Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales

Autor(en): **Eberle, Markus**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **80 (1987)**

Heft 1

PDF erstellt am: **06.08.2015**

Persistenter Link: http://dx.doi.org/10.5169/seals-165990

Nutzungsbedingungen

Mit dem Zugriff auf den vorliegenden Inhalt gelten die Nutzungsbedingungen als akzeptiert.
Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die angebotenen Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungshinweisen und unter deren Einhaltung weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://retro.seals.ch

Eclogae geol. Helv.	Vol. 80	Nr. 1	Seiten 193–206	Basel, April 1987

Zur Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales

Von MARKUS EBERLE[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Der Bodensee reichte – wahrscheinlich im Spätglazial – zusammenhängend mindestens bis Chur. Vor 10000 Jahren lag sein Ufer noch in der Gegend von Kriessern und Altstätten.

Die Lockergesteinsfüllung des glazial stark übertieften St. Galler und Liechtensteiner Rheintales besteht grösstenteils aus Tonen, Silten und Feinsanden, welche als Seeboden- und distale Deltaablagerungen interpretiert werden. Darüber liegen proximale, grobsandige und kiesige Deltaablagerungen, welche nach oben in Flussablagerungen überleiten. Die Mächtigkeit der kiesigen Flussablagerungen nimmt gegen den heutigen Bodensee hin keilförmig ab. Gegen den Talrand hin sind die Flussablagerungen des Rheins kompliziert mit Hinterwasserablagerungen, Verlandungssedimenten und seitlichen Bachschuttkegeln verzahnt. Bei Sennwald liegen 40 m mächtige Bergsturztrümmer grösstenteils direkt auf feinkörnigen Seeablagerungen.

Die Grenze zwischen Delta- und Flussablagerungen liegt im oberen St. Galler und im Liechtensteiner Rheintal ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M., also rund 25 m über dem heutigen mittleren Bodenseespiegel. Es werden vier Hypothesen aufgestellt:

a) Der Bodenseespiegel lag im Spätglazial ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M.
b) Der Bodenseespiegel lag im Spätglazial nicht höher als heute. Junge, vertikale Krustenbewegungen verursachten eine Hebung der Seeablagerungen.
c) Der späteiszeitliche Bodenseespiegel lag auf einer Kote von 410 m ü.M. Vertikale Krustenbewegungen verursachten eine Hebung der Seeablagerungen.
d) Ill und Frutz schoben ihren Schuttfächer ins Rheintal vor und stauten von Rüthi an rheintalaufwärts einen See auf, dessen Spiegel ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M. lag.

Der holozäne Bodenseespiegel lag, ähnlich wie heute, zwischen den Koten 394 bis 400 m ü. M.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit den Lockergesteinen des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales, wobei nur die direkt unter der Talebene liegende Füllung untersucht wurde. Die Lockergesteine an den Talhängen, welche grösstenteils älter sind, werden durch HANTKE (1970a, 1970b, 1979, 1983) und in der Bodenseegegend durch KELLER & KRAYSS (1980, 1982), HIPP (1982) und MÜLLER (1982) beschrieben. Im Vorarlberg gehen Arbeiten von STARCK (1970) und LOACKER (In: WEBER et al. 1978) auf die quartären Ablagerungen ein.

Durch das Aufsammeln von Bohrkernen, Spülproben und Bohrprofilen wurde versucht, die lithologischen Verhältnisse abzuklären. Die Datierung von Holzresten sollte einen Einblick in den zeitlichen Ablauf der Sedimentbildung geben.

[1]) Ingenieurgeologie, ETH Zürich/Rosskopf, CH-8893 Flums-Hochwiese.

Die meisten tieferen Bohrungen wurden zur Erkundung der Grundwasservorkom men abgeteuft. Aus Kostengründen wurden sie meistens mit dem Spülverfahren vorge trieben. Dadurch gingen leider viele geologische Informationen, wie detaillierte Litholo gie, Sedimentstrukturen oder Proben für Pollenanalysen, verloren. Obwohl die Anzal der Kernbohrungen überwiegt, haben sie für die Beschreibung der tieferen Lockerge steinsfüllung fast keine Bedeutung, da sie meistens nur eine Tiefe von 15 bis 10 r erreichen und somit in jungen, holozänen Sedimenten stecken bleiben. Flachbohrunge zeigen dafür oft die äusserst komplexe Verzahnung von Flusskiesen, Hinterwasserablage rungen, Verlandungssedimenten und seitlichen Bachschuttkegeln.

2. Historisches über die Entstehung des Bodensee Rheintales

Der in der Literatur existierende Begriff «Bodensee Rheintal» (BLUMRICH 1941/42 STARCK 1970; HEIERLI 1974) wurde eigentlich unglücklich gewählt, da er mit der ur sprünglichen geographischen Ausdehnung des Bodensees eng verknüpft ist. Diese Aus dehnung ist jedoch noch nicht ganz genau bekannt. In den nachfolgenden Ausführunge wird unter dem Begriff «Bodensee Rheintal» das Rheintal zwischen dem heutigen Boden see und Chur verstanden.

Mit der primären Anlage des Bodensee Rheintales haben sich schon früh verschieden Autoren befasst. ROTHPLETZ (1900) nahm an, dass das Bodensee Rheintal entlang tiefre chenden Verwerfungsspalten entstanden sei. HEIM (1905) bezeichnete das Ostende de Säntisgruppe als ein «Einbruchsgebiet» und erkannte, dass sich der Faltenbau der östl chen Säntis-Decken, an Bruchzonen verstellt, über die Inselberge bei Montlingen in di helvetischen Kreideketten Vorarlbergs fortsetzt. Zur gleichen Erkenntnis kar MEESMANN (1925), indem er ein grabenförmiges Einsinken der Gebirgsketten beschrieb wobei die Inselberge als Horste stehen geblieben seien. SCHMIDLE (1922) erkannte graben förmige Einbrüche in der weiter nördlich liegenden Molasse, und GRÜNVOGEL (1960 stellte eine Beziehung zwischen Richtung und Tektonik des Oberrheintalgrabens und de Bodensee Rheintales fest. Nach HEIERLI (1974) liegt das Bodensee Rheintal in einer in Pliozän angelegten Grabenzone, wobei die Sprunghöhe bei Feldkirch–Rüthi mindestens 1200 m betrage.

Lange Zeit stritten sich die Geologen, ob das Bodensee Rheintal durch Fluss- oder Glazialerosion entstanden sei. HEIM (1894) führte die Entstehung aller alpinen Randseen auf Flusserosion und nachfolgende Einsenkung des Alpenkörpers zurück. Die nördlichen Randzonen der Alpen seien um 300 bis 400 m versenkt worden. Auch STAUB (1934) betrachtete die Flusserosion als Hauptfaktor alpiner Talbildung. PENCK & BRÜCKNER (1909), sowie sämtliche Autoren der jüngeren Zeit erkannten, dass die Felsoberfläche im Bodensee Rheintal hauptsächlich durch Gletscher geformt wurde.

Argumente für die Unterstützung der Theorie der Glazialerosion wurden durch neue Erkundungsmethoden, mit denen die Höhenlage der Felsoberfläche unter der Quartär füllung bestimmt werden konnte, geliefert. GASSMANN & MÜLLER (1961) bestimmten die Felsoberfläche bei Kriessern–Diepoldsau mittels Gravimetrie auf einer Kote von 50 m ü.M. Die erste tiefere Sondierbohrung erreichte bei Dornbirn am Beckenrand den Fel auf 77 m ü.M. (HUF 1963). MÜLLER & GEES (1968a, 1968b, 1970) setzten im Bodenseegebiet erstmals Reflexionsseismik ein und folgerten auf Grund der tiefliegenden Felsoberfläche, dass das Bodenseebecken durch Glazialerosion entstanden sein müsse. Im Jah

1980 wurde eine weitere Tiefbohrung zwischen Diepoldsau und Hohenems abgeteuft. Sie erreichte die Felsoberfläche auf einer Höhe von 182 m unter Meeresspiegel (HANTKE 1983). Ein Jahr später erreichte eine Bohrung in Balzers die Felsoberfläche auf einer Kote von 32 m ü.M. SCHOOP & WEGENER (1984) werteten seismische Untersuchungen der Firma Brigitta und Elwerath GmbH (Hannover) neu aus und bestimmten im Gebiet von Diepoldsau–Lustenau die Felsoberfläche auf einer Kote von 200 m unter Meeresspiegel. WILDI (1984) versuchte die Felsoberfläche des Bodensee Rheintales in einer Isohypsenkarte darzustellen.

3. Historisches über den Rheintal-See

Schon STEUDEL (1874) und ROTHPLETZ (1900) wiesen auf einen See im Bodensee Rheintal hin, welcher nach dem Abschmelzen des Eises entstanden sei. Nach HEIM (1894) und WAGNER (1962) reichte dieser See bis Reichenau (westlich von Chur) und hing mit dem Walensee und Zürichsee zusammen. WEBER et al. (1978) und HANTKE (1980) zweifelten später wieder an einem spätglazialen, zusammenhängenden See im Rheintal. KINDLE (1984) zeigte, dass zumindest im Liechtensteiner Rheintal zusammenhängende Seeablagerungen vorhanden sind.

4. Genereller Schichtaufbau der Lockergesteinsfüllung

Auf der Felsoberfläche liegt in wenigen Fällen eine dünne Schicht mit siltig-sandigem Kies. Sie kann als *Grundmoräne* interpretiert werden. Darüber liegt ein mehrere hundert Meter mächtiges Schichtpaket mit bläulich-grauen Wechsellagerungen von Tonen, Silten und Feinsanden, welche oft kleine Nadel-, Blatt- und Holzreste enthalten. Diese Ablagerungen sind fein geschichtet und werden in der Literatur als «Bändertone» bezeichnet (BÜCHI et al. 1964). Sie werden als *Seebodenablagerungen* und *distale Deltaablagerungen* ausgeschieden. Nach oben nimmt die Korngrösse generell zu. Die über den feinkörnigen Ablagerungen liegenden Grobsande und stark sandigen Kiese können als *proximale Deltaablagerungen* interpretiert werden. Darüber liegen *Flussablagerungen,* welche gegen den Talrand hin mit *Hinterwasserablagerungen, Verlandungssedimenten* und *Bachschuttkegeln* kompliziert verzahnt sind. Flussablagerungen bestehen aus grauen bis bräunlichgrauen grobsandigen Kiesen mit grösseren Steinen. Darin sind oft grössere Holzstücke eingebettet. Hinterwasserablagerungen entstanden in verlassenen Mäandern oder seitlichen, durch Flußschüttungen abgedämmten Seen. Feine Fraktionen überwiegen daher und die Sedimente bestehen aus leicht kiesigen Sanden und grauen Lehmen, welche oft wenig organisches Material enthalten. Oft treten Hinterwasserablagerungen zusammen mit Verlandungssedimenten auf, welche aus Torfen oder bräunlichen Lehmen mit hohem Anteil an organischem Material bestehen. Den Übergang zum Talhang bilden Sedimente von Bachschuttkegeln, bestehend aus sandigen Kiesen und Grobsanden. Feinsandige Silte bilden in der Talebene eine dünne Deckschicht mit Überschwemmungsablagerungen.

5. Unterteilung in Teilabschnitte

Um die Lockergesteinsfüllung besser beschreiben zu können, wurde das St. Galler und Liechtensteiner Rheintal – unabhängig von der Geologie – in drei Abschnitte unter-

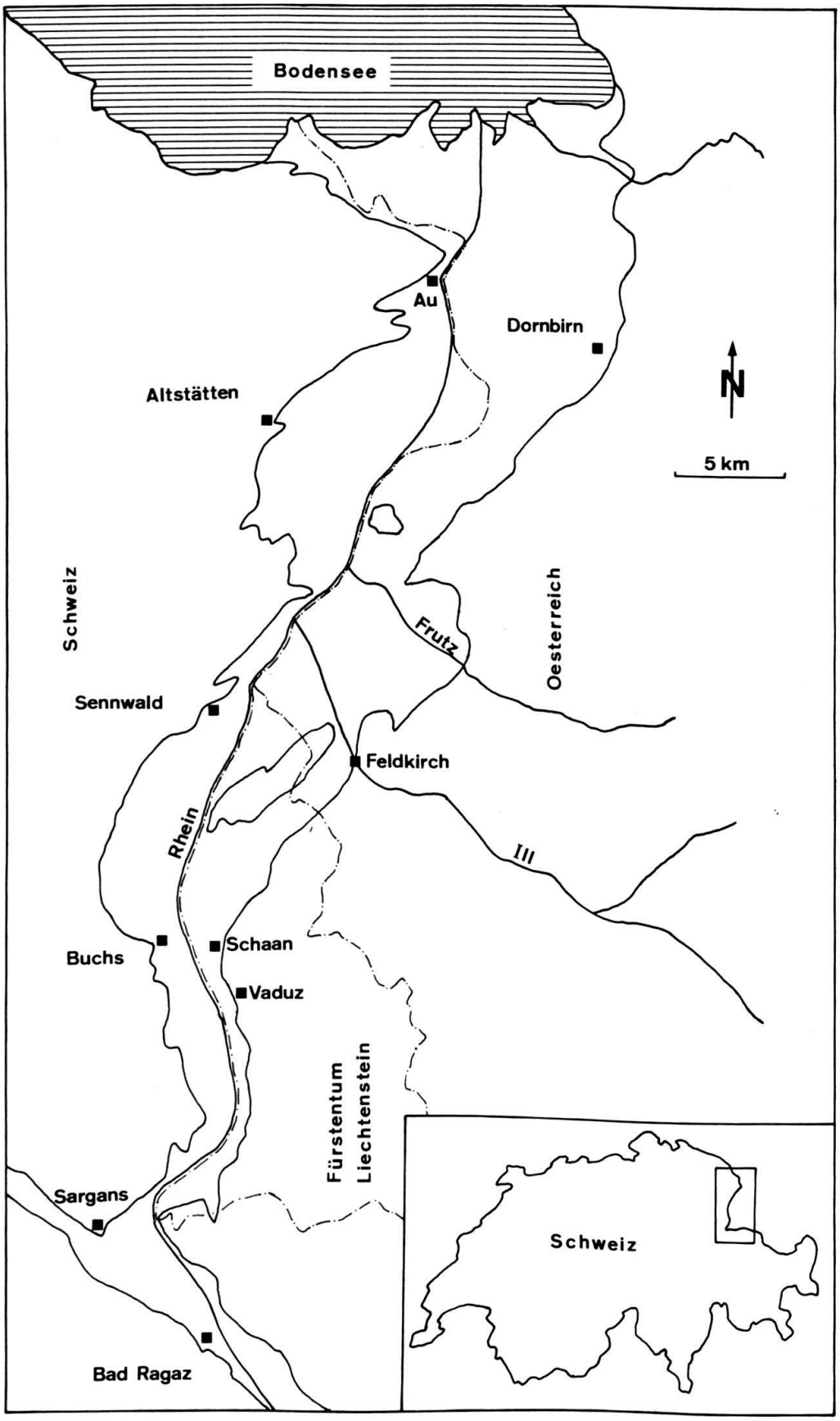


Fig. 1. Geographische Übersicht.

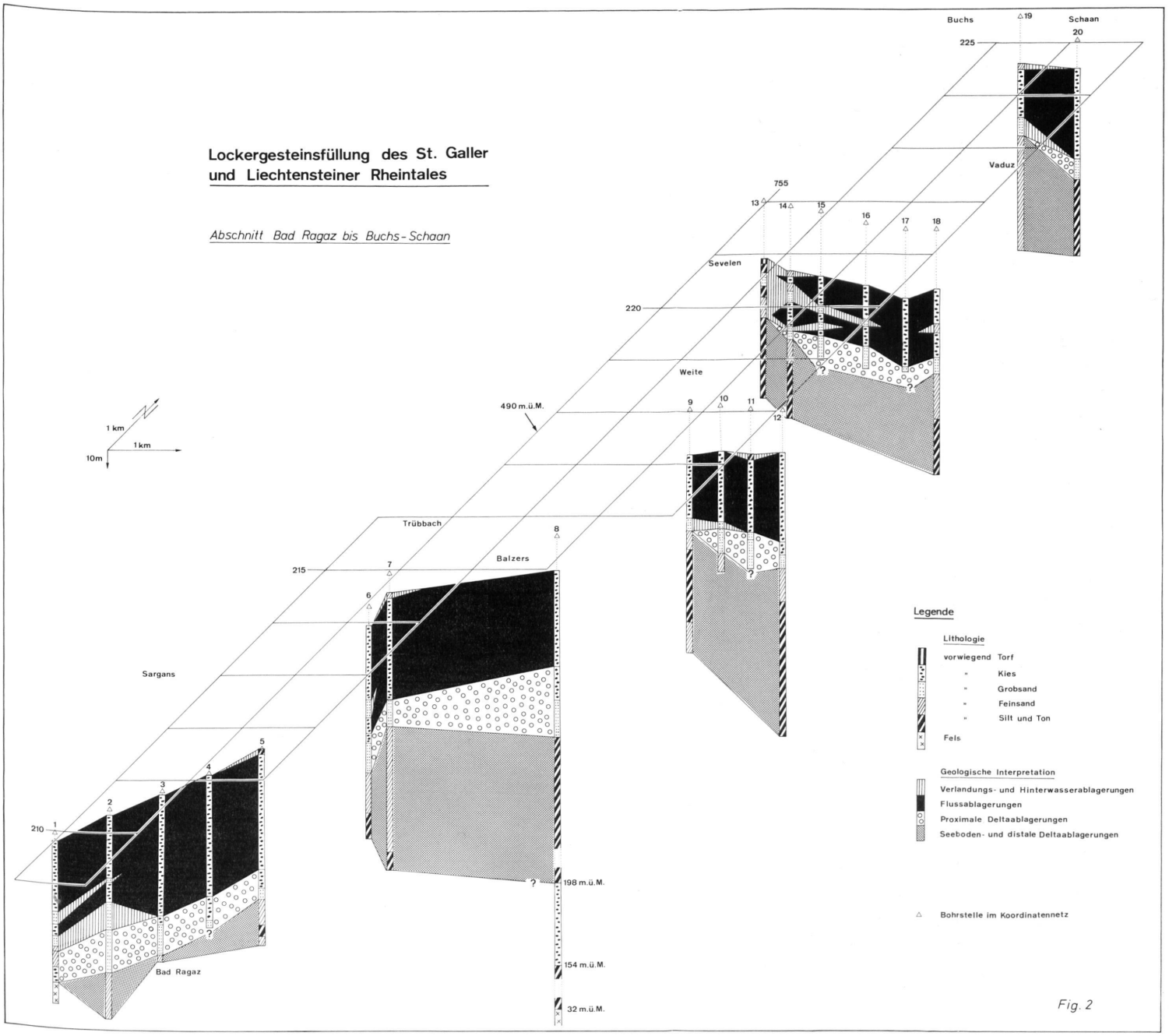

Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales
Abschnitt Bad Ragaz bis Buchs - Schaan
1 km
1 km
10m
490 m.ü.M.
Buchs
Schaan
Vaduz
Sevelen
Weite
Trübbach
Balzers
Sargans
Bad Ragaz
225
220
215
210
198 m.ü.M.
154 m.ü.M.
32 m.ü.M.
Legende
Lithologie
vorwiegend Torf
" Kies
" Grobsand
" Feinsand
" Silt und Ton
Fels
Geologische Interpretation
Verlandungs- und Hinterwasserablagerungen
Flussablagerungen
Proximale Deltaablagerungen
Seeboden- und distale Deltaablagerungen
Bohrstelle im Koordinatennetz

Fig. 2

Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales

Abschnitt Buchs - Schaan bis Sennwald

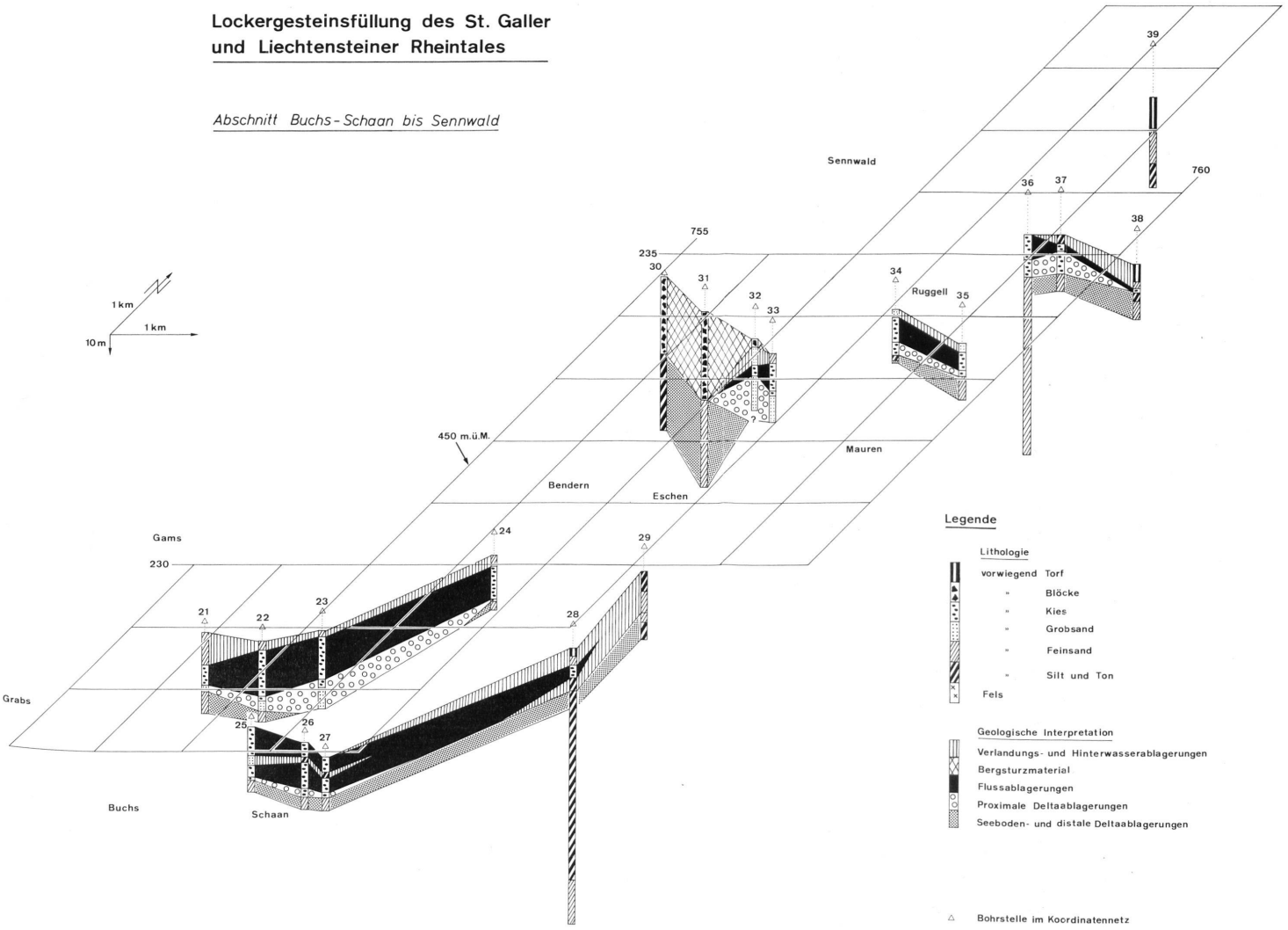


Fig. 3

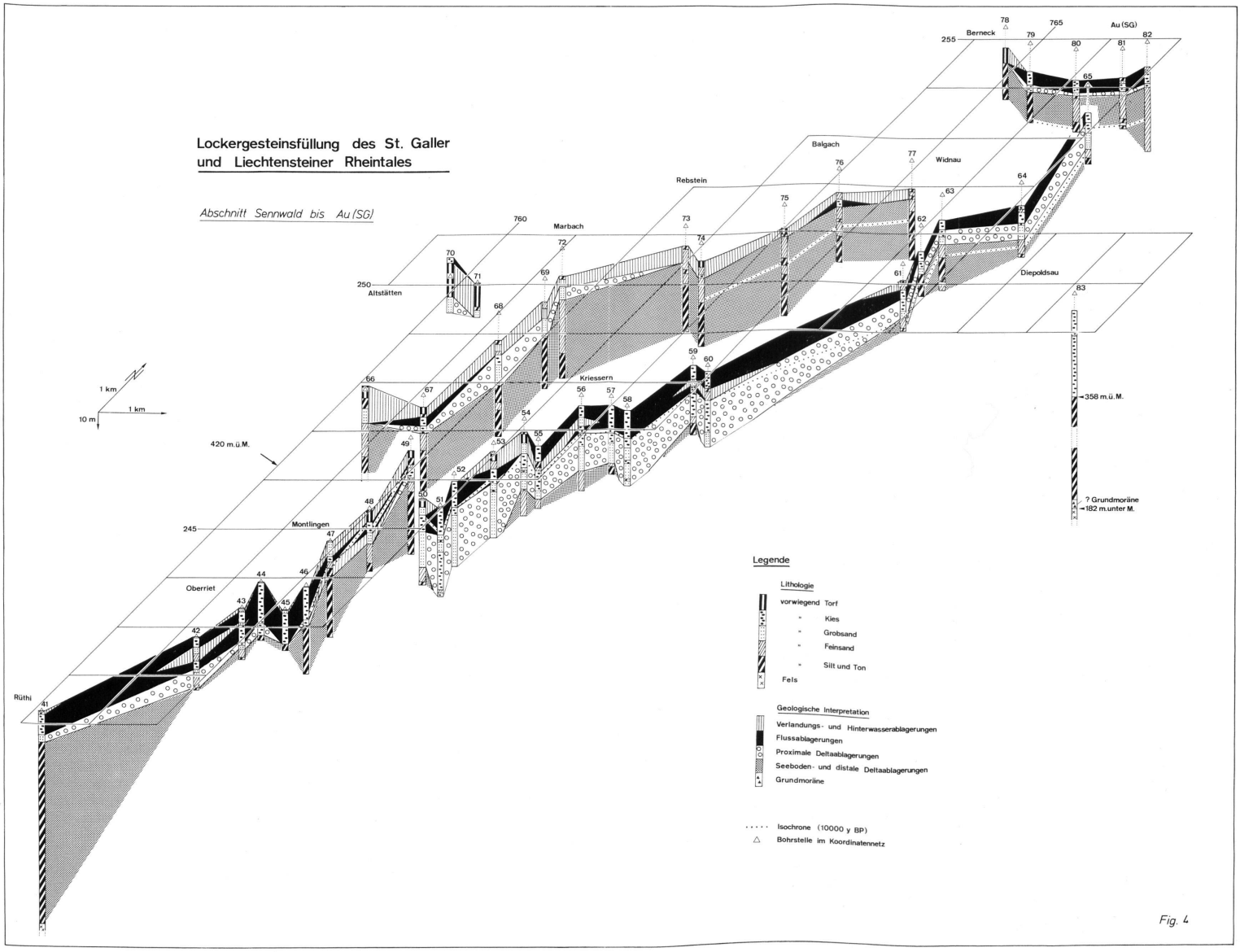

Lockergesteinsfüllung des St. Galler und Liechtensteiner Rheintales
Abschnitt Sennwald bis Au (SG)
Berneck
765
Au (SG)
255
78
79
80
81
82
65
Balgach
Widnau
Rebstein
76
77
64
63
75
760
Marbach
73
74
62
72
70
71
250
Altstätten
69
68
61
Diepoldsau
83
59
60
56
Kriessern
67
56
57
58
54
55
53
49
52
50
51
48
245
Montlingen
47
46
44
43
45
42
Oberriet
Rüthi
41
1 km
1 km
10 m
420 m.ü.M.
358 m.ü.M.
? Grundmoräne
182 m.unter M.
Legende
Lithologie
vorwiegend Torf
" Kies
" Grobsand
" Feinsand
" Silt und Ton
Fels
Geologische Interpretation
Verlandungs- und Hinterwasserablagerungen
Flussablagerungen
Proximale Deltaablagerungen
Seeboden- und distale Deltaablagerungen
Grundmoräne
Isochrone (10000 y BP)
Bohrstelle im Koordinatennetz

Fig. 4

teilt. Es sind dies die Abschnitte Bad Ragaz bis Buchs–Schaan, Buchs–Schaan bis Sennwald und Sennwald bis Au (SG) (wichtigste Lokalitäten in Fig. 1).

Das Alter der Lockergesteine der beiden ersten Abschnitte ist weitgehend unbekannt, da bei älteren Bohrkampagnen zu wenig Holzreste aus den tieferliegenden Sedimenten gesammelt wurden. Holzreste aus den Seeablagerungen des Liechtensteiner Rheintales wurden wohl in den Bohrprofilen aufgeführt, später aber leider weggeworfen. Im Abschnitt Sennwald bis Au (SG) wurde der Grossteil der Tiefbohrungen im Winter 1983/84 ausgeführt, wobei ich auf den Bohrstellen Proben sammeln durfte. In diesem Abschnitt konnten mittels C-14 Datierungen wenigstens Aussagen über den obersten Teil der Lockergesteinsfüllung gemacht werden.

Für jeden Abschnitt wurde ein dreidimensionales Streckenprofil mit Blick aus Südosten gezeichnet (Fig. 2 bis 4). Das Koordinatennetz wurde jeweils auf eine bestimmte Kote gelegt und die Bohrstellen darin eingezeichnet. Der Höhenunterschied zwischen der Kote des Koordinatennetzes und der Terrainoberfläche der Bohrstelle wurde mit einer senkrechten, punktierten Linie dargestellt.

6. Abschnitt Bad Ragaz bis Buchs–Schaan (Fig. 2)

Praktisch alle Bohrungen enden in Feinsanden, Silten und Tonen, welche als Seebodenablagerungen interpretiert werden. Bohrung 1 erreichte unter kiesigen Deltaablagerungen von lokalen Seitenbächen (Vilterser-Bach, Saar) und geringmächtiger, fraglicher Grundmoräne den Fels. Bei Balzers wurde eine Bohrung für Thermalwasser abgeteuft und der Fels auf einer Kote von 32 m ü.M. erreicht (Bohrung 8). Zwischen Kote 198 und 154 m ü.M. wurden lehmig-sandige Kiese mit Kalk- und Quarzitgeröllen erbohrt. Da durch die Spülbohrung Sedimentstrukturen zerstört wurden, kann diese gut 40 m mächtige Schicht, unter welcher wieder Seebodenablagerungen folgen, nicht genau interpretiert werden. Sie kann als Ablagerung eines Murganges, als Moräne oder als gletschernahe Seeablagerung gedeutet werden.

Über den Seebodenablagerungen liegen Deltablagerungen, bestehend aus Grobsanden und stark sandigen Kiesen, welche gelegentlich leicht lehmig sind. Ihre Mächtigkeit kann in randlichen Gebieten, welche von den Mündungen der Seitenbäche und des Rheins entfernt waren, stark reduziert sein. Die kontinuierliche Korngrössenzunahme, welche man in den Deltaablagerungen gegen oben hin beobachten kann, zeigt das langsame Vorrücken der Flussmündung.

Eigentliche Flussablagerungen, bestehend aus sandigen Grobkiesen mit grösseren Steinen und Blöcken, setzen ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M. ein. Ihre Mächtigkeit nimmt rheintalabwärts von 60 m (zwischen Sargans und Bad Ragaz) bis auf 40 m ab (Vaduz). Die Flusskiese enthalten Gerölle, welche aus dem gesamten Einzugsgebiet des Rheins stammen.

Hinterwasser- und Verlandungssedimente treten in verschiedener Lagerung auf. Einerseits treten sie zwischen Delta- und Flussablagerungen auf, andererseits liegen sie zwischen oder auf Flussablagerungen. Hinterwasserablagerungen, welche zwischen Delta- und Flussablagerungen liegen (Bohrungen 2 oder 9), konnten entstehen, weil die Mündung des Rheines nicht auf der ganzen Talbreite gleichzeitig nach Norden vorstiess. Dadurch blieben am Rande der Talebene untiefe Seen mit höher liegendem Seespiegel

zurück. Später gelangten aber auch diese seitlichen Seen in den Einflussbereich des Rheines und wurden mit Flussablagerungen überdeckt.

Linsen mit feinkörnigen Sedimenten, welche zwischen den Flussablagerungen auftreten, müssen als Hinterwasserablagerungen von verlassenen Mäandern gedeutet werden. Eigentliche Verlandungssedimente mit Torfen liegen immer nahe der Terrainoberfläche. Sie entstanden in seitlichen Sumpfgebieten, welche von den starken Strömungen des Rheines verschont blieben (Bohrung 13). Ein grösseres Gebiet mit mächtigen, lehmig-torfigen Verlandungssedimenten, welches in Fig. 2 nicht dargestellt wurde, liegt bei Sargans (Wangser Riet, Baschär).

Über das Alter der Lockergesteine im Abschnitt Bad Ragaz bis Buchs–Schaan weiss man nur wenig. Beim Aushub der Zentrale Sarelli der Kraftwerke Sarganserland AG (Koord. ca. 759.500/205.350) wurden in 23 m Tiefe Lehmablagerungen mit Holzresten erschlossen. Eine Altersbestimmung soll nach WEBER et al. (1978) 15000 Jahre ergeben haben. Nach diesem Autor setzt in den Becken des Alpenrheines von Sils i. D. bis zum Bodensee hin gut 20 m unter der heutigen Terrainoberfläche ein abrupter Sedimentationswechsel ein. In dieser Tiefe liege vermutlich ein alter Talboden, welcher ungefähr Ende Riss-Eiszeit entstanden sei.

Das Holzstück in 23 m Tiefe, welches nach WEBER ein Alter von 15000 Jahren ergab, dürfte allenfalls mit altem Gehängeschutt vergesellschaftet gewesen sein, da HANTKE (1980) andere Alterswerte gibt. Die Proben von WEBER und HANTKE stammen wahrscheinlich nicht von der genau gleichen Stelle. Nach HANTKE wurde in 26 m Tiefe in tonigen Silten ein Pinus-Holzrest gefunden, welcher ein Alter von 10880 ± 2000 yBP ergab (yBP = Jahre vor 1950). Darüber lag 7 m mächtiger Blockschutt mit einem Föhrenstamm, der ein C-14 Datum von 10650 ± 100 yBP lieferte. In 8 m Tiefe lagen in Rheinkiesen Holzreste von Lärche, Buche und Eiche mit C-14 Daten von 4890 ± 70 yBP, 4660 ± 80 yBP und 4430 ± 80 yBP. Die Lagerungsverhältnisse sind in einem Querprofil von SCHAERER (1973) gut dargelegt.

Aus dem Alter von 10880 ± 2000 yBP lässt sich für die Rheinkiese eine durchschnittliche Sedimentationsrate von rund 2 mm/Jahr errechnen. Falls der Bodensee vor 15000 Jahren noch bis Chur reichte (WAGNER 1962), müsste die Sedimentationsrate in den darunterliegenden, ca. 45 m mächtigen Flusskiesen (Fig. 2, Bohrungen 2 bis 5) beträchtlich grösser gewesen sein (durchschnittlich 1 cm/Jahr).

7. Abschnitt Buchs–Schaan bis Sennwald (Fig. 3)

Die tiefsten erbohrten Lockergesteine sind Seeboden- und distale Deltaablagerungen, bestehend aus feingeschichteten, bläulich-grauen Tonen, Silten und Feinsanden. Ihre Mächtigkeit dürfte, wie in den Bohrungen Balzers und Hohenems (Bohrung 8, Fig. 2; Bohrung 83, Fig. 4), mehrere hundert Meter betragen. Darüber liegen wieder proximale Deltaablagerungen, welche aber im Vergleich zu denjenigen im vorhergehenden Abschnitt geringmächtiger sind. Auf einer Kote von 420 m ü.M. setzen kiesige Flussablagerungen des Rheins ein. Ihre Mächtigkeit nimmt gegen Norden hin weiter ab. In den Bohrungen 25 bis 27 ist in den Flussablagerungen eine grössere Linse mit sandigen und lehmigen Hinterwasserablagerungen eingeschaltet. Über den Flussablagerungen folgen feinsandig-siltige Hinterwasserablagerungen, welche nach oben oft in torfige Verlandungssedimente überleiten. Die Mächtigkeit dieser Ablagerungen nimmt gegen den Rand

der Talebene hin bis auf 15 m zu (Bohrungen 21 bis 24, 37 bis 39). Da sich das Rheintal bei Buchs gegen Norden hin öffnet und die Talebene breiter wird, entstanden entlang den Talrändern Stillwasserzonen.

Südlich von Sennwald liegt eine grössere Masse von Bergsturztrümmern, welche in den Bohrungen eine Mächtigkeit von 40 m erreicht und grösstenteils direkt auf Seebodenablagerungen liegt. Nur gerade in den östlichsten Teilen unterlagern kiesige Flussablagerungen des Rheines das aus helvetischen Kreidekalken bestehende Bergsturzmaterial. Die Ausbruchsstelle des Bergsturzes, welcher direkt in einen See niederging, liegt an der Ostseite der Stauberen.

8. Abschnitt Sennwald bis Au (SG) (Fig. 4)

Der Grossteil der Tiefbohrungen reicht in feinkörnige Seeboden- und distale Deltaablagerungen hinein. In den Randgebieten der Talebene konnten nur kiesige oder grobsandige, proximale Deltaablagerungen der Seitenbäche erbohrt werden (Bohrungen 70 und 71). Im Gebiet zwischen Montlingerberg, Kummaberg und Kriessern wurden 40 m mächtige, siltig-sandige Kiese und Grobsande erbohrt, welche grösstenteils als proximale Deltablagerungen von Ill und Frutz gedeutet werden (Bohrungen 50 bis 60). Geröllbestimmungen haben ergeben, dass der Anteil an Dolomit- und Kristallingeröllen in diesen Deltaablagerungen bedeutend grösser als in den Schottern des Rheines ist. Ill und Frutz schütteten in den Bodensee einen grossen Deltafächer, welcher mindestens bis in die Gegend von Kriessern reichte. Die Mächtigkeit der proximalen Deltaablagerungen von Ill und Frutz nimmt vom Montlingerberg gegen Norden hin schnell ab. Über den Deltaablagerungen folgen kiesige Flussablagerungen von Rhein, Ill und Frutz, welche Linsen von sandigen Hinterwasserablagerungen enthalten und Richtung Altstätten und Balgach mit sandig-lehmig-torfigen Verlandungssedimenten verzahnt sind. Die Grenze zwischen Delta- und Flussablagerungen liegt auf einer Höhe von 396 bis 400 m ü.M.

Zwischen Diepoldsau und Hohenems wurde auf österreichischem Gebiet im Jahr 1980 eine Spülbohrung (Bohrung 83) abgeteuft und der Fels auf einer Kote von 182 m unter Meeresspiegel erreicht (HANTKE 1983). Direkt auf dem Fels lagen einige Meter sandiger Kies, welcher als Grundmoräne interpretiert wird. Darüber folgen etwa 530 m mächtige, feinkörnige Seeboden- und distale Deltaablagerungen. Die obersten 50 m bestehen aus kiesigen Delta- und Flussablagerungen.

In der Gegend von Altstätten wurde an mehreren Stellen Gas, welches aus den Lockergesteinen austritt, festgestellt und mehrere Bohrungen zur Gaserkundung abgeteuft (RICKENBACH 1947; Bohrung 66). Eine C-14 Datierung von Gas ergab ein Alter von 6890 ± 140 yBP (BÜCHI et al. 1964). Das Gas dürfte aus Hinterwasser- und Verlandungssedimenten stammen, welche organische Beimengungen enthalten.

Eine weitere Datierung wurde an einem Wurzelstock einer Föhre, welche in Kiesen des Ill-Schuttfächers eingebettet war und bei Brederis (Österreich, Koord. 762.200/238.850, 416 m ü.M.) gefunden wurde, vorgenommen. Die Datierung ergab ein Alter von 10 110 ± 140 yBP (HANTKE 1980). Die Ill hatte ihren Schuttfächer vor 10 000 Jahren also schon weit ins Rheintal vorgeschoben.

Die Bohrung «Dornbirn 1» (HUF 1963; Koord. 773.523/256.360, 413,5 m ü.M.) erschloss bis in 10 m Tiefe Lehm und Torf (Verlandungssedimente), von 10 bis 50 m Feinkies und sandiger Lehm (proximale Deltaablagerungen eines Seitenbaches) und von

50 bis 336,5 m Tiefe siltiger Seeton mit wenig Feinsand und sehr wenig Kies (distale Delta- und Seebodenablagerungen). KLAUS reihte die Sedimente mittels Pollenanalysen auf einer Kote von 260 m ü.M. ins Boreal (ca. 8000 yBP), auf einer Kote von 160 m ü.M. in die jüngere Kiefernzeit (ca. 9000 yBP) und auf einer Kote von 100 m ü.M. in die Jüngere Dryas oder Tundrenzeit (ca. 10000 yBP; WAGNER 1962).

Um über die Chronologie der Lockergesteine im Abschnitt Oberriet bis Au (SG) mehr zu erfahren, wurden 19 neue C-14 Datierungen vorgenommen. Grössere Holzstücke, welche in Fluss- und Deltakiesen eingelagert waren, sowie Torfe aus Verlandungssedimenten konnten mit der konventionellen Methode, bei welcher die Anzahl Zerfälle von radioaktivem Kohlenstoff gemessen wird, datiert werden. In Seeboden- und distalen Deltaablagerungen konnten jedoch nur ganz kleine Holz- und Blattreste gefunden werden. Da die Restchen für konventionelle Datierungen zu klein waren (Mindestmenge ca. 30 g Holz), mussten sie mit einem Teilchenbeschleuniger datiert werden. Die AMS-Methode (accelerator mass spectroscopy), bei welcher eine Mindestmenge von nur 1 g für die Altersbestimmung ausreicht, wurde vor ungefähr 5 Jahren entwickelt und wird für die Quartärforschung grosse Bedeutung erlangen.

Eine Zusammenstellung der 19 neuen Altersbestimmungen ist in Tabelle 1 gegeben. Die Datierungen haben oft Werte in der Gegend von 10000 yBP ergeben. Somit konnte der Verlauf der 10000 yBP-Isochrone gut bestimmt werden. In der Gegend von Montlingen verläuft die Isochrone in Flusskiesen (Bohrungen 46 bis 53). Das Ufer des Bodensees lag vor 10000 Jahren in der Gegend von Kriessern, wo die Isochrone die Grenze zwischen Flussablagerungen und proximalen Deltaablagerungen schleifend schneidet (Bohrungen 54 bis 60). Weiter nördlich liegt die Isochrone überall in feinkörnigen Seeboden- und distalen Deltaablagerungen. Im Gebiet der Bohrung «Dornbirn 1» (Koord. 773.523/256.360) war der Bodensee vor 10000 Jahren sogar 300 m tief (WAGNER 1962). Der Bodensee reichte also vor 10000 Jahren zusammenhängend bis in die Gegend von Kriessern und Altstätten, wo in Bohrung 71 die Torfuntergrenze mit 9730 yBP datiert werden konnte. Mit 11740 yBP lieferte ein Föhrenzapfen (Fig. 5), welcher westlich des Montlingerberges in tonigen Hinterwasserablagerungen eingelagert war (Bohrung 47), das älteste Datum.

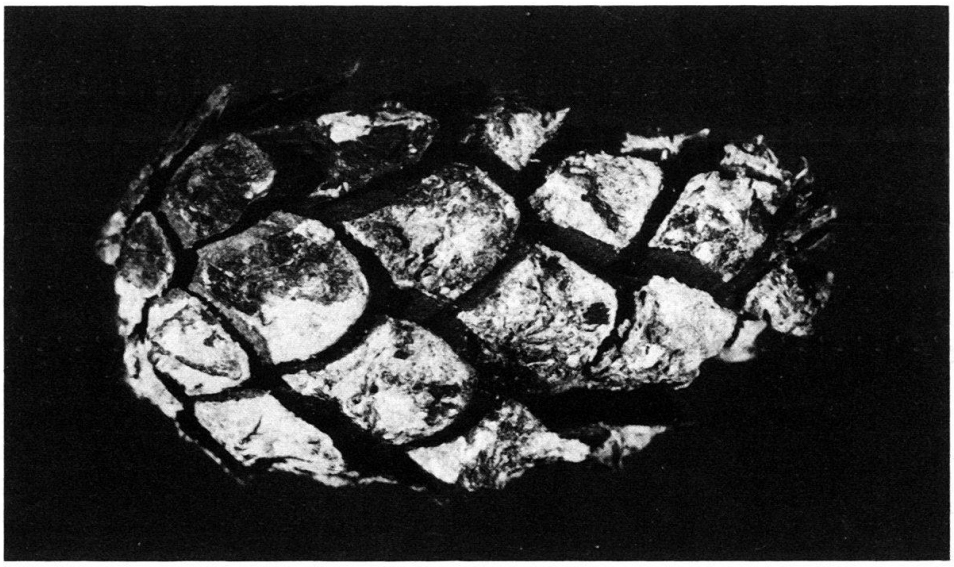


Fig. 5. Föhrenzapfen aus Bohrung Nr. 47 (Montlingen): Länge des Zapfens: ca. 4 cm.

Tabelle 1: *Zusammenstellung der C-14-Daten.*

Fundort	Koordinate/OKT(m.ü.M.)	Tiefe ab OKT	Labor - Nr.	Nr.d.Bohrung	Alter (yBP)	Holzart
Oberriet	762115/243871/418	11 m	B - 4356	46	6510 ± 60	Laubholz (?Ahorn)
Montlingen	761825/244783/419	17.5 m	B - 4355	47	11740 ± 260	Föhrenzapfen (Fig. 5)
Montlingen	761529/246872/412	6.2 m	B - 4397	49	9290 ± 120	Föhre
Montlingen	762389/245809/419	15 m	B - 4357	50	11550 ± 90	Föhre (event. Arve)
Kriessern	762825/246738/415	23.8 m	B - 4354	53	11370 ± 90	Föhre
Kriessern	763465/247738/414	12 m	B - 4359	56	9360 ± 100	Nadelholz
Kriessern	764153/247513/417	41 m	UZ- 2149	58	11550 ± 500	?
Kriessern	764575/248492/415	15.6 m	B - 4358	59	9960 ± 80	Nadelholz (?Föhre)
Diepoldsau	766259/250416/410	20 m	B - 4387	61	9540 ± 110	Nadelholz (?Föhre)
Diepoldsau	766767/252046/408	17 m	B - 4386	64	9910 ± 140	Nadelholz (?Föhre)
Altstätten	760450/250050/420	3,9 m	B - 4398	71	3490 ± 50	Torf
Altstätten	"	6.8 m	B - 4400	71	5010 ± 60	Torf
Altstätten	"	14.2 m	B - 4403	71	9730 ± 80	Torf
Rebstein	762915/250703/410	12.2 m	B - 4396	74	9010 ± 110	Laubholz (?Birke)
Balgach	763936/252311/406	ca. 20 bis 21m	B - 4393	76	10310 ± 80	Nadelholz (?Föhre)
Widnau	764899/252557/404	35 bis 40 m	B - 4388	77	10010 ± 70	?, Mischprobe
Widnau - Au	765653/254780/403	14 m	UZ- 2123	80	9470 ± 90	?
Widnau - Au	"	22 m	UZ- 2124	80	9700 ± 190	?
Widnau - Au	"	26 m	UZ- 2125	80	9750 ± 200	?

(Proben mit der Labor-Bezeichnung UZ wurden mir dem Beschleuniger datiert.)

Zur Bestimmung der Sedimentationsraten in den distalen Delta- und Seebodenablagerungen wurden an drei Holzrestchen aus Bohrung 80 Datierungen ausgeführt. Die Sedimentationsraten betragen 3.5 bis 8 cm/Jahr, wobei die Fehlerbreite der Datierung nicht in die Rechnung einbezogen wurde. In Bohrung 53 ist das Dach, in Bohrung 58 die Basis der proximalen Deltaablagerungen datiert. Daraus lässt sich eine Sedimentationsrate von ungefähr 5 cm/Jahr abschätzen. Bei Altstätten konnte die Sedimentationsrate in praktisch reinen Torfen bestimmt werden. Sie beträgt 1,6 bis 1,9 mm/Jahr. In Flussablagerungen muss mit Schichtlücken, bedingt durch Erosionsphasen, gerechnet werden. Die durchschnittlichen Sedimentationsraten betragen ungefähr 0,7 bis 1,7 mm/Jahr (berechnet aus Bohrungen 46, 49, 56 und 59). Alle oben errechneten Sedimentationsraten gelten nur lokal.

Die Datierungen haben gezeigt, dass die Sedimentationsraten in den Delta- und Seebodenablagerungen mit einigen cm/Jahr gross und in den Verlandungssedimenten und Flussablagerungen sehr klein sind.

In der Tiefbohrung Hohenems (Bohrung 83) erreichen die Seeboden- und distalen Deltaablagerungen eine Mächtigkeit von rund 530 m. Nimmt man an, dass sich der Rheingletscher vor etwa 17000 Jahren aus dem Bodenseegebiet zurückgezogen habe, so müssten die feinkörnigen Seeablagerungen mit einer durchschnittlichen Sedimentationsrate von knapp 10 cm/Jahr sedimentiert worden sein. Eine ähnliche Sedimentationsrate errechnete HANTKE (1980) auf Grund der Bohrung «Dornbirn 1», welche HUF (1963) beschrieb.

Die Bestimmung der Holzarten (Tab. 1) ergab, dass ein Grossteil der datierten Holzstücke von Föhren stammen. ZOLLER & KLEIBER (1971) zeigten mittels Pollenanalysen, dass die Alpennordseite schon im Alleröd (Richtzeit 11500 yBP) bis auf eine Höhe von 1200 m ü.M. bewaldet war. Föhren und Birken herrschten im Alleröd, in der Jüngeren Dryaszeit (Richtzeit 10500 yBP) und im Präboreal (Richtzeit 9500 yBP) vor. Rot- und Weisstannen wanderten im Rheintal erst vor 7700 Jahren ein (WEGMÜLLER 1976).

9. Lage des ehemaligen Seespiegels (Fig. 6)

Die Kies-Untergrenze liegt zwischen Chur und Sennwald zwischen den Koten 410 und 420 m ü.M. (Bohrungen bei Chur und Zizers aus WEBER et al. 1978). Nur Bohrung 8 bei Balzers stiess auf tiefer liegende Kiese. Unter den Fluss- und Deltakiesen folgen Seeablagerungen, welche deutlich höher als der heutige Bodenseespiegel liegen. Die Grenze zwischen Fluss- und Deltakiesen, welche die ehemalige Seespiegellage anzeigt, liegt ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M. Höher liegende feinkörnige Sedimente müssen als Hinterwasserablagerungen, welche in Tümpeln oder kleineren Einzelseen entstanden sind, gedeutet werden.

Nördlich vom Montlingerberg fällt die Kies-Untergrenze steil ab, steigt aber gegen den Bodensee hin wieder flach an. Auf dieses gut 50 m mächtige Schottervorkommen haben schon KOBEL & HANTKE (1979) hingewiesen. Ein Grossteil dieser Schotter muss als Deltakiese von Ill und Frutz interpretiert werden. Die Grenze zwischen Delta- und Flussablagerungen liegt im Abschnitt Oberriet bis Au (SG) zwischen den Koten 394 und 400 m ü.M. Sie gibt die Lage des holozänen Seespiegels an, welcher ungefähr dem heutigen Bodenseespiegel entspricht (Tiefststand 1858: 394,5 m ü.M.; Höchststand 1817: 398,45 m ü.M.; BERTSCHINGER in WEBER et al.).

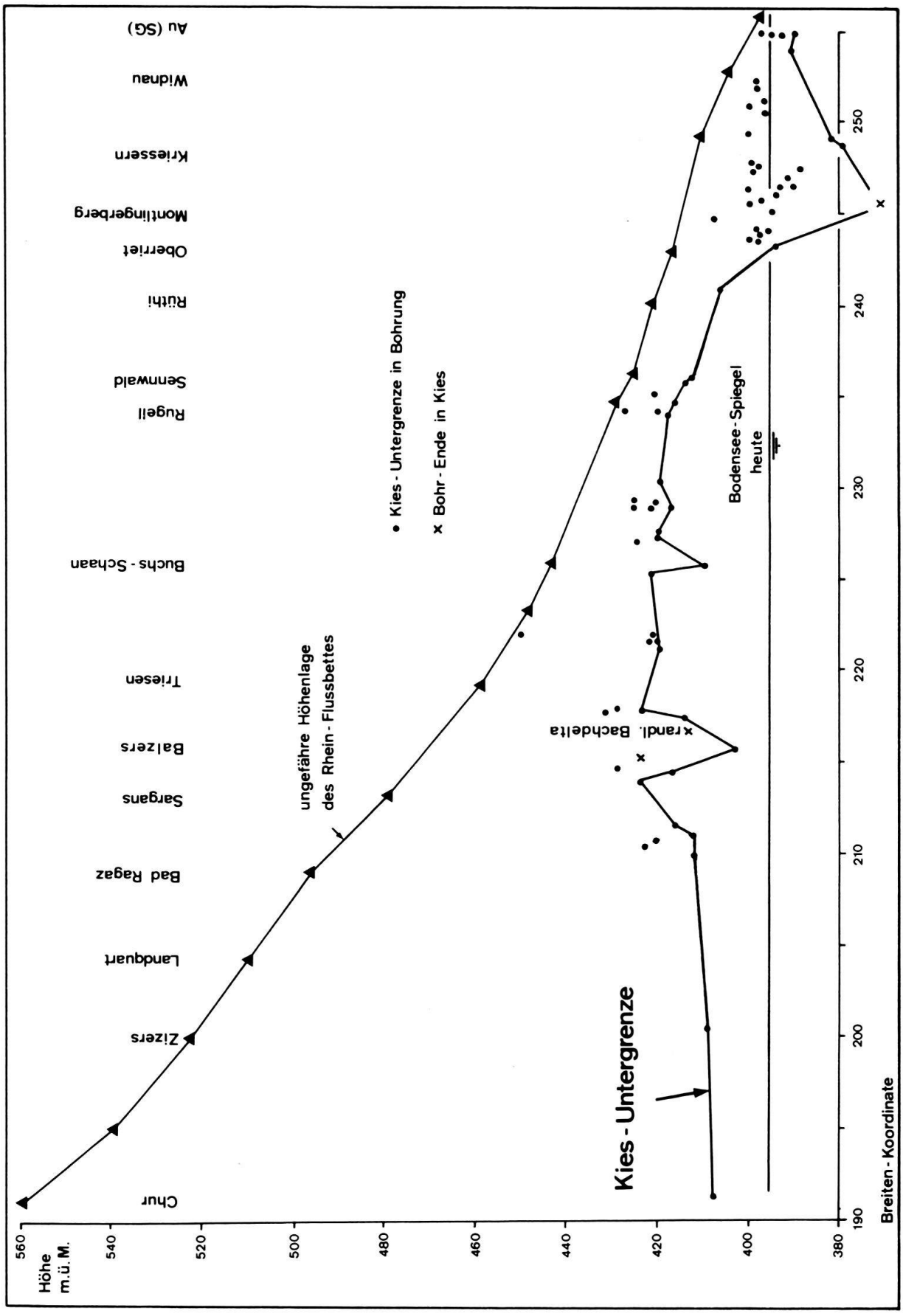


Fig. 6. Verlauf der Kies-Untergrenze zwischen Chur und Au (SG).

Für die Entstehung der im Abschnitt Chur bis Sennwald bis auf eine Höhe von 420 m ü.M. reichenden Seeablagerungen lassen sich vier Hypothesen aufstellen:

a) Der Bodenseespiegel lag im Spätglazial ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M.
Diese Hypothese wird durch Beobachtungen von SCHMIDLE (1906, 1941/42) gestützt. Er beschrieb am Bodensee mehrere Wasserstände. Als noch Eis im Bodenseebecken gelegen habe, sei der Spiegel von randlichen Gletscherseen auf 415 m ü.M., 430 m ü.M. und höher gelegen. Die Böschungen auf 400, 405 und 410 m ü.M. sollen Strandlinien eines höher gestauten Bodensees entsprechen. C. Schindler (mdl. Mitt.) beobachtete bei geologischen Kartierungsarbeiten für die Nationalstrasse N1 bei Buriet ebenfalls höher liegende Uferlinien, welche sogar im Fels eingeschnitten sind.

b) Der Bodenseespiegel lag im Spätglazial nicht höher als heute. Junge, vertikale Krustenbewegungen verursachten eine Hebung der Seeablagerungen.
Rezente Bewegungen der Erdkruste konnten mittels geodätischen Methoden auch im Bodensee Rheintal festgestellt werden (GUBLER 1976; GUBLER et al. 1984). Die grössten Vertikalbewegungen konnten mit 1,8 mm/Jahr in der Gegend von Chur gemessen werden. Talabwärts nimmt die Hebungsgeschwindigkeit kontinuierlich ab. Zwischen Rüthi und dem Bodensee konnten keine nennenswerten Vertikalbewegungen mehr gemessen werden.
Nach BLUMRICH (1941/42) hatte der Rheintal-See, welcher nach dem Rückzug des Rhein-Gletschers entstanden sei, eine Spiegelhöhe von 400 m ü.M.
Diese Hypothese setzt voraus, dass sich die Erdkruste im Abschnitt Chur bis Rüthi während dem ganzen Postglazial aufwärts bewegt hat. Die Seeablagerungen wären in der Gegend von Chur in den letzten 10000 Jahren um 18 m gehoben worden. Andererseits dürften sie sich auch gesetzt haben, da die Auflast durch die darüber liegenden Flussablagerungen gross ist und die Zeit für die Konsolidierung genügend lang gewesen ist.
Die Strandlinien von SCHMIDLE müssten als seitliche Schotterterrassen von verschiedenen Gletscherständen interpretiert werden.

c) Der späteiszeitliche Bodenseespiegel lag auf einer Kote von 410 m ü.M. Vertikale Krustenbewegungen verursachten eine Hebung der Seeablagerungen.
Diese Hypothese, welche ich am ehesten akzeptieren würde, ist eine Kombination der Hypothesen a) und b). Der Bodenseespiegel muss im Spätglazial höher als heute gelegen sein, da die von SCHMIDLE (1906) und C. Schindler (mdl. Mitt.) beschriebenen Uferlinien teilweise im Fels eingeschnitten sind. Die Staustelle dieses Sees wäre irgendwo zwischen Stein am Rhein und Schaffhausen zu suchen.

d) Ill und Frutz schoben ihre Schuttfächer ins Rheintal vor und stauten von Rüthi an rheintalaufwärts einen See auf, dessen Spiegel ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M. lag.
Es müsste bewiesen werden, dass die Schuttfächer von Ill und Frutz älter als die Seeablagerungen im oberen St. Galler und Liechtensteiner Rheintal sind. Die Hypothese ist wahrscheinlich zu verwerfen.

Da die Seeablagerungen von Chur bis zum heutigen Bodensee hin lückenlos zusammengehängt werden können, hat der Bodensee – wahrscheinlich im Spätglazial – mindestens bis Chur gereicht. Der Seespiegel dieses Rheintal-Sees lag nach Hypothese a) ungefähr auf einer Kote von 420 m ü.M., gleich hoch wie derjenige des späteiszeitlichen

Zürichsees (SCHINDLER 1968). Ob der von HEIM (1894) postulierte, zusammenhängende Bodensee–Walensee–Zürichsee wenigstens kurzfristig existierte, hängt vom Felsrelief bei Sargans ab. Nach WEBER et al. (1978) ist das Seeztal vom Rheintal durch eine untiefe, unter Schutt verborgene Felsschwelle getrennt, ohne dass dies allerdings durch Bohrungen belegt wäre. WILDI (1984) zeichnete in seiner Karte die 400er Felsisohypse bei Sargans nicht weiter und lässt damit die Frage, ob eine solche Felsschwelle durchgehend existiert, offen.

Verdankungen

Es ist mir ein Anliegen, allen Ämtern, Bauherren, Geologiebüros und Wissenschaftern, welche zur vorliegenden Publikation einen Beitrag leisteten, herzlich zu danken.

Die Herren Denoth und Bergkvist (Baudepartement, Amt für Wasser und Energiewirtschaft, St. Gallen), sowie Dr. Kobel (Büro für Technische Geologie AG, Sargans) stellten mir Bohrproben von Tiefbohrungen zur Verfügung. In die unveröffentlichten Gutachten (siehe Literaturverzeichnis), welche das Büro für Technische Geologie AG, Sargans, im Rahmen der Grundwasseruntersuchungen im Rheintal erstellte, wurde mir grosszügigerweise Einsicht gegeben. Von den Herren Kindle (Gewässerschutzamt Fürstentum Liechtenstein) und Dr. Nänny (ehemals EAWAG) erhielt ich Bohrprofile aus dem Fürstentum Liechtenstein.

Der Grossteil der C-14 Datierungen wurde am Physikalischen Institut der Universität Bern, unter der Leitung von Prof. Oeschger und Frau Riesen ausgeführt. Vier Proben wurden am Institut für Mittelenergiephysik der ETH Zürich, unter der Leitung von Prof. Wölfli und Dr. Bonani, datiert. Die Probenvorbereitung besorgte Herr Erni vom Geographischen Institut der Universität Zürich. Dr. Kutschera (Institut für Wald und Holzforschung ETH Zürich) und Herr Schoch (Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen) halfen bei der Bestimmung der Holzarten.

Den Professoren Schindler und Hantke (Geologisches Institut der ETH Zürich), sowie Dr. Kobel und Dr. Starck danke ich für die vielen Ratschläge und die Durchsicht des Manuskriptes.

LITERATURVERZEICHNIS

BLUMRICH, J. (1941/42): Geschichte der Auflandung des Bodenseerheintals. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee *68*.

BÜCHI, U. P., WIENER, G., & OESCHGER, H. (1964): Zur Altersfrage der Gasvorkommen bei Altstätten/SG. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *30/79*.

GASSMANN, F., & MÜLLER, P. (1961): Gravimetrische Bestimmung der Gesteinsdichte und der Lotkrümmungen für den Punkt St. Anton des Basis-Vergrösserungsnetzes Heerbrugg. – Schweiz. Z. f. Vermessung, Kulturtech. u. Photogrammetrie *9*.

GUBLER, E. (1976): Beitrag des Landesnivellements zur Bestimmung vertikaler Krustenbewegungen in der Gotthard-Region. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*.

GUBLER, E., SCHNEIDER, D., & KELLERHALS, P. (1984): Bestimmung von rezenten Bewegungen der Erdkruste mit geodätischen Methoden. – Nagra, Techn. Ber., 84-17.

GRÜNVOGEL, E. (1960): Rheinische Gräben südlich des Bodensees verglichen mit dem Rheintalgraben. – Jb. Landesmuseumsver. Vorarlberg.

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

— (1970b): Die spätwürmeiszeitlichen Stadien auf der schweizerischen Alpennordseite. – Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich *138*.

— (1979): Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., [N.F.] *61*.

— (1980): Eiszeitalter 2

— (1983): Eiszeitalter 3

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

HEIM, Alb. (1894): Die Entstehung der alpinen Randseen. – Vjschr. Natf. Ges. Zürich *39*.

— (1905): Das Säntisgebirge. – Beitr. geol. Karte Schweiz, [N.F.] *16*.

HIPP, R. (1982): Der Stand Bischofszell, eine Eisrandlage des würmeiszeitlichen Bodensee-Rheingletschers. – Phys. Geogr. Univ. Zürich, 1.

HUF, W. (1963): Die Schichtenfolge der Aufschlussbohrung «Dornbirn 1» (Vorarlberg, Österreich). – Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., 29/77.

KELLER, O., & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm–Stein am Rhein). – Eclogae geol. Helv. *73*/3.

— (1982): Methoden zur Rekonstruktion eiszeitlicher Vorland- und Talgletscher. – Phys. Geogr. Univ. Zürich, 1.

KINDLE, T. (1984): Die Grundwasserverhältnisse im Liechtensteiner Rheintal. – Jschr. «Bergheimat» LAV.

KOBEL, M., & HANTKE, R. (1979): Zur Hydrogeologie des Rheintales von Sargans bis zum Bodensee. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver. [N.F.] *61*.

MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchungen der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. – Verh. Natf. Ges. Basel, 37.

MÜLLER, G., & GEES, R.A. (1968a): Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Untersuchungen des Bodensee-Untergrundes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 6.

— (1968b): Origin of the Lake Constance basin. – Nature *217*.

— (1970): Distribution and thickness of Quaternary sediments in the Lake Constance basin. – Sediment. Geol. *4*.

MÜLLER, E.R. (1982): Eisaufbauprozess des würmeiszeitlichen Rheingletschers in der Ostschweiz. – Phys. Geogr. Univ. Zürich, 1.

PENCK, A., & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. Band 2. – Tauchniz, Leipzig.

RICKENBACH, E. (1947): Erdgasvorkommen. – Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 26, 1.

ROTHPLETZ, A. (1900): Über die Entstehung des Rheintales und des Bodensees. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee 29.

SCHAERER, Ch. (1973): Geotechnische Probleme im Kanton Graubünden und Sarganserland. – Schweiz. Ges. f. Boden- u. Felsmechanik *86*.

SCHINDLER, C. (1968): Zur Quartärgeologie zwischen dem untersten Zürichsee und Baden. – Eclogae geol. Helv. *61*/2.

SCHMIDLE, W. (1906): Zur geologischen Geschichte des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee *35*.

— (1922): Die Geologie des Bodenseebeckens. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee *50*.

— (1941/42): Postglaziale Spiegelhöhen des Bodensees und der Vorstoss des Konstanzer Gletschers. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee *68*.

SCHOOP, R.W., & WEGENER, H. (1984): Einige Ergebnisse der seismischen Untersuchungen auf dem Bodensee. – Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing. *50*/118.

STARCK, P. (1970): Über die Grundwasserverhältnisse im Vorarlberger Bodenseerheintal, unter besonderer Berücksichtigung der Flusswasserinfiltration. – Diss. Univ. Innsbruck.

STAUB, R. (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. *69*.

STEUDEL, A. (1874): Welche wahrscheinliche Ausdehnung hatte der Bodensee in der vorgeschichtlichen Zeit. – Schr. Ver. Gesch. Bodensee *5*.

WAGNER, G. (1962): Zur Geschichte des Bodensees. – Jb. Ver. Schutze Alpenpflanzen u. -tiere *27*.

WEBER, E., BERTSCHINGER, H., GARTMANN, R., KOBEL, M., LOACKER, H., & NÄNNY, P. (1978): Der Grundwasserstrom des Alpenrheins. – Wasser, Energie, Luft *5*.

WEGMÜLLER, H.P. (1976): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den Thuralpen und im Faningebiet (Kantone Appenzell, St. Gallen, Graubünden/Schweiz). – Bot. Jb. Syst. *97*/2.

WILDI, W. (1984): Isohypsenkarte der quartären Felstäler in der Nord- und Ostschweiz, mit kurzen Erläuterungen. – Eclogae geol. Helv. *77*/3.

ZOLLER, H., & KLEIBER, H. (1971): Überblick der spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte in der Schweiz. – Boissiera *19*.

Unveröffentlichte Gutachten, welche das Büro für Technische Geologie AG, Sargans, im Auftrag des Baudepartementes des Kts. St. Gallen erstellt hat:

— Grundwasseruntersuchungen im Rheintal zwischen Bad Ragaz und Sennwald, Februar 1982.

— Grundwasseruntersuchungen in der Rheinebene zwischen Rüthi und Au, Dezember 1984.

Manuskript eingegangen am 7. August 1986
angenommen am 25. Oktober 1986