen fand er einen Eichelbecher und eine Haselnuss.

Karstbildungen

Mit dem Zurückschmelzen des Eises hat die chemische Korrosion in den eisfrei gewordenen Gebieten erneut eingesetzt. *Karren* haben sich ausser in den Kreidekalken auch in der Oberen Seelaffe in Abhängigkeit von der Klüftung korrosiv gebildet.

Dolinen sind im Helvetikum verbreitet, so im Plattenwald nordöstlich von Klaus und nordöstlich der Mattionswiesen südlich von Götzis; jene am Udalberg wurde beim Autobahnbau zerstört.

Höhlen

In den Vorarlberger Kreideketten sind Höhlen verbreitet:

- *Kalkofenhöhle* südlich von Götzis (Gemeinde Koblach) mit einer Sohle 2 m unter dem Talniveau, wohl eine Uferhöhle eines spät- bis postglazialen Sees.
- *Kralenloch* gegenüber der Ruine Neumontfort am Fuss der Schrattenkalkwand des Zwurms.
- *Witeliloch* (= *Elisabeth-Höhle*) am Kapfweg östlich oberhalb von Götznerberg.
- *Bruderloch* östlich von Koblach, 45 m über dem Talboden. Die gerundeten, bis 6 cm grossen ortsfremden Gerölle, auch Gneise, sind wohl bei einem spätwürmzeitlichen Eisstand eingeschwemmt worden.
- Die *Quellhöhle* im Winkla östlich von Koblach liegt im Niveau der Schwemmlandebene.
- Ein spezieller Typ von *Klufthöhlen* sind die Erdfälle bei Fraxern-Halden; nicht Karsterscheinungen, sondern Bergzerreissung in der Wang-Formation war die Ursache. Von 1960–1981 haben sich zwischen 550 und 640 m ü.M. tiefe Klüfte im Kulturland geöffnet, die bis auf den Fels durchbrochen sind.

Im Sandstein der USM hat sich im Eichholz NNE von Berneck in einem wenig verfestigten Horizont mit Pechkohlelinsen eine kleine Höhle gebildet.

In der OMM haben sich im Buechberg-Sandstein an der Südseite des Steinigen Tisch 3–4 m tiefe Felsbalmen entwickelt, die als Kolke randglazialer Schmelzwässer des Rheingletschers zu interpretieren sind (RENZ 1938).

q_D Delta von Lustenau

Das Delta von Lustenau mit seinem komplexen Lockergesteinsinhalt und der um 2 m höheren Lage als die Umgebung ist kaum nur eine normale Schüttung des Rheins. Eine Schüttung von der Dornbirner Ach fällt aufgrund der Fazies und der ausgedehnten, tiefer gelegenen, torfigen Verlandungssedimente nicht in Betracht. Diese flach überschüttete Schottermoräne ist am ehesten als auf trockenere(n) Grund – allenfalls auf Molasse – abgesetzte, verschwemmte und bei frühen, wohl schon vorgeschichtlichen Hochwassern überflutete Obermoräne zu deuten.

Spätglazialer Schuttfächer

Götzis ist auf einer randglazialen Schüttung aus der Montfort-Klus und des Emmebaches gebaut. Am nördlichen Rand des Fächers fand OBERHAUSER (1988, 1991 a) um 430 m ü. M. eine Strandlinie eines spätglazialen Seestandes.

Sackungs- und Rutschungsmassen

Die mässig steil südfallende subalpine Molasse und die ebenfalls mässig steil nordfallende aufgerichtete Molasse neigen zu *Sackungen*, so z.B. im Wald südlich von Ruderbach, südlich von Rheineck, nördlich von Walzenhausen, am Südhang von Eggen (Gemeinde Oberegg) und bei Haslach nordwestlich von Au (WEBER 1978, RELLSTAB 1978, AMMANN 1979). Ebenso ist in Vorarlberg die Wang-Formation östlich von Klaus versackt.

Rutschungen sind im Molassegebiet noch häufiger. Aktive Rutschungen zeigen sich in Oberrüti nordwestlich von Mohren zwischen 900 und 600 m durch Säbelwuchs der Bäume, abrutschende Grasnarbe, aufgerissene Nackentälchen und gespannte Baumwurzeln. Zwischen 840 und 800 m hat sich ein langgezogener, 10 m tiefer Spalt im Sandstein geöffnet (RELLSTAB 1978). AMMANN (1979) erwähnt eine Rutschung in der Dorfhalde von Thal. In Lutzenberg ereignete sich im Herbst 2002 ein Schlipf südlich von Haufen (Koord. 760.350/258.350–760.350/258.550), der ein Wohnhaus zerstörte.

HOLOZÄN

a	Jüngste Alluvionen und Deltaablagerungen
q_{SL}	Seeablagerungen
q_s	Postglaziale Alluvionen, Verlandungs- und Überschwemmungs-sedimente

Im Holozän war das Rheintal während längerer Zeitabschnitte, namentlich nach Starkniederschlägen bei der Schneeschmelze, von flachgründigen Seen eingenommen, in denen sich Feinsande und Schwebstoffe absetzen konnten (KOBEL 1992, STARCK 1992). In Rheinnähe wurden Kiese und Sande abgelagert, in weiterem Abstand lehmige, graue Tone (**q_{SL}**), oft von Torf durchsetzt. Vereinzelt finden sich Gebiete mit «Laufletten», bei sanftem Fliessen abgelagerte Lehme, so bei Letzau nördlich des Montlinger Bergs (Koord. 762.7/245.6). Grauer, teils torfiger Lehm ist nördlich und westlich von Oberriet, bei Pfäffi und im Loo, verbreitet (S. 62).

Im Isenriet erinnern Namen wie Krummensee und Seegraben daran, dass dort in geschichtlicher Zeit Altläufe der Altstätter Ach, heute verlandete Seen und Riede lagen. Auch im unteren Vorarlberg haben sich ausgedehnte Riedgebiete erhalten: Streuried, Schweizer Ried, Lustenauer Ried, Lauteracher Ried. All diese Niedermoore sind durch Kanalbauten entwässert worden. Zugleich ist die Landoberfläche nach der Entwässerung um einige Dezimeter abgesunken.

Die Senke nördlich des Buechbergs, das Buriet, wurde im 16. Jh. vom Buechsee eingenommen, der sich gegen Rheineck erstreckte und mit dem Bodensee zusammenhing. 1593 wurde er von den Gemeinden Rheineck und Thal als fischreicher See gekauft (KRAPP 1901).

Für die von der besonders grossen Überschwemmung 1890 verschonte Hochzone von Höchst hat eine durch Aufschotterung entstandener Terrasse (WEBER 1978) mitgewirkt. Ihr Material ist recht heterogen wie im benachbarten Lustenau und besteht aus verschwemmter Obermoräne (S. 34).

Anrisse des Rheins finden sich zwischen Meinigen und Hohenems, nordwestlich von Höchst, linksrheinisch bei Kriessern.

In den Gruben bei Wichenstein-Loo fand FRÖHLICHER (in EUGSTER et al. 1960) bis in 5 m Tiefe folgende rezente Landschnecken: *Retinella nitens* (MICH.), *Cochlicopa lubrica* (MÜLL.), *Trichia villosa* (STUD.) und *Helicigona arbustorum* (L.) (det. L. Forcart, Basel). Östlich von Lustenau wurde in gut 2 m Tiefe das Skelett eines Edelhirsches geborgen, in Lustenau selbst, ebenfalls in 2 m Tiefe, ein spätbronzezeitliches Nadelbruchstück.

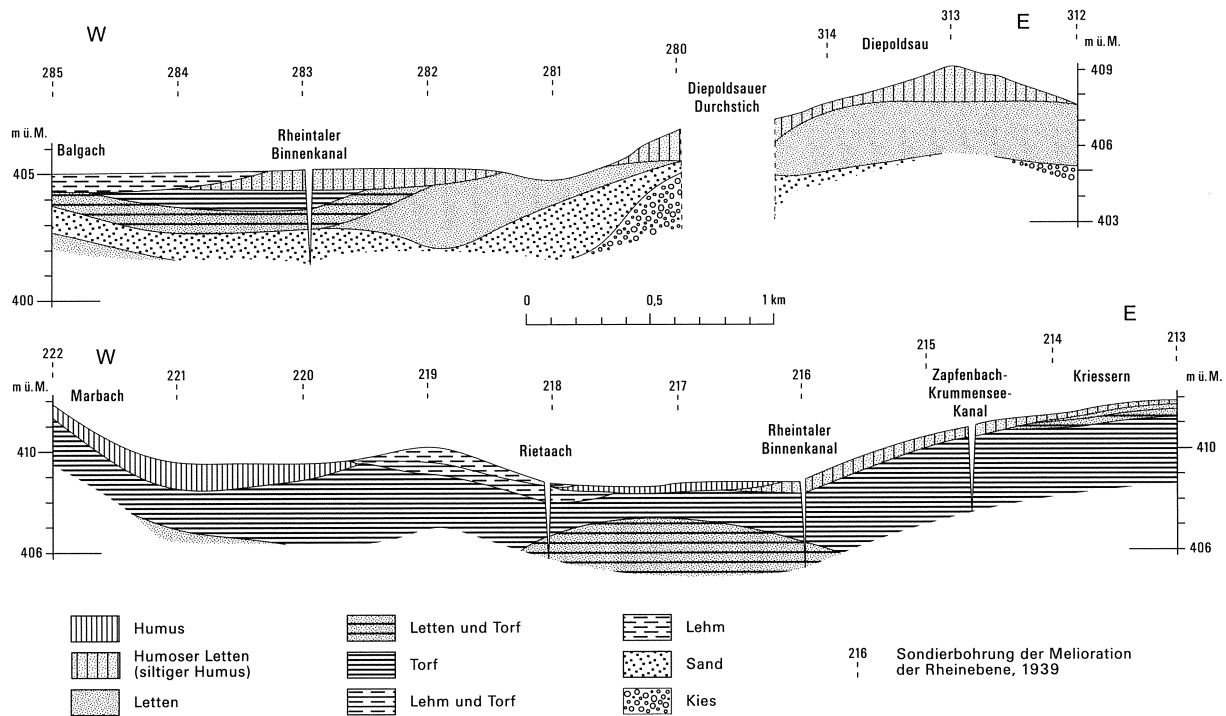


Fig. 3: Querprofile durch die holozänen Ablagerungen im Rheintal; aus RELLSTAB (1978).

Sümpfe, Riede, Torfmoore

Im nordöstlich von Schachen (Westrand) gelegenen, von der innerappenzelischen Kantonsgrenze unterteilten Najenried wurde bei Rheingletscherständen, die dem Stand von Heiden (= Stadium von Stein am Rhein) entsprochen haben, ein *Eisrandsee* gestaut. Da die Wanne – wie die benachbarte im heute überbauten Ried von Langmoos-Bissau südöstlich von Heiden (Blatt 45 Rorschach) – einen bedeutenden Tiefgang aufweisen dürfte, ist auch sie – wie die Moräne von Heiden mit der Fortsetzung gegen Grub SG – kaum nur im ausgehenden Hochwürm zugeschüttet worden, sondern reicht mindestens bis in die entsprechende Vorstossphase zurück.

Kleinere, heute entwässerte *Moore* existierten in kleinen, durch Sandsteinbänke abgetrennte Becken: um Walzenhausen im Birkenfeld, im Gaismoos nördlich von Leuchen, im Ballenplatz bei Wilen und im Langmoos nördlich von Kobel.

Recht bedeutend sind *Riedflächen* im Rheintal. Im Altstättler Banried und im Spitzmäder bei Oberriet blieben im ehemaligen Torfabbaugebiet 56 ha Riedvegetation erhalten, 1,4 % der rund 4000 ha, die um 1890 westlich des Rheins noch bestanden. Weitere Feuchtgebiete liegen im Balgacher und im Bernecker Ried sowie im Moosanger bei Widnau in aufgelassenen Lehmgruben. Im Eichholz zwischen Widnau und Balgach sowie südlich von Widnau stehen kleine Reste unter Naturschutz.

Das Rheindelta in den Bodensee

Das Rheindelta in den Bodensee stellt Europas grösstes Binnenseedelta dar (PETER 1951, BURMEISTER 1992a). Seit der Einleitung des Rheins durch den Fussacher Kanal im Jahre 1900 hat dieser ein mächtiges Delta in die Fussacher Bucht geschüttet (Fig. 4; FÖRSTNER et al. 1968, BERTSCHINGER et al. 1978, KRIEG 1991, KAISER 1991, WAIBEL 1992b, d, BERGMEISTER & OBERHAUSER 1993, BERGMEISTER & LEIPOLD-SCHNEIDER 2000).

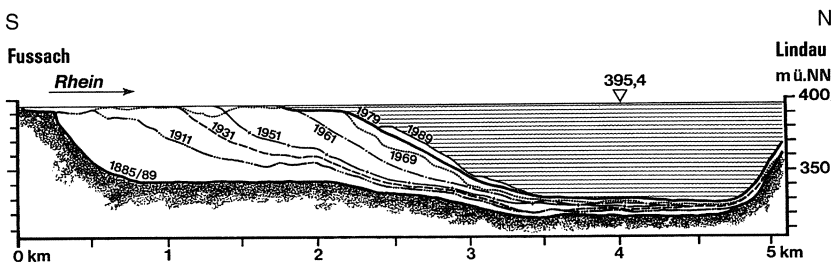


Fig. 4: Entwicklung des Rheindeltas durch den Fussacher Durchstich von 1900–1989, aus BERGMEISTER (in BERGMEISTER & OBERHAUSER 1993).

Wasser- und Schuttführung des Alpenrheins werden seit über 100 Jahren beobachtet. Bei 6140 km² Einzugsgebiet beträgt der mittlere Abfluss 235 m³/s. Dabei schwanken die Extreme zwischen 43 und 3100 m³/s (Jahrhunderthochwasser). Zugleich lagert der Rhein an der Mündung jährlich 2,5 Mio. m³ Sand und Silt und 50 000 m³ Geschiebe ab (SCHALLER 1992, BERGMEISTER in BERGMEISTER & OBERHAUSER 1993). Der Geschiebetrieb erfolgt bei Hochwasser (VISCHER 1992). Seit der Eröffnung des Fussacher Durchstiches befördert hier der Rhein Feststoffe in den Bodensee. Von 1911 bis 1989 hat sich die Seefläche in der Fussacher Bucht um 294 ha verkleinert. Nach dem derzeitigen Bauzustand sollte eine weitere Verlandung der Fussacher Bucht kaum mehr möglich sein. Doch wird der noch immer hohe Feststoffeintrag neue Probleme bringen.

Von den Mündungsarmen ragen teils tiefe Rinnen ins Bodenseebecken vor; besonders jener des mit Feinsedimenten beladenen Alten Rheins hat sich bei über 2,5 km Länge bis zu 75 m in die siltigen Seesedimente eingeschnitten. Da der Rhein vor der Einleitung in die Fussacher Bucht erst seit rund 1000 Jahren am Rheinspitz mündete, beträgt die Ausräumrate 7–8 cm/a. Der noch im 9. Jh. bei Rinisgemünd (bei den Flug- und Fahrzeugwerken Altenrhein) mündende Ast (ERATH 1783) hat über 1,5 km eine bis 40 m tiefe Rinne ausgeräumt. Eine Rinne weiter im Nordosten ist 30 m tief und 600 m lang. Der sich gegen den Rohrspitz wendende Ast hat eine Rinne von 25 m erzeugt. Beim Fussacher Durchstich zeichnet sich erst gegen die Beckentiefe eine solche von wenigen Metern ab; doch kann dort der Seegrund nicht mehr als natürlich betrachtet werden; die Mündung wird durch Vorstreckungsdämme gegen Nordwesten abgelenkt.

ZARN & OPLATKA (1992) haben versucht, die Entwicklung der Rheinsohle in den nächsten 100 Jahren aufzuzeigen; BROGGI (1992) und ZINGG et al. (1992) suchten Zukunftsperspektiven von Rhein und Rheintal als Landschaft zu entwerfen. Während der Alte Rhein bei Diepoldsau ein Altwasser bildet (EYER 1992), ist jener vom Brugerhorn zum Bodensee mit dem Abfluss des Rheintaler Binnenkanals noch aktiv (KALT 1992a).

Alte Rheinläufe im Mündungsgebiet

WEBER (1978) hat die Mündungsläufe des Rheins in den Bodensee aufgrund geologischer Daten, Flurnamen und frühgeschichtlicher Hinweise zusammengestellt; HANTKE (1980, 1991, 1993) suchte diese noch zu ergänzen (Fig. 5).

ZEPPÉLIN (1893) zitiert eine Stelle aus dem Kommentar zur Chorographie von Pomponius Mela des St. Galler Humanisten Vadian (Joachim von Watt, 1484–1551): «Der Rhein fließt in zwei Armen in den See, deren einen Arm die Anwohner Alten Rhein nennen, welcher dergestalt einem Sumpfe gleicht, dass man kaum beobachten kann, wo er rinnt.» Auch SCHWAB (1827) erwähnt nebst anderen Höfen des 19. Jh. einen mit Namen «Rinisgemünde», der mit der Ortschaft Altenrhein identisch sei.

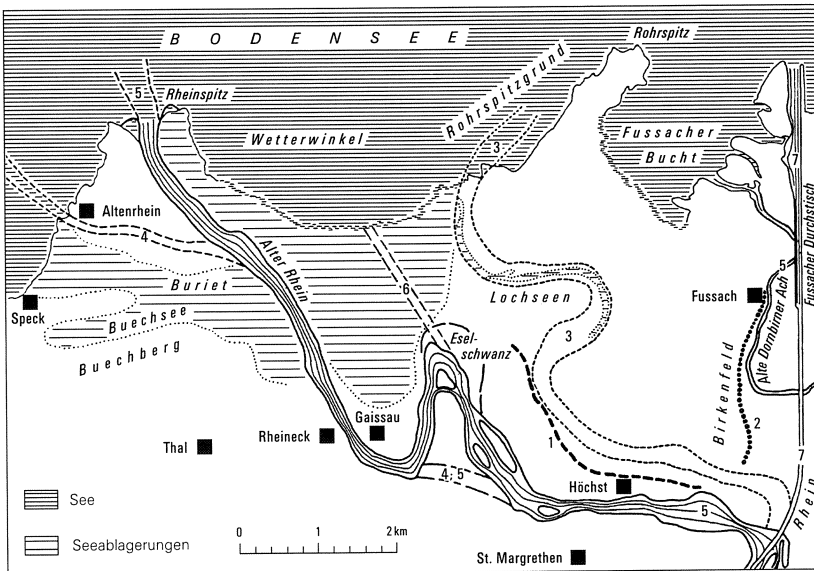


Fig. 5: Die Mündungsläufe des Rheins in den Bodensee, nach WEBER (1978) und HANTKE (1980, 1991, 1993).

1, 2 = vorrömisch; 3 = zum Rohrspitz mit den Altwasserbecken der Lochseen; 4 = Im 9. Jh. bei Rinisgemünde (Altenrhein, SCHWAB 1827); 5 = bis 1900, seither Abflussrinne des Binnenkanals; 6 = 1821 vom Rhein geschaffen; 7 = 1900 eröffneter Fussacher Durchstich.

Eine ehemalige, 200–300 m breite, S-förmige Flussrinne mit Uferböschungen von 0,5–1 m zeichnet sich zwischen Höchst und dem Wetterwinkel ab. Von ihr stellen der verlandete, durch mächtige Eichen am ehemaligen Ufer markierte Obere Lochsee und der noch weitgehend unberührte Untere Lochsee an der Aussenseite einer Flussbiegung Zeugen dar. Im Alten Hasenfeld nordöstlich von Brugg hat KRAPF (1901) eine rinnsalartige Senke erwähnt, die vom Brugger Rheindamm gegen WNW verläuft und im Unterdorf eine Rechtskurve beschreibt.

Der Lauf längs des nie ausgeführten Projektes Eselschwanz-Speicherwiesen zeichnet sich im Wetterwinkel durch eine bei zeitweiligen Überflutungen erzeugte Rinne von wenigen Metern ab. In einem 20 m tiefen Einlass bildet sich der durch die Lochseen geflossene Lauf ab.

Spiegelstände des Bodensees seit dem Spätglazial

Ein ältester spätglazialer Spiegelstand des Bodensees zeichnet sich beim Abschmelzen des Rheingletschers am Ostsporn des Schiener Bergs am Untersee um 407 m ab (SCHMIDLE 1942, SCHREINER 1968, S. 50f). Im Alleröd ist ein Stand

bei Nonnenhorn (LK-Blatt 1056 Lindau) durch einsetzende Torfbildung (FRENZEL in SCHWERD 1986, S. 34) um 405 m belegt. STEUDEL (1874) und SIEGER (1892) skizzieren «vorgeschichtliche» und «postglaziale» Seestände. Im Delta der Argen erbohrte Hölzer (WERNER in SCHWERD 1986) bekunden einen Stand um 400–401 m im frühen Boreal. Für das ältere Mesolithikum gibt HANTKE (1980, S. 57f) 397 m, für das jüngere 394 m an. Im Jüngeren Atlantikum, vor 5100–5200 aBP, lag der Spiegel um 398–399 m, in der Bronzezeit um 393 m; in der Römerzeit erfolgte ein Wiederanstieg auf 397 m (Hafen in Bregenz, VONBANK 1972).

Heute liegt der mittlere Pegel auf 395,63 m ü. Adria = 395,74 m R. P. N., Ausgangsfixpunkt der schweizerischen Höhenmessung (GRABHER 1992). Zwischen alljährlichem Höchststand (Juni) und Tiefststand (Februar) variiert der Pegel um 1,5 m, über Jahre aber über mehrere Meter: Tiefststände 394,59 m (1949) und 394,83 m (2003), Höchststände 398,11 m (1817), mehrmals bis fast 398,00 m im 19. und 20. Jh. (KIEFER 1965).

Gewässer und Überschwemmungen im Rheintal in geschichtlicher Zeit

Noch im frühen Mittelalter war der Talboden des Rheingaus zwischen Hohenems-Oberriet und dem Bodensee von lichten Eichenmischwäldern bestockt (MÜLLER 1930). Auf den alten, sukzessive genauer gewordenen Karten, vorwiegend Manuskriptkarten von WALSER (1766), RÖMER (1769), ERATH (1783), FEER (1805), GEIGER & HALTNER (1812), DUILE & NEGRELLI (1826) und ESCHMANN & ZIEGLER (1854) wurde der Lauf des Alpenrheins in der frühen und mittleren Neuzeit nachgezeichnet (SCHERTENLEIB 1993, KAISER 1989a). Der Rhein hat sich mäandrierend, teils mehrarmig, durch das Rheintal bewegt. Die Dornbirner Ach wandte sich (RÖMER 1769) noch 1825 (DUILE & NEGRELLI 1826) östlich von Fussach erst in einem Bogen gegen Osten und dann in die Fussacher Bucht, während sich die Bregenzer Ach mit ihren westlichsten Mündungsarmen nördlich von Hard in die östliche Fussacher Bucht ergoss.

Mit den Durchstichen von Fussach (1900) und Diepoldsau (1923) und dem seither durchgehend eingedämmten Fluss wurde eine Verkürzung von 7,1 bzw. 2,88 km gegenüber der Länge des Rheinlaufes im 19. Jh. bewirkt (BERGMEISTER & LEIPOLD-SCHNEIDER 2000). Die Zuflüsse von Westen werden unterhalb der Mündung des Werdenberger Binnenkanals (Blatt 78 Säntis) durch den Rheintaler Binnenkanal und den Alten Rhein, die östlichen nach der Mündung der Frutz durch den Koblacher bzw. Vorarlberger Rheintal-Binnenkanal in den Bodensee geleitet (ROHNER 1992b, WAIBEL 1992c).

KRAPF (1901), KAISER (1989b) und OBERHAUSER (1991a) haben Listen über die Überschwemmungen des Alpenrheins aufgezeichnet; Nachrichten davon reichen bis ins 11. Jh. zurück. Grosse Hochwasser ereigneten sich im 13. und frühen 14. Jh. selten. Häufiger waren Hochwasser wieder im 16. und 17. Jh., bedingt durch Raubbau in den Gebirgswäldern und die Kühlphasen der Kleinen Eiszeit

von 1560–1860, mit Kälterückfällen im Frühjahr, grossen Schneemengen, nass-kalten Sommern mit verzögerter Schneeschmelze und extremen Niederschlagsmengen. Von 1641–1706 war das Klima eher trocken; danach verschlechterte es sich (PFISTER 1984, 1999), so dass im 18. und 19. Jh. noch verheerendere Hochwasser stattfanden. Am 11. Juli 1762 ereignete sich die grösste belegte Überschwemmung. «Bey 800 Jahre her weiss man von keinem so grossen Wasser als 1762, so dass man von Sennwald an bis auf Lindau und Bregenz 12 Stund weit mit einem Schiff fahren konnte. Das Wasser stand 5–6, lokal 12–15 Schuh (3–3,75 m) und hatte eine 1–6 Schuh (0,25–1,5 m) mächtige Schlammdecke zurückgelassen.» (WALSER 1829). Es folgte eine Klimaschwankung mit extremen Hochwassern 1764 und 1768.

Noch um 1800 floss der Rhein durch eine 1200–1800 m breite Auenlandschaft. Die Auenwälder milderten Hochwasser, hielten Geschiebe zurück und nahmen den Rückstau der Zuflüsse auf (KAISER 2003). Nach dem Verbot des Weidetratts (1807) wurden die Auenwälder urbarisiert, was Flurschäden bei Hochwassern verstärkte. Bei den grössten Überschwemmungen des 19. Jh., 1817 bei höchstem Bodenseepegel, im St. Galler Rheintal 1834, 1855, 1860, 1868 und 1871, in Vorarlberg vor allem 1888 und besonders 1890, wurde die Ebene von Altach bis zum Bodensee überflutet. Nur Höchst selbst blieb verschont (S. 39). Im 20. Jh. ereigneten sich Hochwasser 1910, 1927 – damals brach der Rhein ein letztes Mal aus und überflutete das Liechtensteiner Unterland bis über die Illmündung – ferner 1954, 1978 und 1987 mit einer Abflussspitze von 2665 m³/s. Die jüngsten Spitzen erreichten 1920 m³/s (1999) und 1930 m³/s (2000), ohne dass, mit Ausnahme des in Bau befindlichen Dammes im Mündungsbereich des Fussacher Durchstrichs, grössere Schäden entstanden.

Um die jüngsten Auflandungsgebiete, das Streuland zwischen Fussach, Höchst und Gaissau, gegen Bodenseehochwasser zu schützen, ist von Fussach über Rohr und Speichenwiesen zum Rheinholz ein 2 m hoher Damm errichtet worden.

Zur Geschichte der Rheinregulierung

Wegen der Klimainstabilität im 16.–19. Jh. häuften sich Überschwemmungen. Geschiebe füllte das Flussbett, so dass dieses vielerorts höher lag als der Talboden, der Fluss oft ausbrach, seinen Lauf verlagerte und rheinnahes Land vernässte. Dies wurde im 19. Jh. zum Hauptproblem der Rheindörfer und ihrer Bewohner. Je stärker das Bett eingeengt wurde und je näher Neugüter an den Rhein rückten, umso gefährdeter waren sie.

Neben Fronarbeiten an den Wuhrunen brachten die im 18. und 19. Jh. immer häufigeren Überflutungen mit wochenlang stagnierendem Wasser Sumpffieberfälle (BUCHER 1992a). Die Zeit zwischen 1762 und 1872, ein Katastrophenjahrhundert, wurde Ursache und Antrieb für die Korrektionsplanung.

Lange Zeit suchten die Bewohner beiderseits des Rheins der drohenden Gefahr durch Wuhrbauten Einhalt zu gebieten (WARTH 1992, KALT 1992b, WAIBEL 1992e). Doch war dies, wie Landvogt Vögelin von Sax 1776 festhielt (KAISER 2003), härteste, mühseligste Arbeit, welche die Kräfte von Menschen und Zugtieren der Rheindörfer verschliss.

1769 entsandten Tagsatzung und Regierung von Zürich Ingenieur Hans Conrad Römer zur Vermessung, Untersuchung der gefährdeten Abschnitte und Beurteilung der Uferbefestigungen ins Rheintal. Nach den Hochwasser 1788/89 führten Verhandlungen mit Liechtenstein 1790 zum ersten Korrekationsvertrag. Im Sommer 1816 überdauerte der Schnee oberhalb von 1800 m. Als 1817 Schnee von zwei Jahren schmolz, verursachte dies drei Hochwasser im Juni, Juli und August. Da die Linthebene dank der neuen Dämme verschont blieb, verstärkten die Rheinhochwasser die Idee einer Korrektur. Im 19. Jh. wurde nach grenzüberschreitenden Lösungen gesucht. Das lange Hin und Her zwischen Österreich und der Schweiz um die Rheinsanierung, das sich über ein Jahrhundert hinzog (KOENIG 1971, 1992), haben BERGMEISTER (1992, in BERGMEISTER & OBERHAUSER 1993, in BERGMEISTER & LEIPOLD-SCHNEIDER 2000) und KAISER (2003) zusammengefasst.

Ein künstlicher Durchlass von der «fürchterlichen Krümmung» beim Eselschwanz durch das Niederried in den Wetterwinkel wurde schon 1792 beantragt und 1826 projektiert. 1838 wurde ein Durchstichsprojekt östlich von Fussach empfohlen, dem ab 1850 die eidgenössischen Planungen den Vorzug gaben (BUCHER 1992b, ROHNER 1992a, KAISER 2003). Doch erst die schweren Überschwemmungen von 1888 und 1890 führten 1892 zum Staatsvertrag. Mit den Durchstichen von Fussach und Diepoldsau sollten der Rheinlauf verkürzt und weitere Geschiebeablagerungen vermieden werden (HEER 1992). Die Strecke bis zur Illmündung sollte begradigt, durch Binnengewässerkorrekturen ergänzt (ROHNER 1992b, WAIBEL 1992c) und, um die Zufuhr von Geschiebe zu verringern, sollten die Wildbäche verbaut werden (BISCHOFF 1992, GUNZENREINER 1992, WENZEL 1992, FISCHER 1992).

Die Entwicklung der Schwebstoffablagerungen an der Mündung wurde sich selbst überlassen. Dies führte zu einer Verlandung der Harder und der Fussacher Bucht, wodurch sich Gegenmassnahmen aufdrängten. Der Staatsvertrag von 1924 (WAIBEL 1951, 1992b) sah daher die Vorstreckung der Dämme in den Bodensee vor, um weiteren Verlandungen von Fussacher, Harder und Bregenzer Bucht vorzubeugen (LÄNGLE 1992, MARKOWSKI 1992, MEIXNER 1992).

Die schon vor 1892 von Duile, Hartmann und Wey vorgebrachten Bedenken gegen zu grosse Breite des Mittelgerinnes in den Durchstichen hatten sich bestätigt. Geschiebeablagerungen reduzierten die Kapazität um über die Hälfte. Studien an der ETH Zürich führten zu neuen Vorschlägen und zum Staatsvertrag von 1954 (BERTSCHINGER 1966, WAIBEL 1992b): Erhöhung der Mittelgerinnwuhre von der Illmündung zum Bodensee bei gleichzeitig kontinuierlicher Einengung

stand des Rheins waren neben der Abflussmenge der hohe Bodenseestand (397,6 m) und die Querschnittsverengung infolge Sandablagerung und Auenwald im linken Rheinvorland verantwortlich.

Selbst im vollständig kanalisierten Flussbett zeichnet sich bei Mittel- bis Niederwasser erneut die Natur der Flussablagerung ab: alternierend angeordnete, zu Mäandern führende Bildung von Kiesbänken (JÄGGI 1992, VISCHER 1992). KAISER (1992b) bezeichnet die Rheinregulierung als grösstes Bauwerk des Industriezeitalters im Alpenrhein-Bodenseeraum; neben dem Hauptziel, der ständigen Vorstreckung der Dämme, nähern sich heute die Bauwerke ihrem Ende (INTERNAT. RHEINREGULIERUNG 1999).

TEKTONIK

HELVETIKUM

Liebensteiner Decke und ungegliederte Schuppen

In der Umgebung von Fraxern, in der Mitte des Synklinoriums von Fraxern-Bizau, bildet das Tertiär diskordante Schuppen auf der Amdener und Wang-Formation der Vorarlberger Säntis-Decke. Sie zeigen ein ultrahelvetisches Gepräge, analog zu jener der Liebensteiner Decke, so dass sie an diese angeschlossen werden.

Säntis-Decke in Vorarlberg

Während die Säntis-Decke linksrheinisch von ihrem Jura-Unterbau abgeglitten ist, blieb sie in Vorarlberg an der Canisfluh und im Allgäu (durch Tiefbohrungen belegt) mit diesem verbunden. Nördlich der sich gegen WSW in die Wildhauser Mulde (FORRER 1949) fortsetzenden Synklinale von Fraxern sind von Süden nach Norden das Orsanken-, das Götzner und das Staufen-Gewölbe markant. Dabei zeigt das Götzner Gewölbe einen eindrucksvollen Verkehrtshaken.

Das Synklinorium von Fraxern-Bizau, das östlich des Rheins zwischen Klaus und Weiler einsetzt, zieht gegen Nordosten über Fraxern hinauf zur Hohen Kugel. Weiter im Süden scharen sich die Falten der Inselberge bei Feldkirch hinzu. Gegen den Hohen Freschen tritt in ihnen der Schratenkalk immer mehr zurück (OBERHAUSER 1982, 1991a, BOLLINGER 1988).

Hohenemser Decke

Wie am Nordabfall des Säntis, sind auch in Vorarlberg die als «Säntis-Decke» zusammengefassten Abfolgen von Gewölben und Mulden nicht so einheitlich wie sich dies die ersten Bearbeiter vorgestellt haben. WYSSLING (1985) hebt im Norden faziell und strukturell eine Hohenemser Decke von den übrigen «Kreidefalten der Säntis-Decke» ab. Zwischen der nördlichsten Kreide am Breiten Berg und von Klien/Hohenems, die durch die (Rütti-)Haslach-Zone OBERHAUSERS (1980, 1991a) mit Linsen südhelvetischer Affinität getrennt werden, zeigt sich in der Unterkreide ein deutlicher Fazieswandel. Diese lässt sich mit Abfolgen der Mürtschen-Decke und jener am Säntis-Nordfuss vergleichen, die schon von HANTKE (1961) als von der Mürtschen-Decke abgeschernte Partie betrachtet wurde. OBERHAUSER (1991a, S. 40, 48, 1993, S. 67) hat gezeigt, dass sich die Hohenemser Decke in Hohenems an einer steilen Aufschiebung gegen die Vorarlberger Säntis-Decke abgrenzt. Auch wenn die Hohenemser Decke in Hohenems eine durch eine Scherfläche abgetrennten Stirnteil der Säntis-Decke darstellt, haben Bohrungen im Allgäu gezeigt, dass im Helvetikum östlich des Rheins unter der Säntis-Decke s. l. noch weitere Decken liegen (FREUDENBERGER & SCHWERD 1996, S. 269ff).

Im östlichen Alpstein (Blatt 78 Säntis) dürfte die Stuel-Antiklinale und der nach Norden versetzte Flammenegg-Zug der Hohenemser Decke entsprechen. Südlich des Flammenegg-Zuges würde der Geländestreifen Bötztal mit Amdener Formation und Stad-Mergeln der Abfolge an der Emsrütli-Störung entsprechen.

Inselberge

Der *Kummaberg* mitten im Rheintal ist der grösste Inselberg auf Blatt St. Margrethen - Diepoldsau. Er bildet ein Gewölbe mit einer gegen Nordosten ansteigenden Faltenachse. Über dem nur lückenhaft aufgeschlossenen Betlis-Kalk mit der Gemsmättli-Schicht im Dach liegt im Steinbruch Krina (Koord. 764.9/245.1) der Helvetische Kieselkalk. Darüber folgt die Drusberg-Formation, während Schrattenkalk den Schild dieses Inselbergs bildet, teilweise mit aufliegendem Grünsandstein der Garschella-Formation.

Der *Udalberg* wird vom Kummaberg durch eine S–N-laufende Störung getrennt und von der Autobahn Dornbirn–Feldkirch durchbrochen. Er besteht vorwiegend aus südfallendem Schrattenkalk, östlich und nördlich mit Drusberg-Mergel an der Basis; Garschella-Formation ist am Südfuss und mit Seewer Kalk im Liegenden einer E–W-Abschiebung aufgeschlossen.

Der Hügel der *Ruine Neuburg* ist als südliche Fortsetzung des Kummaberg-Udalberg-Systems zu deuten, von diesem mit einer auf der Nordseite sichtbaren Abschiebung getrennt (Taf. II, Profil 6).

Die NW vorgelagerten Inselberge *Pocksberg* und *Kadel* wurden an einer SW–NE-laufenden Störung gegenüber dem Kummaberg emporgestaucht.

Weiter im Westen fließt der Rhein über eine SSW–NNE-Störung, welche die genannten Inselberge vom *Montlinger Berg* trennt. Dieser ist von einer N–S-Störung durchbrochen. Am westlichen Teil schliesst eine mit 30° gegen NW einfallende Schrattenkalk-Platte an. Unter dieser sind noch Drusberg-Formation und Kieselkalk gegen den Bruch sichtbar. Im Osten liegen Seewer Kalk, Garschella-Formation und Schrattenkalk nahezu flach.

Am rechten Rheintalrand, zwischen Götzis und Altach, repräsentiert der *Sonderberg* einen Teil des überkippten Schenkels der Götzis-Antiklinale, die durch eine doppelte Abschiebung vom Götzner Berg abgetrennt wird (Taf. II, Profil 7).

Der Felsuntergrund des Alpenrheintales

Das tektonisch vorgegebene Felsbecken des Alpenrheintales wird durch die von Querstörungen zerscherte Felsschwelle Montlinger Berg - Kummaberg mit einer Obergrenze um 395 m in einen Rheintal- und einen Bodensee-Trog unterteilt. OBERHAUSER (1992) und SCHREINER et al. (1991) haben versucht – aufgrund von Tiefbohrungen und geophysikalischen Ergebnissen – die Felssohle des Alpenrheintales zwischen Illmündung und Bodensee zu ergründen.

MOLASSEGEBIET

Antiklinalgewölbe Oberegg-Berneck-Au

Vom breiten und komplexen Geländestreifen, innerhalb welchem der Südschenkel der ersten Antiklinale A_1 in den Nordschenkel übergeht (KAUFMANN 1860, GUTZWILLER 1883), bezeichnet RENZ (1937, 1938) den zentralen Übergangsbereich als Antiklinale s. str. Eine genaue Abgrenzung des rein tektonischen Begriffes ist kaum möglich. RENZ begrenzt diesen Bereich im Süden mit der basalen Gäbris-Nagelfluhbank Buechholz-Schwellmüli, im Norden mit der Linie Meldegg–Hirschberg (Blatt 45 Rorschach). Diese geht östlich von Najenried in eine vermutete Überschiebung über.

Der Bau der Antiklinalzone löst sich in zwei enggescharte Gewölbe auf. Ihre Natur ist an drei Stellen – Wolfstobel, Sulzbach und Au – durch Umbiegungen erwiesen. Der südliche Bereich, die *Wolfstobel-Antiklinale* (Fallbach, westlich von Reute, Fig. 7), zeigt eine stärkere Deformation; sie verwischt lokal die normale Basis der Gäbris-Nagelfluhen.

Im Sulzbach an der Strasse Berneck–Reute ist in Kalksandsteinen und Mergeln ein Gewölbe aufgeschlossen (Fig. 8). Der Scheitel weist eine Bruch-Überschiebung und sekundäre Stauchungen auf; doch haben HEIM (in HEIM et al.

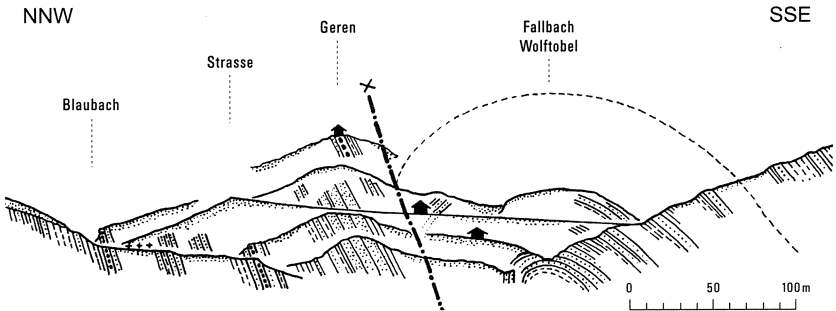


Fig. 7: Das Gewölbe im Wolfstobel bei Reute, aus RENZ (1938, Fig. 6), Profilebene N 20° E. + = erratischer Block. Die Skizze ist auch nach RELLSTAB (1978) idealisiert. Grössere Überschiebungen, Diskordanzen oder Versetzungen zeigen sich aber nirgends.

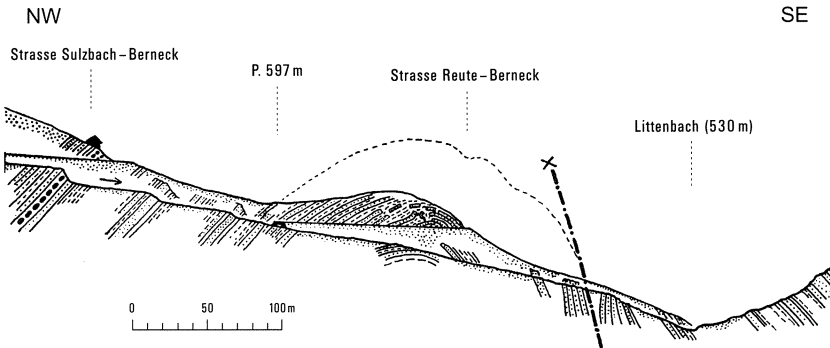


Fig. 8: Das Gewölbe am Sulzbach westlich von Berneck, aus RENZ (1938, Fig. 5), Profilebene N 50° E. S = Sulzbach-Nagelfluh, g = «granitischer Sandstein», M = Moräne.

1928) und RENZ (1938) die einfache Gewölbenatur betont. Die Aufschiebung schätzt RENZ auf 0,5 km.

Südlich des Sulzbach-Gewölbes zeichnet sich eine Komplikation ab. Gegen ENE zieht bei Städeli nördlich von Taa eine Sandsteinbank durch den Wald; an ihrer Basis finden sich Spuren der auskeilenden Sulzbach-Nagelfluh. Daraus resultiert ein Achsengefälle von 14° gegen Osten.

Bei den zwei Gewölben dürfte es sich um eine von Süden zusammengepresste Aufschiebungszone mit intern zerbrochenen und geschleppten Anti- und Synformen und schuppenartigen Aufschiebungen handeln (Taf. I). Auf ihr liegt die aufgerichtete Südgrenze der Mittelländischen Molasse.

Gegen Westen setzt sich die Antiklinalzone in die Molassekuppen von Grauenstein-Falkenhorst-Hörli SE von Wald fort (Blatt 23 St. Gallen - Appenzell).

Rechtsrheinisch entspricht die Antiklinale A_1 nach HEIM et al. (1928) der Struktur von Ingrüne nordöstlich von Schwarzach. Während RENZ (1938) die Aufschlüsse hierfür zwischen Rhein und Bregenzer Ach als nicht hinreichend erachtet, haben die Aufnahmen von RESCH (in OBERHAUSER 1994) gezeigt, dass die Struktur von Ingrüne jener der A_1 entspricht. Damit kommt das Rheintal in den Bereich der Achsendepression der Antiklinale A_1 und der Vorarlberger Antiklinale zu liegen. Im Achsenverlauf zeichnet sich im Rheintal vermutlich eine rechtshändige Blattverschiebung von über 0,5 km ab.

AMMANN (1979) hat in der USM an *Klüften* Mittelwerte von 172/45 und 250/88 gemessen. Dabei stellen sich Fragen nach deren Ursache: Folgt die Klüftung den Talläufen oder zeichnet sie effektiv die Talung nach? Ist sie gar derart markant, dass sich Verstellungen eingestellt haben und im Scherbereich Täler ausgeräumt worden sind, oder stellen die Klüfte auf den beiden Talseiten Reste einer allgemeinen Beanspruchung dar?

Scherstörungen

Scherstörungen durchsetzen die gegen das Alpenrheintal abtauchende südliche Kette des Säntisgebirges, die Deckfalte des Hohen Kasten (FRÖHLICHER in LUDWIG et al. 1949, in EUGSTER et al. 1960) an der westlichen Blattgrenze: Semelenberg, Chapf und Blattenberg. Neben ESE-WNW- bis SSE-NNW-laufenden Störungen sind es am Chapf (Blatt 23 St. Gallen - Appenzell), am Blattenberg mit dem Ostende bei Blatten und am Montlinger Berg S-N-laufende Störungen.

Die nördlichste Amdener und Wang-Formation des Chäpfli werden östlich von Eichberg (Blatt St. Gallen - Appenzell) von SSW-NNE- und SSE-NNW-laufenden Störungen abgesichert. Hierfür spricht die 150 m entfernte, in 107 m Tiefe in Alluvionen endende Bohrung (Koord. 758.55/246.10).

Die von Rheineis überflossenen Sättel von Knollhusen und Fegg (S. 33) sind wie jene von Hoggen und Landmark (Blatt St. Gallen - Appenzell) durch Scherstörungen vorgezeichnet. Gegen das Rheintal brechen die Molasserippen von Sonnenberg in Heerbrugg und Isel an nahezu S-N-laufenden Scherstörungen ab; ihre Fortsetzungen sind um rund 100 m abgesenkt.

Scherstörungen sind auch verantwortlich für die Bildung des Rappentobel und des Blattaickergraben sowie für die Tobel von Gonzeren-, Tobel- und Tonnerbach (Blatt St. Gallen - Appenzell), die ihre Anlage konvergierenden Scherstörungen verdanken. Ihre kesselförmige, tektonisch vorgezeichnete Ausräumung begann vor gut 5 Ma und erfolgte vor allem in den vegetationsarmen Kühlzeiten im Pliozän und in den Früh- und Spätphasen des Eiszeitalters.

Das Abtauchen der NNW-fallenden Rippen der USM zwischen Heldsberg (St. Margrethen) und Rheineck ist an Scherstörungen gebunden. Am Ostende des Steinigen Tisch (nördlich von Thal) stellt sich eine steile, SSW–NNE-laufende Scherstörung ein; an ihr bricht die Molassekette des Buechberg ab und verschwindet unter den Rheinalluvionen von Buriat.

Umgekehrt bricht die Pfänder-Molasse am Gebhardsberg, südlich von Bregenz, gegen das unterste Rheintal in einer ersten Stufe gegen Westen bis zum Flussbett der Bregenzer Ach ab. Westlich des Riedersteins folgt eine zweite Störung, welche die Molasse bis zur Seelaffe beim Fuchsloch nordwestlich von Rheineck unter Alluvionen von Bregenzer Ach und Rhein verschwinden lässt (FRÜH 1904).

Erdbeben

Das Rheintal im Raum Meiningen-Oberriet und Götzis gilt als Kleinbebengebiet mit Herdtiefen von 3–4 km (OBERHAUSER 1998, S. 22, ECOS 2002). 1891 erschütterte ein Beben das ganze unterste Alpenrheintal mit einer Magnitude von ca. 4,5 um St. Margrethen - Diepoldsau.

LANDSCHAFTSGESCHICHTE

Das Landschaftsbild der Nordostschweiz mit ihren gegen die Alpen ansteigenden, parallelen Höhenzügen liess SAXER (in EUGSTER et al. 1960) an eine alte Verebnung denken. Diese wäre bei St. Gallen um 1000 m, am Alpenrand um 1200–1300 m Höhe anzunehmen und könnte eine pliozäne Oberfläche darstellen. Die präglaziale Oberfläche, für deren Rekonstruktion SAXER von der Basis der Schotter am Tannenbergschotter auf 850 m (Blatt 23 St. Gallen - Appenzell), am Alpenrand von 1000 m ausgehen möchte, liegt aber tiefer. Da die Bergketten der Nordostschweiz deutlich höher waren, kann von einer präglazialen Peneplain keine Rede sein, und falls man die Tannenbergschotter als auf Grund gelaufene, verschwemmte Obermoränen deutet (HANTKE & WAGNER 2003), würde dies bedeuten, dass weiter im Osten bereits eine Senke bestand. Schon SAXER sah das Dilemma: einerseits ein bereits bei der Platznahme der Decken eingetieftes Rheintal, andererseits eine präglaziale Talsohle in rund 1000 m Höhe. Da sich am Talrand nirgends Deckenschotter vorfinden, ist das Problem neu zu überdenken.

Die Liste von Publikationen über die Entstehung des Alpenrheintales ist lang und die Ansichten ihrer Autoren mannigfaltig: ROTHPLETZ (1900), KRAPF (1901), FRÜH (1905a, b), BLUMER (1905, 1922), PENCK & BRÜCKNER (1909), LUDWIG (1912, 1917), HEIM (1923b), SCHNEIDER (1925, 1929), MEESMANN (1926), AMPFERER (1940), BLUMRICH (1942), WAGNER (1962), GMEINER (1979), HANTKE (1979b, 1980, 1987, 1991, 1992a, b), HEIERLI (1974, 1984, 1986), KELLER (1990, 1994), KRIEG (1991), OBERHAUSER (1992a, b, 1998, in BERGMEISTER & OBERHAUSER 1993).

Für PENCK & BRÜCKNER (1909, S.428ff) ist das Rheintal «in geradezu musterhafter Weise übertieft, [...] trogähnlich in seine Umgebung eingeschnitten, [...] steht in enger Abhängigkeit von der Grösse des Gletschers. Wo dieser bedeutende Zuschüsse erhält, wird das Tal breiter; es verengt sich dort, wo sich Zweige von ihm loslösen». Ihnen folgten WEBER (1928), KELLER (1990, 1994), KRIEG (1991) und SCHAEFER (2001). KRAYSS & KELLER (1989) und KELLER & KRAYSS (1993) haben versucht, den Gedanken alter Talbodenreste und Terrassen, verursacht durch eine sukzessive Eintiefung erneut aufzunehmen. Die Vorstellung von der sukzessiven Eintiefung der Täler im Laufe des Eiszeitalters, auch des Alpenrheintales, wird von HANTKE & WAGNER (2003) und HANTKE (2003) abgelehnt.

Schon BLUMER (1905), HEIM (1923b) und MEESMANN (1926) sahen grosse Einbrüche in Erosionsfurchen der Molasse. Diese können wohl den Anlass zur Bildung des Alpenrheintales gegeben haben.

Gegen PENCKs und BRÜCKNERs Ansichten hat schon SCHNEIDER (1925, S.163) Bedenken angemeldet. Die Übertiefung beweist «nicht bedingungslos Gletschererosion, auch die Talverbreiterung nicht». Einbrechen und Einsinken der Kalkketten sind tektonisch. Der Gletscher hat ihre Kanten zugerundet, aber so wenig erodiert, dass die Kalktreppe vom Hohen Kasten ins Rheintal wie der bogenförmige Anstieg der Kette östlich des Rheins erhalten geblieben sind. Der mit dem Illgletscher vereinigte Rheingletscher hat weder von der Bruchtreppe, noch ein Stück vom Bogen weggesägt. Trotz zuvor erfolgten «Gletscherzuwachses verengt sich das Rheintal tektonisch bei der Sporn-Annäherung um etwa 40 %». Die Talbreite wurde «nicht vom Gletscher erarbeitet», sondern war, wie die in die Ebene vorspringenden Sporne, «schon präglazial» vorhanden. Diese bereits vor 80 Jahren auf Beobachtungen fussenden Erkenntnisse treffen noch immer zu.

Neben einer eher bescheidenen Bedeutung der Glazialerosion wird auch von BLUMER (1905, 1922), HEIM (1923b) und MEESMANN (1926) sowie von OBERHAUSER (1992, S.31) auf den Einfluss der Tektonik hingewiesen.

Das alpennahe Rheintal liegt im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen, im Bereich intensiver Querstörungen. Die axial gegen Nordosten bis zur Wasserscheide Hoher Freschen – Hohe Kugel – Staufen ansteigenden und nach Osten umschwenkenden Kreideketten sind von SSE–NNW-laufenden Störungen durch-

schert. Der Faltung folgende Bruchtektonik wie die Emsrütli-Störung deutet OBERHAUSER (1998, S. 16) als mit der «Westalpen-Hebung», d. h. dem Anstieg des Aarmassivs westlich des Churer Rheintales, zusammenhängend.

Der Buechberg bricht am Ostende, im Buriel, wie die Rippe der Seelaffen beim Fuchslot und nordöstlich davon (am Rand zu Blatt 45 Rorschach) brüsk ab. Östlich des Rheins erscheint die Molasse ebenso unvermittelt im Flussbett der Bregenzer Ach bei der Eisenbahnbrücke, im Riederstein und im Gebhardsberg, dem Pfänder-Vorgipfel im Südwesten.

Weiter südlich brechen die Nagelfluhruppen der Kette von St. Anton-Halegg-Heerbrugg und des Forst westlich von Altstätten an Scherstörungen brüsk ab und verschwinden unter der Rheinebene. Die Grenzblätter, Blattverschiebungen in den starren Kreidekalken der Säntis-Decke, zeichnen sich dort wie in den Molasse-Nagelfluhbänken in Scherstörungen ab.

Die Inselberge in der Rheinebene liegen nicht genau in der Streichrichtung der tektonischen Elemente des Säntisgebirges (BLUMER 1905, 1922, MEESMANN 1926, EUGSTER et al. 1982, OBERHAUSER 1982, 1994), sondern sind an Blattverschiebungen verschieden weit nach Norden und zugleich auseinander bewegt worden. Zugleich zeichnet sich im Rheintal mit jüngsten Scherungen ein Zusammenhang mit dem Churer Lineament ab.

Die Entstehung des Rheintales fällt ins jüngste Tertiär, ist jünger als die jüngste, noch in der Säugerzone MN 8 (Serravallien) durchs Toggenburger Thurtal erfolgte Entwässerung (HANTKE et al. 2003). Für das späte Molassegeschehen geben – neben HOFMANN (1957a, b) und BERLI (1985) – neue Fossilfunde im Thurgau Hinweise (BOLLIGER 1996, 1998, KÄLIN 2003).

Nach Ablagerung der jüngsten Schüttungsarme des miozänen Ur-Rheins, den letzten Strängen der Hörnli-Schüttung, deren Abfolgen im Imebärg-Welebärg (Blatt 16 Frauenfeld) im Nordwesten, im Greutisbärg im Nordosten von Wil SG (Blatt 86 Wil) und gegen Norden im Ottebärg bei Weinfeldern vorliegen, hat der Rhein mit der Platznahme der helvetischen Decken und der Stauchung der subalpinen Molasse zu Schuppen an der Miozän/Pliozän-Wende, vor 5 Ma, einen neuen Weg gefunden. Er floss in dem durch Scherstörungen vorgezeichneten Alpenrheintal von Nordbünden gegen Norden in das sich gleichzeitig absenkende Bodenseebecken. Diese Absenkung könnte mit dem Hegau-Vulkanismus in Zusammenhang stehen.

In einer letzten Spätphase der Platznahme entwässerten die vorarlbergischen Ur-Lutz und Ur-Frutz nach der jüngsten Sommersberg-Schüttung noch zum Tannenwald westlich von St. Gallen (HOFMANN 1957b). Schon STAUB (1934, S. 79) und RENZ (1938, S. 96) haben die Sommersberg-Schüttung als solche der Ur-II betrachtet. Während BERLI (1985) ihren jüngsten Anteil aufgrund seiner Säugerfunde ins mittlere Miozän eingestuft hat, haben neuere Funde ergeben, dass diese Schüttung effektiv schon im Burdigalien ihr Ende fand (KÄLIN in KEMPF 1998).

Mit der in relativ kurzer Zeit erfolgten Zerschierung bei der Platznahme der Decken vollzog sich der Hauptentwässerung der werdenden Bündner Alpen nach dem jüngeren Miozän nicht mehr durch das Ur-Toggenburger Thurtal, sondern durch das Alpenrheintal. Dieses wurde später sukzessive eingeschüttet, wie die Tiefbohrungen Dornbirn 1 (HUF 1963) und Hohenems-Landhaus (OBERHAUSER 1991a, STARCK 1994, Abb. 30) gezeigt haben (S. 63).

Die Ausgestaltung der Molasselandschaft der äussersten Nordostschweiz begann mit der Bildung der Antiklinale A₁ und der Ausbildung ihrer Schenkel, also vor gut 5 Ma. Neben der Lithologie und Tektonik wirkten das überprägende Eis des wiederholt vorgestossenen Rheingletschers und bedeutende, innert kürzester Zeit niedergegangene Starkniederschläge landschaftsgestaltend, etwa wie sich eine solche im September 2002 mit 16 cm in 12 h im Einzugsgebiet des Bernecker Littenbach ereignet und die Gegend sichtbar verändert haben.

Wie die Bildung des Alpenrheintales im Einzelnen vor sich gegangen ist, steht noch immer offen. Zerschierung und differentiellles Auseinanderrücken der tektonischen Elemente zwischen dem östlichen Säntisgebirge und den Kreideketten des westlichen Vorarlberg und der vorgelagerten subalpinen und sich aufrichtenden Molasse, als Folge des im distaleren Alpenbogen zunehmend weiter werdenden Raumes, leisteten dabei zweifellos den Anfang (HANTKE 1992a, Abb. 2).

Mit dem mehrfachen Vorstoss des Rheingletschers ist ein Weiterwerden des Alpenrheintales einhergegangen. Dies zeigt sich besonders im Bodenseegebiet, wo sich der Rheingletscher fächerartig ausgebreitet hat.

UR- UND FRÜHGESCHICHTE

In der Bruchstörung zwischen Kummaberg und Udalberg westlich von Götzis entdeckte VONBANK (in OBERHAUSER 1979) eine heute überbaute mesolithische Bootsanlegestelle und eine kleine Siedlung unter einem Felsdach.

Die Inselberge bildeten noch lange Zeit Inseln in einem flachgründigen See und boten den Benützern der N-S- und E-W-Handelswege Schutz. Am Montlinger Berg reichen Funde bis in die Kupferzeit und in die mittlere Bronzezeit zurück. Mitte des 11. vchr. Jh. hat am Montlinger Berg und am Inselberg der Neuburg bei Koblach eine erste rege Siedlungstätigkeit eingesetzt (MENGHIN 1937, FREI 1971, STEINHAUSER-ZIMMERMANN 1989, 1992). Die Siedlung am Montlinger Berg hat sich über das nördliche Gipfelplateau ausgebreitet. Hinweise über ihre Bedeutung liefert der quer über das Plateau verlaufende spätbronzezeitliche Wall. Das Ende der ersten Besiedlungsphase Ende Hallstatt A₂ erfolgte

wohl mit dessen Einsturz. Da der Wall nicht mehr instandgestellt wurde, waren die späteren Siedlungen deutlich kleiner. Die Funde deuten darauf hin, dass die Siedlung durch Träger der süddeutsch-nordschweizerischen Urnenfelder-Kultur gegründet wurde. Ein kleiner Teil mag aus der Laugen-Melaun-Gruppe (Südtirol, Trentino) zugezogen sein. Die nächste Siedlung am Plateaunordrand, Hallstatt B₁ und B₂₋₃, bestand bis ins ausgehende 9. vchr. Jh. Die 3., in Hallstatt C einzustufende Siedlung umfasst mehrere Bauphasen. Die 4. Phase, Hallstatt D₁₋₂, vom Nordrand bis zur Mitte des Plateaus mit einem vierschiffigen Ständerhaus, zeichnet sich durch einen Wechsel im Fundgut aus. Eine Stützmauer am Nordende des Walles weist darauf hin, dass dieser noch in Bewegung war. In der 5., späteisenzeitlichen Phase wurde längs des Walles eine Steindrainage angelegt. Am Nordrand kamen erneut Siedlungsreste zum Vorschein. Die späteisenzeitliche Keramik deutet auf eine Verlagerung hin, erst von Süden nach Norden, später wieder nach Süden. Die letzte Phase ist frühromisch; spätere Siedlungsreste fehlen.

Zur Römerzeit führte die rechtsrheinische Strasse von Curia (Chur) über Magia (Maienfeld), Luziensteig, Schaan, Clunia (nordöstlich von Feldkirch) durch die tektonische Scherzone Klaus - St. Arbogast - Götzis zum östlichen Bodensee. Auch linksrheinisch bestand eine Verbindung, von Sargans über Grabs, Sennwald, Hirschensprung, Oberriet (Hortfund mit 1180 römischen Münzen in Eichwies, 211–270 n. Chr.), Altstätten, Balgach (Widen, 400 Münzen 259–286 n. Chr.), Berneck nach Ad Rhenum (GRÜNINGER 1977, 2003). Das Bodenseeufer dürfte zwischen Ad Rhenum, um St. Margrethen - Brugg (SCHEYER 1977) und Brigantium (Bregenz) mit breitem Schilfgürtel wenig nordwestlich der Römerstrasse verlaufen sein. Die Strasse führte von Lauterach über Hard-Fussach teils auf einem Schotterstrang der Bregenzer Ach und über die Ebene mündender Rheinarne nach Ad Rhenum.

Das Hoch von Lustenau war schon zur Römerzeit Verkehrsweg; dieser ist seither nie mehr von einem weiter östlich durchgeflossenen Rhein zerstört worden; er war damit schon vorrömerzeitlich westlich von Lustenau fixiert (OBERHAUSER 1991).

Von Ad Rhenum verlief die Strasse, vermutlich für die damalige Zeit ein hochwertiger Knüppelweg (KRIEG 1991) über Fuchsloch (Blatt 45 Rorschach) – Speck (aus Stein gefügter Wachturm) – Staad – Rorschach nach Arbor Felix (Arbon; VONBANK 1964).

Ein Verteidigungswall fraglicher Zeitstellung belegt die Grenze zwischen Rättern und Alemannen. Diese lag noch an der Wende vom 6. zum 7. Jh. am Hirschensprung (Blatt 78 Säntis) und verlief über den Montlinger Berg zum Kummaberg.

Die Grenze zwischen Thur- und Rheingau wurde um 630 vom merowingischen König Dagobert I durch einen Mond am Monstein festgelegt. Die Landnahme durch Alemannen erfolgte im 7. und 8. Jh. In Lustenowa (Lustenau) schlug Karl III 887 ein Hoflager auf. 1206 wurde die Pfalz vom hochgehenden

Rhein zerstört (GRABHERR in VONBANK et al. 1965, SCHEFFKNECHT 1992). Rheinmühlen (BURMEISTER 1992b), Fähren und Brücken (WAIBEL 1992a) zeugen von gegenseitigen Beziehungen am gemeinsamen Fluss.

Hochgebiete in der Rheinebene, welche die Auflandung gesteuert haben, boten schon im Mittelalter Möglichkeiten für Siedlungen. Mehrere werden schon im 9. Jh. erwähnt (Marbach, Montlingen, Götzis, Widnau, Lustenau, Balgach, Diepoldsau, Berneck, Höchst, Lustenau) erstmals genannt. Fundamente des Chors des alten St. Margrether Kirchleins stammen frühestens aus dem 10. Jh.

HYDROGEOLOGIE

Quellen

Die subalpine und aufgerichtete Mittelländische Molasse des Molassesporns liefert eine Grosszahl kleiner und kleinster Quellen. Die Fassungen auf den Kantonsgebieten von St. Gallen und Appenzell-Innerrhoden wurden den kantonalen Katastern entnommen; jene in Ausserrhoden ermittelte AMMANN (1979).

In Vorarlberg sind die helvetischen Kreidekalke verkarstet und speisen unterirdisch Bergwasser in die Talaue. An den tiefsten Stellen zwischen den Schuttfächern treten sie jeweils am Hangfuss zu Tage. Südlich von Götzis erreichen sechs derartige Quellen Erträge bis 3000 l/min. Weitere Austritte liegen östlich von Koblach am Südrand des Kummabergs. Als Bützenbach-Quelle tritt Karstwasser südlich von Hohenems aus und speist als Hohenemser Ache zusammen mit dem Gillbach, dessen Quelle im Mösle beim Sportstadion heute Götzis versorgt, die bis ins 17. Jh. bestehende Schiffsanlage in Bauern-Wasen. Durch Karstschläuche und Hangschutt aus dem Schrattenkalk-Liegendschenkel des Götzner Gewölbes (Lusbühel) werden die von Götzis gefassten Grundwasseraustritte beim Mösle (Koord. 766.850/246.100 und 766.780/245.960) mitversorgt (OBERHAUSER 1970, 1991 a, b).

Im Hangendschenkel des Götzner Gewölbes treten aus dem Schrattenkalk bei Kalkofen (Koord. 765.800/243.400) grosse Mengen von Bergwasser zu Tage. Ein Teil dürfte durch Karstschläuche in der unter dem Ried durchziehenden Felschwelle über Neuburg zum Kummaberg fliessen. Dort versorgt das Winkelbrünneli beim Klettergarten Teile von Koblach aus dem Schrattenkalk. Nördlich des Kummabergs liegen die Rheinschotter unter 10 m torfigen Lehmen; nach den Schottern zwischen Kommingen und Kummaberg hat sich ein Hinterwassergebiet gebildet. KOBEL (in BERTSCHINGER et al. 1978) erwähnt Karstwasser im Gebiet von Rüthi-Blattenberg.

Mineralquellen und Subthermen

Die «Mineralquelle» *Walzenhausen* tritt bei Schönenbüel (Koord. 760.2/256.2) westlich von Lachen aus. Das Wasser des schon 1717 erwähnten *Bad Balgach* (Koord. 763.200/252.500) stammt aus dem Torfgebiet und weist eine Gesamtmineralisation von 300 mg/l auf.

Die *Hohenemser Schwefelquelle* (Koord. 768.850/246.550) entspringt im Seewer Kalk des Liegendschenkels des Götzner Gewölbes südlich des Schuttkegels von Hohenems. Das Wasser tritt mit konstant 15,6°C aus und ist mit 476,6 mg/l H₂S mineralisiert. Die Mineralisation wird auf Lösung von Pyrit im Grenzbereich Garschella-Formation/Seewer Kalk zurückgeführt (KOBEL & HANTKE 1979, KRIEG 1989). Wenig südlich des Kartenblattes sind H₂S-Austritte bei Nofels bekannt (OBERHAUSER 1991 a, S. 56).

Gewässer

Ausser der Frutz mündet kein Bach in den Rhein. Die Zuflüsse von Westen werden durch den Rheintaler Binnenkanal und den Alten Rhein, jene von Osten durch den Koblacher bzw. Vorarlberger Rheintal-Binnenkanal in den Bodensee geleitet (ROHNER 1992b, WAIBEL 1992c).

Grundwasser

Hauptgrundwasserleiter bilden im Rheintal die fluvialen Rheinschotter (Fig. 9 und 10) mit Durchlässigkeiten (k) von 10^{-3} bis 2×10^{-2} m/s. Entsprechend dem talabwärts zunehmenden Sand- und Siltanteil nimmt die Durchlässigkeit ab. Grundwasserleiter sind sodann die Schwemmfächer der Zuflüsse des Rheins und die Talauen, in denen der Rhein mäandriert hat. Die spätwürmzeitlichen Deltaschotter unterhalb der Schwelle Oberriet–Montlingen erreichen – infolge des meist erhöhten Silt- und Feinsandanteils – kaum Werte von 5×10^{-4} m/s, erlauben aber gleichwohl eine begrenzte Nutzung.

Über die Nutzung des Grundwasserstromes gibt LIENERT (1980a, b) eine Zusammenstellung für das Gebiet zwischen Au SG und Thal, KOBEL (1994) eine solche für die Schweizer und STARCK (1994, Tab. 7 und 8) eine für die Vorarlberger Seite des unteren Rheintales. Grundwasserhöffig ist der 23–42 m mächtige Schuttfächer der Ill bei k-Werten zwischen $3,5 \times 10^{-3}$ und 6×10^{-3} m/s bei bis 50 mg/l hohen Nitratwerten. Die Fächer von Frutz und Frödisch liegen dem jüngsten Ur-Ill-Fächer auf.

Im Alpenrheintal sind Grundwasservorkommen der Rheinaue für die Wasserversorgung von Bedeutung (SAXER 1969, STARCK 1970, 1971, BERTSCHINGER et al. 1978, KOBEL & FUSSENEGGER 1992). Die Mächtigkeit des Grundwasserleiters

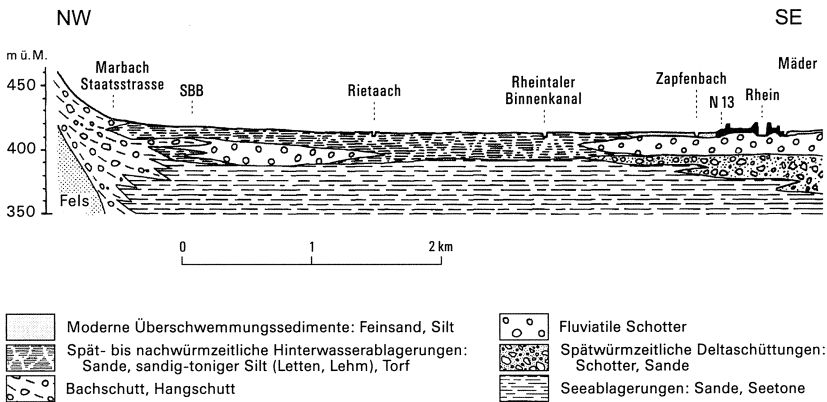


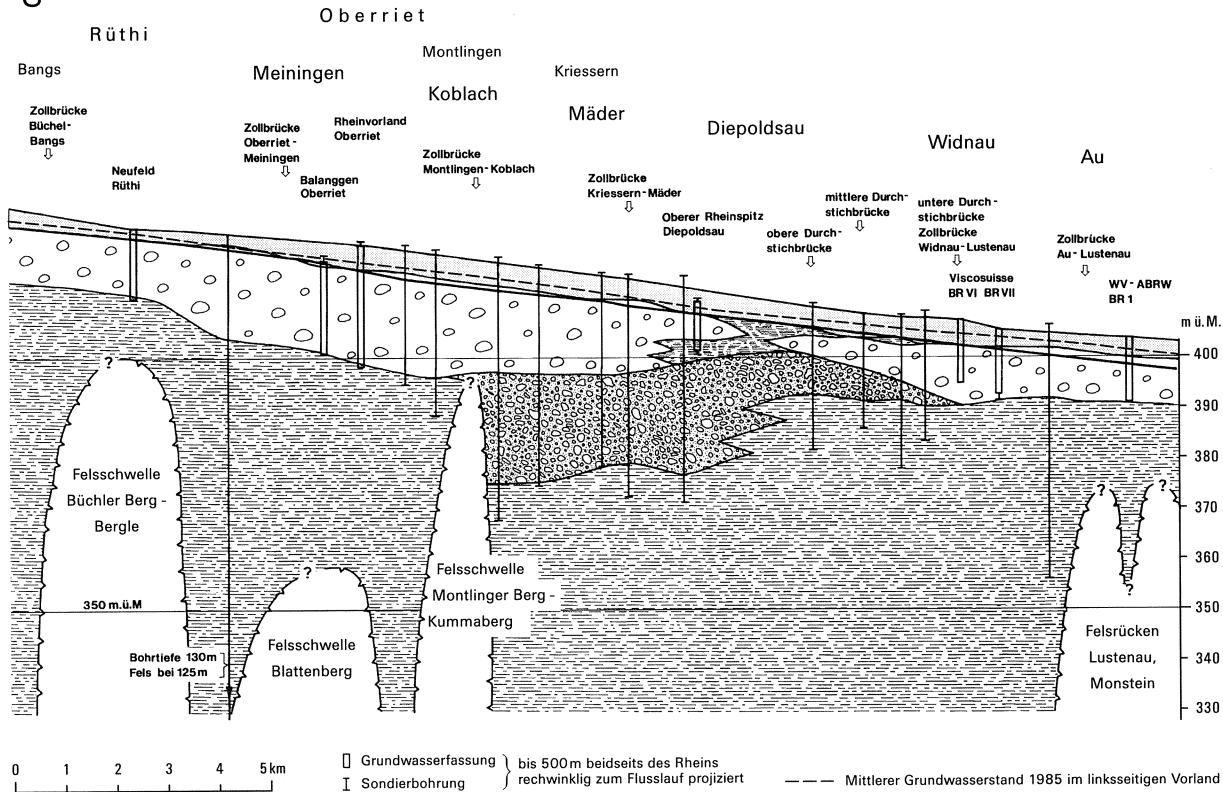
Fig. 9: Hydrogeologisches Querprofil durchs Rheintal von Marbach nach Mäder, aus KOBEL (1994, Abb. 28).

bewegt sich bei Mäder um 50 m (4 Bohrungen endeten in 50 m Tiefe in Grobsanden). Die vom Rhein geschütteten Leiter werden von Schuttfächern der Ill und der Frutz eingeengt, verbreitern sich um Koblach wieder auf 1 km, bei Mäder gar auf 3 km. Sie sind meist von wenig durchlässigen, lehmigen Silten überdeckt, die das Grundwasser vor Verunreinigungen schützen. Durch Querschnittsverengung zwischen Kummaberg und Montlinger Berg und allenfalls eine Felsschwelle zwischen den beiden Inselbergen wird Grundwasser aus dem Grundwasserfeld Koblach mit k -Werten zwischen $3,5 \times 10^{-3}$ und 5×10^{-3} m/s bei 2‰ Gefälle in den Rhein abgeführt. Umgekehrt verliert der Koblachener Kanal nördlich des Kummabergs Wasser ins Grundwasser; weiter nördlich speist es die Baggerseen im Alten Rhein der Diepoldsauer Schlinge. Im Feld von Mäder liegt k um 4×10^{-3} m/s, das Gefälle um 0‰; die Nutzung im Pumpwerk der Rheintal-Wasserversorgung erreicht bis 24 000 l/min. Erhöhte Werte der Gesamthärte (bis 25° frz) weisen auf Infiltration durch Rheinwasser aus Einzugsgebieten von Gipslagerstätten hin. Aus von Lehm- und Torfgebieten umgebenen Rheinauen sickern O_2 -arme, Fe- und Mn-haltige Wässer ins Grundwasser und reichern sich mit bis 50° frz in zirkulationsarmen Bereichen an (STARCK 1994).

Fig. 10: Hydrogeologisches Längsprofil durchs Rheintal von Rüthi nach Au, aus KOBEL (1994, Taf. 6b). Legende: s. Fig. 9.

S

N



NUTZBARE ROHSTOFFE

Steinbrüche, Schotter-, Sand- und Lehmgruben, Kalköfen

Solange die Anwohner des Rheins den Kampf gegen die Hochwasser allein zu führen hatten, lieferte der Fluss das Gesteinsgut und die Rheinauen das Holz für die meist unzulänglichen Schutzbauten von Wuhren sowie der Schotterdämme. Für die Internationale Rheinregulierung stieg der Steinbedarf sprunghaft an. Rechtsrheinisch lieferten die Steinbrüche Unterklien, Winkla am Südhang von Kummaberg und Kadelberg; von diesem führt eine Werkbahn zum Rheindamm. Linksrheinisch wurden Bausteine am Kolbenstein an der Nordseite des Montlinger Bergs und in Oberbüchel gebrochen (MADLENER 1992).

Zeitweise noch in Betrieb ist der Abbau im *Kieselkalk*-Steinbruch am Kummaberg südlich von Kommingen; aufgelassen ist der Abbau neben der Bahnlinie bei Hohenems.

In Steinbrüchen der Unteren Süßwassermolasse wurde «*granitischer Sandstein*» und *Kalksandstein* abgebaut. Heute ist in St. Margrethen nur der Steinbruch Winterhalde in Betrieb, der jüngst noch erweitert wurde.

Südlich von Berneck wurde aus kalkiger Molasse in einem Kalkofen *Kalk* gebrannt. In Vorarlberg ist bei Götzis Kalk gebrannt worden.

In der Oberen Meeresmolasse, besonders im *Plattensandstein* an der Nordabdachung des Buechbergs und im «granitischen Sandstein», finden sich viele, meist aufgelassene Steinbrüche.

Schotter und *bindige Sande* wurden bei Held südwestlich von Berneck ausgebeutet; heute wird im Altlauf südlich von Diepoldsau und in den Rheinalluvionen gebaggert. *Kies* wurde früher auch aus Nagelfluhbänken der Gäbris-Abfolge gewonnen, so nördlich von Sturzenhard (760 m) und östlich von Grund oberhalb von Balgach (660 m).

Lehm wird um Oberriet, bei Pfäffi und im Loo, zur Ziegelfabrikation verwendet.

Mineralien

Im Plattenwald bei Klaus wurden in den Jahren des 2. Weltkriegs *Phosphorit* als Dünger abgebaut.

Beim Autobahndurchbruch bei Götzis entdeckte RESCH (in OBERHAUSER 1991 a) am Kontakt Schratenkalk/Garschella-Formation ein von Sammlern ausgebeutetes Lager von *Flussspat*.

Torf

In alten Stillwasserbereichen haben sich aus Restseen des verlandenden Rheintal-Bodensees Niedermoore entwickelt (STARCK 1992). In ihnen wurde bis über 11 m Torf gemessen, so im Banriet zwischen Montlingen und Altstätten, im Foren zwischen Bühel und Dätzen, im Foren des Götzner Riedes sowie in den Torfgebieten SSE von Koblach, wo – wie im Banriet – in grossem Umfang Torf gestochen wurde (SCHREIBER 1910).

Im Isenriet begann der Torfstich um 1740; im 19. Jh. wurde in fast allen Mooren Torf gestochen. 1894 setzte im Altstätter Banriet der industrieller Abbau ein. Nach Spitzen in den Weltkriegen wurde er 1998 eingestellt (KAISER 2003).

Erdgas

Im unteren Alpenrheintal, besonders im Deltagebiet des Rheins in Altenrhein (Blatt 45 Rorschach, Koord. 759.500/262.875, FRÜH 1897), sowie südwestlich von Altstätten (Koord. 759.975/248.075) sind Austritte von Gas, vorwiegend Methan mit Anteilen von Stickstoff und Edelgasen, bekannt (RICKENBACH 1947, S. 81), das regelmässig als Begleiterscheinung der Vertorfung dem Riedboden entweicht. Ein ^{14}C -Alter von 6890 ± 140 a BP, von an alluviale Sande gebundenem Sumpfgas – vorwiegend Methan, aus 20 m Tiefe – bekundet eine Verlandungsphase im Älteren Atlantikum (BÜCHI et al. 1964). Explorationsbohrungen zwischen Oberriet und Altstätten endeten enttäuschend (EBERLE 1987).

TIEFBOHRUNGEN, BOHRUNGEN

Einblick in die Sedimentfüllung des distalen Alpenrheintales geben die Tiefbohrungen *Dornbirn 1* (2920 m, östlich des Blattes) und *Hohenems-Landhaus*, eine 750 m ENE der Landesgrenze (Koord. 769.190/249.520) niedergebrachte Spülbohrung. In dieser sind die tiefsten 5,4 m Kies über dem Felsgrund (Reiselsberger Sandstein) in 592,9 m Tiefe präquartär, die darüber folgenden 107,5 m Ton mit Steinchen (Kalk, Quarz, Gneis) deutet STARCK (1994) als Moräne. In 480 bis 52 m Tiefe liegen blaugraue und gelbliche, zuweilen sandige Tone mit Holz (in 235 und 197 m Tiefe) vor. Zwischen 52 und 12 m Tiefe alternieren Kies, Sande und Tone, mit Torf überlagert. Nach einer Pollenanalyse von DRAXLER (in OBERHAUSER 1991 a, S. 44 ff) wären die Sedimente bis 289 m Tiefe Holozän und fragliches Spätglazial; sie könnten aber schon ältere Warm- und Kaltzeiten beinhalten. Die Bohrung ergab einen punktförmigen Einblick in die bis 600 m mächtige

Lockergesteinsfolge. Während diese bis in 300 m Tiefe noch ins Spätglazial gehören könnte, dürften die tieferen, meist nicht mehr untersuchten Abfolgen mit ihren Seetonen bis in die Frühgeschichte des Alpenrheintales zurückreichen. In einer weiteren Bohrung nordwestlich von Hohenems hat P. Starck (mündl. Mitt.) schon in 15,8 m Tiefe Obermoräne mit Amphibolit- und gekritzten kalkalpinen Geschieben angetroffen. Da Obermoräne sich immer wieder fast an den selben Stellen einstellt, kann die jüngste sehr wohl über älteren Seeablagerungen liegen.

Zwei Bohrungen für ein geplantes Kernkraftwerk *Rüthi* (In den Stöcken, Koord. 760.222/241.316 bzw. 760.192/241.196) erbohrten in 78 bzw. in 125,2 bis 136 m Tiefe anstehenden Seewer Kalk (WEBER 1972). Darüber zeigen sie, von oben nach unten:

- 2,00 m bzw. 1,7 m siltige Deckschichten
- 18,00 m bzw. 22,0 m siltig-sandiger Kies
- 10,80 m bzw. 23,7 m Silt, oft leicht tonig
- 46,75 m bzw. 75,3 m toniger, meist plastischer Silt
- 0,35 m bzw. 2,5 m toniger Silt mit kleinen Geröllen (Moräne)

Die Foralith-Erdwärme AG, St. Gallen, teufte in Altstätten, Marbach und Rebstein einige 84–132 m Tiefe Bohrungen ab:

- Dabei erreichte die Bohrung *Altstätten* (Koord. 758.850/250.750) nach 15 m Moräne die Molasse, eine Folge von vorwiegend siltigen Mergeln, in 99–110 m Tiefe mit Sandsteinbänken und in 117–123 m einer dunklen Kalknagelfluhbank und bis 132 m Endtiefe erneut beige Mergel.
- Die Bohrung *Marbach* (Koord. 760.381/251.087) brachte nach 8 m siltigem Kies, bis 47 m Silt, Mergel mit Sandsteinblöcken, Moräne, dann bis zur Endtiefe in 120 m: Molassemergel mit Sandsteinschichten.
- Die Bohrung *Rebstein* (Koord. 761.630/251.570) zeigte, nach geringmächtiger Deckschicht, bis 3 m schwarzen Silt mit wenig Torf, bis 9 m Torf, bis 12 m grauer sandig-siltigen Kies mit wenig Ton, bis 15 m Ton mit wenig Silt und Torf, bis 78 m grauer Ton mit einzelnen Siltlagen (Stillwasserablagerungen), bis 84 m Endtiefe grauer Mittel- bis Grobkies mit Ton und Silt (Flussablagerungen).

In der Rheinebene wurden zahlreiche Sondierbohrungen abgeteuft, doch überschreiten sie nur selten einige Zehner von Metern. Vor allem auf ihrer Grundlage lassen sich die Unterscheidungen der holozäne Sedimente vornehmen. Das Amt für Umweltschutz des Kantons St. Gallen hat für das Blatt St. Margrethen - Diepoldsau die Ergebnisse von 223 Bohrungen zur Verfügung gestellt.

Die Bohrungen für die *Autobahn N 1/13* verblieben in Alluvionen des Holozäns und des jüngeren Spätglazials. WEBER (1978) und RELLSTAB (1978) haben sie zu Profilen ausgewertet (Taf. III).

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F. (2002): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Fürstentums Liechtenstein. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Vaduz.
- ALLEMANN, F., SCHWIZER, B. & MARTIN, B. (1985): Geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein 1:25 000. – Regierung des Fürstentums Liechtenstein, Vaduz.
- AMMANN, M. (1979): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse des Appenzeller Vorderlandes. – Dipl. Univ. Zürich (unpubl.).
- AMPFERER, O. (1940): Im Kampfe für Reliëfüberschiebung und O–W-Bewegung. – Verh. Zweigst. Wien, Reichsanst. Bodenforsch. Wien.
- ARMBRUSTER, L. (1951): Landschaftsgeschichte von Bodensee und Hegau. – Biene, Lindau-Giebelbach.
- BAUMBERGER, E. (1925): Versuch einer Umdeutung der Profile durch die Subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 192.
- (1930): Vorläufige Mitteilung über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 23/2, 555–562.
- BERGMEISTER, U. (1992): Die Rheinregulierung auf der schweizerisch-österreichischen Rhein-strecke (Illmündung bis zum Bodensee), Exkursion N 1. – Internat. Forschungsges. Inter-prävent 1992, Klagenfurt.
- BERGMEISTER, U. & LEIPOLD-SCHNEIDER, G. (2000): Umstritten und freudig begrüßt: 100 Jahre Fussacher Durchstich 1900–2000. – Montfort (Vshr. Gesch. Gegenwart Vorarlbergs) 52/1, 49–80.
- BERGMEISTER, U. & OBERHAUSER, R. (1993): Rheindelta, Vorarlberger Rheintal mit Inselberg- und Talrandaufschlüssen im Helvetikum (Exkursion B am 15. April 1993). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart) [N.F.] 75, 45–73.
- BERLI, S. (1985): Die Geologie des Sommersberges (Kantone St. Gallen und Appenzell). – Ber. st. gall. natw. Ges. 82, 109–145.
- BERTSCHINGER, H. (1966): Rhein-Regulierung. Vom Fürstentum Liechtenstein und dem St. Galler Rheintal. – Kant. Meliorations- u. Vermessungsamt St. Gallen.
- BERTSCHINGER, H., GARTMANN, R., KOBEL, M., LOACKER, H., WEBER, E., BÜHLER, A., CAMENISCH, I., DICKENMANN, M. & NÄNNY, P. (1978): Der Grundwasserstrom des Alpenrheins. – *Wasser, Energie, Luft* 70/5, 95–172.
- BIK, M. J. J. (1960): Zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Frödischbach- und Mühlto-beltals in Vorarlberg (Österreich). – Diss. Univ. Amsterdam.
- BISCHOFF, A. (1992): Wildbachverbauungen im Rhein-Einzugsgebiet des Kantons Graubünden. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 309–311). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- BLUMER, E. (1905): Östlicher Teil des Säntisgebirges. In: HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge (S. 518–638). – Beitr. Geol. Karte Schweiz [N.F.] 16.
- (1922): Notiz über die nördlichsten Kreideketten der Alpen zu beiden Seiten des Rheins. – *Eclogae geol. Helv.* 17/2, 166–168.
- BLUMRICH, J. (1921): Geologie des Riedersteins und Ölrains in Bregenz. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgeb. 49, 5–24.
- (1924): Fossile Eichenstämme im Rheintal. – *Heimat* 5/11–12, Bregenz.
- (1930): Die miozäne Molasse des Pfänderstockes. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umge-bung 58, 81–119.
- (1936): Molassestudien im Pfändergebiet. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 63, 251–269.
- (1937): Die Bregenzer Bucht zur Nacheiszeit. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), 187–190.

- BLUMRICH, J. (1942): Geschichte der Auflandung des Bodenseerheintales. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung* 68, 143–160.
- BÖHM, J. (1937): Zusammenstellung der mitteleozänen Floren und Faunen Vorarlbergs. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 88 (1936), 497–500.
- BOLLIGER, T. (1992): Kleinsäugerstratigraphie in der miozänen Hörnlichschüttung (Ostschweiz). – *Diss. Univ. und ETH Zürich. Auch: Documenta Naturae (München)* 75.
- (1994): Geologie und Paläontologie der Glimmersandgrube Helsinghausen (Kt. Thurgau). – *Mitt. thurg. natf. Ges.* 52, 63–79.
- (1996): Drei neue Kleinsäugerfaunen aus der miozänen Molasse der Ostschweiz (MN3 und MN7/8). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 202/1, 95–110.
- (1998): Age and geographic distribution of the youngest Upper Freshwater Molasse (OSM) of eastern Switzerland. – *Eclogae geol. Helv.* 91/3, 321–332.
- BOLLINGER, D. (1988): Die Entwicklung des distalen osthelvetischen Schelfs im Barremian und Früh-Aptian. Drusberg-, Mittagsspitzen- und Schrättensalk-Fm. im Vorarlberg und Allgäu. – *Diss. Univ. Zürich; Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.]* 259a.
- BRIEGL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrättensalkformation (Unterkreide). – *Eclogae geol. Helv.* 65/2, 425–483.
- BROGGI, M. (1992): Zukunftsperspektiven – der Rhein als naturnahe Lebensader – Utopie oder Vision? In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 408–413). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- BUCHER, S. (1992a): Die Malaria im St. Galler Rheintal. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 120–126). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Die Petitionen der st. gallischen Rheingemeinden zur Rheinkorrektur im 19. Jahrhundert. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 158–169). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- BÜCHI, U. P. (1950): Zur Geologie und Paläogeographie der südlichen mittelländischen Molasse zwischen Toggenburg und Rheintal. – *Diss. Univ. Zürich.*
- (1959): Zur Stratigraphie der Oberen Süsswassermolasse (OSM) der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 52/2, 449–460.
- BÜCHI, U. P. & HOFMANN, F. (1945): Die obere marine Molasse zwischen Sitter-Urnäsch und dem Rheintal. – *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 175–194.
- BÜCHI, U. P., WIENER, G. & OESCHGER, H. (1964): Zur Altersfrage der Gasvorkommen bei Altstätten SG. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 30/79, 69–73.
- BÜRGISSER, H. M. (1981): Zur zeitlichen Einordnung der Oberen Süsswassermolasse in der Nordostschweiz. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 126/3, 149–164.
- BURGER, H. & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 74/2, 529–560.
- BURMEISTER, K. H. (1992a): Der Rhein im europäischen Flusssystem. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 14–17). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Die Rheinmühlen. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 75–78). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- CADISCH, J. (1928): Das Werden der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. – *Geol. Rdsch.* 19/2, 105–119.
- CZURDA, K. A. (1993): Bregenz, Pfänder, Gebhardsberg (Exkursion A am 13. April 1993). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart) [N.F.]* 75, 33–44.
- DECHEN, H. VON (1854): Geschiebe mit Eindrücken auf der Weinburg bei Rheineck, Kt. St. Gallen. – *Verh. nathist. Ver. Preuss. Rheinland u. Westf., Bonn.*

- DECHEN, H. VON & HAIDINGER, W. (1854): Geschiebe mit Eindrücken von Rheineck am Bodensee. – Jb. k.k. geol. Reichsanst. (Wien), 897–898.
- DUILE, J. & NEGRELLI, A. M. (1826): Die Grosse Rheinkarte, 1:3456. – Orig. Landesarchiv Tirol, Innsbruck; Teilkopie Staatsarchiv St. Gallen. Faksimile-Reprod. in KAISER (1991), WÜRTH (1991).
- EBERLE, M. (1987): Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 193–206.
- ECOS (2002): Earthquake Catalogue of Switzerland. – Schweiz. Erdbebendienst, <http://histserver.ethz.ch>.
- ERATH, J. N. (1783): Grund-Riss des Vornächtigen oder Alten Rheins, ca. 1:4200. – Orig. Stiftsarchiv St. Gallen, Karte 44.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1847): Bemerkungen über das Molassegebilde der östlichen Schweiz. – *Mitt. natf. Ges. Zürich* 1/7, 97–112.
- (1853): Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzenden Gegenden. – N. Denkschr. Schweiz. Ges. Natw. 13.
- (1878): Die Sentis-Gruppe. – *Beitr. geol. Karte Schweiz* 13.
- ESCHMANN, J. & ZIEGLER, J. M. (1854): Topographischer Atlas der Cantone St. Gallen und Appenzell, Blätter 4 Rheineck und 8 Oberriet. – Wurster u. Ziegler, Winterthur.
- EUGSTER, H., FRÖHLICHER, H. & SAXER, F. (1960): Blatt St. Gallen-Appenzell. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Erläut 23.
- EUGSTER, H., FORRER, M., FRÖHLICHER, H., KEMPF, T., SCHLATTER, L., BLASER, R., FUNK, H., LANGENEGGER, H., SPOERRI, M. & HABICHT, K. (1982): Blatt 1115 Säntis. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 78.
- EYER, R. (1992): Der Alte Rhein bei Diepoldsau. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 387–391). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- FEER, J. (1805): Specialcharte des Rheintals, ca 1:40 000. – Org. Staatsarchiv St. Gallen. Verkl. Reprod. in WARTH (1992).
- FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – *Eclogae geol. Helv.* 72/3, 673–714.
- FISCHER, A. (1992): Wildbachverbauung im österreichischen Rhein-Einzugsgebiet. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 301–308). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- FÖLLMI, K. B. (1981): Sedimentäre Hinweise auf oberkretazische Tektonik im Vorarlberger Helvetikum. – *Eclogae geol. Helv.* 74/1, 175–187.
- (1986): Die Garschella- und Seewer Kalk-Formation (Aptian–Santonian) im Vorarlberger Helvetikum und Ultrahelvetikum. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 262.
- (1987): Mid-Cretaceous platform drowning, current-induced condensation and phosphogenesis, and pelagic sedimentation along the eastern Helvetic shelf (northern Tethys margin). – *Proceed. 3rd Internat. Cretaceous Symp.* Tübingen, 585–606.
- (1989): Beschreibung neugefundener Ammonoidea aus der Vorarlberger Garschella-Formation (Aptian–Albian). – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 132/1, 105–189.
- FÖLLMI, K. B. & OUWEHAND, P. J. (1987): Garschella-Formation und Götzis-Schichten (Aptian–Coniacian): Neue stratigraphische Daten aus dem Helvetikum der Ostschweiz und des Vorarlbergs. – *Eclogae geol. Helv.* 80/1, 141–191.
- FÖRSTNER, U., MÜLLER, G. & REINECK, H.-E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. – N. Jb. Mineral., Abh. 109, 33–62.
- FORRER, M. (1949): Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 73, 3–99.

- FREI, B. (1971): Die späte Bronzezeit im alpinen Raum. – Ur- u. frühgesch. Archäol. Schweiz 3, 87–102.
- FREUDENBERGER, W. & SCHWERD, K. (1996): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. – Bayer. geol. Landesamt.
- FRÖHLICHER, H. (1960): Zur Stratigraphie und Tektonik der Unterkreide im Gebiet der Hohenkastenfalte (St. Galler Rheintal). – *Eclogae geol. Helv.* 53/2 (1960), 505–515.
- FRÜH, J. (1888): Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. – *Denkschr. Schweiz. Ges. Natw.* 30.
- (1897): Gasausströmungen im Rheintal. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* (1895/96).
- (1904): Notizen zur Naturgeschichte des Kantons St. Gallen: I. Isolierte marine Molasse in der Rheinebene östlich Blatten-Rorschach. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* (1903), 492–498.
- (1905a): Die Entstehung des Rheintals und seiner Formen. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* (1904), 29–32.
- (1905b): Inselberge im Rheintal. – *Eclogae geol. Helv.* 8/4, 409.
- FUCHS, W. (1971): Eine alpine Foraminiferenfauna des tieferen Mittel-Barreme aus den Drusbergsschichten vom Ranzenberg bei Hohenems in Vorarlberg. – *Abh. geol. Bundesanst. (Wien)* 27, 1–49.
- (1980): Die Molasse Vorarlbergs. In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs* (S. 145–151). – Springer, Wien / New York.
- FÜCHTBAUER, H. (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – *Eclogae geol. Helv.* 57/1, 157–298.
- GANZ, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. – *N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw.* 47/1.
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuch (Kt. Luzern). – *Eclogae geol. Helv.* 59/2, 723–772.
- GEIGER, M. & HALTNER, J. F. (1812): *Hydrotechnische Karte des Rhein-Stromes*, 1:3500. – Orig. Staatsarchiv, St. Gallen.
- GMEINER, P. (1979): Geotechnische Probleme im nördlichen Vorarlberg (Exkursion H am 20. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver. (Stuttgart)* [N.F.] 61, 117–126.
- GRAAFF, L. W. S. DE (1986): Zur Deglaziationsgeschichte der Walgauausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Sattens. – *Exkursionsführer Österr. geol. Ges.* 4, 43–46.
- (1993a): Das Quartär in Vorarlberg: Die eiszeitlichen Prozesse und die Morphostratigraphie der letzten Talvergletscherung. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.]* 75, 329–363.
- (1993b): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stosszahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – *Schr. Vorarlb. Landesmus (Bregenz)*.
- GRAAFF, L. W. S. DE, KUIJPER, W. J. & SLOTBOOM, R. T. (1986): Schlussvereisung und spätglaziale Entwicklung des Mooregebietes Gasserplatz (Feldkirch-Göfis, Vorarlberg). – *Jb. geol. Bundesanst. (Wien)* 132/2, 397–413.
- GRABHER, R. (1992): Wasserstandsbeobachtungen am Bodensee. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 331–333). – Buchs Druck und Verlag, Buchs.
- GRÜNINGER, I. (1977): Die Römerzeit im Kanton St. Gallen. – *Mittbl. Schweiz. Ges. Ur- u. Frühgesch.* 29, 13–20.
- (2003): Geld aus dem Boden: Römische Münzschatze im Kanton St. Gallen. – *Terra Plana* 3, 3–6.
- GRÜNVOGEL, E. (1940): Vortertiäre Entwicklung des alpinen Raumes in der Rheintalgegend. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.]* 29, 127–175.
- GÜMBEL, C. W. VON (1856): Beiträge zur geognostischen Kenntnis von Vorarlberg und Nordwest-Tirol. – *Verh. k. k. geol. Reichsanst. (Wien)*.

- (1861): Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. Abt. 1. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – Perthes, Gotha; Neudruck 1998, Pfeil, München.
- GUNZENREINER, U. (1992): Wildbachverbauung im Rhein-Einzugsgebiet des Kantons St. Gallen. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 312–315). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- GUTZWILLER, A. (1875): Über die bei St. Gallen und Rorschach ausgeführten Bohrversuche zur Herstellung artesischer Brunnen. – Ber. Tätigk. st.gall. natw. Ges. (1873/74), 370–418.
- (1877): Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/1.
- (1883): Molasse und jüngere Ablagerungen. In: GUTZWILLER A. & SCHALCH, F.: Geologische Beschreibung der Kantone St. Gallen, Thurgau und Schaffhausen. – Beitr. geol. Karte Schweiz 19/1.
- (1887): Blatt V Rheineck (NE-Ecke). Geol. Karte Schweiz 1:100 000. – Schweiz. geol. Komm.
- HABICHT, K. (1945a): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem st. gallischen Rheintal. – Eclogae geol. Helv. 38/1, 121–149.
- (1945b): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 83.
- HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1, 1–212.
- (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
- (1973): *Apeibopsis laharpei* HEER, eine Styracacee? – Eclogae geol. Helv. 66/3, 743–749.
- (1978): Eiszeitalter (Bd. 1). – Ott, Thun.
- (1979a): Zur Geologie von Molasse und Quartär der Nordost-Schweiz (Exkursion A am 17. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 61, 31–40.
- (1979b): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 61, 279–295.
- (1980): Eiszeitalter (Bd. 2). – Ott, Thun.
- (1983): Eiszeitalter (Bd. 3). – Ott, Thun.
- (1987): Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales. – Mitt. österr. Geol. Ges. 80, 207–228.
- (1991): Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete: Erd-, Klima- und Vegetationsgeschichte der letzten 30 Millionen Jahre. – Ott, Thun.
- (1992a): Die Entstehungsgeschichte des Alpenrheintals. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 20–30). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Zur Genese des Alpen-Rheintals. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 135/4, 847–856.
- (1993): Die aufgerichtete mittelländische Molasse der äussersten Nordost-Schweiz und ihre Überprägung durch den Bodensee-Rhein-Gletscher (Exkursion I am 17. April 1993). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 75, 187–196.
- (2003): Zur Landschaftsgeschichte von Zentralschweiz und östlichem Berner Oberland. – Ber. schwyz. natf. Ges. 14, 110–118.
- HANTKE, R., MÜLLER, E., SCHEIDEGGER, A. E. & WIESMANN, A. (2003): Der Molasse-Schuttfächer des Ottebärg und der Lauf der Thur seit dem jüngeren Tertiär. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 53–84.
- HANTKE, R. & WAGNER, G. (2003): Eiszeitliche Mittelmoränen im Thurgau. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 85–111.
- HEER, A. (1992): Jost Wey und der Diepoldsauer Durchstich. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 236–239). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.

- HEER, O. (1854–1859): *Flora tertiaria Helvetiae* (Bde. 1–3). – Wurster & Cie, Winterthur.
- HEIERLI, H. (1974): Geologisches vom Bodensee-Rheintal. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung* 92, 275–287.
- (1984): Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – *Samml. Geol. Führer* 75 (Borntraeger, Berlin/Stuttgart).
- (1986): Zur geologischen Geschichte von Bodensee und Rheintal. – *Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung* 104, 163–175.
- HEIM, ARN. (1910): Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. I. Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 20/1.
- (1923a): Beobachtungen in den Vorarlberger Kreideketten. – *Eclogae geol. Helv.* 18/2, 207–211.
- (1923b): Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähneren-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 53/1.
- HEIM, ARN. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheins. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 68/2, 155–220.
- HEIM, ARN., BAUMBERGER, E., & STEHLIN, H.-G. (1928): Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. – *Vjschr. natf. Ges. Zürich* 73/1, 1–64.
- HEIM, ARN. & SEITZ, O. (1934): Die Mittlere Kreide in den helvetischen Alpen vom Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69/2, 185–310.
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1982): Blatt 82 Bregenz. Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- HERRMANN, P. & SCHWERD, K. (1983): Erläuterungen zu Blatt 82 Bregenz. Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süsswassermolasse) und zur Bodenseegeologie. – *Diss Univ. Zürich. Auch: Ber. st. gall. natw. Ges.* 74, 1–87.
- (1957a): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz. – *Eclogae geol. Helv.* 50/2, 289–322.
- (1957b): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen. – *Eclogae geol. Helv.* 50/2, 477–482.
- (1960): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 76 (1956–58), 49–76.
- (1973): Blatt 1074 Bischofszell. – *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Karte 65.
- HUF, W. (1963). Die Schichtenfolge der Aufschlussbohrung «Dornbirn 1» (Vorarlberg, Österreich). – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* 29/77, 9–10.
- INTERNATIONALE RHEINREGULIERUNG (1999): Rheinstrecke Illmündung–Bodensee und Mündungsvorstreckung, Übersichtsplan M. 1:25'000, Bauzustand 1998. – *Internat. Rheinreg., Rorschach*.
- JÄGGI, M. (1992): Die alternierenden Kiesbänke im Rhein. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 46–48). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- JORDI, U. (1994): Eine Übersicht der Gletschergeschichte und Glazialmorphologie im St. Galler Oberland und im Churer Rheintal – *Ber. st. gall. natw. Ges.* 87, 21–30.
- KAISER, M. (1989a): Rheinkarten und Rheinpläne aus 375 Jahren. – *Werdenberger Jb. (Buchs)* 1990, 30–43.
- (1989b): Hochwasser und Überschwemmungen am Alpenrhein. – *Werdenberger Jb. (Buchs)* 1990, 67–81.
- (1991): Menschen im Rheindelta. Aus der Geschichte eines Lebensraumes. In: WÜRTH, B.: *Das Rheindelta: ein Bildband* (S. 14–28). – Hämmerle, Hohenems.

- (1992a): Die alten Rheindörfer. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 67–74). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Industrialisierung und Rheinkorrektion im St. Galler Rheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 103–111). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (2003): Alpenrhein und Landschaftswandel. In: Sankt-Galler Geschichte 6. – Kanton St. Gallen.
- KÄLIN, D. (2003): Der Wellenberg bei Frauenfeld – die jüngsten Anteile der Oberen Süsswassermolasse der Ostschweiz: biostratigraphische Daten und tektonische Implikationen. – Mitt. thurg. natf. Ges. 59, 125–147.
- KALT, L. (1992a): Die Gestaltung des Alten Rheins vom Bruggerhorn bis zum Bodensee. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 266–272). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Wasserwehr am Rhein im Kanton St. Gallen. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 362–365). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- KAUFMANN, F.J. (1860): Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Naturw. 17.
- KELLER, B. 1989: Stratigraphie und Fazies der Oberen Meeresmolasse (Unteres Miozän) zwischen Napf und Bodensee. – Diss. Univ. Bern.
- KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstösse und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weissbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. (Univ. Zürich) 27.
- (1990): Die geologische Entwicklung des Alpenrheintals. – Werdenberger Jb. 3, 12–19.
- (1994): Entstehung und Entwicklung des Bodensees: ein geologischer Lebenslauf. In: MAURER, H. (Ed.): Umweltwandel am Bodensee (S. 33–92). – Fachverlag für Wissenschaft und Studium, St. Gallen und Universitätsverlag Konstanz.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geographica helv. 42, 169–178.
- KELLER, O. & KRAYSS, E. (1993): Eiszeitliche Landschaftsgenese im Appenzellerland (Exkursion C am 15. April 1993). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart) [N.F.] 75, 75–98.
- KELLER, R. (1892): Beiträge zur Tertiärflora des Kantons St. Gallen. – Diss. Univ. Bern. Auch: Ber. st. gall. natw. Ges. (1890/91), 82–117.
- KEMPF, O. (1998): Magnetostratigraphy and facies evolution of the Lower Freshwater Molasse (USM) of eastern Switzerland. – Diss. Univ. Bern.
- KEMPF, O., MATTER, A., BURBANK, D.W. & MANGE, M. (1999): Depositional and structural evolution of a foreland basin margin in a magnetostratigraphic framework: the eastern Swiss Molasse Basin. – Int. J. Earth Sci. 88, 253–275.
- KESSELI, E. (1926): Neuere Ansichten über die Tektonik der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein. – Jb. st. gall. natw. Ges. 61 (1925), 147–169.
- KIEFER, F. (1965): Die Wasserstände des Bodensees seit 1871. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 83, 1–31.
- (1992): See- und Flussablagerungen im Rheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 34–35). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1994): Das St. Galler und Liechtensteiner Rheintal. In: HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILIPP, R., STARCK, P. & WYSSLING, L.: Erläuterungen zu Blatt Nr. 5 Toggenburg (S. 110–130). Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000. – Schweiz. Geotechn. Komm.

- KOBEL, M. & FUSSENEGGER, B. (1992): Grundwasser und Trinkwasser im Rheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 338–340). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- KOBEL, M. & HANTKE, R. (1979): Zur Hydrogeologie des Rheintales von Sargans bis zum Bodensee (Exkursion E am 19. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. (Stuttgart) [N.F.] 61, 79–86.
- KOENIG, F. (1971): Die Verhandlungen über die internationale Rheinregulierung im st. gallisch-vorarlbergischen Rheintal von den Anfängen bis zum schweizerisch-österreichischen Staatsvertrag von 1892. – Europ. Hochschulschr. (03) 6.
- (1992): Der Staatsvertrag Schweiz – Österreich von 1892. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 172–189). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- KRAPF, P. (1901): Die Geschichte des Rheins zwischen dem Bodensee und Ragaz. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 30, 119–222.
- KRASSER, L. (1940): Die diluviale Ausgestaltung des alpinen Oberrheintales. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 29, 79–87.
- KRAUS, E. (1929): Über Flysch und Molasse im Allgäu. – Geol. Rdsch. 20/2, 146–158.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würmhochglazials. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 101, 113–129.
- KRAYSS, E. & KELLER, O. (1989): Die eiszeitliche Reliefontwicklung im Bodenseeraum. – Vermessung, Photogrammetrie, Kulturtechnik 89/1, 8–12.
- KRIEG, W. (1989): Der dritte Mammut-Fund in Vorarlberg. – Jb. Vorarlb. Landesmus., 15–18.
- (1991): Zur Entstehung des Rheindeltas. In: WÜRTH, B.: Das Rheindelta - ein Bildband (S. 8–13). – Hämmerle, Hohenems.
- KRIEG, W. & VERHOFSTAD, J. (1986): Gestein und Form: Landschaften in Vorarlberg. – Hecht, Hard.
- KÜNDIG, R., MUMENTHALER, T., ECKARDT, P., KEUSEN, H.R., SCHINDLER, C., HOFMANN, F., VÖGLER, R. & GUNTLI, P. (1997): Die mineralischen Rohstoffe der Schweiz. – Schweiz. geotech. Komm.
- LÄNGLE, G. (1992): Die Sanierung der Harder Bucht. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 276–278). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- LIENERT, O. (1980a): Das St. Galler Rheintal von Berneck bis Altenrhein. In: JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1980): Erläuterungen zu Blatt Nr.2 Bodensee (S. 27–29). Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000. – Schweiz. geotech. Komm.
- (1980b): Das Gebiet der subalpinen Molasse zwischen St. Gallen und St. Margrethen. In: JÄCKLI, H. & KEMPF, T. (1980): Erläuterungen zu Blatt Nr.2 Bodensee (S. 84–85). Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000. – Schweiz. geotech. Komm.
- LUDWIG, A. (1910): Flussgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. – Jb. S.A.C. 45, 225–249.
- (1911): Nochmals Molasseproblem und Alpenfaltung. – Jb. S.A.C. 46, 300–301.
- (1912): Ueber die Vorgänge bei der Talbildung. – Eclogae geol. Helv. 12/2, 245–264.
- (1917): Über die Entstehung des Rheintales und des Bodensees. – Ber. st. gall. natw. Ges. 54 (1914–16), 1–34.
- (1932): Die Nagelfluhzonen von Forst und Sommersberg bei Altstätten und Gais. – Eclogae geol. Helv. 25/2, 255–256.
- LUDWIG, A., SAXER, F., EUGSTER, H. & FRÖHLICHER, H. (1949): Blatt St. Gallen - Appenzell. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 23.
- MADLENER, R. (1992): Steinbrüche für die Rheinverbauung. Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 240–246). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.

- MARKOWSKI, U. (1992): Seegrundvermessung zwischen 1911 und 1979. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 280–284). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- MAYER-EYMAR, K. (1867): Tableau synchronistique des couches crétacées inférieures de la zone nord des Alpes et du Jura suisse. – Fretz, Zürich.
- MEESMANN, P. (1926): Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verh. natf. Ges. Basel 37, 1–111.
- MEIXNER, H. (1992): Die Seegrundvermessung 1989. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 285). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- MENGHIN, O. (1937): Die vorgeschichtlichen Funde Vorarlbergs. – Österr. Kunsttopogr. (Wien) 27.
- MERHART, G. VON (1926): Kreide und Tertiär zwischen Hochblanken und Rhein (mit geologischer Karte 1:25 000). – Diss. Univ. Innsbruck. Sonderschr. nathist. Komm. Vorarlb. Landesmus. 4.
- MERHART, G. VON & MYLIUS, H. (1914): Führer für die Ausflüge in das Kreidegebiet von Vorarlberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 4, 50–56.
- MÜLLER, S. (1930): Der Streit um Nutzungsrechte im Rheingau. – Alemania (Z. Gesch. Heimat-Volkskunde Vorarlbergs) 4/4.
- MURCHISON, R. T. (1849): On the Geological Structure of the Alps, Apennines and Carpathians. (Vorarlberg: p. 202). – Quart. J. Geol. Soc. London 5.
- NIGGLI, P. (1915): Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. I: Geographisch-geologischer Teil. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 5/1.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE & WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 14.
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen in der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 150.
- OBERHAUSER, R. (1958): Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), 121–140.
- (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 106, 1–88.
- (1970): Zur Hydrogeologie des Vorarlberger Rheintales zwischen Feldkirch und Hohenems-Klien mit besonderer Berücksichtigung der Bergwasserzuflüsse. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), 346–352.
- (1979): Helvetikum, Südliche Flyschzone und Quartär am Rheintalrand und im westlichen Walgau (Exkursion F am 20. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] 61, 87–100.
- (1980): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzone in Vorarlberg. In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs (S. 177–188). – Geol. Bundesanst. (Wien); Springer, Wien / New York.
- (1982): Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- (1988): Zur Geologie von Götzis. – Heimatbuch Götzis, 19–33.
- (1991a): Erläuterungen zu Blatt 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- (1991b): Zur Hydrogeologie des Rheintales zwischen Illfächer und Diepoldsauer Rheinschlinge, der Talränder und des Freschengebietes. – Archiv Lagerstättenforsch. geol. Bundesanst. (Wien) 13, 101–110.
- (1992a): Der Untergrund des Rheintales zwischen Illmündung und Bodensee. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 31–33). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.

- OBERHAUSER, R. (1992b): Zur Problemverzahnung von Geologie, Landschafts-, Ur- und Frühgeschichte. – *Schr. Vorarlb. Landesmus* (A) 5, 19–22.
- (1994): Blatt 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord. Geologische Karte der Republik Österreich 1:25 000. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- (1998): Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Vorarlberg 1:200 000, mit Erläuterungen. – Geol. Bundesanst. (Wien).
- OUWEHAND, P. J. (1987): Die Garschella-Formation («Helvetischer Gault», Aptian – Cenomanian) der Churfürsten – Alvier Region (Ostschweiz): Sedimentologie, Phosphoritgenese, Stratigraphie. – *Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich* [N.F.] 275.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, Leipzig.
- PETER, E. (1951): Das Deltagebiet des Rheins im Bodensee. – *Rorschacher Njbl.*
- PFISTER, C. (1984): Das Klima der Schweiz von 1525–1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft. Bd. 1: Klimageschichte der Schweiz 1525–1860. – Haupt, Bern.
- (1999): Wetternachhersage: 500 Jahre Klimavariationen und Naturkatastrophen (1496–1995). – Haupt, Bern.
- PLATZER, G. (1992): Die Illmündung. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 273–275). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- QUERVAIN, F. DE & GSCHWIND, M. (1934): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz. – Schweiz. Geotechn. Komm.; Huber, Bern.
- RELLSTAB, W. (1978): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse und im Holozän des unteren St. Galler Rheintals. – *Dipl. geol. Inst. ETH Zürich* (unpubl.).
- RENZ, H. H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 87–214.
- (1938): Zur Geologie der östlichen st. gallisch-appenzellischen Molasse. – *Jber. st. gall. natw. Ges.* 69, 1–128.
- RESCH, W. (1977): Bericht 1976 über Profilaufnahmen und mikropaläontologische Untersuchungen in der Oberen Meeresmolasse auf Blatt 82 Bregenz. – *Verh. geol. Bundesanst.* (Wien), A 82 – A 84.
- RESCH, W., HANTKE, R. & LOACKER, H. (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch der Kraftwerksbauten (Exkursion C am 19. April 1979). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.* (Stuttgart) [N.F.] 61, 49–66, Stuttgart.
- RICHTER, M. (1978): Vorarlberger Alpen. – *Samml. Geol. Führer* 49 (Borntraeger, Stuttgart), 2. Aufl. (1. Aufl. 1969).
- RICHTHOFEN, F. VON (1857): Gliederung der Kreideformation in Vorarlberg. – *Jb. k.k. geol. Reichsanst.* (Wien) 8/4, 809–811.
- (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. – *Jb. k.k. geol. Reichsanst.* (Wien) 10/1, 72–136.
- (1862): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nord-Tirol. – *Jb. k.k. geol. Reichsanst.* (Wien) 12/2, 87–206.
- RICKENBACH, E. (1947): Erdgasvorkommen. – *Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser.* 26/1, 80–88.
- RIEDEL, L. (1940): Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. – *Z. dtsh. geol. Ges.* 92, 69–107.
- RÖGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* 41, 65–73.
- RÖMER, J. C. (1769): Der Rheinflaß durch das ganze Rheinthall, samt den Wuhrungen, Dämmen und einer genauen Lage der Oerter gegen einander, welche auf beyden Seiten desselben sich befinden, 1:14 811. – *Orig. Staatsarchiv St. Gallen. Verkl. Reprod.* in BERTSCHINGER et al. (1978), SCHEFFKNECHT (1992).

- ROHNER, H. (1992a): Baragas Plan von 1792 und Korrektionsvarianten im Vorfeld des Staatsvertrages von 1892. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 144–151). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Die Binnengewässerkorrektion im St. Galler Rheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 294–300). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- ROTHPLETZ, A. (1900): Über die Entstehung des Rheintales oberhalb des Bodensees. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 29, 31–46.
- SAX, H.G.J. (1925): Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohem Freschen (Vorarlberg). – Diss. Univ. Zürich.
- SAXER, F. (1964): Blatt 1075 Rorschach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Blatt 45.
- (1965): Blatt 1075 Rorschach. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Erläut. 45.
- (1969): Grundwasserkarte des Kantons St. Gallen 1:100 000, mit Erläuterungen. – Jber. st. gall. natw. Ges. 79.
- SCHAAD, H.W. (1925): Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen (Deutschösterreich). – Diss. Univ. Zürich.
- SCHAEFER, I. (2001): Albrecht Penck: redivivus. – *Geologica Bavarica* 106, 243–257.
- SCHALCH, F., GUTZWILLER, A., & SCHILL, J. (1879): Blatt IV Frauenfeld – St. Gallen. Geologische Karte der Schweiz 1:100 000. – Schweiz. geol. Komm.
- SCHALLER, K. (1992): Der Einfluss der Stauseen auf Rhein und Bodensee. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 328–330). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- SCHEFFKNECHT, W. (1992): Der Rhein: Vom Bindeglied zur Grenze. Das Werden einer Grenze am Beispiel des Reichshofes Lustenau. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 58–66.). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- SCHERTENLEIB, U. (1993): Die topographische Aufnahme des Kantons St. Gallen 1841–1854. – Cartogr. Helv. 8, 9–22.
- SCHEYER, A. (1977): Gemeinde St. Margrethen: Entstehung und Entwicklung. – Ortsgem. St. Margrethen.
- SCHMIDLE, W. (1942): Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoss des Konstanzer Gletschers. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 68, 109–142.
- SCHNEIDER, J.M. (1925): Das st. gallische Rheintal kein Glazialerosionstal. – *Eclogae geol. Helv.* 19/1, 162–165.
- (1929): Ursachen der Rheintal-Senkung. – *Eclogae geol. Helv.* 22/2, 148–151.
- (1934): Rentier (Geweihstück) aus Glazialschotter des Rheingletschers unweit Altstätten. – *Eclogae geol. Helv.* 27/2, 440.
- SCHREIBER, H. (1910): Die Moore Vorarlbergs und des Fürstentums Liechtenstein in naturwissenschaftlicher und technischer Beziehung. – Deutsch-östrerr. Moorver. Staab.
- SCHREINER, A. (1968): Untersuchungen zur Entstehung des Bodensees. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung 86, 283–294.
- SCHREINER, A., OBERHAUSER, R., OTT, G. & ZITZMANN, A. (1991): CC 8718 Konstanz. Geologische Übersichtskarte 1:200 000. – Bundesanst. Geowiss. Rohst. Hannover.
- SCHWAB, G. (1827): Der Bodensee nebst dem Rheintale von St. Luziensteig bis Rheinegg. – Seekreis Verlag, Konstanz (Neudruck 1969).
- SCHWERD, K. (1986): Geologie des deutschen Staatsgebietes der Blätter 8423 Kressbronn am Bodensee und 8424 Lindau (Bodensee). – *Geologica Bavarica* 90, 17–90.
- SCHWERD, K. & ZEH, U.M. (1986): Blatt 8424 Lindau (Bodensee). Geologische Karte von Bayern 1:25 000. – Bayer. geol. Landesamt. *Geologica Bavarica* 90, Beilage 2.

- SIEGER, R. (1892): Postglaziale Uferlinien des Bodensees. – *Schr. Ver. Ges. Bodensees Umgebung* 2/1, 164–182.
- SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg. – *Schr. Vorarlb. Landesmus. (A)* 1.
- SMIT SIBINGA-LOKKER, C. (1965): Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzugsgebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Österreich). – *Diss. Univ. Leiden*.
- STACHER, P. (1980): Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 152.
- STARCK, P. (1970): Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flussinfiltration. – *Diss. Univ. Innsbruck*.
- (1971): Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flussinfiltration. – *Beitr. Mikrofazies Strat. Tirol Vorarlberg (Innsbruck)*, 441–506.
- (1992): Restseen, Schwemmkegel und Torf im Vorarlberger Rheintal. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 36–37). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1994): Das Vorarlberger Rheintal. In: HAERING, C., JÄCKLI, H., KOBEL, M., KÜNDIG, R., LIENERT, O., PHILIPP, R., STARCK, P. & WYSSLING, L.: Erläuterungen zu Blatt Nr.5 Toggenburg (S. 131–137). *Hydrogeologische Karte der Schweiz 1:100 000*. – Schweiz. Geotechn. Komm.
- STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.* 69, Abh. 1.
- STEINHAUSER-ZIMMERMANN, R.A. (1989): Der Montlingerberg im Kanton St. Gallen (Schweiz): Funde und Grabungen von 1898 bis 1960. – *Diss. Univ. Zürich*.
- STEUDEL, A. (1874): Welche wahrscheinliche Ausdehnung hatte der Bodensee in der vorgeschichtlichen Zeit? Wann ungefähr gestalteten sich seine jetzigen Ufer? – *Schr. Ver. Gesch. Bodensees Umgebung* 5, 72–91.
- STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse*. – Jenni, Bern.
- (1834): *Geologie der westlichen Schweizer Alpen: ein Versuch*. – Groos, Heidelberg.
- (1853): *Geologie der Schweiz*, Bd. 2, 3. Hauptteil: Das Hügelland. – Stämpfli, Bern und Schulthess, Zürich.
- (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen*. – Dalp, Bern.
- THEOBALD, G. (1865): Blatt X Feldkirch – Arlberg. *Geol. Karte Schweiz 1:100 000*. – Schweiz. geol. Komm.
- VACEK, M. (1875): Umgebung von Hohenems. – *Verh. k.k. geol. Reichsanst. (Wien)*, 229–230.
- (1879a): Über das Kreidegebiet in Vorarlberg. – *Verh. k.k. geol. Reichsanst. (Wien)*, 124.
- (1879b): Über Vorarlberger Kreide. – *Jb. k.k. geol. Reichsanst. (Wien)* 29/4, 659–758.
- VISCHER, D. (1992): Der Rhein und seine Geschiebe. In: *Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung* (S. 41–48). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- VONBANK, E. (1964): *Arbor Felix*. – *Ur-Schweiz* 28/1, 1–24.
- (1972): Die römischen Hafenmauern am Bregenzer Leutbühl. – *Montfort (Vjschr. Gesch. Gegenwart Vorarlbergs)* 24, 256–259.
- VONBANK, E., GRABHERR, J., SCHEFFKNECHT, E. & WELTI, L. (1965): *Lustenauer Heimatbuch, Band I: Geschichtliche Beiträge*. – Marktgemeinde Lustenau.
- WAGNER, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees. – *Jb. Ver. Schutze Alpenpfl. u. -tiere (München)* 27, 1–17.
- WAIBEL, F. (1951): Die Internationale Rheinregulierung. – *Österr. Wasserwirtsch. (Wien)* 8–9, 198–208.

- (1992a): Von Fähren und Rheinbrücken. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 79–97). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992b): Die Werke der Internationalen Rheinregulierung. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 206–235). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992c): Die Binnengewässerkorrektion im Vorarlberger Rheintal. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 288–292). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992d): Der Bodensee als Vorfluter des Alpenrheins. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 334–335). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- (1992e): Wasserwehr am Rhein in Vorarlberg. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 366–368). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- WALSER, G. (1766): Die Landgrafschaft Rheinthall samt deren angränzenden Orten gezeichnet von Gabriel Walser, ref. Pfarrer zu Berneck. – Faksimile, Dorfpress Gattikon (1972).
- (1829): Appenzeller Chronik 3 – Trogen.
- WARTH, W. (1992): Die Schweiz, der Kanton St. Gallen, die Rheintalgemeinden und die Rheinkorrektion vor 1848. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 152–157). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- WEBER, A. (1928): Die Glazialgeologie des Tösstales und ihre Beziehungen zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. – Diss. ETH Zürich. Auch: Mitt. naturw. Ges. Winterthur 17-18 (1927–1930).
- WEBER, E. (1972) Sondierbohrung Nr. 1.2 und 1.3, Kernkraftwerk Rüthi SG. – Bericht Diasond AG Zürich (unpubl.).
- WEBER, R. (1978): Geologische Untersuchungen in der Unteren Süsswassermolasse und im Holozän des untersten St. Galler Rheintals. – Dipl. geol. Inst. ETH Zürich (unpubl.).
- WENZEL, H. (1992): Wildbach- und Rufenverbauungen im Rhein-Einzugsgebiet des Fürstentums Liechtenstein. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 316–319). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- WIEDMANN, J. (1977): On the significance of ammonite nuclei from sieve residues. – Actes colloq. Afric. Micropaleont. VI, Tunis 1974; Ann. Mines Geol. 28, 135–161.
- WÜRTH, B. (1991): Das Rheindelta: ein Bildband. – Hämmerle, Hohenems.
- WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 127/4, 701–706.
- (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 129/1, 161–265.
- ZARN, B. & OPLATKA, M. (1992): Die Entwicklung der Rheinsohle in den nächsten 100 Jahren. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 402–404). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.
- ZEPPÉLIN, E. (1893): Die hydrographischen Verhältnisse des Bodensees. – Schr. Ver. Gesch. Bodensees 22, 59–103.
- ZINGG, R., LOSER, N., WALZ, P. & KALT, L. (1992): Natur- und Landschaftsschutz am st. gallischen Alpenrhein. In: Internationale Rheinregulierung 1892–1992. Der Alpenrhein und seine Regulierung (S. 392–399). – BuchsDruck und Verlag, Buchs.

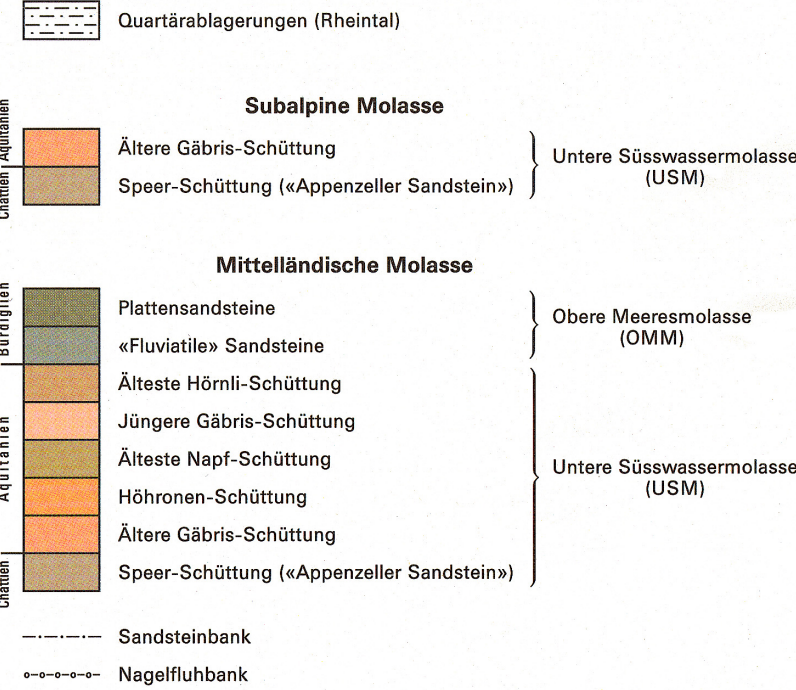
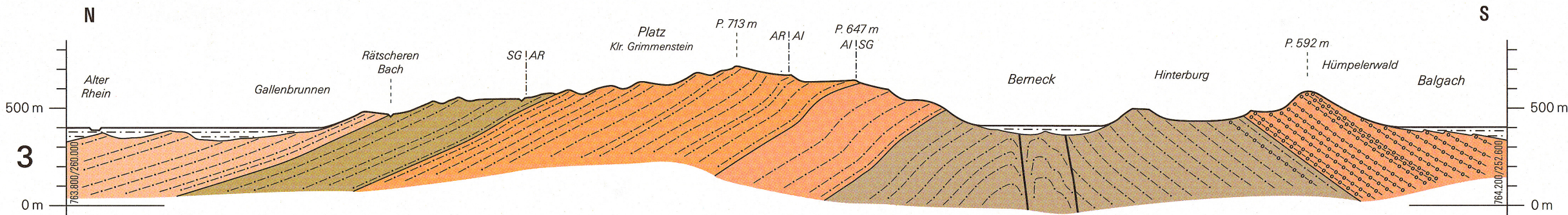
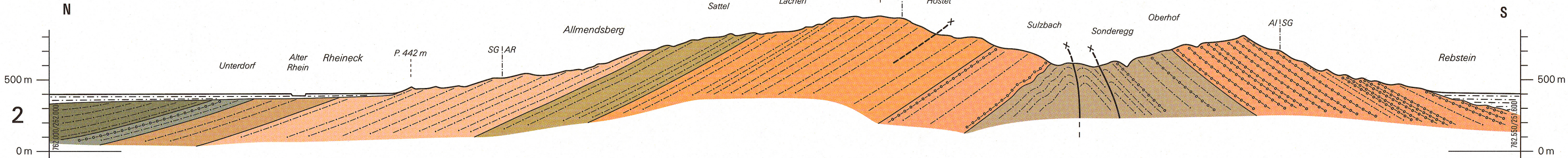
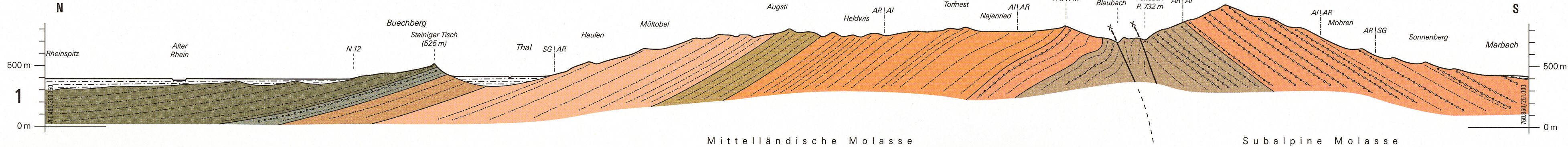
BEILAGEN

- Tafel I: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt St. Margrethen - Diepoldsau (I)
- Tafel II: Geologische Profile durch das Gebiet von Atlasblatt St. Margrethen - Diepoldsau (II)
- Tafel III: Quartärprofile entlang der Nationalstrasse N1/N13 zwischen Buriert und Oberriet (SG)

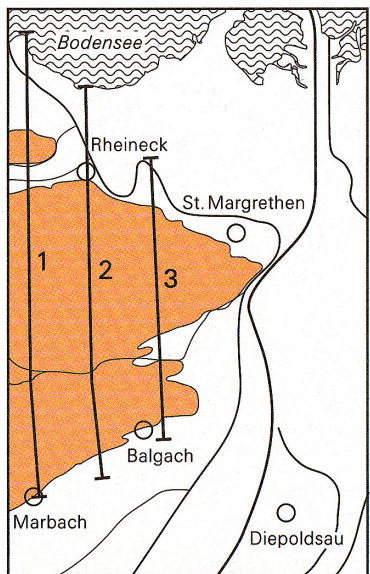
Geologische Profile
durch das Gebiet von Atlasblatt St. Margrethen - Diepoldsau (I)

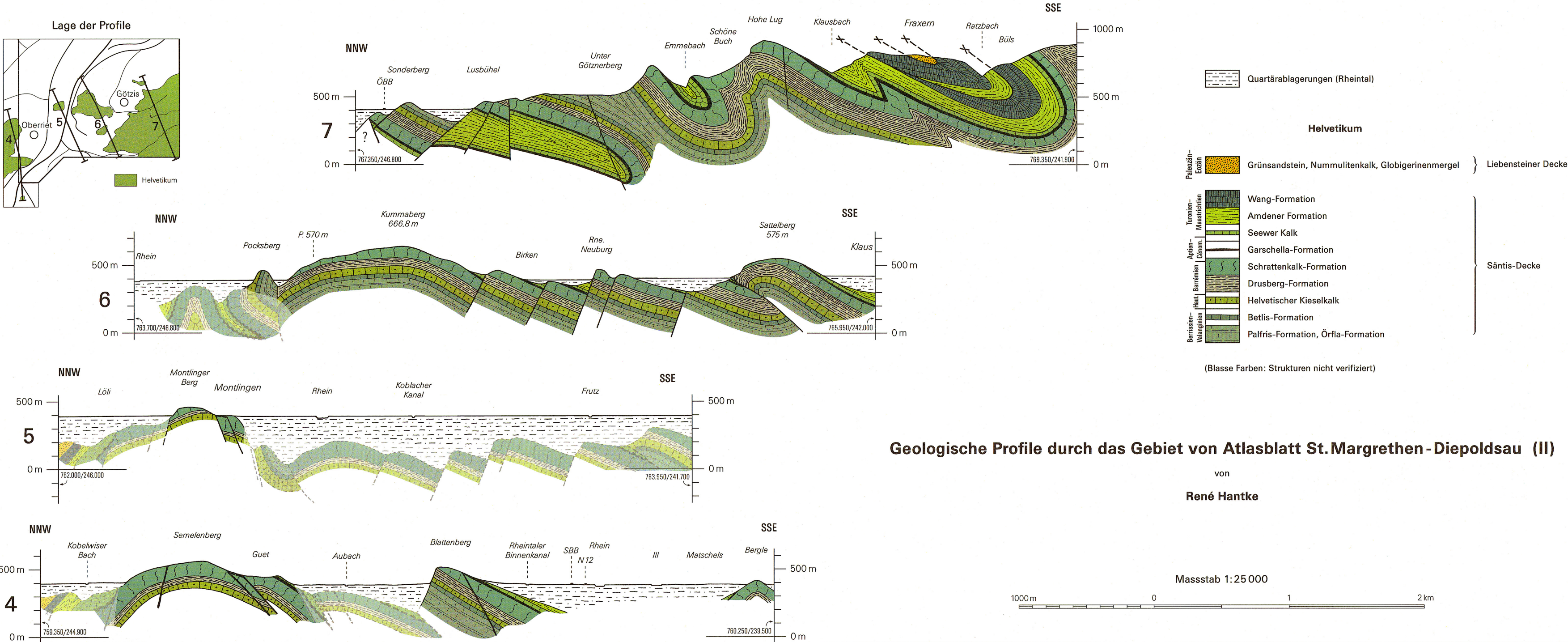
von
René Hantke

Massstab 1:25 000



Lage der Profile





Quartärprofile entlang der Nationalstrasse N 1 / N 13 zwischen Buriet und Oberriet (SG)

von
Werner Rellstab (Profil 2) und Rudolf Weber (Profil 1)

