

BEITRÄGE
ZUR
GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT
AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

NEUE FOLGE, XX. LIEFERUNG
DES GANZEN WERKES 50. LIEFERUNG

Monographie
der
Churfürsten-Mattstock-Gruppe

(Dazu Geologische Karte der Gebirge am Walensee 1 : 25.000,
Spezialkarte Nr. 44, erschienen 1907)

von

Arnold Heim.

Text.

Zweiter Teil.

Stratigraphie der Mittleren Kreide.

Mit 11 Textfiguren und den Tafeln N° XVII bis N° XXIV.



Bern.

In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

1913.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Herr Dr. Arn. Heim legte am 31. Mai 1913 der Geologischen Kommission den II. Teil seiner *Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe* vor. Die Kommission beschloss, denselben sofort drucken zu lassen. Der III. Teil wird wahrscheinlich 1914 folgen können.

Für den Inhalt von Text, Ansichten und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, den 25. Juli 1913.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, Professor.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort des Verfassers.

Die Arbeiten in der Churfürsten-Mattstock-Gruppe wurden im Jahre 1904 im Anschluss an die Untersuchungen im Säntisgebirge begonnen. Die Hauptarbeit im Felde stammt aus den Sommern 1905 und 1906 und wurde im Auftrage der Schweizerischen geologischen Kommission ausgeführt. Daraufhin konnte die Karte der Gebirge am Walensee, Spezialkarte Nr. 44, in 1 : 25,000 in den Druck gegeben werden.

In den späteren Jahren, besonders 1908 und 1910, wurden stratigraphisch ergänzende und revidierende Beobachtungen ausgeführt und diese auch über die Gebiete ausserhalb der Churfürsten-Mattstock-Gruppe ausgedehnt, um den Zusammenhang mit den übrigen Teilen des helvetischen Gebirges klarzulegen (vgl. Literaturverzeichnis).

Durch verschiedene Ursachen, wie Überanstrengung, ein Spezialstudium der Nummulitenbildung, das sich für das vorliegende Werk als notwendig erwies, sowie verschiedene Reisen, wurde die Drucklegung des Textes verzögert, so dass der erste Teil erst im Winter 1910/11 erscheinen konnte. Infolge eiliger Abreise wurde leider damals unterlassen, dem ersten Teil ein Vorwort des Verfassers beizufügen; es soll dies durch diese Zeilen nun nachgeholt werden.

Die Arbeit wurde hernach 2 $\frac{1}{2}$ Jahre durch eine Reise um die Erde gänzlich unterbrochen. Auch diesmal kann wegen einer neuen Reise nach Californien die Stratigraphie noch nicht fertig gestellt werden. Ich bin der geologischen Kommission zu besonderem Dank verpflichtet, dass sie trotz des Fehlens eines Abschlusses des stratigraphischen Hauptteils das Manuskript, soweit es vollendet werden konnte, zum Drucke übergeben hat.

Meine Arbeit entstand inmitten eines Kreises von Lehrern, Freunden, Kollegen und Studierenden, deren mannigfaltige Anregungen das Interesse und die Freude am Weiterarbeiten immer von neuem weckten. Insbesondere danke ich meinem Vater, ALBERT HEIM, dem Präsidenten der Schweizerischen geologischen Kommission.

Ausser in dem geologischen Institut der eidgenössischen polytechnischen Hochschule und der Universität in Zürich beschäftigte ich mich mit Arbeiten und Vorarbeiten für das vorliegende Werk im Laboratorium der Sorbonne in Paris, wo ich im Frühjahr 1908 in liebenswürdiger Weise von Herrn Professor EMILE HAUG aufgenommen wurde. Herrn Dr. JEAN BOUSSAC (Paris) verdanke ich die Einführung in die Palaeontologie der Nummulitiden, sowie viele Anregungen in bezug auf die Stratigraphie des Eogens.

Im Frühjahr 1909 studierte ich die „Deep Sea Deposits“ im Challenger Office in Edinburgh, wo ich durch Sir JOHN MURRAY in freundlichster Weise Aufnahme fand.

Herr Prof. Dr. L. ROLLIER war stetsfort bereit, mir mit Rat und Literatur besonders beim Bearbeiten der Faunen behilflich zu sein. Ihm verdanke ich insbesondere die Bestimmungen der Doggerpetrefakten.

Herr Prof. Dr. H. HAAS in Kiel hatte die Freundlichkeit, meine Brachyopoden des Tithon zu bestimmen.

Herr Prof. Dr. FR. KOPY in Pruntrut bestimmte die Korallen des Öhrlikalkes.

Die Fauna der Gemsmätlischicht (oberes Valangien) bearbeitete im Jahr 1907 Herr Dr. E. BAUMBERGER in Basel (vgl. Literaturverzeichnis I. Teil, pag. 4, 1907). Ihm verdanke ich auch die Revision einer stratigraphischen Tabelle der unteren Kreide, verglichen mit dem Juragebiet.

Herr Dr. CHARLES JACOB, seinerzeit in Grenoble, hatte die Güte, meine ersten Aufsammlungen von Versteinerungen des „Gault“, nämlich diejenigen von der Basis der Knollenschichten und vom Liegenden des Brisisandsteins der Churfürsten zu prüfen. (Literaturverzeichnis pag. 4, 1907).

Herrn Prof. Dr. W. KILIAN in Grenoble verdanke ich die wertvollen brieflichen Mitteilungen über das Gargasien, die zum Teil im vorliegenden II. Teil wiedergegeben werden durften.

Herr Privatdozent Dr. PAUL ARBENZ stellte mir in zuvorkommender Weise seine Aufzeichnungen über die Zentralschweiz, insbesondere diejenigen der mittleren Kreide der Sachseler Berge zur Verfügung.

Herrn Privatdozent Dr. AUG. BUXTORF in Basel verdanke ich briefliche und mündliche Mitteilungen.

Herr Prof. Dr. JOH. BÖHM in Berlin bearbeitete die Senonfauna (Literaturverzeichnis pag. 5).

Herr Medizinalrat Dr. J. G. EGGER in München hatte die Freundlichkeit, meine Dünnschliffe der Oberkreide, Dr. J. GORDON PEARCEY in Bristol diejenigen des Eocæn in bezug auf die Microfauna einer Durchsicht zu unterziehen.

Herrn Prof. Dr. U. GRUBENMANN und Frl. Dr. LAURA HEZNER in Zürich verdanke ich die Durchsicht einiger Dünnschliffe aus krystallinen exotischen Blöcken.

Mit Herrn Prorektor J. OBERHOLZER in Glarus stehe ich seit acht Jahren in Briefwechsel. Ich verdanke ihm zahlreiche wichtige vergleichende tektonische und besonders stratigraphische Angaben über die Glarneralpen. Auch haben wir verschiedene gemeinsame Exkursionen unternommen. Ferner haben mich öfter begleitet mein Vater, Herr Prof. Dr. L. ROLLIER, meine Freunde und Kollegen Privatdozent Dr. PAUL ARBENZ (Zürich), Dr. ERNST BLUMER (Zürich), Dr. ALFRED HIRSCHI (Zürich), Dr. ERNST GANZ (Zürich), Dr. JEAN BOUSSAC (Paris), Dr. WALTHER STAUB (Zürich), Dr. K. TOLWINSKI (Zürich). Sie haben beim Aufnehmen schwieriger Gebiete, stratigraphischer Profile oder beim Sammeln von Petrefakten vielfach mitgewirkt.

Allen bin ich zu Dank verpflichtet.

Zürich, Juli 1913.

Arnold Heim.

Inhalt.

(Fortsetzung.)

	Seite
Nachträge zu den Spezialprofilen der mittleren Kreide	273
Das Albien.	
Die Knollenschichten	276
Benennung	276
Vertikale Abgrenzung	277
Makro-lithologisches	277
Mikro-lithologisches	278
Mikro-Fauna	279
Makro-Fauna	279
Alter	279
Facies	280
Facies- und Mächtigkeitsveränderungen	281
Isopische und isometrische Linien	283
Mächtigkeitsgefälle	284
Landschaftlicher Charakter	284
Technische Verwendung	284
Die Lochwaldschicht	284
Benennung	284
Vertikale Abgrenzung	285
Lithologische Beschaffenheit und Mächtigkeit	285
Makro-Fauna	285
Faunencharakter	288
Alter	288
Provinzen	289
Facieszonen	290
Isopen	291
Faciesgefälle	291
Landschaftlicher Charakter	292
Die Twirrenschichten	292
Benennung und Abgrenzung	292
Makro-lithologisches	292
Mikro-lithologisches	292
Mikro-Fauna	294
Makro-Fauna	294
Alter	294
Facies	295
Faciesveränderungen	295
Facieszonen	296
Isopen und isometrische Richtung	297
Facies- und Mächtigkeitsgefälle	297
Landschaftlicher Charakter	297

	Seite
Die Flubrigschichten	298
Benennung	298
Vertikale Abgrenzung und Parallelisierung	298
Lithologisches	298
Fauna	298
Alter	301
Facies	301
Faciesveränderungen	301
Facieszonen	302
Isopen und isometrische Richtung	302
Landschaftlicher Charakter	303
 Die Niederischichten	 303
Benennung	303
Vertikale Abgrenzung	303
Makro-lithologisches	303
Mikro-lithologisches	304
Fauna und Alter	305
Facies	305
Facies- und Mächtigkeitsveränderungen	305
Facieszonen	306
Leitlinien und Mächtigkeitsgefälle	306
Landschaftlicher Charakter	307
 Die Durschlägischichten	 307
Benennungen und Definitionen	307
Die Darlegungen von E. Ganz	308
Begründung meiner Auffassung	309
Versuch zur Umdeutung der Profile von E. Ganz	310
Lithologischer Charakter	312
Fauna der oberen Durschlägischichten (Durschlägi-Fossilbank)	313
Faunencharakter	317
Alter der oberen Durschlägischichten	317
„Unter-Niederischicht“	317
Fauna und Alter der unteren Durschlägischicht	318
Gliederung	318
Vertikale Abgrenzung und Diskontinuitäten	319
Facies	319
Faciesveränderungen	320
Facieszonen	320
Isopen	321
Landschaftlicher Charakter	321
 Das Gargasien.	
Vorbemerkung	321
 Die Brisi-Echinodermenbreccie	 321
Benennung	321
Vertikale Abgrenzung	322
Makro-lithologisches	322
Mikro-lithologisches	322
Fauna	324
Alter	325
Facies und Lithogenesis	325
Das nordwestliche Gebiet mit fraglicher Brisibreccie	326
Erklärungsversuche	328
Facies- und Mächtigkeitsveränderungen der echten Brisibreccie	329
a) Thurgruppe	329
b) Westseite des Linthtales	330

	Seite
Facieszonen	331
Isopische und isometrische Richtungen	331
Faciesgefälle	332
Landschaftlicher Charakter	332
Technische Verwendung	332
Bemerkungen zur Walenseekarte	332
Der Brisi-Glaconitsandstein	332
Allgemeiner lithologischer Charakter	332
Mikroskopische Struktur	334
Fauna und Alter	335
Facies	336
Mächtigkeitsveränderungen	336
Faciesveränderungen	337
Isometrische Richtungen	338
Landschaftlicher Charakter	338
Die Gamserschichten	338
Benennung	338
Allgemeiner lithologischer Charakter	339
Mikro-lithologisches	339
Fauna und Alter	340
Facies	341
Abgrenzung, Facies- und Mächtigkeitsveränderungen	341
a) Thurgruppe	341
b) Drusberggebiet	342
Isometrische und isopische Linien	343
Mächtigkeitsgefälle	344
Landschaftlicher Charakter	344
Bemerkungen zur Walenseekarte	344
Die Luitere mergel	345
Benennung, Geschichtliches	345
Lithologischer und landschaftlicher Charakter. — Facies, Fauna, Alter	345
Vorkommen und Mächtigkeitsveränderungen	345
a) Alviergruppe	345
b) Drusberggebiet	346
Isometrische Linien	346
Mächtigkeitsgefälle	346
Basis-Grünsand und Durchgängschicht	346
Benennung und Abtrennung	346
Die glauconitische Basisbildung der Alviergruppe	347
Die Luiterezug-Fossilschicht	347
Benennung, Geschichtliches	347
Vertikale Abgrenzung	348
a) Luitere Zug im Engelbergeraa-Tal	348
b) Drusberggebiet	349
c) Churfürsten-Alviergruppe	349
Die Vorkommnisse in der Thurgruppe	349
Lithologischer Charakter	350
Die Vorkommnisse im Räderten-Drusberggebiet	351
Fauna	351
Alter	353
Die Ansicht von W. Kilian	354
Provinzielle Verschiedenheiten	356
Facies	357

	Seite
Allgemeine Resultate über die mittlere Kreide	358
Parallelisierung der Schichten (Tabelle)	358
Palaeontologische Provinzen	358
Natürliche Schichtgruppen und Vorschläge zur Kartierung	358
Gliederung nach Ammonitenzonen (Tabelle)	360
Die Diskontinuitäten	361
Faciesveränderungen in der Längsrichtung der nördlichen Schweizeralpen	364
Mächtigkeitsschwankungen	365
Die klastischen Gemengteile	366
Leitlinien und Facieszonen	367



Nachträge zu den Spezialprofilen der mittleren Kreide.

Kapf östlich Amden.

Das folgende Profil ist aufgenommen auf der Ostseite des obersten Wasserfalles des Beerenbaches, westlich Punkt 1193 der Walenseekarte. Die Mächtigkeiten sind direkt mit Massstab gemessen und mit Nivellieraneroid kontrolliert.

- 1 = Oberer Schrottenkalk, massig, hellblaugrau.
- 2 = Kontakt nicht aufgeschlossen oder unzugänglich.
- 3 = 5 m Brisi-Glauconitsandstein, massig; scharfe Grenze! gegen
- 4 = 8 m Echinodermenbreccie, massig, ziemlich grobkörnig, teils zu $\frac{2}{3}$ aus Echinodermentrümmern von 1—3 mm zusammengesetzt, ohne Grünsandlagen, mit knorrigen, wenig ausgesprochenen Schichtfugen; massenhaft Orbitolinen. Scharfe unebene Grenze gegen
- 5 = Durchschlägschichten.

a) = 32 cm grobkörniger, dunkelgrüner, knorriger Grünsandstein, sehr rauhes Gestein, erfüllt mit haselnuss- bis nussgrossen oder grösseren geröllartigen oder flachlinsigen Einschlüssen von Echinodermenkalk (genau wie „Unterniedererschichten“ der östlichen Churfürsten). Übergang in

b) = 35 cm kompakter tiefgrüner Glauconitsandstein mit glitzernden Calcitkörnchen, sehr zäh, braust stark mit verd. HCl, enthält dunkle, kalkige, phosphoritische Knöllchen (Steinkerne), jedoch keine Echinodermenkalkgerölle mehr. (Entspricht „Unterniedererschicht“ der Nideri Nr. 8 c, pag. 261, und gleicht faciell der Gemsmättelschicht des Valangien der Churfürsten.) Wahrscheinlich scharfe Grenze gegen

- 6 = 5.3 m Flubrigschichten. Feinkörniger, stark grünsandiger, zäher grüner Kalkstein, der feine Grünsand etwas schlierig verteilt, das Gestein im ganzen massig, schwärzlich angewittert. An der Basis häufige, zum Teil pyritische Steinkerne.

Inoceramus concentricus PARK., *Dentalium decussatum* SOW., *Douvilleiceras gr. mamillatum*, *Desmoceras (Latidorsella)* sp. ind. Übergang allmählich in

- 7 = zirka 8 m Twirrenschichten, typisch. Hellgelblich bis bräunlich angewitterte Kalkbänke von 20—60 cm mit schieferigen Zwischenlagen von 2—15 cm; die Kalkbänke spröde, inwendig dunkelblaugrau, fast dicht, sehr schwach grünsandig. Übergang sehr allmählich, ohne abtrennbare Lochwaldschicht, in
- 8 = 18 m Knollenschichten, unten mehr kalkig und welligbankig, zurückwitternd, oben mehr massig grünsandig mit Kalkknollen, eine einheitliche Felswand bildend. Übergang in
- 9 = 0.8 m Turrilitenschicht mit spärlichen Ammonoiden, sonst wie überall. Übergang in
- 10 = 0.8 bis 1 m Überturrilitenschicht, typisch, ziemlich kompakt, etwas knollig und ziemlich scharf, jedoch ohne Diskontinuität begrenzt gegen
- 11 = linsig plattiger hellgrauer Seewerkalk ohne Glauconitkörnchen.

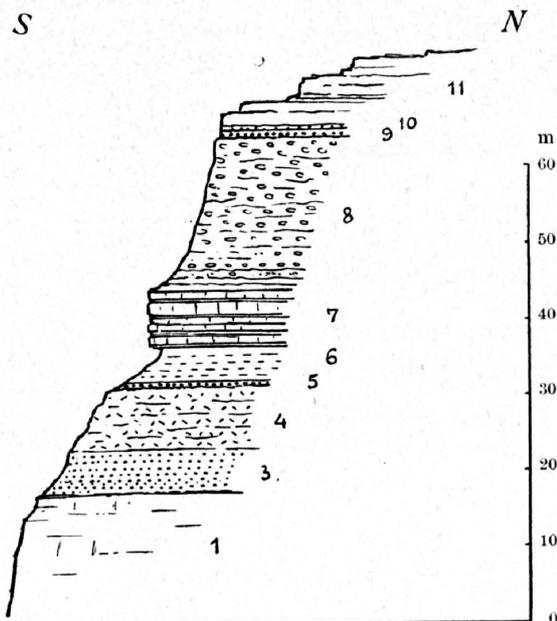


Fig. 90. Die Mittelkreide am Kapf, östliche Seite des obersten Beerenbachfalles.

Zinggenknopf am Leistgrat.

Etwa 250 m nordöstlich Zinggenknopf Punkt 1525 der Walenseekarte, beim „Trüpfenboden“ der Sennen, konnte an schwer zugänglicher Stelle ein weiteres vollständiges Profil der Mittelkreide

aufgenommen werden (Fig. 91). Die Schichtfolge stimmt so sehr mit dem Profil des Kapfes überein, dass die Gesteinsbeschreibung nur insofern wiedergegeben werden soll, als es sich um leichte Abweichungen oder Komplettierungen handelt:

NW

SE

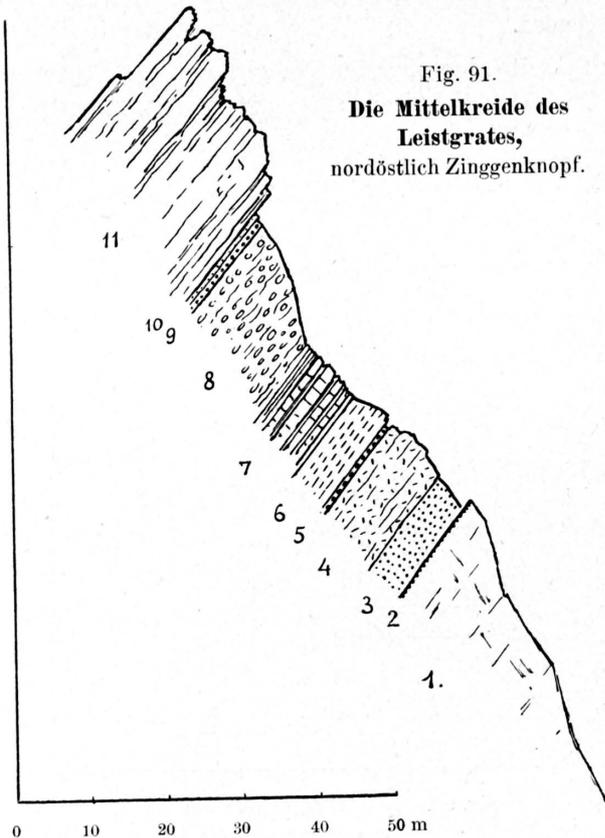


Fig. 91.
Die Mittelkreide des
Leistgrates,
nordöstlich Zinggenknopf.

1 = massiger, spätiger oberer Schrattenkalk. Übergang rasch in

2 = 0.25 m Luiterezug-Fossilschicht. Schrattengestein mit Grünsandnestern und massenhaft dunkeln, meist schlecht erhaltenen Steinkernen. *Parahoplites crassicosatus* d'ORB. (2 Exemplare), fragliche Bruchstücke von *Douvilléiceras*, kleine Fragmente von *Belemniten*, *Discoides decoratus* DESOR. Scharfer, jedoch anscheinend etwas aufgearbeiteter Kontakt gegen

3 = 5.2 m Brisi-Glaucônitsandstein, massig, an der Basis mit aufgearbeiteten (?) phosphoritischen Steinkernen und Knöllchen (wie an der Amdenerstrasse, pag. 249), worunter *Parahoplites*. Kleine, messerscharf begrenzte Taschen von Brisisandstein, in die eigentliche Luitere Fossilschicht hinabgreifend. Übergang, jedoch auffallend rasch, innerhalb 5—10 cm in

4 = 9.2 m Echinodermenbreccie, sehr grobkörnig, wie am Kapf. Übergang zirka 10 cm in

5 = 0.4 m Durschlägischichten:

a) 0.2 m verwittertes braunes Gestein mit Grünsandnestern, schwarzgrünen Knollen und Schlieren und fraglichen Geröllen von Echinodermenbreccie bis Faustgrösse (wie an der Durschlägi). *Inoceramus* sp., *Catopygus prestensis* DE LORIOU, ein Steinkern mit teilweise erhaltener Schale und typischer Floscelle,

jedoch etwas grösser als die Originalfiguren DE LORIOU'S, nämlich Länge 34, Breite 29, Höhe zirka 16 mm. Scharfe Grenze gegen

b) 0.2 m kalkiger Grünsand oder Kalk mit Grünsandschlieren und schwarzen, zum Teil ganz dichten (an Quintnerkalk erinnernden) Knollen und Steinkernen, entsprechend der Durschlägi-Fossilschicht.

Douvilléiceras gr. *mamillatum* SCHLOTH. sp., Bruchstücke eines grossen Exemplars von 43 mm Windungsbreite und 40 mm Höhe mit zahlreichen (je 6—7 auf einer Seite) und relativ schwach vorspringenden Knoten.

Desmoceras (*Latidorsella*) *latidoratum* MICH. sp., ein Bruchstück von 25 mm Breite.

Plicatula inflata SOW. (= *P. radiola* d'ORB.), zwei Exemplare, wovon das eine nicht mit *P. gurgitis* verwechselt werden kann und genau mit d'ORBIGNY'S Abbildungen pl. 463, f. 1—5, non 6—7, übereinstimmt.

Messerscharfe Grenze (Diskontinuität) gegen

6 = 5—6 m Flubrigschichten, wie am Kapf; im unteren Teil mit erbsen- bis haselnussgrossen Knöllchen von Steinkernen. *Inoceramus concentricus* PARK., *Belemnites minimus* LIST., kleine *Ostrea* sp. ind. Übergang allmählich in

7 = 8 m Twirrenschiechten. Übergang sehr allmählich in

8 = zirka 15 m Knollenschichten, inklusive 1—2 m diffuse Lochwaldschicht an der Basis, mit spärlichen Steinkernen. Übergang in

9 = 0.8 m Turrilitenschicht mit kleinen Belemniten und spärlichen Ammonoiden. Übergang in

10 = zirka 0.5 m Überturrilitenschicht mit spärlichen Belemniten. Ziemlich scharfe Grenze (ohne Diskontinuität) gegen

11 = Seewerkalk, hellgrau, flaserig.

Räfis im Rheintal (östlichste Alviergruppe).

Auf der ganzen Rheintaler Seite der Alviergruppe habe ich trotz vieltägigen Suchens nur ein einziges einigermaßen vollständiges Profil der mittleren Kreide aufgeschlossen gefunden, nämlich dasjenige des neuen Waldweges bei U von Unterräfis (Siegfriedblätter 255/257). Die hier nicht zu sehende Basis und die obere Abgrenzung konnte ergänzend im Tälchen Valgupp und bei Altendorf beobachtet werden. Ich ergänze darnach das folgende Profil (siehe Fig. 92).

1. Oberer Schrattenkalk, feinkörnig, inwendig dunkelgrau, mit rostigen und anscheinend auch grünen Glauconitkörnchen, in knolligen Bänken, mit massenhaft Orbitolinen.
2. 2 m nicht aufgeschlossen, möglicherweise Luiteremergel entsprechend
3. Zirka 60—70 m! Gamserschichten. Das typische Gestein ist ein inwendig schwarzgrauer kalkhaltiger Glauconitsandstein, indem die tonigen und die körnig-grünsandigen Partien schlierenförmig verteilt sind. Man wird etwas an die Facies des Eisensandsteins im Dogger erinnert. Vielfach sind die ganzen Bänke diagonal faserig. Unter der Lupe fallen oft nesterartig verteilte hellglänzende Calcitpaltflächen auf; hellgrüne und schwarzgrüne Glauconitkörnchen sind leicht erkennbar. Das Gestein braust mit verdünnter HCl. Eine Gliederung lässt sich nicht vornehmen, wenn auch die untere Partie toniger ist und die Basis sandige Schieferlagen enthält, der obere Teil aber äusserlich massige Felswände bildet. Kontakt gegen 4 über 1 m mit Blockschutt verdeckt.
4. 8—9 m Glauconitsandstein der Brisischichten, zum Unterschied von Nr. 3 massig und homogen, grün, glauconitreich, kalkhaltig, im oberen Teil auch einzelne Echinodermensplitter (als letzter Anklang an die Brisibrecce). Obere Grenze schlecht aufgeschlossen; Übergang ?
5. 12.6 m Niederischichten, massig bis grobbankiger, quarzitischer Glauconitsandstein, sehr zäh; wenn auf der Schichtplatte abgewittert stahlblau, auf dem frischen Querbruch schwarzgrau; nach der Farbe ununterscheidbar von Gamserschichten, jedoch 2—4 mal feinkörniger als Gamser- und Brisischichten und mit HCl auch im oberen Teil nicht brausend. Übergang innerhalb 5 bis 10 cm in
6. 0.4 m Lochwaldschicht, glauconitischer, fast dichter Kalk, erfüllt mit schwarzgrauen unkenntlichen Steinkernen. Die hellgelbliche Anwitterung des Kalkes mit seinen unregelmässigen, teilweise über 0.5 mm grossen dunkeln Glauconitkörnern erinnert in überraschender Weise an das Vorkommen im Lochwald an der Engelberger Aa. Übergang sehr rasch innerhalb 1—2 cm in
7. 30 + x m Knollenschichten, kalkreich, typisch wie überall in der Churfürsten-Alviergruppe.
8. 3 m? Turriliten- und Überturrilitenschichten (?), mit Ausnahme kleiner Belemniten fossilieer, vermitteln den Übergang der Knollenschichten zum
9. Seewerkalk, hellgelblich bis weisslich.



Fig. 92.
Ungefähres Profil der mittleren Kreide bei Räfis (östlicher Teil der Alviergruppe).
 1 : 1000

Das merkwürdigste dieses Profiles ist die ungewöhnlich mächtige Entwicklung der Gamserschichten, das Fehlen der Brisibrecce, und das Fehlen echter Flubrig- und Twirren-

schichten, die ganz durch die Facies der Niederschichten verdrängt sind¹⁾. Sehen wir von den Knollenschichten ab, die hier ein zweites und grösstes Maximum zu erreichen scheinen, so fällt im allgemeinen auf, dass

1. die Schichtfolge im Vergleich zum Churfirstengebiet verarmt ist an Kalk, dafür reicher geworden ist an Grünsand und Kieselbindemittel. Sogar das kalkreichste Glied des Albien, die Twirrenschichten, sind durch die praktisch kalkfreie Facies des quarzitären Niedriggesteins ersetzt;
2. die Gesamtmächtigkeit der mittleren Kreide wie auch des Gargasien für sich erreicht hier, obgleich nicht genau messbar, mit 120 oder mehr Metern ein grösstes Maximum für die östlichen Schweizeralpen, vielleicht sogar für die ganzen Schweizeralpen. Es beruht dies vor allem auf der abnormen Entwicklung der Gamserschichten.

Betrachten wir die sonst so konstante Grenze der Brisibrecce zu den Unternieder-Schichten als die wichtigste Grenze für die Kartierung der zwei Hauptabteilungen der Grünsandbildungen, so fällt diese bei Räfis zwischen Nr. 4 und 5. Da die angrenzenden Gesteine sehr ähnlich anwittern und die gleiche Farbe auf dem Bruch zeigen, wird die Kartierung sehr erschwert. Zur Unterscheidung dienen zwei gute Merkmale:

1. Die Gesteine der unteren Abteilung (Gargasien) haben ein 2 bis 5 mal gröberes Korn als das Niedriggestein.
2. Sie brausen mit verdünnter HCl, während das Niedriggestein (Albien) praktisch kalkfrei ist.

Das Albien.

Die Knollenschichten.

(Nr. 12 des Idealprofils pag. 228.)

Benennung.

„Ellipsoidischer Gault“, KAUFMANN, Beiträge Lfg. XIV, 1874.

„Ellipsoidischer grünsandiger Kalk“, BURCKHARDT, Beiträge Lfg. V, n. F. 1896, pag. 82.

„Knollenschichten“, ARNOLD HEIM, Säntisgebirge, Beiträge n. F. Lfg. 16, pag. 331.

Die Bezeichnung „Knollenschichten“ wurde vom Verfasser eingeführt, weil sie kürzer und zutreffender ist als die älteren oben genannten. Die geometrische Form von Ellipsoiden kommt vielleicht niemals vor, wohl aber handelt es sich um unregelmässige kartoffelförmige Knauer oder Knollen, die das charakteristische Gepräge des Gesteins bedingen (siehe Fig. 93).

Heute ist die Bezeichnung Knollenschichten eingebürgert. Da nun aber verschiedene Facies dieser Schichtgruppe nachgewiesen sind und die knollige Ausbildung nicht überall bestehen bleibt, wäre eine Bezeichnung nach einer typischen Lokalität zutreffender.

E. GANZ²⁾ hat in seinem neuen Werke für die massige Facies die Bezeichnung Aubrigschicht eingeführt, nach dem grossen Aubrig im Wäggitäl. Besser wäre vielleicht gewesen, „Aubrigschichten“ an Stelle von „Knollenschichten“ zu setzen und von Knollenfacies, homogener Grünsandfacies und anderen Facies der Aubrigschichten zu sprechen.

¹⁾ Bewiesen durch den lithologischen Übergang des Niedriggesteins 5 in die Lochwaldschicht.

²⁾ ERNST GANZ, Stratigraphie der mittleren Kreide der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. Neue Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges., Bd. XLVII, 1912.

Vertikale Abgrenzung.

Nach oben findet im speziellen Untersuchungsgebiet stets ein allmählicher Übergang in die Turrilitenschichten statt, gleichgültig, ob die knollige oder die homogene Facies vorliegen, und gleichgültig, ob die hangenden Turrilitenschichten fossilreich oder steril ausgebildet seien. Eine Diskontinuität ist in den östlichen Schweizeralpen an der oberen Grenze der Knollenschichten oder deren Vertreter noch nicht bekannt geworden.

Auch von unten her findet ein Übergang statt ohne jede Diskontinuität der Sedimentation. Zwar ist der Übergang nicht überall gleich allmählich. Der Facieswechsel ist am schärfsten ausgeprägt im ursprünglich südöstlichen Gebiet, d. h. in den östlichen Churfürsten und in der Alviergruppe, wo als Liegendes der Knollenschichten die Lochwald-Fossilschicht auftritt.



Fig. 93. Typus der Knollenschichten (Selun, Churfürsten).
Phot. Arn. Heim 1903.

Makro-lithologisches.

In der Thurgruppe treten zwei Faciestypen auf.

1. Die Knollenfacies.

In einem sehr feinkörnigen mehr oder weniger schlierigen Grünsandstein sind kalkige Knollen von durchschnittlich Faustgrösse eingebettet, die aber auch kopfgross (Churfürsten) werden oder sich zu knolligen Kalkbänken vereinigen können. Der Kalk der Knollen ist blaugrau und dicht bis feinkörnig, und im Vergleich zur Grünsandhülle arm an Quarz und Glauconit.

Während auf dem frischen Bruch, wie z. B. bei Steinbrüchen, die Kalkknollen oft nicht besonders deutlich vom Grünsand abgehoben erscheinen, treten sie auf der angewitterten Fläche umso deutlicher hervor. In der Regel verwittern die Randpartien der Knollen am raschesten und bilden tiefe Kerben, während der Kalk unter dem Einfluss von Regen und Schneeschmelzwasser ausgelaugt wird. Als ganzes treten so die Knollen in Vertiefungen zurück, jedoch so, dass einzelne Kalkpartien daraus karrig zapfenförmig vorspringen. Diese Erscheinung ist deutlich in Fig. 93 zu ersehen. Die Anwitterungsfarbe der Kalkknollen ist grau bis gelblich, die der Grünsandpartien braun bis rostfleckig.

2. Die homogene Grünsandstein-Facies.

Diese ist am typischsten vertreten in der Mürtshendecke am Gänsestad (Fig. 67, pag. 230, Schicht 5). Er vertritt jedoch hier nur den oberen Teil der Knollenschichten. Bei Quinten-Laubegg (pag. 233) und vielleicht auch in der Flifalte (pag. 234) sind die ganzen Knollenschichten durch massigen Grünsandstein ohne deutliche Knollen ersetzt. Das Gestein ist feinkörnig, tief grün, klingend hart und homogen, fast ungeschichtet. Beim Gänsestad lässt es sich zu grossen kubischen Blöcken verarbeiten (vgl. auch E. Ganz l. c. pag. 127).

3. Die seewerartige Facies.

Diese ist in der Thurgruppe bis jetzt unbekannt, kommt aber in der Drusbergdecke vor (vgl. Anmerkung zum später folgenden Abschnitt Facies- und Mächtigkeitsveränderungen).

Mikro-lithologisches.

1. Die Knollenfacies (Taf. XVII, Fig. 1—3).

Die Grünsandmasse ist zusammengesetzt aus: Quarzkörnchen, 40—60 % des Gesteins, durchschnittlich 0.05—0.1 mm, scharf eckig oder ineinander verzahnt mit zerfressenen Umrissen, wo dicht aneinander gestreut

Glauconit, 20—30 %,

a) Körnchen etwa von der Grösse der Quarzkörnchen, scharf gesondert, ründlich oder eckig, mit zerfressen aussehenden Rändern, blaugrün, kryptokristallin, nicht aus Steinkernen von Foraminiferen hervorgegangen.

b) Dito als Füllmasse zwischen Quarzkörnchen auftretend.

c) Einzelne Körnchen mit optischer Orientierung der feinsten Schüppchen, so dass eine mehr oder weniger einheitliche Auslöschung und Pleochroismus von gelbgrün bis blaugrün auftritt.

d) Blassgrün bis fast farbloser und isotroper Glauconit, in den gewöhnlichen oft innerhalb des gleichen Kornes übergehend oder einen Rand um das grüne Korn bildend.

e) Braune isotrope Körnchen.

Kalk, 5—20 %, als dichte Überreste zwischen den Quarzkörnern, als rhomboëdrische Körner, als sekundäre calcitische Füllmasse oder als Reste von Organismen.

Limonitische Tonhäute durchziehen in feinen Schlieren das Gestein, umflechten die Quarzeinstreuung. Dadurch ist die Schichtung noch im Dünnschliff leicht erkennbar.

Pyrit ist in mehr oder weniger automorphen Körnern verschiedener Grösse, zum Teil in Form feinsten Einschlüsse innerhalb sekundärer Calcitkörner vorhanden.

Die Kalkknollen bestehen aus:

1. Kalk, 70—90 % der Gesteinsmasse,

a) Dichtem Kalk, der jedoch mehr oder weniger kristallinisch umgewandelt ist.

b) Calcit in mehr oder weniger deutlichen Rhomboëdern.

c) Foraminiferen mit Aragonitschale (oft zersetzt) und mit Resten dichten Kalkes oder mit glasklarem sekundärem Calcit als Steinkern.

2. Quarzkörner, scharfeckig, glattrandig oder angefressen und mit Calcit verzahnt, 0.05—0.1 mm, glasklar.

3. Glauconit 5—10 %, als scharf gesonderte, schön gelbgrüne bis blaugüne Körner von nämlicher Grösse (wie im Grünsand).

Die Grenzen der Kalkknollen zum umschliessenden Grünsandstein sind meist makroskopisch unscharf; oft aber scheinen sie noch unter der Lupe völlig scharf zu sein. Unter dem Mikroskop kann man stets Übergänge, wenn auch in Bruchteilen von Millimetern beobachten. Taf. XVII, Fig. 2 stellt eine solche Grenze dar, die makroskopisch völlig scharf zu sein scheint. Das Vorhandensein dichter Kalksubstanz mit massenhaft radialstrahligen Foraminiferengehäusen, die zum Teil noch gut erhalten sind, beweisen, dass die Kalkknollen nicht als echte Konkretionen aufgefasst werden können. Zweifellos sind die konkretionsartigen Knollen nicht sekundär entstanden. Sie müssen sich schon im unverfestigten Sediment am Meergrund herausgebildet haben. Nähere Anhaltspunkte, wie sich derartige Sedimentationsvorgänge abspielen, fehlen uns noch vollständig.

2. Die homogene Grünsandfacies (Taf. XVII, Fig. 5).

Mikroskopisch wie makroskopisch lässt sich kaum ein Unterschied des homogenen Grünsandsteins („Aubrigschicht“) der Mürtshendecke (Gänsestad) vom Grünsand der Knollenfacies (Churfirsten)

erkennen. Die Schichtung, die auf dem frischen Bruch als feinste Faserung angedeutet ist, erweist sich auch hier unter dem Mikroskop als gebildet durch feinste faserige Toneisenhäute, die sich zwischen den mehr oder weniger ungeordneten Quarz- und Glauconitkörnchen hindurchwinden. Die durchschnittliche Korngrösse von Quarz und Glauconit ist 0.05 mm. Das Gestein besteht aus zirka 40—50 % Quarz, 20—30 % Glauconit und 30—50 % kalkigem und eisenschüssigem Bindemittel.

Mikro-Fauna.

Während im Grünsandstein nur spärliche und unkenntliche Trümmer von Foraminiferen in den Dünnschliffen zu erkennen sind, ist der dichte Kalk der Knollen und Kalklagen reich an solchen. Die zarten Kalkschälchen sind allerdings meist mehr oder weniger von der Umkristallisation der dichten Kalksubstanz mitergriffen worden. Die Steinkerne bestehen aus dichtem Kalk oder Calcit, nicht aus Glauconit. Es scheinen weitaus vorherrschend die gleichen Arten wie in den Turriliten-, Überturriliten- und Seewerschichten vorzuliegen. Sicher lässt sich erkennen die oberkretazische

Orbulinaria ovalis KAUFM. sp.; weniger häufig ist

Globigerina cretacea d'ORB.

Ziemlich häufig sind ferner *Textularien* und die sogenannte „**Oligostegina laevigata**“.

OSWALD HEER¹⁾ hat die „Polythalamien“ der Knollenschichten schon im Jahr 1879 abgebildet und sich wie folgt zutreffend geäußert:

„Die Ähnlichkeit der mikroskopischen Formen des Gault und des Seewerkalkes fällt hier sogleich auf. Beim Seewerkalk ist zwar die Anhäufung der Individuen im allgemeinen grösser, denn im Gault findet sich zuweilen wenig oder nichts, zumal an Stellen, wo die grünen Körner und die Kiespartien mehr entwickelt sind. Während übrigens im Seewerkalk die *Lagenen* (= *Orbulinaria*) vorwalten, sind es hier mehr die *Oligosteginen*.“

Makro-Fauna.

Wenn wir vom untersten Teil der Knollenschichten desjenigen Faciesgebietes absehen, wo die Lochwald-Fossilschicht noch nicht als scharfer Horizont entwickelt ist, wie in der Säntisdecke im Gebiet Wildhaus-Mattstock-Westliche Churfirten, so kann als Makro-Fossil der Knollenschichten der Churfirten-Mattstock-Gruppe einzig genannt werden:

Belemnites minimus LIST.,

das vereinzelt im oberen Teil der Knollenschichten, im unmittelbaren Liegenden der Turrilitenstufe auftritt.

Dagegen erwähnt E. GANZ²⁾ aus der Knollenfacies des Drusberggebietes:

Inoceramus concentricus PARK. und **Inoc. sulcatus** PARK.,

ferner aus der „Aubrigschicht“ vom grossen und kleinen Aubrig:

Douvilléceras Mantelli Sow., *Stoliczkaia dispar*. d'ORB., *Turrilites Bergeri* BRONG. und *Nautilus Montmollini* P. et C.

Alter.

Die Altersfrage muss von folgenden Gesichtspunkten beurteilt werden:

1. Die Fauna der Knollenschichten selbst hat nach den oben zitierten Funden von ERNST GANZ den Charakter der Turrilitenschichten. Jedoch fehlt *Schloenbachia varians*. Man könnte nun die Aubrigschicht als lokal abnorm entwickelte Basis der Turrilitenschichten ansprechen. Dem widerspricht aber der durchaus einheitliche Charakter der Turriliten-

¹⁾ HEER, *Urwelt der Schweiz*, 1879, pag. 220.

²⁾ E. GANZ, l. c. 1912, pag. 127.

schichten und der gleichbleibende Übergang zu den Turrilitenschichten, gleichviel ob das Liegende von echten Knollenschichten oder massigem Grünsand gebildet werde. Ich habe die Profile am Gross- und Klein-Aubrig selbst mit Dr. E. GANZ zusammen durchstudiert und teile seine Auffassung, wonach die „Aubrigschicht“ das Liegende der Turrilitenschicht bildet.

2. Die Fauna der aus den Knollenschichten hervorgehenden Turrilitenschichten. Ich verweise auf pag. 220 bis 224. Das Vorhandensein von *Schloenbachia varians* neben anderen Cenomanformen deutet auf echtes Unterocenoman.

3. Die Fauna der Lochwald-Fossilschicht, die im „diffusen“ Faciesgebiet ebensogut als „Basis der Knollenschichten“ bezeichnet werden kann, repräsentiert zweifellos die Zone des *Mortoniceras Hugardianum* (VI a), und muss daher zum oberen Albien gerechnet werden.

Aus allem geht hervor, dass die Knollenschichten die **Zone des *Mortoniceras inflatum*** (Zone VI) vertreten. Dieses „Leitfossil“ tritt bereits im unteren Teil der Knollenschichten (diffuse Lochwaldschicht) auf (Fig. 81 pag. 256), während noch nie ein typisches Exemplar dieser Art in den Turrilitenschichten gefunden wurde.

In bezug auf die Unterordnung der „Inflatuszone“ gehen unter den Autoritäten die Meinungen auseinander. DE LAPPARENT 1906, CH. JACOB 1907, W. KILIAN 1907 bis 1913, E. KAYSER 1911 rechnen die Schichten mit *Schloenbachia inflata* zum Albien, E. HAUG 1910 rechnet sie zum Cenoman, und schliesst das Albien mit der Zone des *Mortoniceras Hugardianum* ab. Ich bedaure, mich 1910 im ersten Band dieses Buches dieser letzteren Auffassung angeschlossen zu haben (pag. 148 und 227). Heute scheint es mir richtiger, die Zone VI noch zum Albien zu rechnen, jedoch zum Unterschied von JACOB die Turrilitenschichten als unterstes Cenoman davon abgetrennt zu lassen.¹⁾

Facies.

Es ist schwierig, sich über die physikalischen Verhältnisse bei der Ablagerung der Knollenschichten eine Vorstellung zu machen. Wir wissen nicht, unter welchen Umständen sich die „Knollen“ bilden können.

Auffallend ist die gleichmässige Korngrösse von 0.05—0.1 mm. Nirgends konnten grobe klastische Gemengteile aufgefunden werden. Solch feine Quarzsandkörnchen können in grösseren Tiefen und bis über 200 km weit von der Küste entfernt abgelegt worden sein. Ob wir diese Küste im NW oder SE oder an beiden Orten anzunehmen haben, sind wir noch nicht unterrichtet, weil das Albien nach NW durch die Transgression der Nummulitenschichten, nach SE durch die Transgression der Wangschichten (Danien) abgeschnitten wird. Dass irgendwo im SE eine Küste folgte, scheint zweifellos zu sein, da in den „Klippen“ die mittlere Kreide fehlt.

Auffallend ist ferner die Makrofossilarmut im Gegensatz zum Liegenden und Hangenden, und dies um so mehr, als doch an der Basis der Knollenschichten die Cephalopoden in den Churfürsten in einem Gestein auftreten, das sich lithologisch in nichts von den echten Knollenschichten unterscheidet (Fig. 81, pag. 256). Die Fauna ist bei konstant bleibender Sedimentzufuhr wieder verschwunden. Vielleicht war eine vorübergehende Vertiefung des Meerbodens oder eine Veränderung des Verlaufes einer Meeresströmung die Ursache. Sehr bemerkenswert ist in dieser Hinsicht das „verfrühte“ Wiedererscheinen der Ammoniten am Aubrig, d. h. in der homogenen Grünsandfacies.

¹⁾ W. KILIAN (Palaeocretacicum, Lethaea geognostica, 1907, pag. 27) äussert sich wie folgt:

„Vom paläontologischen Standpunkte betrachtet, ist die Grenze zwischen Gaultstufe und Cenoman (das heisst zwischen unterer und oberer Kreide) entschieden **über** die Zone der *Schloenbachia (Mortoniceras) inflata* Sow. sp. zu setzen. Letztere Leitform ist gewöhnlich, z. B. in der „Gaize“ von Le Havre, im Pays de Bray, im ostfranzösischen Argonnegebiet und in den Flammenmergeln Norddeutschland von einer Reihe Gaultarten wie *Hoplites auritus* Sow. sp., *Hoplites splendens* Sow. sp., *Hopl. valbonnensis* HÉB. ET TOUCAS begleitet; ihr sicheres Zusammenliegen mit charakteristischen Arten des Cenomans ist, wie JUKES BROWNE und DE GROSSOUVRE gezeigt, nur in seltenen und zweifelhaften Fällen oder nur in den obersten Bänken angegeben worden. Das gilt namentlich für *Schloenbachia varians* Sow. sp.“

Diese Auffassung stimmt überraschend mit unserem Untersuchungsgebiet, wenn wir die Knollenschichten zur Inflatuszone rechnen. Man vergleiche auch Altersfrage der Lochwaldschicht.

Facies- und Mächtigkeitsveränderungen.

Wir können zwei Hauptfaciesgebiete unterscheiden:

1. Den ursprünglich nördlichsten Faciestypus der östlichen Schweizeralpen finden wir im autochthonen Gebiet vom Taminatal bis zum Kistenpass. Die „Knollenschichten“ sind hier vorherrschend als homogene kalkige Grünsandsteine entwickelt, deren Mächtigkeit von 2 bis etwa 6 m wechselt¹⁾.

Ganz den gleichen Typus finden wir wieder in der Mürtshendecke am Gänsestad, wo die Knollenschichten etwa 4.5 m mächtig und in ihrem oberen Teil als homogenes Grünsandgestein ausgebildet sind (pag. 231). Der Faciestypus bleibt von hier an weiter in südöstlicher Richtung im ganzen unverändert, und die Mächtigkeit der Knollenschichten schwankt zwischen 2 und 4 m bis zur nördlichen Säntiskette inklusive. Der Grünsand ist hier zwischen Schrattenkalk und Turritilenschichten so zusammengedrängt, dass die Unterscheidung in Knollen- und Twirrenschichten unsicher wird. Die minimale Mächtigkeit von 1—2 m finden wir in der Mürtshendecke bei Quinten (pag. 233, Nr. 6, Fig. 69) und am Nordrand des Säntisgebirges, vom Seealpsee (Fig. 71, pag. 235) bis zum Säntisgipfel. Am Weg von der Tierwies gegen den Säntisgipfel hat das Gaultband unter der Turritilenschicht nur 4 m Mächtigkeit (Fig. 62, pag. 211), also genau wie am Seealpsee.

Stimmt so der nordöstliche Teil der nördlichen Säntiskette in bezug auf die Facies des Gault und im besonderen der Knollenschichten genau überein mit dem östlichen Teil der Mürtshendecke bei Quinten, so finden wir im südwestlichen Teil der nördlichen Säntiskette die Analogien mit dem Profil der Mürtshendecke vom Gänsestad. Die Knollenschichten gehen an beiden Orten aus einem knolligen glauconitischen Schieferkalk hervor, der sowohl dem Profil von Quinten wie dem des Seealpsees fehlt. Die Knollenfacies des Wänneli im westlichen Säntis hat allerdings schon mehr Anklänge an den nächst südlicheren Faciesbezirk²⁾.

2. Wir verlassen nun den Mürtstypus, indem wir uns den südlichen Säntisketten, den Churfürsten und der Alviergruppe zuwenden. Wie aus den Spezialprofilen, ferner Fig. 89, pag. 271 und Fig. 90, pag. 273 ersichtlich ist, sind in diesem Gebiet die Knollenschichten typisch entwickelt. Die Mächtigkeit nimmt in südöstlicher Richtung rasch zu, erreicht in den Säntisgewölben III—VI schon 10—18 m, ebenso in der Mattstockgruppe, und in den westlichen Churfürsten 15—24 m. Das erste Maximum der Knollenschichten trifft man nach meinen Messungen in den östlichen Churfürsten und dem westlichsten Teil der Alviergruppe, nämlich in der Gegend Nideri-Sichelkamm, wo sie etwa 25 m erreichen. Auffallend ist aber in dieser Gegend die fast sprunghafte Abnahme der Mächtigkeit nach Norden. Am Gamserrugg, das ist nur 1.2 km direkt nördlich der Nideri, mass ich nur 13.5 m Knollenschichten, also kaum 60% der Nideri, wobei die Facies unverändert bleibt und an eine tektonische Reduktion kaum zu denken ist.

Die Knollenschichten scheinen also lokalen Schwankungen unterworfen zu sein, für die wir nicht leicht eine Erklärung finden, während sie sich im grossen ganzen gesetzmässig und langsam verändern (Fig. 89, pag. 271).

In der Alviergruppe bleibt das Aussehen der Knollenschichten unverändert. Die Mächtigkeit nimmt zuerst vom Sichelkamm (24 m) nach Osten über Sisiz (16.5 m) nach Arin ab, um dann am

¹⁾ Vgl. die folgenden Arbeiten:

ARN. HEIM, Crétacique moyen, B. S. G. F. 1909. Facieskarte pag. 115, pag. 119 et seq.

ARN. HEIM, Kistenpass; Beiträge Lfg. 24, 1910, pag. 25, 32—33.

K. TOLWINSKI, Die Grauen Hörner, Vierteljahrschr. d. Nat. Ges., Zürich 1910, pag. 15, 20.

M. BLUMENTAL, Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge z. geol. Karte d. Schw., Lfg. 63 n. F. 1911, pag. 23.

W. STAUB, Schächental. Beiträge n. F. Lfg. 62, 1911, pag. 44—45.

M. BLUMENTAL, Der Calanda, Beiträge n. F. Lfg. 39, 1912, pag. 34.

W. A. KELLER, Bifertenstock-Selbsauft, Beiträge n. F. Lfg. 42, pag. 1912, pag. 5.

²⁾ „Säntisgebirge“, Beiträge Lfg. 16, 1905, pag. 347.

Ostrand der Alviergruppe im Rheintal, von Räfis-Altendorf bis zum Schloss Werdenberg¹⁾ zu einem grössten Maximum von 30 oder mehr Metern anzuschwellen.

* * *

Im grossen ganzen haben wir also gefunden, dass sich in bezug auf die Knollenschichten zwei Hauptfaciesgebiete unterscheiden lassen:

1. Das ursprünglich nordwestliche Faciesgebiet, Mürtschenfacies.

Es dehnt sich aus über das ganze autochthone und parautochthone Gebirge zwischen Taminal und Bifertenstock²⁾, begreift die Mürtschendecke im Walenseegebiet, die Flifalte, die Axen- und Silberdecken im Gebiet des Klöntals³⁾, und greift über bis zu den Stirnfalten des mittleren Säntisgebirges.

Es ist gekennzeichnet durch geringe Mächtigkeit der Knollenschichten von 1 bis zirka 8 m, wobei lokale Unregelmässigkeiten vorkommen. Die Stufe der Knollenschichten ist ganz oder teilweise durch homogene kalkige Grünsandsteine ausgezeichnet. Das Liegende wird von Twirrenschichten gebildet, die allerdings in den Profilen mit geringer Mächtigkeit oft kaum von der Stufe der Knollenschichten unterscheidbar sind. Nirgends ist im speziellen Untersuchungsgebiet mit Sicherheit ein direktes Aufliegen der Knollenschichten auf dem Schrattenkalk oder der Aptbreccie festgestellt. Von einer Cenomantransgression kann also auch in dem Falle nicht die Rede sein, wenn man die Knollenschichten zum Cenoman rechnet. Anders vielleicht an gewissen Stellen des autochthonen Gebirges, wie z. B. auf den Trinseralpen.⁴⁾

Die abgewinkelte Zonenbreite ist 20 bis 25 km.

2. Das ursprünglich südöstliche Faciesgebiet.

Es ist beschränkt auf die oberen helvetischen Decken und begreift die mittleren und südlichen Säntisketten, den westlichen Säntis ausgenommen, die Gegend des Wänneli und Neualpkamm, die ganze Mattstockgruppe, soweit sie zur Säntisdecke gehört, die Churfürsten- und Alviergruppe, ferner westlich des Linthtales nach E. Ganz auch die Wiggisgruppe (Säntisdecke), sowie das ganze Gebiet der Rädertendecke und das Gebiet der Drusbergdecke mit Ausnahme deren südlichster Zone (Forstberg-Sternen), wo die Facies der Knollenschichten ganz verschwindet.

Die Mächtigkeit ist 8 bis 30 m, die Ausbildung überall typisch mit Kalkknollen, und mehr oder weniger gleichförmig über die ganze Mächtigkeit.

Die abgewinkelte Zonenbreite ist 20 bis 30 km.

Facielle Abweichungen vom Typus der Knollenschichten finden wir in den oberen helvetischen Decken:

1. Am Gross- und Klein-Aubrig, wo die Knollenschichten bei normaler Mächtigkeit von 10 bis 15 m im oberen Teil als homogener Grünsandstein (ähnlich Gänsestad) entwickelt sind.

2. In der südlichsten Facieszone der Drusbergdecke am Forstberg bis ins Tal der Engelberger Aa, wo die Knollenschichten anscheinend durch seewerartige Facies ersetzt sind. Diese Frage bedarf jedoch genauer Nachprüfung.⁵⁾

¹⁾ Hier war es mir nicht möglich, die Mächtigkeit zu bestimmen. E. GANZ gibt 28.5 m an.

²⁾ Ausgenommen ev. gewisse Partien des Calanda, wie z. B. Parnizlis am Ostabhang des Calanda.

³⁾ E. GANZ, Mittlere Kreide 1912, Profile p. 8—9. Die Knollenschichten werden in der Axendecke am Twirren zu 1.5 bis 1.8 m, in der Silberdecke am Prigel zu 3.2 angegeben.

⁴⁾ M. BLUMENTAL, Beiträge Lfg. 33, 1911, pag. 23.

⁵⁾ E. GANZ spricht in l. c. pag. 126 von „Seewerkalkfacies (der Knollenschichten) in den südlichen Faciesgebieten“, und zeichnet die fragliche Schichtgruppe des Kl. Sternens im Faciesprofil Fig. 20 als Knollenschichten, rechnet jedoch im Text diese gleiche Stufe des Forstberges auf pag. 74 und des Kl. Sternens auf pag. 78 zur Überturrilitenschicht. Auf pag. 125 endlich steht unter Forstberg-Sternen: „Durch Denudation abgetragen; die Seewerkalke ruhen auf den reduzierten Albienmergeln“. Um echten Seewerkalk aber kann es sich meiner Ansicht nach sowieso nicht handeln. Das gemeinschaftlich mit meinem Freund E. GANZ von mir beobachtete Profil des Forstberges lässt sich wohl am natürlichsten durch Annahme von Seewerfacies der Knollenschichten erklären.

Isopische und isometrische Linien.

Wir fragen vor allem nach der Richtung der Isope, welche den Übergang des nordwestlichen in das südöstliche Haupt-Faciesgebiet bezeichnet. Diese Linie liegt im mittleren Säntisgebirge zwischen Gewölbe II und III, im westlichen Säntis zwischen I und III (da II nicht mehr vorhanden ist). Von hier an westwärts greift die isopische Linie nördlich über den Rand der Säntisdecke hinaus. Wir finden die Fortsetzung erst wieder im Silbergebiet, wo die Silberdecken und die Thorwaldecke den Faciesübergang zu der dort in die Tiefe getauchten Säntisdecke vermitteln. Aubrig und Rigihochnfluh gruppieren sich nahe der idealen Linie, welche die beiden Hauptfaciestypen trennen soll. Wir sehen also, dass die Isopen für die Knollenschichten eine Richtung annehmen, die annähernd dem Alpenstreichen parallel verläuft, jedoch im Gebiet der Mattstockgruppe etwas westlich davon abweicht. Die Richtung ist also etwa **W 25 S**.

Da nun die isopische Richtung annähernd parallel dem Faltenstreichen verläuft, sollte man erwarten, die Facies der Mütschendecke (Quinten) wiederzufinden am Nordrand der Säntisdecke, wenn man sich in der Richtung senkrecht zum Streichen bewegt. Statt dessen finden wir den Typus von Quinten nördlich oder gar nordnordöstlich davon, als ob der Deckenschub schief zum Faltenstreichen stünde. Wir werden später darauf zurückkommen.

Die isometrischen Linien lassen sich mit Benützung der Arbeit von E. GANZ wie folgt ermitteln.

Mächtigkeit 15—18 m geht von Wildhaus-Schönenboden über Starkenbach und etwa über den Kapf bei Amden bis Platten ob Näfels, dann zur Stirn der Rädertendecke, d. i. durchschnittlich **W 26 S**, also parallel zur Isope. Von hier an weiter westlich folgt nach den Mächtigkeitsangaben von E. GANZ ein allgemeines Zusammenschrumpfen der Knollenschichten, sodass die isometrische Linie entsprechend einer Isohypse ein Knie mit Umkehr bilden würde. Die entsprechenden Mächtigkeiten aber findet man wieder im Frohnalpstockgebiet.

Die Linie maximaler Mächtigkeit von 20—25 m geht von den östlichsten Churfürsten über Oberalp am Südrand der Rädertendecke, setzt dann (nach Unterbrechung durch das Gebiet von Iberg-Illgau mit weniger als 10 m) fort bei Morschach-Schilte¹⁾ und Seelisberg. Es fragt sich allerdings, ob Morschach-Seelisberg in bezug auf die Knollenschichten nicht eher der Gegend Werdenberg-Räfis als den östlichen Churfürsten entspreche.

Die abgewinkelte Richtung von den östlichen Churfürsten bis Oberalp ist **W 27 S**, nachdem die Oberalp entsprechend dem Ausmass der Räderten-Überfaltung um etwa 5 km nach SE zurückversetzt gedacht wird.

Fortsetzung von Note 5 auf voriger Seite:

Während auf der Südseite des Forstberges die fragliche Schichtgruppe gegen den liegenden Lochwald-Fossilhorizont ganz scharf abgeschnitten erscheint, ist nach E. GANZ selbst (l. c. pag. 77 unten) am kleinen Sternen ein Übergang vorhanden. Vom Forstberg-Nordhang notierte ich am 10. August 1908 das folgende:

„Glaucanitnester und -körner gehen bis 1.5 m über die Lochwaldschicht hinauf; der „Seewerkalk“ ist in den untern 4 Metern schmutzig angewittert und enthält merkwürdige runde Kalkkonkretionen bis 4 m über die Lochwaldschicht hinauf, neben häufigen Inoceramenschalen von Seewerart, aber auch Turbo und häufig grüne Steinkerne, worunter *Inoceramus concentricus*. Grünsandbrocken (im seewerartigen Gestein) sehr auffällig und unvermittelt. Die Grenze der Lochwaldschicht zum Hangenden überall scharf, etwas wellig uneben“.

Es fragt sich nun, ob hier die Turriliten- oder Überturrilitenschichten abnorm entwickelt, oder ob nicht eher die Knollenschichten in die Seewerfacies übergegangen sind. Das Vorhandensein einer scharfen Abgrenzung zum Liegenden spricht nicht gegen die letztgenannte Auffassung, während der von E. GANZ erwähnte Übergang am Kleinen Sternen entschieden dafür spricht. In diesem Sinne deutet auch das Gestein vom Lochwald, woselbst die reiche Fauna mit grünen Nestern und Schlieren in einen hellgrauen Kalk eingebettet ist, der dem Seewerkalk sehr ähnlich ist. Wir haben auch bereits im Dünnschliff konstatiert, dass die Struktur und die Mikro-Organismen der Kalkknollen echter Knollenschichten des Säntis-Churfürstengebietes sehr ähnlich dem Seewerkalk sind. Das Auftreten von Seewerfacies der Knollenschichten würde nicht befremden.

¹⁾ Hier schätzte ich trotz verkehrter Schichtlage die Knollenschichten auf zirka 30 m (B. S. G. F. 1909, pag. 110, Fig. 3), während E. Ganz, pag. 125, nur 15 m angibt.

Mächtigungsgefälle.

Wir können regionale und lokale Mächtigungsgefälle oder mit andern Worten regionale und lokale Mächtigungsböschungen unterscheiden.

Die regionale Böschung ist am grössten unmittelbar südöstlich neben der Hauptfaciesscheidelinie, in einer Zonenbreite von etwa 5 km abgewickelter Breite. Sie fällt innerhalb der Säntisdecke und zwar nördlich der Wildhauser-Amdener-Mulde, und beträgt zirka 3‰ von SE nach NW (vgl. Fig. 89, pag. 271).

Es gibt noch stärkere lokale Böschungen in den Churfirnen und der Alviergruppe. So beträgt zum Beispiel die Böschung Niederi-Gamserrugg zirka 9‰ nach N¹⁾, diejenige Räfis-Hurst²⁾ etwa 6‰ nach SW.

Landschaftlicher Charakter.

(Vgl. Atlas Tafel 1 mit Text, ferner Fig. 64, pag. 225, Fig. 90, pag. 273, und Fig. 93, pag. 277.)

Die Knollenschichten bilden bei flacher Schichtlage die fruchtbarsten Alpweiden. Die weiten Flächen der Selunalp, Breitenalp und Selamattalp liegen zum grossen Teil auf Knollenschichten. Wenn sie langsam verwittern, hinterlassen sie eine braune, feinsandige, fruchtbare Erde.

An den schwer oder für Menschen gar nicht zugänglichen Wänden der Churfirnen weiden mit Vorliebe die Gemen auf den schmalen üppig grün bewachsenen Felsgesimsen.

Die Knollenschichten sind aber auch imstande, sich in mehr oder weniger lotrechten Felswänden zu halten, wie auf dem Südabfall der Churfirnen von Amden bis zur Niederi und am Gamserrugg. Die Felswände sind dann meist dunkel bräunlich angewittert, rostig vom Eisen des Glauconites, und weiss und schwarz oder blaugrau von Flechten gefleckt. Der massige Bau und die düstere Anwitterungsfarbe ermöglichen schon aus der Ferne die Knollenschichten von dem ausgesprochen geschichteten hellgelblichen Seewerkalk im Hangenden zu unterscheiden. Die Turrilitenschichten zwischen beiden sind nicht abgetrennt und vermitteln nur den Gesteinsübergang, so rasch jedoch, dass die Grenze aus der Ferne scharf zu sein scheint.

Die Knollen bedingen im allgemeinen ein Auswittern zu weichen rundlichen Felsformen.

Technische Verwendung.

Der kompakte Grünsand des Gänsestades am Walensee (es in Fig. 66—67, pag. 229) wurde als vorzüglicher Baustein gebrochen, jedoch nur in kleinem Massstab.

Die Lochwaldschicht.

(Nr. 11 des Idealprofiles pag. 228.)

Benennung.

Die reiche Fossilfundstelle vom Lochwald bei Dallenwil im Tal der Engelberger Aa (Unterwalden) ist bekannt durch KAUFMANN und MÖSCH, und wurde im Jahr 1905 von neuem studiert durch A. TOBLER und CH. JACOB³⁾. Die späteren Untersuchungen⁴⁾ haben gezeigt, dass die Fossil-

¹⁾ Die Mächtigkeit der Knollenschichten bei der Niederi zu 25 m angenommen.

²⁾ Die Knollenschicht bei Arin zu zirka 5 m angenommen.

³⁾ CH. JACOB et A. TOBLER, Etude stratigr. et pal. du Gault de la Vallée de la Engelberger Aa. Mém. Soc. Pal. Suisse Vol. XXXIII, 1906.

⁴⁾ ARN. HEIM, Crétacique moyen, B. S. G. F. 1909.
ERNST GANZ, Mittlere Kreide, l. c. 1912.

schicht, die im Lochwald nur in Blöcken vorliegt, sich als ein stratigraphisch scharf gezeichneter Horizont durch einen grossen Teil der zentralen und östlichen Schweizeralpen verfolgen lässt und ihr eine regionale Bedeutung zukommt. Der Zusammenhang der Lochwaldfossilsschicht mit der Fossilsschicht an der Basis der Knollenschichten der Churfürsten wurde von mir 1909 vermutet. E. GANZ glaubt nun die Verbindung unzweifelhaft festgestellt zu haben. Wir sprechen also von der Lochwaldschicht, und kommen später auf die Frage des Synchronismus zurück.

Vertikale Abgrenzung.

Das Hangende wird in der Thurgruppe durchweg durch die Knollenschichten in ihrer typischen Entwicklung gebildet, die mit der Lochwaldschicht stets durch mehr oder weniger rasche Übergänge verknüpft sind. Dies ist ein Unterschied zum südlichsten Faciesgebiet vom Forstberg bis zur Engelberger Aa, wo die Lochwaldschicht nach oben mit vermutlicher Diskontinuität scharf abgegrenzt wird.

Das Liegende wird in der Thurgruppe stets von den Twirrenschichten gebildet, aus denen die Lochwaldschicht durch mehr oder weniger rasche Übergänge ohne Discontinuität hervorgeht. Auch dies ist ein Unterschied zum Gebiet von Unterwalden, wo eine scharfe Grenze gegen das Liegende angenommen wird.

Lithologische Beschaffenheit und Mächtigkeit.

Während der Typus der Lochwaldschicht vom Engelbergertal aus einem seewerartigen Kalk mit Glauconitkörnchen, Grünsandschlieren und Phosphoritknollen besteht, leitet die entsprechende Schicht in der Thurgruppe die Facies der Knollenschichten ein und unterscheidet sich von den Knollenschichten oft nur durch Fossilgehalt und Phosphoritknollen (Phot. pag. 256).

Die Mächtigkeit beträgt meist unter 1 m, insofern die Fossilsschicht deutlich ausgeprägt ist.

Macro-Fauna.

Fauna aus der Basis der Knollenschichten oder Lochwaldschicht.

h = häufig, + = Zahl unbestimmt. Die fetten Ziffern bezeichnen die Zahl der gesammelten Exemplare, die feinen darunter die Seitenzahl, auf der im Text die betreffenden Arten beschrieben sind.	Durchläge	Selten	Brist.-N. Fuss	Nieder-Gamserrugg	Mansalp-Sichelkamm	Sisiz-Rosswies	Sonstiges Niveau, Zone nach Jacob	Lochwaldschicht im Brusberggebiet (Wannsalp-Pfannenstöckli) nach E. Ganz 1912
Belemnites (Belemnopsis) minima LISTER. d'ORBIGNY, Pal. française, p. 55, pl. 5, f. 3—9.	h 246	+		+		+		
Nautilus sp. ind.						1 266		+
Mortoniceras inflatum Sow., typisch SOWERBY, Min. Couch. pl. 178 (non Amm. inflatus. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 10, f. 1—2).			1 256				VI b!	h
Mortoniceras cf. inflatum Sow.					1 264		VI	

<p>h = häufig, + = Zahl unbestimmt. Die fetten Ziffern bezeichnen die Zahl der gesammelten Exemplare, die feinen darunter die Seitenzahl, auf der im Text die betreffenden Arten beschrieben sind.</p>	Dürschlägi	Selun	Bristl.-A. Fuss	Niedert.-Gansstrugg	Kausalp.-Sichelkamm	Sisiz-Rosswies	Sonstiges Niveau, Zone nach Jacob	Lochwaldschicht im Drusberggebiet (Wannental-Pfannstöckli) nach E. Ganz 1912
<p>Mortoniceras Bouchardianum d'ORB. d'ORBIGNY, Pal. française, p. 300, pl. 88, f. 6—8. PICTET et ROUX, grès verts, p. 350, pl. 8, f. 7—9.</p>				<p>2 259</p>	<p>3 264</p>		<p>V, VI_a</p>	<p>h</p>
<p>Mortoniceras sp. ind.</p>					<p>4 264</p>		<p>(VI_a)</p>	<p>+</p>
<p>Mortoniceras Hugardianum d'ORB. d'ORBIGNY, Pal. française, p. 291, pl. 86, f. 1—2. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 10, f. 3_a—_b.</p>					<p>1 264</p>	<p>1 266</p>	<p>VI_a!</p>	<p>selten</p>
<p>Branoceras varicosum Sow. SOWERBY, Min. Conch. pl. 451, f. 4—5. d'ORBIGNY, Pal. française, p. 294, pl. 87, f. 1—5.</p>		<p>+ 254</p>	<p>h 255</p>	<p>h 259, 261</p>	<p>h 264</p>		<p>VI_a!</p>	<p>+</p>
<p>Desmoceras Beudanti BRONG. var. Jacobi. JACOB, Partie moyenne d. terr. crét. Grenoble 1907, p. 52, Nr. 6.</p>	<p>1 246</p>		<p>1 255</p>	<p>4 259</p>	<p>3 264</p>	<p>+</p>	<p>VI_a</p>	<p>h</p>
<p>Desmoceras (Puzosia) Mayoranum d'ORB. d'ORBIGNY, Pal. française, pl. 79. JACOB, Mém. Soc. géol. France 1907, p. 38, pl. VI.</p>				<p>2 259</p>	<p>1 264</p>		<p>III—VI</p>	<p>h</p>
<p>Desmoceras (Puzosia) cf. Mayoriana d'ORB.</p>			<p>1 255</p>		<p>1 264</p>			
<p>Lytoceras (Kossmatella) Agassizianum PICTET et ROUX var. Jacob. JACOB, Mém. Soc. géol. France 1907, p. 21, pl. II, f. 1—4.</p>					<p>1 264</p>			
<p>Hamites virgulatus BRONG. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 14, f. 7—10.</p>			<p>6 255</p>		<p>2 264</p>		<p>(IV-V) VI_a</p>	<p>sehr häufig</p>
<p>Hamites venetianus PICT.</p>			<p>1 255</p>	<p>2 259</p>			<p>VI_a</p>	
<p>Hamites Charpentieri PICTET. PICTET et ROUX, grès verts, p. 385, pl. 14, f. 1.</p>			<p>1 255</p>	<p>3 259</p>	<p>2 264</p>			
<p>Hamites rotundus Sow. PICTET et ROUX, grès verts, p. 385, pl. 14, f. 1.</p>					<p>1 264</p>			
<p>Hamites attenatus Sow. PICTET et ROUX, grès verts, p. 388, pl. 14, f. 5.</p>					<p>1 264</p>		<p>Gault moy. VI_a</p>	<p>h</p>

	Durchlägig	Selun	Brist.-N. Fuss	Niederl.-Gamserrugg	Kausalp-Sichelkamm	Sisiz-Rosswies	Sonstiges Niveau, Zone nach Jacob	Lochwaldschicht im Brus- bergschicht (Wannental- Pfaffenstich) nach E. Ganz 1912
Baculites Gaudini PICTET et C. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 112, pl. LV, f. 5—11.					1 264			+
Turrilites plicatus d'ORB. (rechts drehend). d'ORBIGNY, Pal. française, pl. 143, f. 7—8.				1 259				
Dentalium sp.					1 264			
cf. Pleurotomaria lima d'ORB.				1 259				
? Pleurotomaria sp. ind.					2 265	+	266	
? Pseudomelania sp. ind.					1 265			
Natica gaultina d'ORB. PICTET et ROUX, grès verts, pl. XII, f. 1.				1 259			IV	h
Plicatula gurgitis PICT. et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 307, pl. 47, f. 4.	+							246
Inoceramus concentricus PARK. PICTET et ROUX, grès verts, p. 290, pl. 42, f. 2.			1 256	h 259	h 265	h 266		h
Inoceramus (Actinoceramus) sulcatus PARK. PICTET et ROUX, grès verts, p. 289, pl. 42, f. 1.				h 259, 261	h 265			+
Terebratula Dutempleana d'ORB. (non Sow.) d'ORBIGNY, Pal. française, t. 4, p. 93, pl. 511, f. 1—5 (non 6—7). PICTET et ROUX, grès verts, p. 326, pl. 51, f. 1 (non 2—4).				3 259			IV—V	
Holaster laevis (DE LUC) AGASSIZ. DE LORIOI, Echin. cré. Suisse 1873, p. 319, pl. XXVII, f. 1—5.	+						(IV-VIa) VI b	h
Holaster Perezii SISMONDA. DE LORIOI, Echin. cré. Suisse, p. 325, pl. 27, f. 6—8.	+						(IIb-III) IV—V (VIa)	selten
Trochoeyathus conulus FROM. FROMENTEL, Mich. Iconographie. zoophyt. 1840—1847, p. 1, pl. I, f. 12.				h 259	h 265	h 266		

Faunencharakter.

Das bezeichnende der Fauna an der Basis der Knollenschichten in der Churfürsten-Alviergruppe sind die massenhaften Cephalopoden-Steinkerne, mit denen die Bank von $1/2$ —1 m Mächtigkeit oft ganz erfüllt ist. Nur teilweise sind sie gut erhalten.

Von anderen Fossilien sind am häufigsten *Inoceramus concentricus* und *I. sulcatus*, ferner die zierliche Einzelkoralle *Trochocyathus conulus* From.

Unter den Cephalopoden sind vor allem bezeichnend die «**Cristati**», die mit der Lochwaldschicht zum erstenmal erscheinen. Unter ihnen steht in bezug auf die Häufigkeit an erster Stelle die typische Form des

Brancoceras varicosum Sow. sp.

Wichtige Leitformen sind ferner

Mortoniceras inflatum Sow. sp., abgebildet auf pag. 256.

Mortoniceras Bouchardianum d'ORB. sp.

Mortoniceras Hugardianum d'ORB. sp.

Alter.

Wir wollen zunächst die Fauna an der Basis der Knollenschichten im Churfürsten-Alviergebiet kritisch betrachten, und dann die Frage prüfen, inwiefern diese mit der klassischen Fauna vom Lochwald (JACOB) einerseits und mit derjenigen der Wannenalp (GANZ) andererseits übereinstimmt.

1. Churfürsten-Alviergebiet.

Was an der Zusammensetzung der Fauna besonders auffällt, ist das gleichzeitige Auftreten der typischen Vertreter der Zone VIa, wie **Mortoniceras Hugardianum** und **M. Bouchardianum**¹⁾, **Brancoceras varicosum** und **Desmoceras Beudanti** var. **Jacobi**²⁾, neben dem typischen **Mortoniceras inflatum**.

Diese letztere Art ist nach KILIAN für die ganze Zone VI bezeichnend, während sie bei JACOB speziell als erstes Leitfossil der oberen Unterzone VIb neben *Turrilites Bergeri* figuriert. Zwar geht aus den Arbeiten von JACOB neben solchen anderer Autoren³⁾ hervor, dass *Mortoniceras inflatum* auch anderwärts schon mit *M. Hugardianum* zusammen auftritt. W. KILIAN⁴⁾ äussert sich wie folgt:

„Die obere Gaultstufe umfasst die Zone der *Schloenbachia* (*Mortoniceras*) *inflata* Sow. sp. (und *rostrata* Sow. sp.) und *Turrilites Bergeri* BRGT., welche bei genauerem Studium in mehrere Subzonen (a. Schichten der *Schl. Bouchardiana* d'ORB. sp.; b. Schichten mit *Schl. inflata* Sow. sp. und *Turrilites Puzosianus* d'ORB.) zerfällt, deren oberste zugleich mit den untersten Cenomansschichten von RENEVIER als *Vraconnien* beschrieben wurde. Die Zone der *Schl. inflata* zerfällt also in zwei Subzonen, deren unterste (Perte du Rhône) eine Reihe von *Schloenbachien*, wie *Schl. Bouchardiana* PICT. et CAMP. und *Schl. Candolliana* PICTET enthält und deren oberste durch die typische *Schl. inflata* ausgezeichnet ist⁵⁾.“

Wenn wir nun weiter berücksichtigen, dass die Turrilitenschichten neben *Turrilites Bergeri* und anderen Cephalopoden der Zone VI auch zweifellos *cenomane* Leitfossilien enthalten, so kann

¹⁾ *Mortoniceras Bouchardianum* kommt nach JACOB in Frankreich allerdings schon im mittleren Albien (Zone V) vor.

²⁾ Vgl. Anmerkung pag. 255. CH. JACOB (Partie moyenne d. terr. cré. 1907 pag. 238), dem meine damals noch spärlichen Fossilfunde von der Basis der Knollenschichten der Brisi vorlagen, bemerkt über deren Alter das folgende: . . . „M. ARNOLD HEIM a trouvé de nombreux exemplaires de *Mortoniceras varicosum* Sow. et de *Desmoceras* cf. *Beudanti* BRONGN. sp., variété de la Perte du Rhône, révélant un niveau légèrement inférieur au vraconnien.“

³⁾ PAUL FALLOT: Fossiles pyriteux du Gault des Baléares, Ann. Univ. Grenoble T. XXII, Nr. 3, 1910, pag. 30, stellt über der Dentatuszone eine „Zone à *Mortoniceras Hugardianum* d'ORB. sp. et *M. inflatum* Sow. sp.“ auf.

Die Analogie mit unsern alpinen Befunden ist überraschend.

⁴⁾ W. KILIAN, Paläocretaricum Lethaea geognostica, Lfg. I, pag. 62, 1907.

⁵⁾ Vgl. auch die Anmerkung auf pag. 280 betreffend die Inflatuszone.

darüber kaum noch ein Zweifel bestehen, dass Lochwaldschicht und Knollenschichten zusammen der Inflatuzone VI entsprechen, und die Lochwaldschicht für sich die Unterzone VIa oder **Zone des Mortonicerias Hugardianum** repräsentiert.

2. Lochwald.

Über die Fauna von Lochwald, die von JACOB l. c. 1906 beschrieben wurde, äussert sich JACOB 1907 l. c., pag. 237 resumierend: „La faune du Lochwald est celle de la Zone à *Hoplites dentatus*. Elle en contient en effet les éléments les plus caractéristiques: *Hoplites dentatus* Sow. sp., *H. splendens* Sow. sp., *H. guersanti* Sow. sp.“. Der Faunencharakter ist verschieden von demjenigen an der Basis der Knollenschichten der Churfürsten-Alviergruppe. Die typischen Cristati der Churfürsten fehlen ganz, und umgekehrt sind in den Churfürsten bis jetzt die Hoplititen unbekannt.

Vielleicht aber hat JACOB trotzdem zu viel Wert auf die Hoplititen als Leitfossilien gelegt. Den *H. dentatus*, den er zum Zonenfossil erhebt, erwähnt JACOB selbst mit *H. auritus* zusammen auch aus der Zone VIa.¹⁾

3. Wannenalp und Pfannenstöckli.

Hier finden wir nach E. GANZ sowohl die Cristati der Churfürsten, als auch Vertreter der Hoplititen, worunter *H. splendens*. Zwar enthält die von E. GANZ auf pag. 121 gegebene Liste leider keine näheren Fundortangaben. Um so wertvoller wird die paläontologische Monographie sein, die E. GANZ ankündigt. Nach GANZ ist sicher am Twäriberg neben *Brancocheras varicosum* der Lochwalder *Phylloceras Velledae* vorhanden, der nach JACOB die Zonen III—V charakterisieren sollte. Wir kommen also auch hier wieder auf Konflikte mit den Leitammoniten. *Amm. Senequierianum* d'ORB. ist ebenso dem Drusberggebiet und dem Lochwald gemeinsam, und zwar am Drusberg mit den Cristati der Zone VIa, am Lochwald mit *Hoplites splendens* der Zone V vergesellschaftet. Besonders wichtig ist die Liste der „Lochwald-Fossilschicht“ von dem seit ESCHER, MÖSCH, KAUFMANN und RENEVIER berühmten Fossilhorizont des Pfannenstöckli, die ich nach E. GANZ p. 61 wie folgt wiedergebe:

	Zone JACOB's	auch bekannt von
<i>Ancyloceras Blancheti</i> PICT. et R.		
<i>Hamites attenuatus</i> Sow.	(V)	Lochwald und Churfürsten
<i>Kossmatella Agassiziana</i> PICT.	IV—V	Lochwald
<i>Hoplites splendens</i> Sow.	V	Lochwald
<i>Hoplites auritus</i> Sow.	V—VIa	
<i>Mortonicerias inflatum</i> Sow.	VI	Churfürsten
Dazu kommt noch aus der Lochwaldschicht vom Flubrig:		
<i>Hoplites dentatus</i> Sow.	V	Lochwald

Ich habe rechts noch die Zonen hinzugefügt, die nach JACOB für die einzelnen Arten bezeichnend sind. Es ist daraus ersichtlich, dass eine höchst eigenartige Vergesellschaftung vorliegt, die wiederum zeigt, dass den einzelnen Arten kein zu grosser Leitwert zugeschrieben werden sollte.

E. GANZ spricht sich (l. c., pag. 122) folgendermassen aus: „Die Fauna der Lochwaldschicht enthält in gleichem Masse Elemente der Dentatus-Zone (V), wie auch der Zone VIb“, und rechnet die Lochwaldschicht des Drusberggebietes (Pfannenstöckli, Wannenalp) mit Entschiedenheit zur Zone VIa des *Mortonicerias Hugardianum*, also genau so wie ich die Fossilschicht an der Basis der Knollenschichten in den Churfürsten beurteile.

Provinzen.

Da nun durch eine grosse Zahl von genauen Spezialprofilen so gut wie sichergestellt ist, dass die Schicht vom Lochwald kontinuierlich weiter nach Nordosten reicht und mit der Fossil-

¹⁾ CH. JACOB, l. c., 1907, pag. 52. Man vergleiche auch die Anmerkung auf pag. 280 dieses Buches.

schicht an der Basis der Knollenschichten in der Churfürsten-Alviergegend zusammenhängt, so muss die Frage aufgestellt werden:

Ist diese gleiche Schicht im Westen (Lochwald) älter als im Osten (Churfürsten), oder können die Faunenunterschiede als provinzielle Differenzierungen gleichen Alters erklärt werden?

CH. JACOB hat 1907, noch bevor die lithologische Verbindung bekannt war, die Schicht vom Lochwald als die ältere betrachtet. E. GANZ 1912, umgekehrt, stellt mehr auf den stratigraphischen Zusammenhang ab und hält die Lochwald-Fossilschicht da wie dort als VI_a und gleichalterig, trotz der Hopliten des Lochwaldes. Zugunsten dieser Auffassung sprechen die Lokalitäten des Drusberggebietes, wo die Leitfossilien des mittleren Albiens unzertrennlich mit denen des Vraconnien gemischt auftreten. Wir müssten also in diesem Falle zwei Provinzen annehmen, die sich im Drusberggebiet die Hände reichen, nämlich:

1. Die Lochwaldprovinz, die vor allem charakterisiert ist durch Hopliten (*H. guersanti*, *H. dentatus*, *H. splendens*) und Phylloceren (*P. Velledae*, *P. subalpinum*, *P. cf. picturatum*).
2. Die Churfürstenprovinz, die charakterisiert ist durch die Cristati ohne Hopliten und Phylloceren (vergl. Liste pag. 285—287).

Welche Antwort von beiden die richtige ist, mögen zukünftige noch detailliertere Untersuchungen ergeben.

Facieszonen.

Von Nordwest nach Südost finden wir 4 verschiedene Facieszonen:

1. Die fossileere Facies (Mürtschenfacies).

Die Lochwaldschichten entsprechen dem Übergang von Twirren- in Knollenschichten, sind aber infolge Fehlens von Fossilien nicht abtrennbar. Meist ist man sogar auf mehrere Meter unsicher, wo die Grenze von Twirren- und Knollenschichten zu suchen sei.

Dieser Mürtschentypus ist ausgebreitet über das ganze autochthone und parautochthone Gebiet Tamina-Kistenpass, die unteren helvetischen Decken (Glärnerdecke, Mürtschendecke), die Flifalte(?) und den Nordrand des Säntisgebirges (Gewölbe I und II).

Westlich der Linth findet man diesen Typus auch am grossen und kleinen Aubrig, an der Righihochfluh, am Vitznauerstock und Bürgenstock (nach E. GANZ).

Die abgewinkelte Zonenbreite ist etwa 20 km.

2. Die diffuse Fossilfacies (südliche Säntisfacies).

Die Lochwaldschichten sind als Basis der Knollenschichten entwickelt und von diesen nur durch das Vorhandensein diffus zerstreuter Steinkerne, besonders von Cephalopoden, erkenntlich. Stets findet man diese im oberen Teil der Übergangszone zwischen Twirren- und Knollenschichten, und zwar verteilt auf etwa 2—4 m.

Diesen Typus finden wir am Südrand der Säntisketten (oft allerdings sucht man vergeblich nach Petrefakten), in der Mattstockgruppe (Durschlägi Nr. 9a auf pag. 246), am deutlichsten aber in den westlichen Churfürsten, wie am Selun (Nr. 10—11, pag. 253), an der Brisi (pag. 255, Phot. pag. 256). Die Petrefakten sind hier unregelmässig im Gestein mit Knollenfacies eingestreut, bald etwas höher, bald etwas tiefer, ohne jede Abgrenzung.

ERNST GANZ nennt diesen Faciestypus „Rädertenfacies“, und findet ihn westlich der Linth wieder in der Wiggisgruppe auf Lachenalp, in der ganzen Rädertendecke und im nördlichen Teil der Drusbergdecke (Flubrig, Hoheggen, Fahnenstock, Oberweid, ferner bei Morschach-Schilte¹⁾, Seelisberg, und nach P. ARBENZ²⁾ noch in den Sachseler Bergen).

Die abgewinkelte Zonenbreite ist im Churfürsten-Mattstock-Gebiet etwa 5 km.

¹⁾ ARN. HEIM, B. S. G. F. 1909, Nr. 11 in Fig. 3, pag. 110.

²⁾ in E. GANZ, l. c., pag. 120.

3. Die kompakte Fossilfacies.

In dieser dritten Zone sind die Versteinerungen konzentriert auf eine kompakte Fossilbank, die mehr oder weniger scharf nach oben und unten abgegrenzt ist und vorherrschend aus feinkörnigem kalkigem Grünsand mit Phosphoritknollen und untergeordneten Kalkknollen besteht. Die Mächtigkeit beträgt 0.5—1 m.

Östlich der Linth ist diese Facies verbreitet über die östlichen Churfürsten und die Alviergruppe.

E. GANZ bezeichnet diesen Faciestypus (mit Lochwald zusammen?) als Drusbergfacies und nennt für das Gebiet westlich der Linth folgende Lokalitäten: Südlichste Partien der Drusbergdecke und Grosses Biet; ferner kann noch hinzugefügt werden Illgau¹⁾.

Die abgewinkelte Zonenbreite ist im Churfürsten-Alviergebiet vielleicht 10 km.

4. Die Lochwaldfacies.

Der Gesamt-Typus ist ähnlich wie der Typus 3, jedoch herrscht hier ein gelblicher, inwendig grauer Kalk mit feinen zerstreuten Glauconitkörnchen vor, der an Überturrilitengestein erinnert, jedoch auch gröbere Glauconitkörner, Grünsandschlieren, Phosphoritknollen und Steinkerne enthält. Den Typus finden wir im Lochwald bei Dallenwil. Die Mächtigkeit ist zirka 1 m.

Am Ostrand der Alviergruppe beim Schloss Werdenberg erinnert die Fossilschicht faciell an den Lochwald-Typus. Beim Schloss Werdenberg (Villa HILTY) ist die Lochwaldschicht 1 m mächtig und geht deutlich in die typischen Knollenschichten über, auf denen das Schloss aufgebaut ist.

Die Zonenbreite ist nicht rekonstruierbar, da die ganze mittlere Kreide gegen SE durch die Transgression der Wangschichten²⁾ abgeschnitten (Drusberggebiet) oder von höheren Decken überschoben ist (Rheintal).

Isopen.

Mit Hilfe der Angaben von E. GANZ lassen sich die Isopen ziemlich gut bestimmen.

1. Die Isope der Grenzregion von Facieszone 1 und 2

verläuft den südlichen Säntisketten entlang über die Durschlägi, dann südlich Aubrig-Rigihochfluh vorbei, also ungefähr **W 23° S**.

2. Die Isope der Grenzregion von Facieszone 2 und 3

kommt von den östlichen Churfürsten (Scheibenstoll) und springt westlich der Linth direkt auf den nördlichen Teil der Drusbergdecke über, verläuft südlich Ober-Iberg unter dem Roggenstöckli hindurch, dann weiter nach E. GANZ zwischen Fallenfuh und Giebel (Frohnalpstockgebiet) vorbei. Die nicht abgewinkelte Verbindung ist genau **W 20° S**, die abgewinkelte, wobei für Räderten- und Drusbergdecke je 5 km Überfaltung gerechnet wird, ist zirka **W 31° S**.

3. Die Isope der Grenzregion von Facieszone 3 und 4

verläuft vom Ostrand der Alviergruppe bis nördlich Lochwald. Die nicht abgewinkelte Richtung ist demnach zirka **W 20° S** und die abgewinkelte zirka **W 25° S**.

Faciesgefälle.

Das Faciesgefälle scheint am grössten zu sein in der Übergangszone der diffusen zur kompakten Fossilfacies, wie in den mittleren bis östlichen Churfürsten. Von Mächtigkeitsgefälle

¹⁾ Nr. 20 in Fig. 4, pag. 112 von B. S. G. F. 1909.

²⁾ Vergl. P. ARBENZ; Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer, *Eclogae. geol. helv.* Vol. XI, Nr. 6, pag. 775.

kann nicht die Rede sein, da in der diffusen Facies eine Mächtigkeit der Lochwaldschicht nicht bestimmt werden kann.

Landschaftlicher Charakter.

Im Bereich der kompakten Fossilfacies bildet die Lochwaldschicht an den Felswänden meist ein dunkles, zurückgewittertes Bändchen, das hie und da schon von weitem die Trennung der sonst aus der Ferne nicht immer unterscheidbaren Twirren- und Knollenschichten andeutet. Man vergleiche die Spezialprofile, Fig. 83 bis 86.

Die Twirrenschichten.

(Nr. 10 des Idealprofils pag. 227-228.)

Benennung und Abgrenzung.

Den Namen Twirrenschichten hat E. GANZ eingeführt nach dem Twirren an der Stirn der Axendecke, auf der Nordseite des Klöntals. Das Profil des Twirren wird von ihm 1912 (l. c., Fig. 1 nach pag. 8) genau abgebildet. Wir verstehen unter Twirrenschichten die vorherrschend kalkige Abteilung¹⁾ des mittleren Gault über den Flubrigschichten und unter der Lochwaldschicht, resp. unmittelbar unter den Knollenschichten, wo die Lochwaldschicht nicht abtrennbar ist. Stets gehen in der Thurgruppe die Flubrigschichten in die Twirrenschichten über und ebenso die Twirrenschichten in die Lochwald- oder Knollenschichten. Eine Diskontinuität ist nur in den ursprünglich nördlichen Gebieten vorhanden, wo die Flubrigschichten fehlen und die Twirrenschichten direkt auf den älteren Schichten des Aptien aufliegen.

Makro-lithologisches.

Die Ausbildung wechselt zwischen einem kompakten, inwendig blaugrauen, dichten bis feinkörnigen, hellbräunlich angewitterten Kalk mit feinen Glauconitkörnchen, einem Grünsand mit mehr oder weniger knolligen, inwendig dunkelblaugrauen, dichten Kalkbänken oder einem dünn-schichtigen, mergeligen grünsandigen Kalk. In allen Fällen ist der Kalkgehalt vorherrschend.

Mikro-lithologisches

(Vergl. Atlas Taf. XVII—XVIII.)

Es liegen mehrere Schiffe vor, die sich von einander im wesentlichen nur durch das Verhältnis von Kalk und Grünsand und den Grad der kristallinen Umwandlung der Kalkgrundmasse unterscheiden.

1. Schl. 142. Kalkbank im unteren Teil der Twirrenschichten von Wildhaus-Tobel (Nr. 10 in Fig. 72, pag. 237).

Kalk-Grundmasse, zirka 90 %, hemikristallin, mit dichten wolkenartigen Nestern zwischen diagenetisch umkristallisierten mikrokristallinen Calcitgeweben und mehr oder weniger umgewandelten massenhaften Foraminiferen, deren zarte Schälchen meist mit glasklarem Calcit gefüllt sind.

¹⁾ Es darf allerdings hier nicht unterlassen werden, darauf aufmerksam zu machen, dass E. GANZ den Typus der Twirrenschichten der Axen- und Silberdecken als tiefgrünen „Glauconitsandstein“, und die vorherrschend kalkige Ausbildung als die „Facies der Säntisdecke“ bezeichnet. Ein einwandfreier Beweis dieser auch von mir übernommenen Ansicht ist meines Erachtens noch nicht erbracht. Es wäre denkbar, dass die Twirrenschicht des Twirren (Schicht 10 in Fig. 1 der Arbeit von E. GANZ) nur eine massige Grünsandfacies der Knollenschichten (analog der „Aubrigschicht“) darstellen würde und die vom Twirren (Nr. 9 in l. c.) als Flubrigschichten bezeichnete mergelige Bildung den Schichten mit Kalkbänken der Säntisdecke (Wildhaus-Durschlägi) entsprechen würden, die hier von E. GANZ und mir als Twirrenschichten bezeichnet werden. In diesem Falle müsste dann ein anderer Name statt Twirrenschichten gewählt werden.

Einstreulinge.

Quarz, Sandkörnchen, zirka 5 %, unregelmässig zerstreut, scharf eckig, sehr fein, meist unter 0.05 mm. Glauconit, zirka 5 % in verschiedenen Modifikationen:

- a) Schön blaugüne kryptokristalline Körnchen von durchschnittlich 0.05 mm, von unregelmässiger Form.
- β) Weniger häufig anscheinend als Foraminiferen-Steinkerne entstanden, gleich wie α aussehend.
- γ) Dito als Füllmasse zwischen Calcit und Foraminiferen.
- δ) Isotrope braune Modifikation, sowohl als scharf begrenzte selbständige Körner, sowie als Füllmasse oder Steinkern von Foraminiferen-Gehäusen. (Auch hier und da Zwischenformen zwischen δ und α-γ).

Pyrit, einzelne Körnchen, fein zerteilt.

Schl. 143. Die grünsandigen Partien zwischen den Kalkbänken unterscheiden sich lediglich durch Überhandnehmen des Quarz-Glauconitgehaltes auf Kosten des Kalkes und der Foraminiferen, wobei die einzelnen Körnchen bis 0.1 mm erreichen und oft feingeschichtet eingestreut sind. Hier und da sind feinste Glimmerblättchen vorhanden.

2. Schl. 42. Kalkbank im mittleren Teil von e₃ der Fig. 67, pag. 230, Gänsestad.

Ganz gleicher Typus wie die Kalkbänke von Wildhaus, jedoch der Grünsandgehalt noch mehr zurücktretend, ca. 3 %, und der Kalk ca. 97 %, fast ganz mikrokristallin. Diese Umwandlung scheint nur teilweise unter dem Gebirgsdruck hervorgegangen zu sein, da die Schälchen der Foraminiferen zum Teil gut erhalten sind.

Bemerkenswert ist vor allem noch das Vorhandensein von **kristallisiertem Glauconit**, den ich in einem Korn von 0.09 mm Durchmesser in Schl. 42 entdeckte: Umrisse angefressen, ausgesprochene Spaltbarkeit, Pleochroismus von blaugrün nach blass grünlich gelb; relativ hohe Doppelbrechung; Brechungsexponent geringer als Calcit. Auslöschung nahezu gerade. Das Korn ist eingebettet in mikrokristallinem Kalk. Dies ist meines Wissens das erstmal, dass die kristallisierte Varietät des Glauconites im Gault der Schweizeralpen gefunden ist.¹⁾

Die typischen Twirrenschichten der Niederi (Schl. 205) unterscheiden sich mikroskopisch nicht wesentlich von den Kalklagern der Twirrenschichten im Gebiet von Wildhaus:

Grundmasse, zirka 94 % Kalk,

vorherrschend mikrokristallin; dichte Kalkgrundmasse nur in undeutlich abgegrenzten Flecken. Häufig Calcitwillinge und schuppig-filzig aussehende Calcite mit undulöser Auslöschung (nicht metamorph). Einzelne feine Calcit-Rhomboëder mit schwarzbraunem Limonitrind, wie angefressen, und braune scharf begrenzte Körner mit zum Teil undulöser Auslöschung bis 0.5 mm, wohl Trümmer von Molluskenschalen. Massenhaft schlecht erhaltene Foraminiferen mit glasigen Calcitfüllungen.

Quarz, zirka 5 %, vorherrschend eckig bis unregelmässig wie angefressen, sehr feine Körnchen, meist unter 0.05 mm.

Glauconit unter 1 %.

- a) In schönen, kryptokristallinen, blaugrünen Körnchen von 0.05 bis 0.1 mm, z. T. auch als Füllmasse zwischen Calcitkörnern.
- b) relativ grobschuppig und pleochroitisch und dadurch Übergänge zur kristallisierten Form vermittelnd.

Akzessorische Gemengteile: Pyrit in feinsten Körnchen, Muscovit in spärlichen feinsten Schüppchen.

Aus dem oben beschriebenen mikroskopischen Bild geht also klar hervor, dass das charakteristische Gestein der Twirrenschichten als grünsandiger Kalk zu bezeichnen ist.

¹⁾ Vgl. L. W. COLLET: Les Dépôts marins. Encyclopédie scientifique. Paris 1908, p. 135.

Mikro-Fauna.

Die massenhaften Foraminiferen sind kaum bestimmbar, weil sie nicht gut erhalten sind oder die Schälchen sich vom umgebenden Calcit nicht deutlich abheben. Eine häufige, nicht näher identifizierte Form besteht aus 2—3 kleinen globigerinenartigen Kammern und wurde von OSWALD HEER¹⁾ als *Oligostegina laevigata* KAUFM. beschrieben und abgebildet. Ferner findet man massenhaft die sogenannten

Nonionia Escheri KAUFM. und *Nonionia globulosa* EHR.

nebst unbestimmbaren *Globigerinen* und *Discorbinen*. *Orbulinaria ovalis* KAUFM. sp. ist fraglich. Die Mikro-Fauna der Twirrenschichten unterscheidet sich also ganz erheblich von der cenomanen.

Makro-Fauna.

Mit Ausnahme von *Inoceramus concentricus* ist die Fauna im engeren Untersuchungsgebiet im ganzen spärlich. Eine Fossilschicht ist bisher in der Thurgruppe nicht gefunden worden. Die Steinkerne, wenn vorhanden, sind über die ganze Mächtigkeit der Twirrenschichten diffus zerstreut, was das Sammeln sehr erschwert. Dies ist ein Unterschied gegenüber dem Drusberggebiet, wo E. GANZ z. B. am Twäriberg (l. c., Fig. 12—13) eine Fossilbank im mittleren Teil der Twirrenschichten gefunden hat.

Fauna der Twirrenschichten h = häufig	Wildhaus	Gulmen	Durschlägi	Nieder und Gamserrugg	Naus-Sisiz Alviergruppe	Zone nach Jacob
Belemnites minimus LISTER. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 55, pl. 5, f. 3—9.			+			III—IV (V—VIa)
Belemnites sp.	+	+		+		
Ammonites sp.				+		
Inoceramus concentricus PARK. PICTET et ROUX, grès verts, p. 290, pl. 42, f. 2.	+	+	h	h	h	V
Inoceramus (Actinoceramus) sulcatus PARK.			1			
Pecten Raulianus D'ORB.?			+			Albién et grès vert inf. II b

Alter.

Zur Altersbestimmung können die wenigen Fossilien der Churfürsten-Alviergruppe keine Anhaltspunkte geben. *Inoceramus concentricus* kommt vom Gargasien bis zum Cennoman vor.

ERNST GANZ erwähnt 1912 aus den Twirrenschichten des Drusberggebietes:

	Zone nach Jacob
<i>Hoplites auritus</i> Sow.	V—VIa
<i>Hoplites dentatus</i> Sow.	V—VIa
<i>Douvilleiceras mamillatum</i> SCHLOTH.	IV—V
<i>Puzosia Mayoriana</i> d'ORB.	V—VI b.

¹⁾ OSWALD HEER, *Urwelt der Schweiz* 1879, pag. 220.

Alle diese sind also bezeichnend für die Zone V, finden sich aber auch noch teilweise höher, teilweise tiefer.

Berücksichtigen wir noch, dass die hangende Lochwaldschicht als *Via* bestimmt wurde und die liegenden Flubrigschichten eine Fauna der Zonen IV—V beherbergen, so ist in teilweiser Übereinstimmung mit E. GANZ¹⁾ die Zuordnung der Twirrenschichten zur Zone des *Hoplites dentatus* oder Zone V gerechtfertigt.

Man könnte sich fragen, ob das Fehlen der Hoplitiden in den Twirrenschichten der Thurgruppe zum Unterschied des Drusberggebietes als eine Parallelerscheinung zu den fraglichen Provinzen der Lochwaldschicht gedeutet werden könnte (vgl. p. 290).

Facies.

Die Facies ist sehr schwierig zu beurteilen. Grosse Tiefenunterschiede scheinen nicht vorzuliegen, weder in zeitlichem noch in horizontalem Sinne. Die Feinheit der Quarzsandkörnchen von meist unter 0,1 mm und das Fehlen gröberer Einstreulinge deutet neben der Fauna daraufhin, dass der Meerboden wohl seicht und ziemlich eben war, die Twirrenschichten aber trotzdem weit von der Küste entfernt abgelagert sein können. In der Tat kennt man noch keine Uferbildungen. Wo solche erwartet werden könnten, sind die Schichten der mittleren Kreide beidseitig abgeschnitten, im ursprünglichen NW durch die Nummuliten-, im SE durch die Wang-Transgression²⁾.

Faciesveränderungen.

1. Autochthones Gebiet.

Die Twirrenschichten scheinen fast allgemein im autochthonen und parautochthonen Gebirge der östlichen Schweizeralpen vorhanden zu sein, insofern sie nicht von der Nummuliten-Transgression abgeschnitten sind. Sie ruhen dort meist direkt auf dem Schrattenkalk und dringen oft karrenförmig in diesen ein³⁾. (Es fragt sich allerdings, ob die allerunterste Basisschicht mit Phosphoritknollen dort nicht teilweise den Flubrigschichten angehöre.)

Im allgemeinen sind die autochthonen und parautochthonen Twirrenschichten als ziemlich kompakte grünsandige Kalke ausgebildet. Auf Alp Parnizlis auf der Ostseite des Calanda aber fand ich den Gault vorherrschend durch mächtige, schwach grünsandige Schiefermergel von vielleicht 25 m vertreten, wovon wenigstens ein Teil den Twirrenschichten zugeschrieben werden darf. Die Mächtigkeit ist im Gebiet Tamina-Bifertenstock sehr wechselvoll, und zwar scheint sie nach K. TOLWINSKI teilweise in umgekehrtem Verhältnis zum unterliegenden Schrattenkalk zu stehen. W. A. KELLER gibt den Gault des Bifertenstockes zu 25 m an, wovon vielleicht mehr als die Hälfte den Twirrenschichten entspricht. An anderen Orten scheinen wieder die Vertreter der Knollenschicht unmittelbar dem Schrattenkalk aufzuliegen. Eine genaue Ausscheidung der Twirrenschichten im Autochthonen ist bisher nicht gelungen. Dass sie aber reichlich vertreten sind, kann kaum bezweifelt werden. Die Facies des Kistenpasses z. B. stimmt auch mit derjenigen der Decken ziemlich gut überein.

2. Mürtshendecke.

Am Gänsestad sind die vermutlich zu den Twirrenschichten gehörenden Grünsande mit Kalkbänken etwa 7 m, bei Quinten 4¹/₂ m mächtig, und als kompakter, grünsandiger, grobbankiger Kalk entwickelt, also ganz von autochthonem Typus.

¹⁾ Während E. GANZ 1912 im Text seines Buches, pag. 103 und 118, mit Entschiedenheit die Twirrenschichten zur Zone V des *Hoplites dentatus* rechnet, stellt er sie in den Tabellen I und II im Widerspruch dazu ins obere Albien. (Vraconnien).

²⁾ Vgl. Fig. 8, pag. 126 in ARNOLD HEIM, Crétacique moyen, B. S. G. F. 1909.

³⁾ Vgl. Kistenpass, Beiträge Lfg. 24, 1910, ferner die auf pag. 281 zitierte Literatur.

3. Säntis-Nord.

Die gleiche Facies der Twirrenschichten finden wir wieder am Nordrand des mittleren Säntisgebirges. Im westlichen Säntis hingegen, am Kamm, scheinen die Twirrenschichten durch etwa 4 m mächtige, schwach grünsandige Schiefertone ersetzt zu sein.

4. Säntis Süd, Mattstockgruppe.

Typisch erscheinen die Twirrenschichten in den Profilen von Wildhaus und an der Durschlägi, mit 9 resp. 7.5 m Mächtigkeit. Am Gulmen, zwischen beiden, ist der untere Teil der Twirrenschichten ebenso typisch, als Grünsand mit inwendig dunkelblaugrauen, fast dichten Kalkbänken entwickelt, während der obere Teil mehr mergelig zu sein scheint. Am Mattstock bei Rah treten wieder grüne Albienschiefer auf, die vermutlich den Twirrenschichten entsprechen. Die Mächtigkeit mag etwa 5 m betragen, doch sind hier tektonische Reduktionen mit tektonischer Schieferung im Spiel.

5. Westliche Churfirsten.

Die Twirrenschichten sind durchweg entwickelt, und zwar zum Teil als Grünsand mit knolligen Kalkbänken, der ohne die Lochwald-Petrefaktenlage oft nicht leicht von den Knollenschichten abtrennbar wäre (pag. 253).

6. Östliche Churfirsten und westliche Alviergruppe.

Die Twirrenschichten sind als kompakte, geschichtete Kalke ohne nennenswerte Grünsandlagen entwickelt und enthalten häufig *Inoceramus concentricus* PARK., jedoch einzeln zerstreut. Am Ritschekopf bei der Nideri (Fig. 84, pag. 260), erreichen die Twirrenschichten mit 12 m ihre maximale Entwicklung bei zugleich deutlichster Abtrennung vom Liegenden und Hangenden. Weiter östlich bis Sisiz-Rosswies nimmt die Mächtigkeit bei gleichbleibendem Facies-Charakter erst langsam, dann rasch ab bis auf höchstens 2 m (Fig. 86, pag. 266).

7. Östliche Alviergruppe.

Die Twirrenschichten scheinen, wie auf Fig. 89 pag. 271 angegeben, ganz durch die Facies der Niederischichten verdrängt zu werden und können von diesen an manchen Stellen (Arin, Räfis, Werdenberg) nicht mehr abgetrennt werden.

Facieszonen.

Nach den obigen Daten können wir 4 Hauptfacieszonen unterscheiden, von NW nach SE nach Abwicklung der Decken und Falten, wie folgt:

1. Mürtschenfacies.

Charakterisiert durch grünsandige Kalke und Grünsande, die von den Knollenschichten oft nicht abgetrennt werden können. Mächtigkeit 0—12 oder mehr Meter, unregelmässig wechselnd. Liegendes in der Regel direkt Schrattenkalk oder Echinodermenbreccie.

Diese Zone begreift das autochthone und paraautochthone Gebiet, die unteren helvetischen Decken (Glarnerdecke, Mürtschendecke), den Nordrand des Säntisgebirges, vielleicht auch noch den Nordrand des Mattstocks. Abgewinkelte Zonenbreite 20—25 km.

2. Südliche Säntisfacies.

Charakterisiert durch Flubrigschichten als Basis, und fossilfreie oder diffuse Lochwaldschicht als Dach. Lithologische Beschaffenheit unregelmässig, wechselnd von Mergel zu Grünsand mit Kalklagen, Mächtigkeit 5—10 m.

Vorkommen: Südliche Säntisketten, Mattstockgruppe (ev. ausgen. Mattstock-N), westliche Churfürsten¹⁾.

Abgewinkelte Zonenbreite zirka 6 km.

3. Zone der massigen Facies.

Charakterisiert durch mehr oder weniger massige Kalkbildung mit ziemlich scharfer Begrenzung zwischen Flubrigschichten und der kompakten Lochwald-Fossilschicht. Mächtigkeit von 12 m abnehmend nach Osten.

Vorkommen: Östliche Churfürsten und westliche Alviergruppe.

Abgewinkelte Zonenbreite zirka 6 km.

4. Zone.

Vertretung der kalkigen Twirrenschichten durch die quarzitishe Facies der Niederischichten. (Fig. 89 pag. 271, Fig. 92 pag. 275).

Östliche Alviergruppe. Zonenbreite ? 4 km.

Isopen und isometrische Richtung.

Infolge der Unregelmässigkeit in den lokalen Facies und Mächtigkeiten können die isopischen und isometrischen Richtungen nicht genau bestimmt werden. Dass der Abnahme von den östlichen Churfürsten bis zur mittleren Alviergruppe diejenige vom Flubrig bis Drusberg entspricht, ist wahrscheinlich, doch nehmen die Mächtigkeiten nicht nur nach SE, sondern nach E. GANZ (l. c. pag. 116) auch ganz allgemein vom Linthgebiet nach SW ab, so dass also die Mächtigkeit von 12 m in den östlichsten Churfürsten überhaupt die bisher grösst bekannte Mächtigkeit der sicheren Twirrenschichten ist.

Facies- und Mächtigkeitsgefälle.

Während das grosse ursprünglich nordwestliche Faciesgebiet durch viele lokale Unregelmässigkeiten der Facies- und Mächtigkeitsgefälle ausgezeichnet ist, finden wir in den östlichen Churfürsten ein Gegenbeispiel. Die Mächtigkeit vom Gamserrugg (Fig. 83, pag. 258) bis Ritschekopf (Fig. 84, pag. 260) bleibt so gut wie konstant, während die darüberliegenden Knollenschichten doch ein starkes Mächtigkeitsgefälle aufweisen (vgl. pag. 284).

Ein deutliches Gefälle ist von hier nach Osten bemerkbar, wobei allerdings nicht gesagt werden kann, wie viel von der Mächtigkeitsabnahme auf Kosten der Assimilation durch die Niederischichten zu rechnen ist. Nehmen wir für Gulms 9 m und für Sisiz 2 m an, so ergibt sich daraus ein abgewinkeltes Gefälle in der Richtung ENE von 2‰.

Landschaftlicher Charakter.

Im ursprünglich nordwestlichen Gebiet treten die Twirrenschichten nicht selbständig hervor und bilden mit den Knollenschichten zusammen meist ausgewitterte, grün bewachsene Bänder oder Terrassen zwischen den Kalkfelsen²⁾.

Die landschaftliche Selbständigkeit entsteht Hand in Hand mit der schärferen Abgrenzung durch Flubrig- und Lochwaldschichten in den östlichen Churfürsten, wo die Twirrenschicht vielfach als steile, bräunlich ausgewitterte kleine Felswand schon aus der Ferne hervortritt.

¹⁾ Über die Ausbildung westlich der Linth vgl. E. GANZ l. c. 1912.

²⁾ Vgl. C₃ in den Photographien im Atlas zu „Säntisgebirge“, Beiträge 1905, Taf. XX, XXI, XXIV.

Die Flubrigschichten.

Benennung.

Der Name stammt von E. GANZ, der in seinem auf pag. 276 zitierten Werk 1912 (Fig. 9 und pag. 39) ein genaues und unzweideutiges Profil der mittleren Kreide vom Flubrig an der Stirn der Drusbergdecke wiedergibt. Die Flubrigschichten sind dort durch 2.2 m mächtige, in Form einer ausgesprochenen Hohlkehle ausgewitterte glauconitische Mergelschiefer mit *Hoplites dentatus* Sow. charakterisiert.

Vertikale Abgrenzung und Parallelisierung.

So schön wie am Flubrig ist die Abgrenzung in der Thurgruppe nicht überall zu finden, am besten und klarsten vielleicht bei Wildhaus (Fig. 72—73, pag. 237 und 239, Nr. 7—9), wo die Mächtigkeit etwa 3 m beträgt. Über die Richtigkeit der Parallelisierung besteht wohl kein Zweifel. In dem Profil der Durschlägi, das E. GANZ unter Benützung meiner Angaben wiedergibt, ist die Beurteilung der Flubrigschichten die gleiche.

Insofern die Flubrigschichten nicht auf älteren Bildungen transgredieren, sind sie mit dem Liegenden und Hangenden durch lithologische Übergänge verbunden. Der Übergang zu den Twirrenschichten vollzieht sich oft so langsam, dass die Grenze auf einige Meter unbestimmt bleibt.

Lithologisches.

Die Gesteinsbeschaffenheit wechselt nach dem Tongehalt zwischen einem feinkörnig grünsandigen Schiefermergel und einem zähen, sehr feinkörnigen, stark grünsandigen Kalk, der als Ganzes massig erscheint, auf dem Querbruch aber etwas flaserige Struktur aufweist. Am typischsten sind die Flubrigschichten bei Wildhaus entwickelt (pag. 237.)

Fauna.

Die aus den Flubrigschichten gesammelten Versteinerungen stammen fast alle aus einer Fossilbank in deren unterem Teil (vgl. Fig. 73, pag. 239, Nr. 8 und pag. 248). Sonst sind im Untersuchungsgebiet, *Inoceramus* und *Belemnitenfragmente* ausgenommen, die Fossilien nicht besonders häufig.

Am Scheibenstoll-Gipfelhang, der übersät ist mit Blöcken des daselbst anstehenden, grünsandigen Kalkes der Flubrigschichten, fand ich auch sehr grosse Ammonitensteinkerne (über 20 cm), die mir leider damals zu schwer zum mitschleppen waren.

<p style="text-align: center;">Fauna der Flubrigschichten</p> <p style="text-align: center;">(Die fetten Ziffern bezeichnen die Anzahl der gesammelten Exemplare, die kleinen darunter die Seite, auf welcher die betreffenden Arten im Text erwähnt oder beschrieben sind.)</p>	Wildhaus-Tobel	Durschlägi	Amden-Hofstetten	Kapf östlich Amden	Schon in der Durchlägschicht (Furi-Durschlägi) vorhanden	Zone nach Jacob u. a.
<p>Belemnites minimus LISTER. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 55, pl. 5, f. 3—9.</p>	+ (?) 239	+			(+) 240	III—IV (V—VIa)
<p>Nautilus Clementinus D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 77, pl. 13 bis PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 144, pl. XIX, f. 1—5.</p>	1 239				+	II b Gault inf.-grès verts sup.

<p style="text-align: center;">Fauna der Flubrigschichten</p> <p style="text-align: center;">(Die fetten Ziffern bezeichnen die Anzahl der gesammelten Exemplare, die kleinen darunter die Seite, auf welcher die betreffenden Arten im Text erwähnt oder beschrieben sind.)</p>	Wildhaus-Tobel	Durchlägi	Amden-Hofstetten	Kapf östlich Amden	Schon in der Durchlägischticht (Furt-Dürschlägi) vorhanden	Zone nach Jacob u. a.
<p>Desmoceras sp. Beudanti BRONG. ? D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 33, f. 1—3.</p>	1 239				+	IV—VI 240
<p>Desmoceras (Latidorsella) sp. ind.</p>				+		273
<p>Hoplites gr. Raulianus D'ORB. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, pl. XXIX.</p>	1 239					IV—V ? VI
<p>Douvilléiceras gr. mamillatum SCHLOTH. sp.</p>				+		273
<p>Dentalium decussatum SOW. SOWERBY, Min. Conch., pl. 70, f. 7 (<i>Dentalium ellipticum</i>) D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 236, f. 1—5.</p>	1 239		3 248	+	+	Albien 241 246
<p>Pleurotomaria lima D'ORB. (?) D'ORBIGNY, Pal. française, p. 248, pl. 192, f. 1—3.</p>	2 239					Gault
<p>cf. Pleurotomaria lima D'ORB.</p>	1 239					
<p>? Solarium Martinianum D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 181, f. 12. PICTET et ROUX, grès verts, p. 83, pl. 21, f. 7.</p>	1 239					Gault
<p>Solarium Hugianum PICTET et ROUX. PICTET et ROUX, grès verts, p. 221, pl. 21, f. 8. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 540, pl. 88, f. 3—5.</p>	5 239		4 248		+	Gault moy. et inf. 241 246
<p>Solarium cf. Hugianum PICTET et ROUX.</p>	2 239		1 248		+	241
<p>Rostellaria Orbignyana PICTET et ROUX ? PICTET et ROUX, grès verts, pl. 24, f. 4.</p>			1 248			
<p>Natica Eryvna D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 159, pl. 173, f. 7. PICTET et ROUX, grès verts, p. 44, pl. 17, f. 2.</p>	1 239					Gault
<p>Natica gaultina D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 156, pl. 173, f. 3—4. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 18, f. 1.</p>	1 239		1 248		+	III—IV 246
<p>Natica sp. nov. ?</p>	1 239					

<p style="text-align: center;">Fauna der Flubrigschichten</p> <p>(Die fetten Ziffern bezeichnen die Anzahl der gesammelten Exemplare, die kleinen darunter die Seite, auf welcher die betreffenden Arten im Text erwähnt oder beschrieben sind.)</p>	Wildhaus-Tobel	Dürschlägi	Amden-Hofstetten	Kapf östlich Amden	Schon in der Dürschlägischicht (Furt-Dürschlägi) vorhanden	Zone nach Jacob u. a.
<p>? Cerithium Derignyanum PICT. et R. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 27, f. 4.</p>	1 239					Gault
<p>Aporrhais obtusa PICT. et C. ? PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 610, pl. XCIII, f. 9—13.</p>	3 239					Gault inf.
<p>Aporrhais Orbignyana PICT. et R. ? (<i>Rostellaria</i>). PICTET et ROUX, grès verts, p. 249, pl. 24, f. 4.</p>	2 239		1			IV—V (VIa)
<p>Malaptera sp. nov.</p>	1 239					
<p>Plicatula inflata SOW. (= <i>P. radiola</i> D'ORB.). SOWERBY, Min. Conch. pl. 409, f. 2. D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 463, f. 1—5, non 6—7. PICTET et ROUX, grès verts, p. 306, pl. 47, f. 3.</p>	5 239					II b III
<p>Janira quinquecostata (SOW.) D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 632, pl. 444, f. 1—5. PICTET et ROUX, grès verts, p. 296, pl. 45, f. 3.</p>	239					Gault inf. et sup. III
<p>Inoceramus concentricus PARK. PICTET et ROUX, grès verts, p. 290, pl. 42, f. 2.</p>	+	+	2 248	+	+	V
<p>Ostrea arduennensis D'ORB. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 47, f. 6. COQUAND, Mon. du genre Ostrea, 1869, pl. LX, f. 5—12.</p>	7 239		1 248			Albien III
<p>Arca carinata SOW. SOWERBY, Min. Conch., pl. 44. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 37, f. 1.</p>	1 240					II b, III, IV
<p>Arca sp.</p>	2 240					
<p>Cyprina regularis D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 100, pl. 172, f. 3—6. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 224, pl. CXV, f. 1—2 (non <i>Cyprina regularis</i> in PICTET et ROUX, grès verts, pl. 34, f. 3).</p>	1 240					III—IV
<p>Pectunculus sp. ind.</p>	1 240					
<p>Zeilleria (Antiptychina) sp. nov.</p>	2 240					
<p>Terebratula Dutempleana D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 93, pl. 511, f. 1—5 (non 6—7.) PICTET et ROUX, grès verts, p. 326, pl. 51, f. 1—4.</p>	2 240				+	II b, IV—V

Wie aus der obigen Zusammenstellung ersichtlich, ist die Fauna vor allem durch das massenhafte Auftreten von Gastropoden ausgezeichnet, worunter *Solarium Hugianum* an erster Stelle steht. Dann kommen die Bivalven, unter denen die kleine *Ostrea arduennensis* für die Facies charakteristisch zu sein scheint. Die Cephalopoden sind selten, mit Ausnahme der immer wiederkehrenden kleinen Belemniten. Wir vermissen vor allem wieder die Hoplitiden der südwestlichen Provinz.

Alter.

Die vielen Gastropoden und Bivalven erlauben keine eindeutige Ableitung des Alters, wenn gleich aus der Liste deutlich hervorgeht, dass keine typischen Formen des oberen Albien vorliegen, und insbesondere die Zonen III—V vertreten sind.

E. GANZ erwähnt aus den Flubrigschichten des Drusberggebietes, d. h. der Hoplitidenprovinz:

<i>Hoplites dentatus</i> Sow., häufig charakteristisch für Zone V (— VIa)
<i>Hoplites Benettianus</i> Sow. V
<i>Hoplites Deluci</i> BRONG. V
<i>Hoplites auritus</i> Sow. V — VIa

Es scheint darnach am natürlichsten zu sein, die Flubrigschichten zum mittleren Albien, der Zone V des *Hoplites dentatus* zu rechnen, wie dies auch schon durch E. GANZ geschehen ist. Flubrig- und Twirrenschichten, die oft stratigraphisch voneinander kaum unterschieden werden können, würden somit paläontologisch der gleichen Zone angehören, das mittlere Albien charakterisieren¹⁾ und damit dem eigentlichen Gault-Ton von Folkestone gleichzustellen sein.

Facies.

Die Flubrigschichten scheinen in der Nähe der Küste in geringer Meerestiefe abgelagert zu sein, wo sich toniger Flussschlamm mit dem am Meeresboden sich ausscheidenden Glauconit und Kalk mischen konnte. Die reiche Gastropodenfauna und das Vorhandensein von Fossilschichten voller phosphoritische Knollen zwischen gleichförmigen grünsandigen Schiefermergeln, wie bei Wildhaus, sprechen entschieden für geringe Meertiefe. Vielleicht ist das Verschwinden der Hoplitiden des Drusberggebietes gegen Osten zum Teil Ursache des Seichterwerdens.

Faciesveränderungen.

Im autochthonen Gebirge sind die Flubrigschichten noch nicht sicher nachgewiesen.

In den unteren helvetischen Decken finden wir die erste Andeutung beim Profil Gänsestad der Mürtshendecke, wo die 0.7 m dicke mergelig-schieferige Grünsandbank *e*₂ der Fig. 67, pag. 230, nach meiner Ansicht den Flubrigschichten angehört.²⁾

Für die mittleren helvetischen Decken des Gebietes westlich der Linth sind einige genaue Angaben im Werke von E. GANZ enthalten, wonach die Flubrigschichten in der Axendecke im Gebiet Mättlistock-Twirren 3 bis 4.9 m, in der Silberndecke bei Butzen am Pragelpass 5 m mächtig sind, an allen diesen Stellen aus grünsandigen Schiefermergeln bestehen und direkt der Schrattenkalkgruppe³⁾ aufliegen.

Während die nördliche Säntiskette auch in bezug auf die Flubrigschichten resp. deren Fehlen zum Mürtshen- und autochthonen Typus gehören, ist die Ausbildung nach Art der mittleren

¹⁾ Die Zweiteilung, die E. GANZ 1912 in seinen Tabellen I und II im Widerspruch mit seiner Darstellung im Text pag. 118 vornimmt, scheint mir unnatürlich zu sein. (Vgl. Anmerkung pag. 295 dieses Buches.)

²⁾ E. GANZ (l. c., 1912, pag. 110) schreibt dagegen: „Am Gänsestad scheint der oberste (sollte wohl heißen unterste) Teil des transgredierenden Albien eher den Twirrenschichten zu entsprechen, und die Flubrigschichten fehlen hier.“

³⁾ resp. der Brisibrecce (Anm. des Verf.)

helvetischen Decken des Klöntalgebietes im Säntisgebirge noch nicht nachgewiesen. Es rührt dies einerseits von mangelhafter Kenntnis, andererseits davon, dass gerade die gesuchte Zone als mittleres Säntisgewölbe III zum grössten Teil bis auf den Neocom-Kern abgewittert ist.

Am Südrand des Säntisgebirges und von hier über den Gulmen zur Durschlägi finden wir die Flubrigschichten mit 2—3.5 m Mächtigkeit entwickelt und bereits nicht mehr direkt auf dem Aptien, sondern auf dem unteren Albien, der Durschlägischicht, auflagernd. Die Fossilbank von Wildhaus-Tobel (Fig. 72, pag. 239, Nr. 8) fand ich wieder bei Amden-Hofstetten, dagegen scheint sie nordwestlich dieser Linie (z. B. Durschlägi) nicht mehr entwickelt zu sein. Infolge der leichten Verwitterbarkeit sind die Flubrigschichten nur an seltenen Profilen aufgeschlossen. Spätere Untersuchungen werden sich notwendig auf künstliche Schürfungen stützen müssen.

In den östlichen Churfirten wechselt die Mächtigkeit oft auf kurze Distanz, wobei nicht immer ersichtlich ist, wieviel davon auf Rechnung tektonischer Schichtgleitung zu setzen ist. So ist z. B. am Ritschekopf die Abteilung der Flubrigschichten ungefähr 6 m mächtig¹⁾ und analog dem Profil von Wildhaus durch eine Fossilschicht mit Phosphoritknollen im unteren Teil ausgezeichnet (pag. 261), während sie am Gamserrugg (pag. 259) auf ein Minimum von höchstens 1 m reduziert erscheint.

In der Alviergruppe werden die Flubrigschichten dem Niederisandstein ähnlich und lassen sich von diesem oft nur noch durch den Kalkgehalt unterscheiden. Die Mächtigkeit konnte daher nicht mehr bestimmt werden.

Facieszonen.

Nach dem oben Gesagten lassen sich mit teilweise noch ungenügender Schärfe etwa folgende Zonen ausscheiden:

1. Fehlen der Flubrigschichten. Autochthon, parautochthon, untere helvetische Decken ausgenommen Gänsestad, und Nordrand des Säntisgebirges, wahrscheinlich auch Nordrand des Mattstocks. Abgewinkelte Zonenbreite zirka 20 km.
2. Flubrigschichten als grünsandige Schiefermergel von 0—5 m ohne Durschlägischichten direkt auf Schrattenkalk oder Brisibreccie liegend: Säntisgewölbe III?, mittlere helvetische Decken westlich des Linthtals. Abgewinkelte Zonenbreite gering, höchstens einige Kilometer.
3. Flubrigschichten mit scharfer Abgrenzung auf Durschlägischicht, zum Teil mit Fossilbank, Mächtigkeit 2—4 m. Südlichste Säntiskette bis Gulmen-Amden (Säntisdecke). Zonenbreite unbestimmt, vielleicht einige Kilometer.
4. Flubrigschichten mittelbar oder unmittelbar und ohne Diskontinuität auf Niederisandsteinen liegend: Churfirten und westliche Alviergruppe. Mächtigkeit höchstens 6 m. Abgewinkelte Zonenbreite zirka 10 km.
5. Flubrigschichten ganz oder teilweise durch die Facies des Niederisandsteins ersetzt: Östliche Alviergruppe. Zonenbreite(?) 6 km.

Isopen und isometrische Richtung.

Wir versuchen zunächst die Nordwestgrenze der Flubrigschichten in ihrer mergeligen Entwicklung zu bestimmen und sehen ab von lokalen Unregelmässigkeiten, wie z. B. dem Profil von Gänsestad. Sie verläuft vermutlich über das mittlere Säntisgewölbe, den Nordrand des Mattstocks, und erscheint westlich der Linth wieder nördlich Gross- und Klein-Aubrig und nördlich der Rigihochfluhkette, sogar nördlich der Stirn der Axendecke auf der Nordseite des Klöntals. Infolge der Schwierigkeit genauer Deckenabwicklung lässt sich die ursprüngliche Nordgrenze nicht genau rekonstruieren, doch ist eine starke Westablenkung vom Südweststreichen unverkennbar. Die Richtung

¹⁾ Nach der Ansicht von E. GANZ (l. c., 1912, pag. 24) gehören die Schichten 10c und 10d meines Profils der Nideri pag. 261 den Twirrenschichten an, so dass die Flubrigschichten hier nur 1.4 m mächtig wären.

in der Thurgruppe mag durchschnittlich **W 24 S**, vom Linthtal an westwärts wenigstens ein Stück weit **W 15° S** sein.

Die isopische Verbindung der Lokalitäten Wildhaus-Tobel, Amden-Hofstetten und Rautialp, wo die Flubrigschichten durch einen Fossilhorizont ausgezeichnet sind, ergibt ein nach N schwach konvexes Bogenstück mit einer Sehne von etwa **W 30 S**.

Die Mächtigkeiten scheinen zu unregelmässig zu sein, um daraus klare Resultate abzuleiten. Eine Linie maximaler Mächtigkeit von 4—5 m scheint von den Churfürsten über Rautialp und südlich des Aubrig vorbei nach der Nase am Vitznauerstock zu ziehen, das wäre zirka **W 17° S**.

Landschaftlicher Charakter.

Die Flubrigsschichten sind von den Luteremergeln abgesehen die am leichtesten verwitterbaren Schichten der mittleren Kreide. Sie bilden daher fast überall begraste Bänder und Gesimse mit Neigung zur Verlehmung, so dass die natürlichen Aufschlüsse äusserst spärlich, oder wenn vorhanden, durch die Felswände im Liegenden und Hangenden unzugänglich gemacht sind. (Vergl. Phot. pag. 225, sowie die Figuren 65, pag. 228, 72 pag. 237, 84 pag. 260.)

Die Niederischichten.

Benennung.

Die Benennung „Niederischichten“ ist in diesem Buche neu eingeführt für die quarzitische, glauconitische Sandsteinbildung im unteren Teil des Albien, die an der Nideri in den östlichsten Churfürsten als ein mit Flechten beflecktes fahlgraues Felsband von 8—9 m Mächtigkeit besonders charakteristisch hervortritt (Fig. 84, pag. 260, N° 9). ERNST GANZ hat 1912 diese Bezeichnung übernommen. Für den südlichen Teil der Rädertendecke und die Drusbergdecke scheint, nach seinen Angaben, die Parallelisierung im allgemeinen richtig zu sein. Für den Tierberg und die Säntisdecke aber sind von ihm unter „Niederischichten“ Bildungen aufgeführt, die von den Niederischichten der Nideri ganz verschieden sind und nach meiner Auffassung mit der „Unter-Niederischicht“ zusammen den Durschlägischichten angehören. Wir kommen darauf zurück.

Vertikale Abgrenzung.

Soweit genaue Beobachtungen vorliegen, gehen die Niederischichten aus den Durschlägischichten durch lithologische Übergänge hervor, jedoch so rasch, dass die Grenze im ganzen stets deutlich ist.

Die Grenze gegen die hangenden Flubrigschichten ist deutlich in den Churfürsten, wird jedoch gegen die Alviergruppe mehr und mehr verschwommen, so dass beide Schichtabteilungen nicht mehr getrennt werden können.

Makro-lithologisches.

Das typische Gestein macht unter der Lupe den Eindruck eines feinstkörnigen, glauconithaltigen, quarzitischen Sandsteins. Es braust mit verdünnter Salzsäure gar nicht oder nur schwach. Oft ist dem Sandstein besonders im unteren Teil schwärzlicher Ton beigemischt, der dem Gestein ein dünnschichtiges Aussehen gibt. Solche Partien könnten bei oberflächlicher Betrachtung da oder dort mit gewissen Partien der Flubrig oder Gamserschichten verwechselt werden. Der kompakte Niederisandstein sieht dem Brisisandstein ähnlich, lässt sich aber meist ohne Schwierigkeit schon im Handstück am feineren Korn und an der Kalkarmut erkennen. Im grossen ganzen sind die Niederischichten

lithologisch durchaus einheitlich entwickelt. Die Anwitterungsfarbe ist ein Grau mit zitronengelben, weissen und schwarzen Flechten, dazu rostigen Flecken und Sprüngen von verwittertem Glauconit. So entsteht auf einige Entfernung eine eigenartige, fahle Gesamtfärbung, die sonst in der ganzen Kreide nur noch dem Brisisandstein eigen ist.

Mikro-lithologisches.

(Atlas Taf. XVIII, Fig. 2-3.)

Es liegen drei typische Dünnschliffe von der Nideri vor, die den gleichen Typus, jedoch mit wechselnden Mengen von kieseligtonigem Bindemittel und Calcit aufweisen. Die beiden Schliffe der unteren Abteilung sollen gemeinsam beschrieben werden.

1. Massiger Niederisandstein aus Schicht 96 des Profiles pag. 260-261, oberer Teil der Niderischichten (Schliff 201).

Grundmasse, durchschnittlich zirka 20—30 %, vorherrschend aus amorpher bis kryptokristalliner Kieselsubstanz, die entweder nur die Lücken zwischen den Quarzkörnern ausfüllt, oder als zusammenhängende Grundmasse auftritt. Sie ist im gewöhnlichen durchfallenden Licht schmutzig-bräunlich (etwas eisenschüssig) und von den Quarzkörnern meist unscharf begrenzt. Unter gekreuzten Nicols sieht sie scharf abgegrenzt aus; die Grenzfläche ist aber vielfach mit den Quarzkörnern wie verzahnt und angefressen. Mit Ausnahme feinsten eingelagerter Quarz- und? Calcitkörnchen bleibt die Grundmasse unter gekreuzten Nicols dunkel. Ton und Eisenhydroxyd sind stellenweise in Form von schmutzigen Schnüren angereichert, die sich zwischen den Quarzkörnern hindurchwinden und in die Kieselmasse übergehen.

Einstreulinge:

Quarz 60—70 %, Korngrösse ziemlich gleichmässig, 0.05 mm und darunter, selten 0.1 mm. Körner z. T. glattrandig und vorherrschend scharf eckig, zum grösseren Teil wie zerfressen aussehend und nahtartig ineinander und gegen die Grundmasse verzahnt.

Kieselrhomboëderchen; sehr häufige rechteckige und rhombische Schnitte von 0.05 mm oder darunter, mit scheinbar starkem Relief und dunkeln limonitischen Rändern, die auch den Kern oft ganz verdunkeln; oft zerfressen aussehend; isotrop bis schwach doppelbrechend infolge eingeschlossener feinsten Quarzkörnchen. Nach Vergleich mit anderen Schliffen ergibt sich mit Sicherheit, dass es sich um Pseudomorphose von Kieselsubstanz nach Calcit handelt.

Glauconit 5—8 %:

- a) blaugrüne bis intensiv gelbgrüne kryptokristalline, deutlich gesonderte Körnchen von 0.05 bis 0.1 mm. Hie und da umschliessen sie teilweise die Quarzkörnchen.
- b) halbkristallisierter, grobschuppiger Glauconit mit deutlichem Pleochroismus, häufige Körnchen.
- c) **kristallisierter** Glauconit in einigen Körnchen, fast gerade auslöschend, bis 0.08 mm, Doppelbrechung sehr verschieden hoch, je nach der Schliffrichtung und? chemischen Zusammensetzung.

Akzessorische Gemengteile:

Feldspat in verzwillingten Individuen, Muscovit sehr spärlich, Pyrit, Calcit nur in feinsten undeutlichen einzelnen Körnchen, ferner weisse, in der Durchsicht wie Pyrit aussehende Körnchen.

2. Niederisandstein aus Schicht 9a des Profiles pag. 260—261; unterer Teil der Niderischichten (Schliffe 202—203).

Grundmasse 30—45 %,

bestehend aus einem Gemisch von amorpher Kieselsubstanz mit Ton, Limonit und Kalk.

Einstreulinge:

Glauconit 3—5 %,

in den gleichen Modifikationen wie in Schliff 201, die kristallisierten Körnchen meist blasser grün als die Kryptokristallinen; Korngrösse bis 0.5 mm.

Quarzkörner 40—70 %, meist 0.05 mm, höchstens 0.15 mm.

Feldspat 1—5 % (?) in tadellos frischen klaren Körnchen mit Zwillingslamellen, 0.02 mm.

Calcit 2—5 %, sekundär (diagenetisch) ausgeschieden in folgenden Formen:

- a) Als klarer Calcit in mehr oder weniger schönen Rhomboëderchen von unter 0.05 mm zwischen Quarz und Grundmasse.
- b) Als klare Füllmasse zwischen Quarzkörnchen, sekundär.
- c) Sehr spärlich als Rest von Foraminiferen und Echinodermenschalen.

Akzessorische Gemengteile.

Muscovit spärlich, Pyritkörnchen häufig in feinen Körnchen in der Grundmasse oder als Einschluss der Calcite, sowie als Steinkern seltener Foraminiferengehäuse; als Rarität Zirkon (?) und Turmalin.

Die beiden mikroskopischen Bilder unterscheiden sich nur quantitativ und entsprechend der makroskopischen Diagnose, indem an der Nideri die Grundmasse der unteren Abteilung der Niederisichten mehr vorherrscht und toniger ist. Die Unterschiede im Kalkgehalt von fast 0 bis 5 % sind wohl nicht als Norm der beiden Unterabteilungen aufzufassen, da der Kalkgehalt von einem Dezimeter zum andern lokal wechseln kann. Immerhin sehen wir, dass die schönen selbständigen Calcit-Rhomböederchen, wie wir sie in der unteren Abteilung konstatieren, in der oberen Abteilung vollständig pseudomorph verkieselt sein können. Sehr auffallend sind die verschieden kristallisierten Modifikationen des Glauconits und die Glauconit-Kriställchen, die sonst für eine Seltenheit gelten. Vielleicht steht deren Bildung in gewissem Zusammenhang mit dem Verkieselungsprozess und dieser wiederum mit den Gemengteilen (Feldspat) saurer kristalliner Gesteine.

Die richtige petrographische Bezeichnung für die typische kompaktere Ausbildung der Niederisichten ist nach den obigen Beschreibungen: Quarzitischer Glauconitsandstein.

Fauna und Alter.

Aus den Niederisichten des Churfürsten-Alviergebietes ist noch kein einziges Makrofossil bekannt geworden; auch mikroskopisch ist das Gestein so gut wie völlig steril.

E. GANZ erwähnt aus dem Räderten-Drusberggebiet *Pleurotomaria*, *Natica*, undeutliche Ammonitensteinkerne und algenähnliche Pflanzenabdrücke, im Spezialprofil der Wannenalp ausserdem *Inoceramus concentricus*, *Ammonites* gr. *Milletianus* d'ORB., *Turbo* und *Trochus*. Ob diese aus den echten Niederisichten stammen, ist aber zweifelhaft, da E. GANZ aus dem gleichen Gestein 1 mm grosse Quarz- und Glauconitkörner erwähnt.

Die Niederisichten liegen zweifellos unter den Flubrigschichten (Zone V) wo beide vorhanden sind (Nideri), und über der Fossilschicht von Nausalp, die auf pag. 263 als Nr. 6 beschrieben ist. E. GANZ bezeichnet diese Schicht im Liegenden als „Unter-Niederisicht“ und erwähnt daraus vom Twäriberg (Drusberg) *Parahoplites Nolani*.

Nach dem Gesagten entsprechen die Niederisichten wahrscheinlich einem Teil der Zone IV, können aber auch die Zone V vollständig vertreten.

Facies.

Auch über die Ablagerungsbedingungen der Niederisichten können wir uns keine klare Vorstellung machen. Der Charakter des quarzitisches Glauconitsandsteins bleibt sich sowohl in horizontaler wie in vertikaler Richtung ziemlich konstant. Nur der Toneisengehalt wechselt, und zwar wie es scheint ohne einfache Gesetzmässigkeit. Eine Küste ist unbekannt. Bezeichnend für die Facies ist die ausserordentliche Kornfeinheit (0.05 mm), der Reichtum an amorphem Kieselbindemittel, sowie der, wenn auch nicht sehr reichliche, Gehalt an Gemengteilen saurer Eruptivgesteine.

Facies- und Mächtigkeitsveränderungen.

In dem weiten Gebiet vom Autochthonen über die unteren und mittleren helvetischen Decken bis zu den Churfürsten (Säntisdecke) ist keine Spur der Niederisichten bekannt. Vermutlich sind

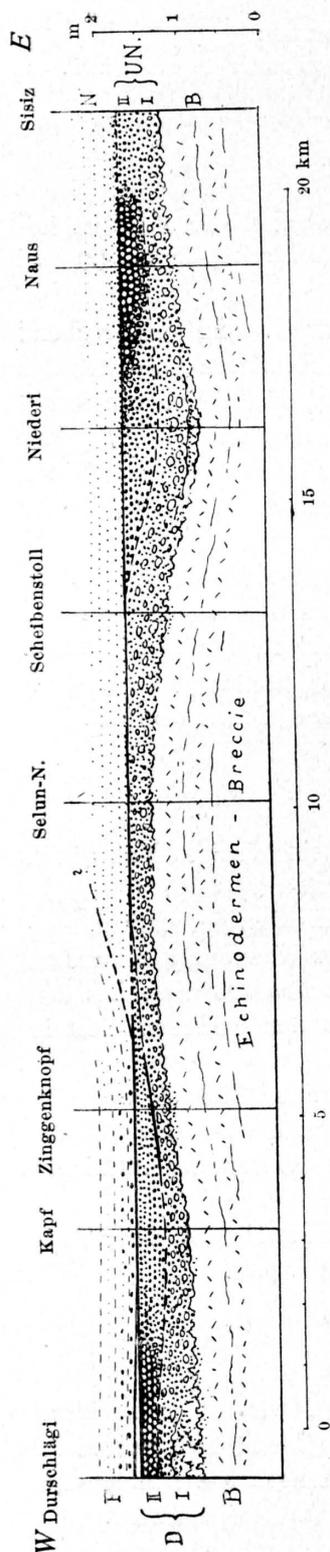


Fig. 94. Die Durschlägi-(D) und „Unter-Nideri“-Schichten (UN) auf der Nordseite des Walensees.

B == Brisi-Echinodermenbreccie.
 I == Untere Durschlägischichten (Untere „Unter-Nideri“-Schichten).
 II == Obere Durschlägischichten; Phosphoritknollen- und Fossilbank.
 N == Niederischichten.
 F == Flubrigschichten.
 —== scharfe Grenze, Diskontinuität.

sie hier nie abgelagert worden. An ihrer Stelle befindet sich eine scharf ausgesprochene Diskontinuität.

Das erste Auftreten unzweifelhafter Niederischichten notierte ich vom Strichboden auf der Nordseite des Selun, wo bereits eine Mächtigkeit von 2—3 m zu konstatieren war (pag. 253). Wir müssen also annehmen, dass bei genauerer Nachforschung¹⁾ auch weiterhin noch Reste von Niederischichten auf der Selunalp und Breitenalp zu finden wären. Das nächstfolgende sichere Auftreten ist am Gipfel des Scheibensstolls nachgewiesen, wo aber die Mächtigkeit sonderbarerweise wieder nur 1 m beträgt (pag. 256). Von hier an nimmt aber die Mächtigkeit nach Osten rasch zu, erreicht am Südabsturz des Käserugg zirka 6 m, an der Nideri und bei Gulms 8—9 m, bei Sisiz und Arin in der Alviergruppe etwa 11 m. Diese Mächtigkeitszunahme von 8—11 m steht im Zusammenhang mit der Assimilation der Flubrigschichten (Fig. 89, pag. 271). Die Zweiteilung in eine untere tonige und eine obere massiv quarzitische Abteilung wie am Scheibensstoll und an der Nideri (pag. 261) lässt sich nicht allgemein wiederfinden.

Über die weitere Veränderung der Niederischichten von Arin nach Osten ist nichts näheres bekannt.

Facieszonen.

Von NW nach SE haben wir folgende Hauptzonen konstatiert:

1. Fehlen der Niederischichten, autochthon bis obere helvetische Decken; abgewinkelte Zonenbreite zirka 25 km;
2. Niederischichten schwach entwickelt oder rudimentär; mittlerer Teil der Säntisdecke (westliche und mittlere Churfürsten). Abgewinkelte Zonenbreite zirka 3—4 km;
3. Niederischichten typisch, das mittlere Albien mehr oder weniger vertretend, 1 bis 12 m mächtig oder mehr. Östliche Churfürsten und Alviergruppe, ferner nach E. GANZ: Rädertendecke (ausgenommen Nordrand), und Drusbergdecke (ausgenommen deren südlichster Erosionsrand²⁾). Abgewinkelte Zonenbreite zirka 12 km.

Leitlinien und Mächtigkeitsgefälle.

Die Nordgrenze der Niederischichten lässt sich noch nicht mit genügender Schärfe angeben. Sie liegt im Osten unter der Wildhauser Eocaenzone, geht dann zwischen Selun und Leistkamm vorbei, und springt von hier über auf den mittleren Teil der Rädertendecke, zwischen Tierberg und Rädertenalp. Die abgewinkelte Richtung ist also etwa **W 35° S** (vgl. Facieskarte Fig. 98).

¹⁾ Meine Beobachtungen der Churfürstenalpen stammen meist von 1904 bis 1906 und sind leider mangelhaft.
²⁾ Aus der Profiltafel VII von E. GANZ ist zu schliessen, dass die echten Niederischichten in der Rädertendecke zwischen Rädertenalp und Tierberg auskeilen.

Der Ausbildung in den östlichen Churfirten (Nideri) entspricht der südliche Teil der Rädertendecke; die abgewinkelte Verbindung ergibt zirka **W 30° S**.

Nach den Angaben von E. GANZ über das Deckengebiet westlich der Linth, wie nach meinen Notizen über die Churfirten, scheint die Mächtigkeitzunahme gegen SE nicht konstant zu sein. Es folgt zunächst die Zone 2 mit schwacher, unregelmässiger Entwicklung, dann ein rasches Zunehmen von den mittleren nach den östlichen Churfirten¹⁾. Verbinden wir die Punkte Scheibentollgipfel (1 m) mit der Nideri, so ergibt sich ein mittleres Mächtigkeitgefälle von **2.5 ‰** W 16 N. Weiter östlich ist das Gefälle wieder geringer.

Das Gefälle von der Nideri (9 m) zum Gamserugg (4.3 m) ergibt sich zu **3.8 ‰** N.

Aus den obigen zwei Gefällen lässt sich das grösste Mächtigkeitgefälle durch einfache geometrische Konstruktion bestimmen; es ergibt sich zu **4.1 ‰** N 21 W.

Gleichzeitig erhält man die mittlere isometrische Richtung, nämlich **W 21 S**, ein Resultat, das mit den weiter oben auf anderer Methode abgeleiteten übereinstimmt.

Landschaftlicher Charakter.

In den östlichen Churfirten und der westlichen Alviergruppe bilden die Niederisichten ein eigenartig fahlgrau angewittertes Felsband (vgl. pag. 304). Bei Abwitterung auf geringerer Böschung zeigt sich eine Kieselflora. Heidelbeersträucher bevorzugen die Niederisichten; schöne Weiden kenne ich darauf zum Unterschied von den jüngeren Gaultschichten keine. Anwitterung und Vegetation gleichen aber oft auffallend denen des Brisisandsteins.

Die Durschlägischichten.

Benennungen und Definitionen.

Die Bezeichnung Durschlägischicht ist zuerst vom Verfasser in B. S. G. F. 1909 angewandt worden, und in diesem Buch und von E. GANZ 1912 übernommen. Indessen scheint nach meiner Auffassung E. GANZ in seinen Profilen nicht immer die der Fossilschicht an der Durschlägi (5 in Fig. 77, pag. 245) entsprechende Lage als Durschlägischicht zu bezeichnen. Es hängt dies mit der Schwierigkeit in der Parallelisierung der Basisschichten des Albiens zusammen. Nach ERNST GANZ liegt die Durschlägischicht über, nach meiner Auffassung unter den Niederisichten. An der Durschlägi fehlen echte Niederisichten, und an der Nideri fehlt die echte Durschlägischicht.

Die neue Darstellung der Überlagerung der Durschlägischicht in bezug auf die Niederisichten, wie sie im Werke von E. GANZ 1912 gegeben wird, hat mich nicht überzeugt, im Gegenteil. Es scheint mir, dass E. GANZ vielfach und ohne nähere Begründung die Basis-Fossilbank der Flubrigschichten als Durschlägischicht bezeichnet habe. Dass unter solchen Umständen die „Durschlägischicht“ über die Niederisichten zu liegen kommt, kann dabei nicht mehr verwundern (vgl. pag. 228).

Unter der Bezeichnung **Durschlägischichten** verstehe ich die unmittelbar auf der echten Brisi-Echinodermenbreccie liegenden, wenig mächtigen, grünsandigen Schichten, wie sie typisch an der Durschlägi (Fig. 77, pag. 245, Nr. 4—5) entwickelt sind. Die knollige Durschlägischicht bildet den oberen Teil der Durschlägischichten. Alle den Schichten 4 und 5 des Durschlägiprofiles äquivalenten Schichten sollen als Durschlägischichten bezeichnet werden.

Unter der Bezeichnung „**Unter-Niederisichten**“ versteht E. GANZ l. c. 1912 die Schichten zwischen der Brisi-Echinodermenbreccie und den Niederisichten. Diese sind nach meiner Ansicht identisch mit meinen „Durschlägischichten“ (1909—1910). Zuzufolge der Priorität muss also die Be-

¹⁾ In dieser Hinsicht sollte die Faciesfigur pag. 172 etwas verbessert werden.

zeichnung „Unter-Niederischnichten“ fallen gelassen werden, sobald die Identität endgültig nachgewiesen sein wird. Wenn ich in dieser Arbeit die Bezeichnung „Unter-Niederischnichten“ für das Ablagerungsgebiet der echten Niederischnichten dennoch hie und da gebrauche, so geschieht dies insbesondere, um damit anzudeuten, dass die von mir so bezeichneten Schichten genau den „Unter-Niederischnichten“ im Sinne von ERNST GANZ entsprechen. Nur in bezug auf die Parallelisierung der Unter-Niederischnichten mit den Durschlägischnichten, wie sie von der Durschlägi bis Wildhaus entwickelt sind, gehen unsere Meinungen auseinander.

Wer also die Ansicht von E. GANZ teilen möchte, kann in diesem Buche ohne Besorgnis überall „Unter-Niederischnichten“ statt „Durschlägischnichten“ hinsetzen, soweit es sich um das Ausbreitungsgebiet echter Niederischnichten handelt (mittlere und östliche Churfürsten, sowie Alviergruppe).

Wer umgekehrt meiner Darstellung beipflichtet, streiche im Buche von E. GANZ die Benennung „Durschlägischnichten“ in den Profilen der Drusbergdecke, und setze an Stelle von „Unter-Niederischnichten“ die ältere Benennung Durschlägischnichten. Für das Gebiet Amden-Wiggis muss aber auch „Durschlägischnichten“ statt „Niederischnichten“ gesetzt werden.

Wenn E. GANZ l. c. pag. 9 die Schicht 4 meines Durschlägiprofiles von pag. 245 unter der Überschrift „Niederischnichten“ behandelt, so scheint mir dies nicht nur aus Prioritätsgründen, sondern auch aus faciellen und lithologischen Gründen nicht gerechtfertigt zu sein, indem diese Schicht von den echten Niederischnichten so verschieden ist, wie ein Granit von einem Basalt¹⁾.

Die Darlegungen von E. Ganz.

Durschlägischnicht über Niederischnichten.

Diese Ansicht basiert auf zwei Gesichtspunkten:

1. Verfolgung einer Phosphoritknollenschnicht über den echten Niederischnichten im Räderten-Drusberggebiet. Diese Schicht ist auch von mir in den östlichen Churfürsten nachgewiesen und als Schicht 10*b*, pag. 261, beschrieben. Sowohl nach Lagerung wie nach dem lithologischen Charakter ist diese Bank verschieden von der echten Durschlägischnicht und gehört an die Basis der Flubrigischnichten. Durch Petrefakten konnte bisher weder von E. GANZ noch von mir ein Beweis nach der einen oder andern Richtung erbracht werden, da die Fossilbank über den echten Niederischnichten noch keine nennenswerte Ausbeute ermöglicht hat.

2. Im Gebiet der unbestreitbaren Durschlägi-Fossilischnicht, von Wildhaus bis zur Durschlägi glaubt E. GANZ l. c. pag. 104, auf Grund meiner Spezialprofile, folgende Schichtrudimente im normalen Liegenden der Durschlägi-Fossilischnicht als Niederischnichten betrachten zu müssen:

Wildhaus. Schicht 6*b* der Fig. 73 pag. 239 (20—25 cm kalkreicher Grünsand voller Gerölle (?) von Echinodermenbreccie).

Alt St. Johann-Furi. Schicht 3 der Fig. 74 pag. 240 (20—40 cm körniger grünsandiger Kalk).

Gulmen. Schichten 5*a* und 5*b* auf pag. 243. (0.1 m rotbraune Erde + unterer Teil der 0.6 m mächtigen Phosphoritknollenschnicht, die ich als echte Durschlägi-Fossilischnicht betrachte.) Sehr gesucht!

Durschlägi. Schicht 4*b* der Fig. 77 pag. 245. (0 bis 0.2 m grobkörniger, etwas mergeliger Grünsand). E. GANZ bemerkt dazu das folgende: „In 4*b* sind vielleicht Anklänge an die Unter-Niederischnicht, welche mir hier durch 4*a* repräsentiert scheint²⁾. Wenn auch die Schicht 4*b* noch nicht deutlich abgetrennt werden kann, so scheinen mir doch diese 0.2 m „Grünsand“ (vielleicht eher Glauconitsandstein), die in ähnlicher Weise auf Platten ob Näfels und auf der Rautialp entwickelt sind, Äquivalente der Niederischnicht“.

¹⁾ Auch in den Profilen der Wiggisgruppe von ERNST GANZ besteht eine Konfusion in bezug auf die Bezeichnungen Durschlägischnichten und Niederischnichten. Die Aufklärung wird erschwert durch ungenaue lithologische Bezeichnungen und Beschreibungen, wie z. B. „Glauconitsandkalk“ für Niederischnichten (?), „Glauconitsandstein“ für Knollenschnichten und sogar für Twirrenschnichten.

²⁾ Soweit bin ich einverstanden, indem ich die Unter-Niederischnichten von E. GANZ sowieso als homolog meinen Durschlägischnichten betrachte. Im folgenden Satz widerspricht sich E. GANZ, wenn ich recht verstehe, selbst, indem er „Unter-Niederischnicht“ mit „Niederischnicht“ zusammenbringt.

Zu dieser Darlegung muss in erster Linie bemerkt werden, dass die als Niederischiechten hingestellten Bildungen in lithologischer Hinsicht insgesamt von den echten Niederischiechten grundverschieden sind. Auch das Gestein Nr. 3 von Furi, das am ehesten noch als Rudiment der Niederischiechten betrachtet werden dürfte, ist nicht ein kalkfreier quarzitischer Glauconitsandstein, sondern ein grünsandiger Kalk von anderem Aussehen.

Man müsste also annehmen, dass sich hier die Niederischiechten in einer ganz anderen kalkreichen rudimentären Uferfacies vorfinden. E. GANZ macht hierüber keine Andeutung; denn es ist bis jetzt noch niemand gelungen, derartige Faciesveränderungen der Niederschiechten zu verfolgen. Die quarzitäen Niederischiechten hören vielmehr in den Churfürsten auf einmal auf. Näheres über die Art und Weise des Auskeilens ist leider noch unbekannt (Fig. 89 pag. 271 und Fig. 94 pag. 306). Im Gebiet von Amden bis Wildhaus fehlt jede Spur der Niederifacies.

3. Auf pag. 23 bemerkt E. GANZ im Anschluss an die Behandlung seines Profiles der Rautialp (Wiggisgruppe) das foldende: „Ich vermute, die tiefgründige Verwitterung der Basisschiechten des Albien bei Wildhaus-Tobel und von Gulmen-Schönenboden sei nur lokal und sekundär. In frischen Aufschlüssen wären die Äquivalente der Niederischiechten (4 b Durschlägiprofil nach ARN. HEIM) sicherlich vorhanden“.

Hier möchte man sich fragen, wie ein quarzitischer Glauconitsandstein an Ort und Stelle zu einem plastischen Lehm verwittern könnte. Ferner kann ich zur Antwort geben, dass die neuerdings (27. April 1913) von mir untersuchten Profile vom Kapf und Leistgrat (pag. 273—274) völlig klar den Zusammenhang mit der Durschlägi erwiesen haben, und auch im frischen Aufschluss am Kapf sich keine Spur von Niederisandstein vorgefunden hat.

Begründung meiner Auffassung.

Nachdem wir nun gesehen, dass die Darlegungen von E. GANZ zwar teilweise denkbar, aber nicht begründet sind, wollen wir umgekehrt die Frage stellen, inwiefern sich meine Ansicht begründen lässt.

1. Die Durschlägischichten lassen sich von der Durschlägi, (wo die Niederischiechten fehlen) bis in die Alviergruppe („Unter-Niederischiechten“) verfolgen, wobei Mächtigkeiten und Facies im Vergleich zu anderen Schichtgruppen auffallend gleichartig bleiben. Die untere Schicht mit fraglichen Gerölln von Echinodermenbreccie im Grünsand lässt sich sogar in allen speziell studierten Profilen in gleicher Ausbildung wiederfinden. Die zusammenhängende Darstellung, wie sie Fig. 94 gibt, ist daher gerechtfertigt.
2. Die Profile von Naus und Gamserrugg, woselbst im oberen Teil der „Unter-Niederischiechten“ eine Fossil-Knollenschicht auftritt, sind mit dem Profil der Durschlägi in bezug auf Mächtigkeit, Schicht- und Faciesfolge so gut wie identisch. (Die Abweichungen in der Zusammensetzung der Faunen mögen zum Teil auf ungenügende Ausbeute, zum Teil auf provinzielle Unterschiede zurückzuführen sein; auf einen Altersunterschied kann daraus nicht geschlossen werden).
3. Die Fossilschicht über den Niederischiechten, wenn vorhanden, hat keine besondere Ähnlichkeit mit den Durschlägischichten und ist mit den Flubrigschichten unzertrennlich verknüpft, während die echten Durschlägischichten des westlichen Gebietes durch eine scharfe Fuge mit Diskontinuität von den Flubrigschichten getrennt sind.
4. Die „Unter-Niederischiechten“ gehen sowohl nach eigenen Beobachtungen, wie auch nach denen von E. GANZ in die echten Niederischiechten über, wo diese letzteren normal entwickelt sind (östliche Churfürsten und Räderten-Dursberggebiet), während dort, wo die Niederischiechten fehlen, eine messerscharfe Diskontinuität zwischen Durschlägischichten und Flubrigschichten nachgewiesen wurde. Dem ununterbrochenen Profil der Niederi steht das unterbrochene der Durschlägi gegenüber, wobei hier nichts anderes fehlt als die Niederischiechten und zwar gerade an deren Stelle die scharfe Diskontinuität vorliegt.

5. In den Profilen von Naus und Gamserrug ist genau die gleiche Kontinuität zwischen Breccie und Phosphorit-Knollenhorizont vorhanden wie an der Durschlägi. Auch E. GANZ gibt l. c. pag. 13 ausdrücklich zu, dass an der Durschlägi die Durschlägi-Fossil-schicht mit der liegenden Echinodermenbreccie durch allmähliche Übergänge verknüpft ist.

Auch wenn das genaue Auskeilen der Niederisichten in den westlichen Churfürsten noch nicht beobachtet wurde und darum in dieser Arbeit eine Lücke der Beobachtung besteht, so scheinen doch die gegebenen Tatsachen zur Genüge zu begründen, weshalb in diesem Buche die Durchlägischichten im Gegensatz zu E. GANZ unter die Niederisichten gestellt werden. Nachdem gezeigt wurde, dass die Ansicht von E. GANZ unbegründet ist, sehe ich nicht die mindeste Tatsache, die meiner Darstellung entgegenstände. Die oben gegebenen fünf Gesichtspunkte stimmen aber eindeutig dafür.

Dass sich die Profile von E. GANZ vom Wiggis bis Drusberg in ungezwungener Weise mit meiner Annahme vereinigen lassen, soll der folgende Abschnitt zeigen.

Versuch zur Umdeutung der Profile von E. GANZ.

Nach sorgfältigem Studium des Werkes von E. GANZ glaube ich dessen Profile in bezug auf die Frage der Durschlägischichten wie folgt umdeuten zu müssen.

1. Gebiet der Wiggisgruppe bis Nordrand der Rädertendecke (Tierberg):
 Statt „Unter-Niederisicht 7a“ setze man „Untere Durschlägischicht“ . . . }
 „ „Eigentliche Niederisicht 7b“ setze man „Obere Durschlägischichten“ } Durschlägi-
 „ „Durschlägischicht 8“ setze man „Durschlägi-Fossilbank“ } Schichten.
2. Gebiet der Rädertendecke (südlicher Teil) und Drusbergdecke¹⁾.
 Statt „Unter-Niederisicht 7a“ setze man „Durschlägischichten“
 „ „Durschlägischicht 8“ setze man „Fossilbank an der Basis der Flubrigschichten“.

Dass E. GANZ für das Wiggisgebiet in der Tat die Durschlägi-Fossilbank richtig als solche gedeutet hat, geht aus zwei Gesichtspunkten hervor:

1. E. GANZ zitiert von der Rautialp u. a. *Pecten Raulianus* und *P. ? interstriatus*, welche Arten von mir einzig aus der Phosphoritbank der Durschlägi gefunden wurden.
2. In seinem Profil der Lachenalp ist unter der Bezeichnung Niederisichten Nr. 7b β eine 0.5 m mächtige fossilere Bank von Glauconitsandstein mit gelbgrünen, blauweissen und rostigen Körnchen von 0.5 bis 0.8 mm erwähnt, die in verblüffender Weise mit der Schicht 8 c meines Profiles der Niederi pag. 261 übereinstimmt, aber von den Niederisichten gänzlich verschieden ist.

Um eine Parallelisierung mit der Churfürsten-Mattstockgruppe zu ermöglichen, scheint mir notwendig zu sein, die wichtigen Profile von E. GANZ, wie folgt, umgedeutet wiederzugeben.

Plattenalp.

	6 a	10.2 m	Echinodermenbreccie. Übergang in
	6 b	23 m	(sollte wohl heissen 0.23 m ?) Glauconitkalk. Scharfe Schichtfuge gegen
Durschlägi- schichten 2.76 m	{	7 a	1.6 m Untere Durschlägischichten; Glauconitkalk mit Schlieren von Echinodermenbreccie.
		7 b	1 m „mergelig-schieferiger Glauconitsandkalk mit <i>Plicatula</i> und <i>Terebratula</i> cf. <i>Dutempleana</i> d'ORB., entspricht der Schicht 4 b an der Durschlägi“ (Durschlägischichten).
		8.	0.16 m Fossilhorizont. Durschlägi-Fossilbank. Nach oben rascher Übergang (?) — aufgearbeitet ?
		9.	1.7 m Flubrigschichten.

¹⁾ Vielleicht ausgenommen das Profil Forstberg, bei dem die Umdeutung vielleicht wie unter 1 geschehen müsste.

Rautialp.

- | | | |
|-----------------------------------|---|--|
| Durschlägi-
schichten
1.5 m | } | 6. 5.6 + ? m Brisibreccie. |
| | | 7a 0.24 m Untere Durschlägischicht. „Glaucnitsandkalk, knorrig verzahnt mit dem liegenden Echinodermenkalk“. |
| | | 7b 1.0 m Glaucnitsandstein, „feinstkörnig“ (?), in HCl brausend, mit Phosphoritknollen ¹⁾ . <i>Plicatula</i> , <i>Inoceramus</i> . Obere Durschlägischichten, unterer Teil. |
| | | 8. 0.2-0.3 m „Durschlägi-Fossilhorizont mit rundlichen Phosphoritknollen“ und echter Durschlägi-Fauna. „Rascher Übergang“ (aufgearbeitet?) in |
| | | 9. 4.6 m „Flubrigschichten“. |

Lachenalp.

- | | | |
|--|---|--|
| Durschlägi-
schichten
1.6 m | } | 6. 7.4 m Brisibreccie. Leichte Diskontinuität oder zahniger Kontakt gegen |
| | | 7a 0.5 m Echinodermenkalk mit Glaucnitsandschlieren. Untere Durschlägischicht. |
| | | 7b α 0.3 m Glaucnitsandstein, klingend hart mit Fe S ₂ Knollen. Entspricht genau Nr. 8b meines Niederiprofiles, pag. 261. |
| | | 7b β 0.5 m Glaucnitsandstein, fossilleer, mit blauweissen Körnchen (siehe oben). Entspricht genau Nr. 8c meines Niederiprofiles, p. 261. „Übergang rasch in“ |
| | | 8. 0.3-0.4 m Durschlägi-Fossilhorizont. „Rascher Übergang in“ |
| 9. 1.6 m Flubrigschichten. „Glaucnitische Mergelschiefer“. | | |

Tierberg.

- | | | |
|-----------------------------------|---|---|
| Durschlägi-
schichten
1.5 m | } | 6. 4.8 m Brisibreccie. Übergang rasch in |
| | | 7a 0.1 m Glaucnitkalk mit Phosphoritknollen und Brocken von Echinodermenbreccie; Bohrmuscheln! Untere Durschlägischicht. Übergang in |
| | | 7b α 0.4 m „Glaucnitsandkalk“. Übergang in |
| | | 7b β 0.3 m Glaucnitsandstein mit Phosphoritknollen und Pyrit. Rascher Übergang in |
| | | 8. 0.25 m Durschlägi-Fossilhorizont, deutlich abgegrenzte Bank mit Phosphoritknollen; enthält
<i>Terebratula Dutempleana</i> d'ORB.
<i>Rhynchonella</i> cf. <i>polygona</i> d'ORB.
<i>Plicatula gurgitis</i> PICT. häufig.
<i>Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus</i> LEYM. SP. (!). |
| | | 9. 2.5 m Flubrigschichten, mergelig. |

Flubrig.

6. 4 m + ? Brisibreccie.
- 7a 0.2 m (?) Durschlägischichten, „zäher klingender Glaucnitkalk“, „gröber als 7b²⁾“, mit spärlichen Phosphoritknollen, vermittelt den Übergang zu den
- 7b 6.5 bis 4.4 m **Niederischichten**, Glaucnitsandstein. Übergang rasch in
8. 0.1—0.2 m Fossilhorizont. Basis der Flubrigschichten mit 3 cm grossen *Douvilléceras mamillatum* SCHLOTH (!); „nicht mehr so gut individualisiert wie am Tierberg“. Übergang in
9. 2.2 m Flubrigschichten.

¹⁾ In der in meinem Sinne „eigentlichen Niederischicht“ habe ich nirgends Phosphoritknollen, auch keine Petrefakten gefunden.

²⁾ E. GANZ l. c. pag. 38, schreibt „6 wittert gröber an als 7b“ — sollte wohl heissen „7a wittert gröber an als 7b“. Ferner: „die oberen Partien stärker sandig“ sollte wohl heissen „mehr kieselig, weniger kalkhaltig“. Ferner: „Korngrösse von 6 dagegen $\frac{1}{25}$ — $\frac{1}{10}$ mm“ sollte wohl heissen „Korngrösse von 7b (im Vergleich zu 7a) $\frac{1}{25}$ — $\frac{1}{10}$ mm“. Druckfehler? Die Beschreibung ist schwer verständlich.

Richtigkeit in der Darstellung der wertvollen Profiltafeln von E. GANZ vorausgesetzt, können wir ferner ableiten:

1. Dass die Durschlägischichten im südlichen Teil der Rädertendecke und zum Teil im nördlichen Teil der Drusbergdecke fehlen, indem die echten (?) Niederischichten mit unebener Diskontinuität auf der Brisibreccie ruhen.
2. Dass die „Unter-Niederischicht“ des Drusberg-Gebietes genau den Durschlägischichten entspricht.

Lithologischer Charakter.

Die Durschlägischichten sind durch folgende Gesteinstypen ausgezeichnet:

- a) Knorrige Echinodermenbreccie mit grobkörnigen Grünsandschlieren, wobei das Verhältnis von Echinodermenbreccie zu Grünsand wechselt (z. B. Basisschicht der Durschlägi).
- b) Geröllartige Lagen von kalkigem Grünsand, der erfüllt ist mit nuss- bis über faustgrossen Knollen von Echinodermenbreccie (Wildhaus, Schicht 6b in Fig. 73, pag. 239, Kapf, Leistgrat, Scheibenstoll bis Alviergruppe).
- c) Massiger tief grüner glauconitreicher Glauconitsandstein, ziemlich grobkörnig, mit weisslichen Körnchen (etwa 5 mal gröber als der Niederi-Glauconitsandstein). Niederi Nr. 8 in Fig. 84 pag. 260, Seichberg. Hierzu kann auch die Schicht 4b in Fig. 77, pag. 245 der Durschlägi gezählt werden, deren äussere Unterschiede vom Typus b der Unterniederischicht wohl im wesentlichen nur durch Verwitterung bedingt sind.
- d) Grünsandiger Kalk und kalkiger Glauconitsandstein. Nausalp (Fig. 85 pag. 262, Nr. 6a). Furi bei Alt St. Johann (Fig. 74 pag. 240, Nr. 3).
- e) Phosphorit-Knollen und Fossilbank, mit Grünsandstein als Grundmasse, mehr oder wenig kalkhaltig. Nausalp in der westlichen Alviergruppe. Nr. 6b in Fig. 85 pag. 262; Durschlägi-Fossilischieht, von der Durschlägi bis Wildhaus.
- f) Lehmgige Erde (?), Verwitterungsprodukt eines glauconitischen Tones, taschenförmig in die Brisibreccie eingreifend. (Wildhaus Nr. 6a in Fig. 73 pag. 239; Gulmen Nr. 5a in Fig. 75 pag. 243; Nr. 3 in Fig. 88 pag. 269).

Im allgemeinen zeichnen sich die Durchlägischichten durch ihre Grobkörnigkeit und Rauigkeit (zum Teil auch durch ihre dunkelgrüne Farbe) von allen anderen Stufen der mittleren Kreide aus. Von den Niederischichten unterscheiden sie sich durch das grobe Korn und den Kalkgehalt, von den Brisischichten durch die Steinkerne und Phosphoritknollen.

Ein Dünnschliff aus dem typischen Glauconitsandstein der „Unter-Niederischichten“ von der Niederi, Schicht 8b des Profils der Niederi, Fig. 84 pag. 260, lässt sich wie folgt beschreiben. (Vgl. Atlas Taf. XVIII, Fig. 5-6).

Grundmasse zirka 30%,

bestehend aus braunem eisenschüssigem Ton mit feinsten Quarzkörnchen und grünlichbräunlichen schuppigen Körnchen ähnlich kristallisiertem Glauconit, sowie spärlichen Calcitkörnchen.

Einstreulinge:

Quarz zirka 30%, in Geröllehen und eckigen Körnern, zum Teil ganz scharfen, keilförmigen Splintern, durchschnittlich 0.15 mm, aber auch bis 0.7 mm (also etwa 5 mal grösser als bei den Niederischichten). Angefressene Umriss weniger ausgesprochen als bei den Niederi- und Brisischichten). Die meisten Körner zeigen mehr oder weniger undulöse Auslöschung.

Feldspat. Einzelne Körner von Quarzgrösse, schön frisch erhalten.

Glauconit, zirka 35%,

- a) Vorherrschend in Form von prächtig dunkelgrünen, ovalen, deutlich abgegrenzten geröllartigen, kryptokristallinen Körnern von 0.2 mm mittlerer Grösse, aber auch bis 0.6 mm.
- b) Einzelne Körner wie oben, jedoch ganz oder nur im innern blässbläulich bis farblos und isotrop.

- c) Diese gleichen Körner *a* und *b* enthalten oft im durchfallenden Licht dunkelbraune bis schwarze Ränder oder rosettenförmige, mikrolitenartige Ausscheidungen innerhalb des kryptokristallinen Glauconits. Im auffallenden Licht erscheinen sie milchig weisslich. Es sind die schon von blossen Auge auffälligen bläulich weissen bis kreidigen Körnchen des Gesteins. (Vgl. pag. 261, Nr. 8e). Man möchte an Kaolin denken, doch stimmt damit nicht die Undurchsichtigkeit.
- d) Einzelne Körnchen vom Typus *a* sind nicht homogen kryptokristallin, sondern gröber schuppig, sodass die feinsten Schüppchen teilweise orientiert erscheinen und etwas Pleochroismus erkennen lassen. Übergangsform zur kristallisierten Form, die jedoch nicht ganz erreicht zu sein scheint.
- e) Braungüne und braune Körner von der Form *a*, bis 0.4 mm gross, kryptokristallin, jedoch mit höherer Doppelbrechung. Es scheinen auch abnorme, kalkreiche, höher doppelbrechende Varietäten vorzuliegen.
- f) Braune Körner, die im gewöhnlichen Licht wie *e* aussehen, eingelagerte Eisenoxydkörner enthalten und daher im auffallenden Licht rotbraun erscheinen, aber isotrop sind. Amorphes Eisensilicat. Phosphorit. Scharf abgegrenzte rundliche über 1 mm grosse Felder mit tiefbrauner, isotroper, phosphoritischer Grundmasse, sonst wie das übrige Gestein. Wahrscheinlich Steinkerne. Pyrit in zerstreuten feinen Körnchen.

Fauna.

<p>Fauna der oberen Durchschlägischichten (Durchschlägi-Fossilbank)</p> <p>Die fetten Ziffern bedeuten die Anzahl der gesammelten Exemplare, die kleinen Ziffern in Klammern verweisen auf die Seite, auf der die betreffende Art beschrieben ist. h = häufig, + = Zahl der Exemplare nicht bestimmt.</p>	Wildhaus-Tobel	Furi bei Alt-St. Johann	Gulmen-Schönenboden	Durchschlägi bei Amden	Leistgrat-Zinggenknopf	Gamserrugg	Mausalp am Sichelkaum («Unter-Niedererschichten»)	Sonstige Niveau Zone nach Jacob	Bis in die Flabrigschichten hinaufgehend
<p>Belemnites sp. ind. vielleicht <i>B. semicanaliculatus</i> BLAINV.</p>		+		+					
<p>Nautilus Boucardianus D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., pl. 13. PICTET et CAMPICHE, Ste-Croix, pl. XVIII, f. 1-3.</p>		1 240						IV-V	
<p>Nautilus Clementinus D'ORB. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 144, pl. XIX, f. 1-5.</p>				1 246				II b	+
<p>Phylloceras subalpinum D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 283, pl. 83, f. 1-3 (<i>Amm. alpinus</i>). D'ORBIGNY, Prodrôme p. 124, n° 35.</p>		2 241						III-V	
<p>Lytoceras sp.</p>				1 246					
<p>Desmoceras Beudanti BRONG. D'ORBIGNY, Pal. franç., pl. 33, f. 1-3. JACOB, Mém. S. géol. France, Pal. n° 38, 1907, p. 24.</p>		2 240						IV-V	+
<p>Desmoceras (Latidorsella) latidorsatum MICH. sp. JACOB, Mém. S. géol. France, Pal. n° 38, pl. XV, f. 2.</p>		4 241			1 274			IV-VI	
<p>Desmoceras (Uhligella) convergens JACOB. JACOB, Mém. S. géol. France, Pal. n° 38, 1907, p. 29, pl. II, f. 24-26.</p>		1 241		1 246				IV!	

<p>Fauna der oberen Durchschlägischichten (Durchschlägi-Fossilbank)</p> <p>Fortsetzung</p>	Wildhaus-Tobel	Furi bei Alt-St. Johann	Gulmen-Schönenboden	Durchschlägi bei Amden	Leistgrat-Zinggenknopf	Gamserrugg	Kausalp am Sichelkamm (Unterniederischichten)	Sonstiges Niveau Zone nach Jacob	Bis in die Flubrig- schichten hinaufgehend
<p>Desmoceras (Uhligella) cf. Rebouli JACOB. JACOB, Mém. S. géol. France, Pal. n° 38, 1907, p. 24, f. 11; pl. XIV, f. 1—2.</p>		2 241						(IV)	
<p>Desmoceras (Uhligella) Walleranti JACOB. JACOB, Mém. S. géol. France, Pal. n° 38, 1907, p. 31, pl. XIII, f. 1—4.</p>		1 241						IV (V)	
<p>Douvilléceras gr. mamillatum SCHLOTH. (D'ORB.) SCHLOTHELM, Min. Tasch. VII, p. 111. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 249, pl. 72—73.</p>		2 241			1 274			IV—V	
<p>Hamites sp. ind.</p>		+							
<p>Anisoceras Blancheti PICTET et C. (Ancyl- loceras) ? PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, II, p. 33, pl. XLVII.</p>							1 263	IV	
<p>Dentalium decussatum SOW. SOWERBY, Min. Conch., pl. 70, f. 7 (<i>Dent. ellipticum</i>). D'ORBIGNY, Pal. franç., t. 2, Gastéropodes crét., p. 400, pl. 236, f. 1—5.</p>		h 241	h 243	+		?	258	Albien	+
<p>Dentalium Rhodani PICTET et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 286, pl. 27, f. 13.</p>		1 241	1 243					IV—V	
<p>Solarium Hugianum PICTET et ROUX. PICTET et ROUX, grès verts, p. 221, pl. 21, f. 8. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, pl. 88, f. 3—5.</p>		4 242			5 246			Albien	+
<p>Solarium cf. Hugianum PICTET et ROUX.</p>		1 241							+
<p>cf. Pleurotomaria regina PICTET et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 107, pl. 24, f. 2.</p>							1 263	Albien	
<p>Natica gaultina D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 156, pl. 173, f. 3—4. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 18, f. 1.</p>					1 246			III—IV commun	+
<p>Natica sp. nov. ?</p>					1 246				+
<p>Natica truncata PICTET et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 49, pl. 18, f. 2.</p>					1 247			III—IV commun	
<p>Scalaria Clementina D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 52, pl. 154, f. 6—9. PICTET et ROUX, Sainte-Croix, pl. LXXII, f. 12—13.</p>					1 246			III IV—V	

<p>Fauna der oberen Durschlägischichten (Durschlägi-Fossilbank)</p> <p>Fortsetzung</p>	Wildhaus-Tobel	Furi bei Alt-St. Johann	Eulmen-Schönenboden	Durschlägi bei Amden	Leistgrat-Zinggenknopf	Gamserrugg	Mausalp am Sichelkamm (Untereletschichten)	Sonstiges Miveau Zone nach Jacob	Bis in die Einbrüg- schichten hinaufgehend
<p>Scalaria Dupiniana D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 54, pl. 154, f. 10-13. PICTET et ROUX, Sainte-Croix, pl. 16, f. 2.</p>				1 246				III-IV	
<p>Cerithium sp. ind.</p>		1 241							
<p>Pectunculus alternatus D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 188, pl. 306, f. 7-11. PICTET et ROUX, grès verts, p. 151, pl. 38, f. 4.</p>	1 238							Albien	
<p>Cardita sp. nov. ? Gruppe der <i>Cardita Constantii</i> D'ORB. (<i>Veneri- cardia</i>). D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 89, pl. 269, f. 1-2.</p>							1 263		
<p>Sphaera (Corbis) sp. ind.</p>							2 263		
<p>? Aucella sp.</p>							1 263		
<p>Pecten Raulianus D'ORB. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 202. pl. CLXXII, f. 5-7. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 46, f. 2.</p>				2 247				Albien et grès verts inf. II b	
<p>Pecten interstriatus LEYM (= P. aptiensis D'ORB. PICTET et ROUX, grès verts, p. 301, pl. 46, f. 3.</p>				1 247				grès vert inf. II	
<p>Pecten sp. ind.</p>		+							
<p>Janira quinquecostata (SOW.) D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 632, pl. 444, f. 1-5. PICTET et ROUX, grès verts, p. 296, pl. 45, f. 3.</p>						1 258		Gault inf. et sup. III	
<p>Inoceramus concentricus PARK. PICTET et ROUX, grès verts, p. 290, pl. 42, f. 2.</p>		h 241		+	247			V	+
<p>Inoceramus cf. concentricus PARK.</p>		1 241							
<p>Inoceramus Salomoni D'ORB. PICTET et ROUX, grès verts, p. 291, pl. 42, f. 3.</p>		3 241						IV! V	
<p>Plicatula gurgitis PICTET et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 307, pl. 47, f. 4.</p>		5 241						IV	

<p>Fauna der oberen Durschlägischichten (Durschlägi-Fossilbank)</p> <p>Fortsetzung</p>	Wildhans-Tobel	Furi bei Alt-St. Johann	Gulmen-Schönenboden	Durschlägi bei Amden	Leisigrat-Zuggenknopf	Gamsrugg	Kausalp am Sichelkamm (Unterniederlichten)	Sonstiges Niveau Zone nach Jacob	Bis in die Flublig- schichten hinaufgehend
<p>Plicatula inflata Sow. (= <i>P. radiola</i> D'ORB.) SOWERBY, Min. Conch. pl. 409. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 47, f. 3. D'ORBIGNY, Pal. franç., Terr. crét., t. III, pl. 463, f. 1—5, non 6—7.</p>					2 274			II	
<p>Hinnites Studeri PICTET et R. ? PICTET et ROUX, grès verts, p. 294, pl. 45, f. 1. PICTET et CAMPICHE, Ste-Croix, p. 232, pl. CLXXIX.</p>							1 263	Gault	
<p>Ostrea (Alectryonia) Milletiana D'ORB. ? D'ORBIGNY, Pal. franç., pl. 472, f. 6.</p>		1* 241						Albien sup.	
<p>Ostrea (Exogyra) canaliculata (Sow.) DE- FRANCE ? PICTET et ROUX, grès verts, p. 305, pl. 193, f. 4-14.</p>			1 244						
<p>Zeilleria Lemaniensis PICTET et R. PICTET et ROUX, grès verts, p. 328, pl. 51, f. 5-7.</p>				1 247				III—IV	
<p>Terebratulina sp. ?</p>							1 263		
<p>Terebratula Dutempleana D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, t. 4, p. 93, pl. 511, f. 1—5 (non 6—7). PICTET et ROUX, grès verts, p. 326, pl. 51, f. 1—4.</p>		10 241		+247		1 258	8 263	IV ! V	+
<p>Terebratula cf. Moutoniana D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 510, f. 1—5.</p>		1 241		1 247				Neocom und Aptien	
<p>Rhynchonella polygona D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç., p. 30, pl. 496, f. 1—4. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, pl. CC, f. 1—4.</p>		2 242						IV—V	
<p>Rhynchonella sp.</p>				1 247					
<p>Rhynchonella lata D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. franç. pl. 491, f. 8—17. PICTET et ROUX, grès verts, pl. 50, f. 3 (non 4).</p>				1 247				Neocom bis Gault	
<p>Rhynchonella sulcata PARK. in DAVIDSON. PICTET et CAMPICHE, Ste-Croix, p. 35, pl. CXCIX, f. 1—6.</p>				1 247			1 264	III, IV (VI a)	
<p>Trochocyathus conulus FROMENTEL. FROMENTEL, Mich. Iconographie zoophytologique 1840-1847, p. 1, pl. I, f. 12.</p>		4 242							

Sollten die Versteinerungen des oben gegebenen Verzeichnisses verschiedenen Horizonten angehören, so lassen sich die einzelnen Fundorte leicht auseinanderhalten und in den Spezialprofilen verifizieren. An dieser Stelle muss aber noch darauf aufmerksam gemacht werden, dass eine leichte Verwechslung möglicherweise vorliegen könnte, derart, dass ein Teil der Versteinerungen der Rubrik Durschlägi bei Amden von Furi stammen könnte. Dagegen sind alle übrigen Daten in bezug auf Herkunft und Schichthöhe vollkommen zuverlässig.

Faunencharakter.

Wir betrachten zunächst die Fauna der Fossilschicht von Furi und Durschlägi allein. Sie ist vorerst charakterisiert durch das Auftreten der Desmoceratiden der Sippen **Desmoceras** s. str. und von allem der Sippe **Uhligella** JACOB.

Von besonderer Häufigkeit sind ferner die Gastropoden, worunter sich an erster Stelle befinden **Dentalium decussatum** und **Solarium Hugianum**.

Unter den Bivalven sind am häufigsten **Inoceramus concentricus** und **Inoceramus Salomoni**, neben **Plicatula gurgitis**. Bezeichnend sind ferner **Pecten Raulianus** und **P. interstriatus**.

Endlich ist besonders häufig und prachtvoll erhalten die typische **Terebratula Dutempleana**.

Alter der oberen Durschlägischichten.

Die meisten der genannten Arten sind bisher in den östlichen Schweizeralpen nur in der oberen Durschlägischicht bekannt geworden. Folgende Arten reichen noch in die Flubrig-Fossilschicht von Wildhaus-Tobel hinauf: **Nautilus Clementinus** d'ORB., **Desmoceras Beudanti** BRONG., **Dentalium decussatum** Sow., **Solarium Hugianum** PICT. et R., **Natica gaultina** d'ORB. und **Terebratula Dutempleana** d'ORB.

Ein Vergleich mit den von JACOB für die einzelnen Arten angegebenen Zonen ergibt in unzweifelhafter Weise, dass der Schwerpunkt der **Zone IV** zufällt. Wichtig sind vor allem die Uhligellen, wie **Uhligella convergens** JACOB, die für die Zone IV besonders bezeichnend sind.

Wir rechnen also die obere Durschlägischicht, speziell die Fossilschicht von Furi, zur Zone IV der **Leymeriella tardefurcata**.¹⁾

„Unter-Niederischicht.“

Die in den östlichen Churfürsten und der westlichen Alviergruppe (Naus) gesammelten Fossilien sind im allgemeinen zu schlecht erhalten, um ein sicheres Resultat zu liefern. Es scheinen besonders Vertreter der Zonen III und IV vorzuliegen. **Anisoceras Blancheti** von Naus ist bezeichnend für Zone IV.

Von Wichtigkeit ist der Fund von E. GANZ (l. c. 1912, pag. 61 und 102), der vom Pfannenhüttli im Drusberggebiet aus der „Unter-Niederischicht“ einen Vertreter der Gruppe des **Parahoplites Nolani** SEUNES (Zone III) und **Leymeriella tardefurcata** LEYM. sp. (Zone IV!) erwähnt. Ob nun dieser Teil der „Unter-Niederischichten“ etwas älter als die Durschlägi-Fossilschicht sei und dem unteren Teil der Durschlägischichten entspricht oder nicht, kann zur Zeit noch nicht bestimmt werden. Auf Grund der **Leymeriella tardefurcata** scheint mir immerhin gerechtfertigt zu sein, auch die „Unter-Niederischicht“ zum unteren Albien (Zone IV) zu rechnen²⁾.

¹⁾ Wie im abgeänderten Profil des Tierbergs (pag. 311) gezeigt wurde, erwähnt E. GANZ von dort aus der Durschlägi-Fossilschicht den oben genannten wichtigen Ammoniten. In der allgemeinen Darstellung im zweiten Teil seiner Arbeit, wo es sich um die Altersfrage der Durschlägischichten handelt, wird aber neben den übrigen dieses Fossil nicht wieder erwähnt.

²⁾ E. GANZ rechnet die Unter-Niederischichten in den Spezialprofilen als Unterabteilung der Niederischichten zum Albien, im allgemeinen Teil und in den Tabellen zur Zone III und damit zum Gargasien.

Fauna der unteren Durschlägischicht	Durschlägi	Leistgrat-Zinggenknopf	Gamserrugg	Sonstiges Niveau
Dentalium sp. ind.			+	
			258	
Myopsis Constantii d'ORB. (Panopaea) D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 358, f. 3—4.	1 245			„Gault“
Martesia sp. ind.	+			
	245			
	248			
Terebratula cf. Dutempleana d'ORB.	1 245 247	.		II—V
Catopygus prestensis DE LORIOL. DE LORIOL, Echin. cré. suisse. Matériaux pour la Pal. Suisse. Vol. V., 1873, p. 277, pl. XXII, f. 2—4.		1 274		II Aptien sup. Perte du Rhône St ^e Croix etc.

Diese wenigen im unteren Teil der Durschlägischichten gefundenen Arten genügen noch nicht zur Altersbestimmung. Ich vermute, dass auch hier noch die Zone IV vorliegt. Es könnte allerdings noch an die Clausaye-Zone III gedacht werden. Spätere vermehrte Aufsammlungen werden diese Frage zweifellos aufklären.

Gliederung.

Obwohl die Durschlägischichten im speziellen Untersuchungsgebiet nirgends 1.5 m, meist sogar nicht einmal einen Meter Mächtigkeit erreichen, ist eine gleichartige Zweiteilung in allen untersuchten Spezialprofilen angedeutet, wo die Schichtfolge nicht lückenhaft ist, und zwar in

II obere Durschlägischichten 0 bis 0.6 m, meist vertreten durch kalkigen Grünsandstein, der ganz oder teilweise durch die Phosphorit-Knollenschicht ersetzt sein kann. *Uhligella convergens*, reiche Fauna der Zone IV.

I untere Durschlägischichten, 0 bis 0.8 m, meist vertreten durch grobkörniges Grünsandgestein mit Knollen und scheinbaren Geröllen von Echinodermenbreccie. Fehlen der unteren Durschlägischichten resp. Vertretung durch eine lehmige Verwitterungsschicht mit Diskontinuität wurde nur vom Gulmen bis Wildhaus konstatiert (Fig. 88, pag. 269). Zone IV (oder III?).

Beide Abteilungen gehen meist ineinander über; nur am Leistgrat (pag. 274) wurde eine scharfe Grenze konstatiert, die aber wohl nur eine lokale Erscheinung ist (Fig. 94).

Die oberen Durschlägischichten II sind zwei- oder dreigeteilt, wo sie vollkommen entwickelt sind, wie von den östlichen Churfürsten zur Alviergruppe einerseits, auf Lachenalp und Tierberg andererseits. Die eigentliche Durschlägi-Phosphoritknollenbank nimmt in der Regel den obersten Teil der Durschlägischichten ein.

In paläontologischer Hinsicht lässt sich die Altersdifferenz noch nicht mit Sicherheit nachweisen, wenngleich es wahrscheinlich ist, dass man in Zukunft anhand von Cephalopoden eine leichte Differenz zu konstatieren imstande sein wird. Vielleicht stammt der *Parahoplites* gr. d. *P. Nolani* SEUNES, den E. GANZ l. c., pag. 61 aus seinen „Unter-Niederischichten“ erwähnt, aus dem unteren Teil meiner Durschlägischichten, während *Leymeriella tardefurcata* nach E. GANZ am Tierberg im obersten Horizont der Durschlägischichten auftritt.

Vertikale Abgrenzung und Diskontinuitäten.

Den nachfolgenden Erörterungen liegt infolge der seltenen Aufschlüsse eine beschränkte, aber doch ziemlich grosse Anzahl von Spezialprofilen zugrunde. Es sind deren 13. Diese sind graphisch in den beiden Figuren 88, p. 269 und 94, p. 306 zusammengestellt. Man vergleiche ausserdem noch die Spezialprofile Gamserrugg, pag. 258 und Alp Gams, pag. 257.

Untere Grenze.

Im östlichen Gebiet (Churfürsten-Alviergruppe) finden wir im allgemeinen Kontinuität von der Echinodermenbreccie bis zu den Durschlägi (Unter-Niederi) - Schichten, wobei die Echinodermenbreccie allmählich in Form von Nestern und Schlieren durch Grünsand verdrängt wird, bis nur noch Knollen (Gerölle?) von Echinodermenbreccie im Grünsand eingebettet liegen (Fig. 94).

Im nordwestlichen Gebiet finden wir eine mehr oder weniger ausgesprochene Diskontinuität mit unebener Oberfläche der Echinodermenbreccie, das Profil der Durschlägi ausgenommen, wo völlige Kontinuität vorliegt (Fig. 88, pag. 269).

Obere Grenze.

Im östlichen Gebiet, wo die Niederischichten und die Durschlägischichten voll entwickelt sind, finden wir Kontinuität mit mehr oder weniger raschen Übergängen, überhaupt vollständige lückenlose Entwicklung vom Gargasien bis zum Albien.

In den mittleren Churfürsten scheint der obere Teil der Durschlägischichten zu fehlen und an deren Stelle eine leichte Diskontinuität vorzuliegen (Fig. 94.)

Das nordwestliche Gebiet, wo die Niederischichten fehlen und die Durschlägischichten direkt von den Flubrigschichten überlagert werden, ist durch eine glatte, scharfe Diskontinuität ausgezeichnet, so dass man über die obere Abgrenzung der Durschlägischichten um keinen Zentimeter im Zweifel sein kann (Fig. 88, pag. 269.)

Im ganzen haben wir 3 auf bestimmte Gebiete beschränkte Diskontinuitäten konstatiert:

1. Die untere Diskontinuität, im NW.
2. Die mittlere Diskontinuität, lokal, nur am Zinggenknopf beobachtet (Fig. 94).
3. Die obere Diskontinuität, im NW.

Vollkommene Kontinuitäten sind nur in den östlichen Churfürsten und der westlichen Alviergruppe festgestellt.

Facies.

Die Facies der Durschlägischichten scheint weit weniger schwierig beurteilt werden zu können als die der Niederischichten. Wir haben folgende Anhaltspunkte:

1. Rauhe Oberfläche der Echinodermenbreccie, zum Teil mit karrigen Löchern, die mit Verwitterungsmaterial erfüllt sind.
2. Geröllartige Lage.
3. Bohrmuscheln¹⁾ an Knollen der Echinodermenbreccie (Durschlägi, pag. 245.)
4. Grobkörniger Grünsand (mit *Myopsis* an der Durschlägi.)
5. Phosphoritknollen-Fossilschicht als oberer Teil.

Wir ersehen daraus, dass die Durschlägischichten, vielleicht vom Verwitterungslehm abgesehen, durchaus marin und **flachseeisch** sind. Der Ablagerungsboden reichte zum Teil wahrscheinlich in die Gezeitenzone, und die Echinodermenbreccie war vielleicht teilweise über Wasser gesetzt.²⁾

¹⁾ Auch von E. GANZ in entsprechender Schichtlage am Tierberg (Rädertendecke) gefunden (l. c., pag. 33).

²⁾ Ob die Knollen von Echinodermenbreccie zum Teil als echte Gerölle anzusehen sind, muss ich noch dahingestellt sein lassen. Auch wenn es echte Gerölle sein sollten, so könnten sie in der Gezeitenzone ohne Emersion entstanden gedacht werden.

Das Verschwinden der fraglichen Echinodermenkalkgerölle nach oben und der Übergang in die Niederischnichten des Ostens deuten auf eine langsame Senkung gegen den Schluss der Durchschlägiperiode, der im Osten fortdauernder Absatz (Niederischnichten), im Nordwesten Unterbruch der Sedimentation folgte.

Über die Herkunft des Quarzes und der kristallinen Gemengteile wissen wir noch nichts.

Faciesveränderungen.

Wenn wir von den fraglichen Durchschlägischichten des Gänsestades (Fig. 68 pag. 231) absehen¹⁾, so erscheinen von NW nach SE die Durchschlägischichten zum erstenmal im Gebiet der mittleren oder südlichen Sämtisketten²⁾ bis Amden, und wie es scheint gleichzeitig mit dem Einsetzen der Echinodermenbreccie. Brisi-Echinodermenbreccie und Durchschlägischichten scheinen die gleiche Verbreitung zu haben.

Das nordwestliche Gebiet Wildhaus-Amden ist gekennzeichnet durch die Durchschlägi-Knollenfossilschicht und ihre messerscharfe obere Abgrenzung (Fig. 88, pag. 269).

Von der Durchschlägi nach Osten verändern sich die Durchschlägischichten langsam und ungeachtet des raschen Einsetzens der Niederischnichten in den westlichen Churfürsten. In den mittleren Churfürsten scheinen die oberen Durchschlägischichten entweder sekundär abgetragen oder nie abgelagert worden zu sein, wodurch die Durchschlägischichten als ganzes eine Zone minimaler Mächtigkeit erreichen (Fig. 94, pag. 306). Dann folgt in den östlichen Churfürsten (Niederi-Gamserrugg) ein zweites Maximum von 1 bis 1.5 m Mächtigkeit mit voller Entwicklung und Kontinuität, wobei auch die Fossilbank wieder zum Vorschein kommt³⁾.

Von Sisiz an weiter nach Osten ist nichts näheres mehr über die Durchschlägischichten bekannt.

Facieszonen.

Nach dem Gesagten können wir vorläufig folgende 4 Zonen unterscheiden:

1. Fehlen der Durchschlägischichten im NW, vom autochthonen Gebiet bis zum Nordrand der Sämtisdecke inklusive (ev. Gänsestad ausgenommen);
2. Durchschlägischicht typisch entwickelt, jedoch mit Diskontinuität nach oben und unten begrenzt. Flubrigschichten als Hangendes. Nordwestliches Gebiet, Wildhaus-Gulmen (Fig. 88).
3. Durchschlägischichten aus Brisibreccie hervorgehend mit nur lokaler Diskontinuität, sonst wie 2. Westliches Gebiet, Amden-Leistkamm. Zonenbreite 5 km (?);
4. Untere Durchschlägischichten von Niederischnichten bedeckt. Mittlere Churfürsten. Zonenbreite 4 km (?);
5. Durchschlägischichten vollständig entwickelt, meist mit Übergängen von der Echinodermenbreccie und zu den Niederischnichten. Typus „Unter-Niederischnichten“ im Sinne von E. GANZ. Östliche Churfürsten, westliche Alviergruppe. Zonenbreite 5 ? km.

¹⁾ E. GANZ betrachtet diese Phosphoritschicht, die am Gänsestad in Taschen in die Echinodermenbreccie hinabreicht, meiner Auffassung entgegen als Lochwaldschicht, was mir völlig unbegreiflich ist. Einerseits ist noch niemals die Lochwaldschicht auf der Echinodermenbreccie, überhaupt noch nirgends in den unteren helvetischen Decken gefunden worden, andererseits liegt die Phosphoritschicht des Gänsestades unter den Twirrenschichten und sieht zudem ganz anders aus als die Lochwaldschicht.

²⁾ Aus dem Sämtisgebirge sind ausser von Wildhaus die Durchschlägischichten noch unbekannt. Dass sie dort vorhanden sind, wo die Echinodermenbreccie einsetzt, lässt sich nach dem Profil des Altmann von ARNOLD ESCHER (in Sämtisgruppe, Beiträge 1878, pag. 147) vermuten, von wo unter Nr. 6 ein „grünes höckerig-knolliges, 1/2 m mächtiges Gaultgestein“ über dem Aptien angegeben wird.

³⁾ Dieses Wiedererscheinen der Fossilbank macht die Annahme wahrscheinlich, dass in den mittleren Churfürsten die oberen Durchschlägischichten durch nachträgliche Denudation vor Ablagerung der Niederischnichten entfernt wurden.

Isopen.

Zur Richtungsbestimmung der Facies müssen wir die auf pag. 310—311 umgeänderten Profile von E. GANZ zu Rate ziehen.

Der Durschlägi ist in tektonischer Hinsicht äquivalent die Plattenalp in der Wiggisgruppe. Wir finden dort die Durschlägischichten wieder, jedoch in maximaler Mächtigkeit von fast 3 m, und nach E. Ganz scharf nach unten begrenzt. Ob dies einen südlicheren oder nördlicheren Typus als das Durschlägiprofil bedeutet, ist nicht zu sagen. So konstant im grossen ganzen die Durschlägischichten zu sein scheinen, so wechsellvoll und unregelmässig sind sie im einzelnen, was mit ihrer litoralen Facies zusammenhängt. Diese Erscheinung kommt auch deutlich in Fig. 88, pag. 269 zum Ausdruck.

Die auffallendste Übereinstimmung ist wohl diejenige zwischen dem Profil von der Nideri (pag. 261) und dem der Lachenalp (pag. 311). Es besteht zwischen beiden eigentlich nur der Unterschied, dass lokal an der Nideri die Durschlägifossilbank nicht entwickelt ist. Die Verbindung von Nideri und Lachenalp beträgt W 21 S, abgewickelt **W 23 S**.

In bezug auf die Verbindung der mittleren bis östlichen Alviergruppe mit dem Drusberg sind wir noch ganz im Unklaren.

Dass die Isopen im grossen und ganzen dem Alpenstreichen parallel gehen, geht auch aus den von mir beobachteten Durschlägischichten vom Klein-Aubrig Kirchet¹⁾, von der Rigihoehfluh bei Gersau und des Mutterschwandenberges beim Rotzloch hervor.

Landschaftlicher Charakter.

Vermöge ihrer geringen Mächtigkeit treten die Durschlägischichten fast nirgends als kahle Felsen zutage. Meist bilden sie ein zurückgewittertes Rasenband zwischen den felsigen Niderischichten oben und der Brisibreccie unten; und die Aufschlüsse müssen selbst an steilen Halden mit Pickeln künstlich hergestellt werden. Wo die Niderischichten fehlen, hat man an der Basis der Flubrigschichten oder über den obersten aus dem Rasen hervorguckenden Echinodermenkalkfelsen nach den Durschlägischichten zu graben.

Die kalkigen Grünsande und Phosphoritknollenschichten verwittern zu einer rotbraunen, fruchtbaren sandigen Erde.

Das Gargasien.

Vorbemerkung.

Wie auf pag. 227 bemerkt, fassen wir in dieser Arbeit mit HAUG das Gargasien im weiteren Sinne auf, indem wir aus praktischen Gründen die Zone von Clansayes noch zum Gargasien einbeziehen. Wer hingegen lieber mit JACOB und KILIAN die Clansayezone als „Unteren Gault“ betrachtet, lege einfach die Grenze von Gargasien und Albien zwischen Gamserschichten und Brisischichten und zähle die Brisischichten, wie früher üblich²⁾, zum Unteren Gault.

Die Brisi-Echinodermenbreccie.

Benennung.

Die Bezeichnung **Brisischichten** wurde vom Verfasser 1909³⁾ eingeführt für die obere Hauptgruppe des Gargasien, bestehend aus Glauconitsandstein und Echinodermenbreccie, die in

¹⁾ Vgl. E. GANZ l. c., 1912, Taf. I, Fig. 2.

²⁾ Säntisgebirge, „Beiträge“ 1905, pag. 339.

³⁾ Crématique moyen, B. S. G. F. 1909, pag. 114.

einander übergehen und einander ablösen können, aber als stratigraphische Stufe scharf gekennzeichnet ist. Im Gebiet der Thurgruppe sind beide Teile meist ziemlich gut getrennt, und zwar so, dass der Glauconitsandstein den unteren Teil, die Echinodermenbreccie, wenn vorhanden, den oberen Teil einnimmt. Wir können darum beide Teile getrennt betrachten. Zur Vereinfachung sprechen wir kurz von Brisibreccie, sind uns aber dabei bewusst, dass das Gestein nicht immer aus einer echten Breccie besteht.

Der Name ist genommen von der Brisi, 2280 m, dem Hauptgipfel der mittleren Churfürsten, dessen schräge Gipfelplatte ganz aus Echinodermenbreccie und Glauconitsandstein gebildet wird (Walenseekarte).

Vertikale Abgrenzung.

Während die untere Grenze in den Gebieten voller Entwicklung der Brisischichten wie oben bemerkt mehr oder weniger unbestimmt ist, zeichnet sich die obere Grenze gegen die Durchschlägischichten durch ihre Konstanz und Schärfe aus. Auch wenn in der Regel die Brisibreccie durch lithologische Übergänge mit den Durchschlägischichten verknüpft ist, so vollziehen sich diese Übergänge doch meist innerhalb weniger als einem halben Meter. Ob diese obere Abgrenzung der Brisibreccie genau der Grenze von Aptien s. l. und Albien entspreche, muss bis auf weitere Petrefaktenfunde noch dahingestellt werden.

Makro-lithologisches.

Das typische Echinodermengestein der Brisischichten ist ein rauher, ausgesprochen braun anwitternder, uneben bankiger Kalk mit massenhaft Trümmern von Echinodermen, Muscheln und anderen Organismen. Dunkelgrüner Glauconit und Quarz sind oft unregelmässig zerteilt, in Form von Bänken und Schlieren eingeschaltet. (Das Aussehen dieser Grünsandlagen für sich stimmt mit dem des Brisisandsteins überein.) Ausser den feinen grünsandigen Beimengungen erkennt man von blossem Auge einzeln zerstreute hellgrüne Glauconitkörner von bis 1 mm Durchmesser. Die Rauhmigkeit der Anwitterung rührt von den Quarzkörnern, den Schalenfragmenten und den hier und da häufigen Orbitolinen her.

Im nordwestlichen Gebiet der Säntisdecke, von Wildhaus bis Amden, ist das Gestein oft eine fast reine Echinodermenbreccie, d. h. grösstenteils aus Echinodermenfragmenten zusammengesetzt.

Mikro-lithologisches.

Echte Brisibreccie der Säntisdecke (Wildhaus, Selun).

(Taf. XIX Fig. 1.)

Die verschiedenen Dünnschliffe sind von gleichem Typus und bestehen aus:

Grundmasse 10—20 %,

- a) dichter Kalk, fast undurchsichtig, vielleicht nur scheinbar als Grundmasse, oder ganz fehlend;
- b) Farbloser Calcit als sekundäre Füllmasse zwischen den Schalenfragmenten, optisch gleich orientiert wie die Echinodermenbruchstücke;

Einstreulinge 80—90 %,

Zoogen:

- a) Echinodermentrümmer bis 50 %, zum Teil mit schön erhaltenem Maschwerk, bis einige mm, die Zentralkanäle mit dichtem Kalk oder Glauconit mit feinsten Pyritkörnern gefüllt;
- b) Schalenfragmente von Zweischalern, oft fast so reichlich wie die Echinodermentrümmer (Fasercalcit);
- c) Bryozoën, meist in Bruchstücken, oft massenhaft, mit Calcit oder Glauconit und Pyrit gefüllt.
- d) Orbitolinen, ganze und gerollte Fragmente, oft massenhaft, bis über 10 %, gesteinsbildend. Sie erscheinen im durchfallenden Licht als dunkle dichte Kalkkörperchen, die erfüllt sind mit mehr oder weniger deutlich maschig geordneten, eckigen, zerfressen umrissenen Quarzkörnern von 0.05 mm.

- e) Foraminiferen, vorherrschend Milioliden, mit fast undurchsichtigen Kalkschalen und farblosen Calcitfüllungen;
- f) Kalkalgen, spärliche Bruchstücke ähnlich Lithothamnien.

Minerogen:

- a) Quarz 2—15 ‰, in durchschnittlich 0.1—0.2, selten bis 1 mm grossen Körnern, oft in Schlieren angereichert; glasklar, nicht undulös auslöschend, vorherrschend eckig, oft mit ganz zerfressen aussehenden Umrissen, seltener gerundete Geröllchen;
- b) Glauconit 1—2 ‰,
 - a) in tief grünen bis blaugrünen, scharf geordneten, oft unregelmässig begrenzten Körnchen von 0.1 mm, kryptokristallin, sich aber auch bisweilen in feinste unregelmässige Körnchen zerstreud;
 - β) als Füllmasse, Steinkern der Bryozoën und Echinodermen;
 - γ) als pigmentärer Glauconit, nur in einem Schliff in Verbindung mit dichtem Kalk beobachtet;
 - δ) braunschwarzes, amorphes Eisensilicat in einzelnen Körnern bis 0.3 mm;
- c) Feldspat, vereinzelt frische Körnchen;
- d) Pyrit, oft in ungezählten feinsten Körnchen im Kalk;
- e) Bruchstückchen von phosphoritischem Gestein mit braunem amorphem Bindemittel.

Die Lösungsansätze des Calcites können in den Dünnschliffen prachtvoll verfolgt werden. Treten unregelmässige Organismenbruchstücke aneinander, so ist der Zwischenraum mit farblosem Calcit erfüllt, derart, dass die optische Orientierung genau mit der eines angrenzenden Echinodermenfragmentes übereinstimmt. So erscheinen die Schalenbruchstücke oft miteinander zackig verzahnt. Die Quarzkörner sind oft in die Schalenfragmente völlig eingedrückt, als ob sie primär eingewachsen wären. Es können aber auch die Quarzkörner von sekundärem Calcit umwachsen werden. (Man vergleiche die Zeichnungen der analogen „Gerölleindrücke“ im mikroskopischen Bild des Brisandsteins Fig. 96).

2. Echinodermenkalk des Wänneli, Säntis-West.
(Taf. XX, Fig. 2.)

Zugehörigkeit zu den Brisenschichten fraglich. Unterscheidet sich vom Typus 1 durch die stark verbreitete, farblos calcitische Grundmasse und das Zurücktreten gerollter Echinodermenfragmente im Vergleich zu prächtig erhaltenen Orbitolinen, Bryozoën, Molluskenfragmenten, und oolithartigen dichten Kalkkörperchen, die oft als Kern eine Miliolide enthalten (vgl. auch Beschreibung in Säntisgebirge, Beiträge Lfg. 16, 1905, pag. 344).

3. Echinodermenbreccie am Gänsestad.

(Schliff aus d_2 in Fig. 68, pag. 231; Taf. XX, Fig. 1.)

Einstreulinge, 80—90 ‰,

- a) dichte Kalkkörperchen bis 2 mm, zum Teil gerundet mit feinsten eingelagerten Quarzkörnchen (die sicher teilweise von aglutinierenden Foraminiferen stammen); schöne Milioliden. Bruchstückchen von Schrattenkalk?
- b) Orbitolinen und Bryozoën massenhaft, zum Teil in Form gerollter Bruchstücke;
- c) Schalenfragmente von Muscheln oder Brachyopoden;
- d) Bruchstücke von Echinodermen; Zentralkanäle hier und da mit dichtem Kalk oder pyritreichem Glauconit gefüllt;
- e) einzelne Milioliden im Calcit eingebettet (also nicht aufgearbeitet);
- f) Glauconit in spärlichen blaugrünen Körnchen.

Zement,

10—20 ‰ glasklarer sekundärer Calcit, der optisch einheitlich mit den Echinodermenfragmenten verwachsen und verzahnt ist (Gletscherkorn-Struktur). Der sekundäre Calcit ist bei gewöhnlichem Licht deutlich von den Echinodermenfragmenten zu unterscheiden durch seine Reinheit und Farblosigkeit, während die zoogenen Elemente stets etwas bräunlich erscheinen.

Das Echinodermengestein des Gänsestades unterscheidet sich mikroskopisch von dem der gewöhnlichen Brisibreccie einerseits durch grössere Reinheit des zoogenen Bestandteiles und dadurch vermehrten sekundären Calcit, andererseits durch stellenweise gänzlichliches Zurücktreten von Quarz und Glauconit.

Fauna.

Von unbestimmbaren Milioliden, Bryozoën und Schalenrümern abgesehen, ist die Fauna nicht nur der Brisibreccie, sondern überhaupt der Brisischichten in der Churfürsten-Mattstockgruppe recht ärmlich. Eine geringe Ausbeute haben einzig die wenige Meter mächtigen Übergangsschichten von Glauconitsandstein in Echinodermenbreccie geliefert, wie sie von der südlichsten Sämtiskette (Wildhaus) bis zu den Churfürsten (Rönplatten) entwickelt sind.

Fauna der Brisischichten, Brisibreccie. h = häufig. Die kleinen Ziffern verweisen auf die Seite, wo das betr. Spezialprofil beschrieben ist.	Wildhaus- Schönenboden	Churfürsten- Rönplatten	Zone nach Jacob
Hinnites Studeri PICTET et R. (?) PICTET et ROUX, grès verts, pag. 251, pl. 45, f. 1.	1	1 251	IIb, IV, V
Lima (Ctenoides) cf. rapa d'ORB. d'ORBIGNY, Pal. franc., pag. 546, pl. 419, f. 1—4 oder <i>Lima</i> (?) <i>montana</i> ? PICTET et ROUX, grès verts, pl. 43, f. 1.		h 251	
Ostrea (Exogyra) aquila BRONG. (= Exogyra latissima Lam.) COQUAND, Mon. du genre Ostrea, terr. cré., Paris 1869, pl. LXI, f. 4—9. PERVINQUIÈRE in Palaeont. Universalis 194, 194a non 194b.	h 238		Aptien
Ostrea (Alectryona) Allobrogensis PICTET et R. ? PICTET et ROUX, grès verts, pag. 314, pl. 49, f. 1.		h 251	Grès vert inf. II
Orbitolina Gr. der O. lenticularis (BLUM.) d'ORB. Wahrscheinlich überall häufig in der Brisibreccie. Diese Form ist meist etwas kleiner als diejenige aus der Schrattealkgruppe. Das grösste Exemplar, das ich sah, hat 4.8 mm Durchmesser (Gulmen). Die Wöl- bung ist meist rundlich, mehr in Form einer Kugelkappe als konisch ¹⁾			Aptien I—II

Die auffällige Austernbank von Wildhaus (Schicht 4 in Fig. 72, pag. 237), die ich 1905 zuerst beschrieben²⁾, konnte ich seither in gleicher Ausbildung nicht wieder finden. Einzelne Exemplare von *Exogyra aquila* fand ich z. B. noch bei Gerstenboden südlich Unterwasser, hier aber in der reinen Echinodermenbreccie. Dagegen hat E. GANZ das Verdienst, analoge, zum Teil wohl auch zeitlich entsprechende Austernbänke im Gebiet von Wiggis bis Drusberg nachgewiesen zu haben. Sie scheinen aber nicht überall das gleiche stratigraphische Niveau einzunehmen, indem solche nach E. GANZ sowohl in der Grenzregion von Sandstein zu Breccie, als auch innerhalb der Breccie in deren oberem Teil vorkommen (Plattenalp, Wannenalp, Grosses Biet etc.).

¹⁾ Vgl. H. DOUVILLÉ: Les Orbitolines et leur enchainement, C. R. Acad. Sc. Paris, 23 Septembre 1912. Eine nähere Bestimmung der Orbitolinen aus der Brisibreccie konnte nicht vorgenommen werden.

²⁾ In „Säntisgebirge“; Beiträge Lfg. 16, 1905, pag. 338.

Alter.

Die oben zitierten Versteinerungen deuten auf Gargasien, wengleich nicht viel darauf abgestellt werden kann.

Die von E. RENEVIER¹⁾ schon 1868 bearbeitete Faunula der Wannenalp aus der Brisibreccie schrieb RENEVIER dem „Aptien proprement dit“ zu, d. h. dem seitherigen Gargasien. Die nach E. GANZ²⁾ aus demselben Niveau stammende *Terebratula Alpina* ROLLIER³⁾ gibt vorderhand keinen genauen Aufschluss⁴⁾ über die Altersfrage, da diese Art sonst noch nirgends bekannt geworden ist⁵⁾.

Dass die genannte Terebratulabank und überhaupt die Brisibreccie über der Zone des *Douvilleiceras subnodosocostatum* und unter der Zone des *Hoplites tardefurcatus*⁶⁾ liegt, steht heute ausser allem Zweifel.

Es bleibt nur noch die Frage übrig, ob die Brisibreccie der Zone III (Zone von Clansayes mit *Douvilleiceras nodosocostatum*) oder der Zone IIb, dem eigentlichen Gargasien angehöre (vgl. pag. 227).

Das erstere hat weit mehr Wahrscheinlichkeit und zwar aus folgenden Gründen:

1. Die Clansayezone ist palaeontologisch in den Schweizeralpen noch nicht nachgewiesen, muss aber durch die Sedimente zwischen den Gamserschichten und der Durschlägiffossilschicht vertreten sein, das sind in erster Linie die Brisischichten.
2. Die „Unter-Niedererschicht“ hat nach E. GANZ einen *Hoplites tardefurcatus* geliefert, auf den mehr Wert zu legen ist als auf einen *Parahopliten* der Gruppe *Nolani* SEUNES.
3. Die Echinodermenbreccie entspricht in stratigraphischer Hinsicht in auffallender Weise dem „Calcaire lumachelle“ von Südost-Frankreich (Vercors, Chartreuse, Sainte-Croix), der nach JACOB der Clansayezone angehört.

Ich rechne daher mit Vorbehalt die Brisischichten zur Clansayezone mit *Douvilleiceras nodosocostatum* (Zone III).

Facies und Lithogenesis.

Bezeichnend für die Facies sind folgende Gesichtspunkte:

1. Echinodermenfragmente. Noch nirgends ist ein einziges, einigermaßen vollständiges Echinodermenskelett, kaum ein einzelnes ganzes Stielglied gefunden worden. Vermutlich stammen die meisten Bruchstücke von Crinoiden.
2. Orbitolinen, ganze und Fragmente, sowie Bryozoën, beide hie und da anscheinend gerollt.
3. Autochthone Milioliden, ähnlich wie im korallenführenden Schrattenkalk.
4. Quarzkörner mit bis 2 mm Durchmesser (Gulmen-Dicki, Amden).
5. Diagonal- oder Kreuzschichtung, beobachtet in den Churfürsten (Fig. 89, pag. 251), ferner von E. GANZ am Drusberg und bei Brunnen.
6. Austernbank von Wildhaus, litoral.
7. Pholaden-Löcher sowohl an der Basis der Echinodermenbreccie im Schrattenkalk (Aubrig-Kluse, Wägital), als auch an der oberen Grenze (Durschlägi, pag. 245 und Tierberg⁷⁾).

¹⁾ E. RENEVIER: Observations géologiques sur les Alpes de la Suisse centrale, B. Soc. Vaudoise Sc. phys. et nat., 1868.

²⁾ E. GANZ l. c., 1912, pag. 49 und pag. 98.

³⁾ L. ROLLIER: Fossiles nouveaux . . . Mém. Soc. Pal. Suisse, Vol. XXXVII., 1911, pag. 26, pl. 4.

⁴⁾ *Terebratula Alpina* ist nach ROLLIER am ähnlichsten *T. Iserensis* Rollier aus dem Néocomien und *T. Meyeri* Walker aus dem „Lower Greensand“ (Gargasien).

⁵⁾ W. KILLIAN, Palaeocretacicum, Lethaea Geognostica 1913, pag. 361, führt *Terebratula Alpina* R. als Apt-Form (d. h. älter als Zone III) auf.

⁶⁾ Zone des *Douvilleiceras mamillatum* im Sinne von ROLLIER.

⁷⁾ E. GANZ, l. c. 1912, pag. 33.

Aus diesen Tatsachen geht unzweifelhaft hervor, dass die Echinodermenbreccie eine echt **neritische** Bildung ist, deren Ablagerungsboden von der Ebbelinie im allgemeinen nicht weit entfernt sein konnte. Die Tiefe mag kaum 50 m erreicht haben. Die Diagonalschichtung lehrt, dass die Ablagerung von der Flut-Ebbe oder anderen Strömungen beeinflusst war.

Wo aber und unter welchen Umständen die Echinodermen lebten, und in welcher Weise sie gänzlich zertrümmert und als Trümmer in solcher Regelmässigkeit, mit auf weite Strecken glatter ebener Basis und ebenem Dach in einer Zonenbreite von etwa 15 km und einer Länge von mehr als 100 km abgelagert werden konnten, bleibt eine offene Frage. Die Bildung entsprechender Echinodermenbreccien ist in den gegenwärtigen Meeren unbekannt.

Die Verkittung durch sekundären Calcit war wahrscheinlich schon am Meergrund eingeleitet, indem die aufeinander drückenden Ecken der Schalenrümmer gelöst und der gelöste Kalk alsbald in den Zwischenräumen wieder abgesetzt wurde.

Das nordwestliche Gebiet mit fraglicher Brisibreccie.

Wenn wir im abgewickelten Bildungsraum von NW nach SE vorschreiten, so finden wir zunächst, dass in dem weiten Gebiet vom autochthonen Gebirge bis zur Säntisdecke im allgemeinen das Albien direkt auf dem Schrattenkalk liegt und suchen vergeblich nach Ablagerungen des Gargasien. Von dieser Regel finden wir aber Ausnahmen, indem an gewissen Stellen eine der Brisibreccie ähnliche Echinodermenbildung (mit Orbitolinen) entwickelt ist. Diese wurde bisher allgemein zum oberen Schrattenkalk und damit zur unteren Aptstufe (Bedoulien) gerechnet, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Man fand darin *Orbitolinen*, während solche in der echten Brisibreccie bis vor kurzem unbekannt waren.

2. An manchen Stellen geht die Echinodermenbreccie allmählich und ohne Diskontinuität aus dem Schrattenkalk hervor (Richisau, Betlis-Gänsestad etc.), während die echte Brisibreccie mit scharfer Diskontinuität dem Schrattenkalk aufliegt (Aubrig) oder von Glauconitsandstein unterlagert wird.

3. Man nahm an, dass der obere Schrattenkalk das untere Aptien (Bedoulien) vertrete, und dass eine Bildung, die direkt aus dem Schrattenkalk hervorgehe, nicht der Brisibreccie entsprechen könne, da diese ihrerseits oft von mächtigen Grünsandbildungen des echten Gargasien unterlagert wird.

Diese Frage soll nun geprüft werden, indem die bis jetzt bekannten Vorkommnisse der Reihe nach betrachtet werden.

1. Im autochthonen und parautochthonen Gebirge der östlichen Schweizeralpen wird „Aptien mit *Orbitolina lenticularis*“ einzig vom Piz Dartjas und der Cavordia am Kistenpass nach ALB. HEIM und A. ROTHPLETZ erwähnt. Eine nähere Beschreibung fehlt bis heute¹⁾.

2. Wagetenkette; 3 m brauner Echinodermenkalk des Aptien zwischen blaugrauem massigem Requiendienkalk und Gault²⁾.

3. Gänsestad am Walensee, Mürtshendecke (Fig. 68, 67, pag. 230). Hier finden wir einen Übergang vom oberen Schrattenkalk in eine 0.4 m dicke Austerbank mit Grünsandschlieren, die derjenigen von Wildhaus täuschend ähnlich aussieht, jedoch ausser *Exogyra aquila* noch *Rhynchonella Gibbsi* Sow. enthält. Darüber liegt die Echinodermenbreccie d_2 , die der Brisibreccie gleicht, jedoch nach oben in einen Echinodermenkalk mit *Rhynchonella Gibbsi* vom Typus des Schrattenkalkes überführt. Darauf folgt Diskontinuität und die fragliche Durschlägischicht mit Phosphoritknollen.

¹⁾ Vgl. ARN. HEIM, Kistenpass, Beiträge Lfg. XXIV, 1910. pag. 32.

²⁾ ERNST BLUMER, Alpen-Nordrand, Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich, 1906, pag. 477. Wenn E. BLUMER vom Gault sagt: „In der Wagetendecke fehlt die Echinodermenbreccie an der Basis durchweg“, so ist damit die Auffassung ausgedrückt, dass das 3 m mächtige Aptien zum Schrattenkalk und nicht zur Brisibreccie gehöre, was mir neuerdings fraglich erscheint.

4. Wänneli im westlichen Säntis¹⁾: 11 m mächtiger bräunlicher Echinodermenkalk voll Orbitolinen, mit scharfer Grenze auf einer Mergelbank (Bedoulien?) ruhend und mit Diskontinuität von mittlerem Albien (Dentatuszone) bedeckt. Wie ich 1905 beschrieben habe, scheint dieser Echinodermenkalk gegen Westen in eine Bank von blaugrauem gewöhnlichem Schrattengestein von gleicher Mächtigkeit überzugehen. Ich hielt diesen Echinodermenkalk des Aptien darum für älter als die „Gault-Echinodermenbreccie“.

5. Richisau, Klönthal, Axendecke. Die Echinodermenbreccie (3—4 m) geht schlierig aus dem Schrattenkalk hervor, ist aber sonst von der echten Brisibreccie ununterscheidbar (vgl. Beschreibung pag. 234—235).

6. Butzen am Pragelpass (Silberdecke)²⁾. Nach dem klar gezeichneten Profil von E. GANZ³⁾ folgt über dem Schrattenkalk mit Korallen und Requienien ohne Diskontinuität eine 6.2 m mächtige Echinodermenbreccie mit Orbitolinen und Austern, die direkt von Mergeln des mittleren Albien (Dentatuszone) bedeckt wird. Nur die Verbindung mit dem Schrattenkalk kann wohl E. GANZ zu der Bezeichnung „Bedoulien? oberer Schrattenkalk“ dieser Echinodermenbreccie veranlasst haben.

Herrn Prorektor J. OBERHOLZER verdanke ich folgende briefliche Mitteilung vom 14. Mai 1913:

„Ich habe die Breccie zwischen Schrattenkalk und den grünsandig-schieferigen Gaultschichten in der Gegend von Butzen (Silbern) stets als die echte Brisibreccie betrachtet, da sie mir nach Beschaffenheit und stratigraphischer Stellung durchaus identisch erschien mit der echten Brisibreccie anderer Lokalitäten des Silbergebietes.“

Am Nordabhang der Silbern bei der Hütte Ober-Alpeli⁴⁾ ob Richisau findet Herr OBERHOLZER die Echinodermenbreccie bereits als typische Brisibreccie von 7 m Mächtigkeit ausgebildet, die vom Schrattenkalk durch 3.5 m Brisisandstein getrennt ist (Fig. 95).

Der gleichen Frage begegnen wir wieder im Vierwaldstätter-Gebiet:

7. Vitznauerstock, Obere Nase. Die Brisischichten und ihr unterer Kontakt sind an der Strasse auf der Vitznauerseite der Oberen Nase prachtvoll aufgeschlossen. Ich notierte das folgende Profil, von oben:

5 m + ? Knollenschichten, typisch. Übergang in

3 m + ? 3 m Twirrenschichten. Knollige Kalkbänke von 4—10 cm mit Mergelzwischenlagen.

2 m + ? m Flubrigschichten; bräunliche, schwach glauconitische Mergelschiefer ohne Kalkbänke.

Untere Grenze gegen ? Durschlägischicht nicht aufgeschlossen.

17 m Brisischichten, bestehend aus:

c) 10.5 m sehr grobkörniger Echinodermenbreccie. Übergang in

b) 1.3 m Glauconitsandstein. Übergang in

a) 5.2 m Echinodermenbreccie mit grünsandreichen Bänken, gebändert, mit einer 5—10 cm dicken Bank Brisisandstein an der Basis.

Schrattenkalk, hellgrau, massig, grobbankig, voll Milioliden und Muschelschalen, in den obersten 20 cm mit Austern und Rhynchonella.

Die Grenze vom Schrattenkalk zu den Brisischichten ist zum Teil als eine messerscharfe, jedoch nicht klaffende Linie angedeutet, oder es scheint eine Verwachsung innerhalb weniger Zentimeter vorzuliegen.

8. Bürgenstock. Wie A. BUXTORF bereits 1905⁵⁾ beschrieben, setzen hier die Brisischichten mit Grünsandstein ein, und ausserdem ist zwischen diesem und dem Schrattenkalk wenn auch

¹⁾ Vgl. Säntisgebirge 1905, Fig. 8, pag. 347, 344.

²⁾ Vgl. J. OBERHOLZER: Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales, 1908, *Eclogae geol. helv.*, Vol. X, n° 4, pag. 548, Taf. I—II.

³⁾ E. GANZ l. c., 1912, Fig. 2. (Tafel ohne Text nach pag. 8.)

⁴⁾ Vgl. J. OBERHOLZER und ALB. HEIM: Geol. Karte der Glarneralpen 1:50,000. Exkursionsbericht. *Eclogae geol. helv.* Vol. IX, Nr. 1.

rudimentär die Fauna der Luiterezug-Fossilschicht angedeutet. Herrn Dr. A. Buxtorf verdanke ich die folgende briefliche Mitteilung vom 16. Mai 1913:

„Ich habe immer die Echinodermenbreccie als durchgehenden Horizont aufgefasst, der in gleicher Weise im Süden und Norden sich findet. Das ergibt sich für mich aus zwei Gründen:

1. Liegen im Süden und Norden über der Breccie dieselben Horizonte.
2. Habe ich auch in nördlicheren Profilen auf der Grenze von oberem Schrattekalk und Echinodermenbreccie gelegentlich noch ganz unbedeutende Spuren von Grünsand (mit Fossilien sogar) gefunden, in unmittelbarer Nähe von Stellen, wo sonst Schrattekalk und Breccie verzahnt erscheinen.

Der Grünsand keilt also entweder primär nach Norden aus, oder aber er war erstmals etwas weiter verbreitet, ist aber vor Ablagerung der Breccie wieder aufgearbeitet worden“.

Erklärungsversuche.

Blicken wir zurück, so ergeben sich für die fragliche Brisibreccie der östlichen Schweizeralpen drei verschiedene Möglichkeiten der Erklärung:

1. Die allmählich aus dem Schrattekalk hervorgehende Echinodermenbreccie gehört zum unteren Aptien (Bedoulien) und ist älter als die Brisibreccie. Diese bisherige Auffassung muss verlassen werden, wenn man den Zusammenhang der Breccie vom Gänsestad mit derjenigen von Richisau einerseits und denjenigen der Breccie von Richisau und Butzen mit derjenigen von Ober-Alpeli andererseits anerkennt. (Fig. 95).

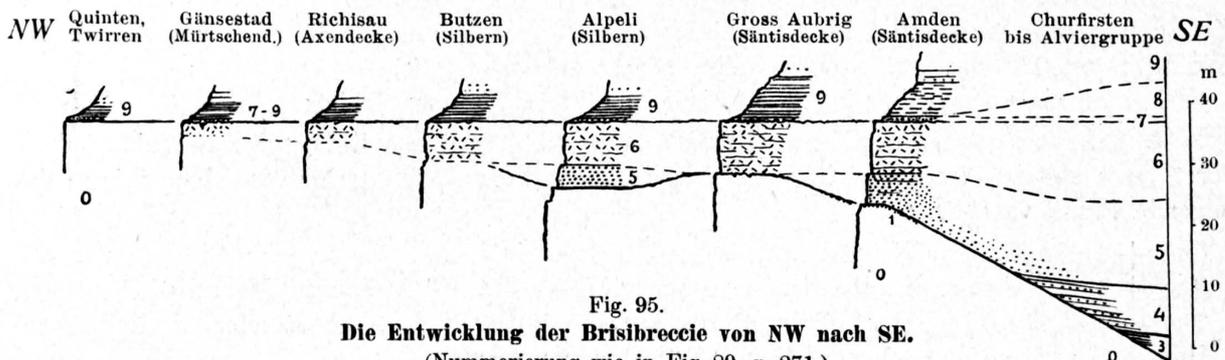


Fig. 95.
Die Entwicklung der Brisibreccie von NW nach SE.
(Nummerierung wie in Fig. 89, p. 271.)

- | | | |
|--|---|------------|
| 0 = Gewöhnlicher oberer Schrattekalk, im NW das Gargasien ersetzend? | } | Gargasien. |
| 1 = Luiterezug Fossilschicht, | | |
| 3 = Luitere mergel (schematisch angedeutet), | | |
| 4 = Gamserschichten, | | |
| 5 = Brisisandstein, | | |
| 6 = Echte Brisibreccie (rechts) und fragliche (links), | } | Albien. |
| 7 = Durschlägischichten, | | |
| 8 = Niederischichten, | | |
| 9 = Flubrigschichten, | | |
| ~~~~~ = Scharfe Grenze, Diskontinuität. | | |
| ----- = Übergang. | | |

2. Die Echinodermenbreccie von Richisau und Gänsestad gehört zur echten Brisibreccie.

a) Der stellenweise Übergang von Schrattekalk zur Echinodermenbreccie ist entstanden durch Aufarbeiten und Wiederabsatz. Aus der Gargasienzeit (entsprechend der Ablagerungszeit von der Luiterezug-Fossilschicht bis zu den Brisischichten = Nr. 1—5, von Fig. 95) sind keine Sedimente vorhanden¹⁾.

¹⁾ Damit können die allerdings vielleicht heterogenen Verhältnisse des westlichen Säntis nicht erklärt werden.

b) Der sich stellenweise einstellende Übergang zeigt, dass die Schrattenkalkbildung im ursprünglich nordwestlichen Gebiet teilweise bis ins Gargasien fortgedauert hat, und die Sedimente von der Luterezugsschicht bis zur Brisibreccie incl. (1—5 in Fig. 95) im Nordwesten durch Schrattenkalk ersetzt sind.

Welche der drei Auffassungen die richtige sei, kann heute noch nicht entschieden werden. Es ist wohl möglich, dass je nach der Lokalität die eine oder andere zutreffen wird, und die Frage vielleicht nie einheitlich beantwortet werden kann.

Für die Verhältnisse am Gänsestad neige ich, trotz der geringen Mächtigkeit des oberen Schrattenkalkes¹⁾, zur letztgenannten Ansicht, da der Kalk d_3 über der Echinodermenbreccie wieder ganz Schrattenkalktypus aufweist. Es wäre also damit gezeigt, dass in den nördlichen Schweizeralpen die **Urgonfacies** nicht immer genau mit dem Bedoulien abschliesst (wie es in Südfrankreich in Diois, Baronnies, Vercors, Chartreuse der Fall ist), sondern lokal (wie in der Provence²⁾) noch das **Gargasien**³⁾ vertreten kann.

Facies- und Mächtigkeitsveränderungen der echten Brisibreccie.

a) Thurgruppe.

Die erste echte Echinodermenbreccie der Brisischichten finden wir in der Sämtisdecke, und zwar in der mittleren Sämtiskette, ferner am Mattstock, Aubrig, und von der Rigihochnfluh bis zum Mutterschwandenberg. In einer relativ schmalen Zone ruht die Echinodermenbreccie direkt und unvermittelt transgressiv auf dem Schrattenkalk. In welcher Weise das Einsehen stattfindet, und genau wo, ist noch nicht bekannt. Im westlichen Sämtisgebirge ist diese Zone (G III) abgewittert und der Beobachtung entzogen (Fig. 98).

Am Schwendigrat setzt die Echinodermenbreccie mit 3 m Mächtigkeit ein und ruht auf Schrattenkalk. Bei Unterwasser, an der Sämtisthur, erreicht sie bei gleicher Lagerung zirka 7 m.

300 m weiter südöstlich des Schwendigrates, bei der Unteren Schwendi, schiebt sich zwischen beiden der Glauconitsandstein ein (Walenseekarte). Die Echinodermenbreccie behält dabei ihren Charakter bei, wird aber mächtiger. Dieser Typus, gekennzeichnet durch Orbitolinen führende kompakte Echinodermenbreccie von höchstens 10 m⁴⁾ mit Glauconitsandstein im Liegenden mit deutlicher Abgrenzung jedoch ohne Diskontinuität, ist bezeichnend für das ganze Gebiet der Mattstock-Gruppe mit fraglicher Ausnahme des sehr gequetschten Mattstock-Westendes und Nordrandes, wo die Echinodermenbreccie vielleicht primär, vielleicht nur tektonisch fehlt, ferner für den Häderenberg, den Südrand des Sämtisgewölbes VI von Alt St. Johann bis Wildhaus und weiter über den Gulmen bis ans Ostende des Sämtisgebirges⁵⁾ soweit das Gewölbe VI reicht. Nirgends ist in den genannten Gebieten und ebensowenig in der ganzen Churfürstengruppe eine Stelle bekannt geworden, wo die Echinodermenbreccie primär und nicht nur tektonisch fehlen würde⁶⁾.

Die Mächtigkeiten sind unregelmässig und schwanken zwischen 3 und 10 m. Im grossen ganzen kann im Gebiet der Mattstockgruppe immerhin eine Zunahme der Mächtigkeit nach Südosten konstatiert werden, indem die Mächtigkeit am Mattstock, Stock und Goggeien etwa 4—6 m, von Amden bis zum Leistgrat 8—10 m beträgt (vgl. Tabelle pag. 242).

¹⁾ Auffallend und Zweifel erregend ist allerdings die Tatsache, dass der obere Schrattenkalk gerade dort am wenigsten mächtig ist, wo er das jüngste Alter zu erreichen scheint (Fig. 89, p. 271).

²⁾ W. KILIAN, Palaeocretacicum, Lethaea geognostica, Lfg. III, 1913, Tabelle pag. 376.

³⁾ Stellt man im Sinne von JACOB (1907) und KILIAN (1910-1913) die Zone des *Douvilléceras nodosocostatum* (Zone III) bereits zum Albien und betrachtet man die Brisibreccie als Repräsentant dieser Zone III, so müsste man sogar sagen, dass die Schrattenfacies (d_3 in Fig. 68 pag. 231) noch lokal bis ins Albien hinauf reiche.

⁴⁾ Die Schätzung von 11 m an der Durschlägi, wie in der Tabelle pag. 242 angegeben, ist vielleicht zu gross.

⁵⁾ E. BLUMER, in Sämtisgebirge 1905, pag. 526.

⁶⁾ In der Walenseekarte konnten aus technischen Gründen auf dem schmalen Band vom Kapf bis zum Leistkamm nur rote Punkte (Brisisandstein) statt rote und darüber blaue Punkte angegeben werden. Die Echinodermenbreccie ist durchgehend vorhanden.

In den Churfürsten und zwar in deren mittleren Teil (Breitenalp und Umgebung) erreicht die Echinodermenbreccie die maximale Entwicklung mit 15—20 m; zugleich wird sie etwas bankig bis förmlich gebändert durch Einlagerungen von Glauconitsandstein, und die Grenze gegen den eigentlichen Glauconitsandstein im Liegenden, die noch am Leistgrat (pag. 274) auffallend scharf gezeichnet ist, wird verwischt durch Übergänge oder bankige Wechsellagerungen (pag. 251). Diese kann sich über einige Meter ausdehnen, wobei dicke Bänke von Sandstein mit Breccie wechseln (Selunalp, südlich Unterwasser, etc.). Die Mächtigkeiten schwanken unregelmässig (vergl. Tabelle pag. 251).

In den östlichen Churfürsten und von hier in die Alviergruppe hinein nimmt die Mächtigkeit wieder ab; die Grünsandbänderung verschwindet und die Grenze gegen den Glauconitsandstein wird wieder deutlicher, so dass gleichsam der Typus der Mattstockgruppe wiederkehrt, wie wir analoges für die Durschlagsschichten konstatieren konnten (Fig. 94, pag. 306). Die Mächtigkeiten sind die folgenden:

	Östliche Churfürsten							Alviergruppe				
	Scheibenstoll	Hintergr.-Sattel	Käserugg-Südseite	Alp Gams Seibberg	Gamserrugg	Alp Schlewiz	Niederl	Gulms	Neus	Sisiz	Hurst-Arin	Rafz, Rheintal
Echinodermenbreccie . . .	8 ^x	9 ^x	7 ^x	8–10 ^x	4.5 [△]	5?	10 [△]	7.0 [△]	7.5 [△]	5 ^x	0.1 ^x	0
Glauconitsandstein . . .	9 ^x	15 ^x	9 ^x	8 ^x	11.7 [△]	12 ^x	15 [△]	15 [△]	9.5 [△]	14 ^x	24 [△]	9 ^x
Brisischichten	17 ^x	24 ^x	16 ^x	17 ^x	16.2 [△]	17 ^x	25 [△]	22. [△]	17.0 [△]	19 ^x	24 [△]	9 ^x

× = Schätzung. △ = Messung.

In der Alviergruppe reicht die typische Brisibreccie bis zum Margelkopf. Auf der Nordostseite des Glaunakopfes habe ich sie zum letztenmal beobachtet. Weiter östlich, bei Alp Arin fand ich nur noch Rudimente im Dach des Brisisandsteins, der dafür umso mächtiger ist. Es scheint also, dass es sich nicht um ein eigentliches Auskeilen, sondern um eine Ersetzung der Echinodermenbreccie durch Glauconitsandstein handle, wie in Fig. 89 pag. 271 dargestellt ist.

b) Westseite des Linthtales.

Hier sind durch E. GANZ, sowie durch eigene nicht veröffentlichte Beobachtungen zum Teil analoge, zum Teil aber auch auf den ersten Blick scheinbar gerade widersprechende Erscheinungen im Vergleich zur Thurgruppe festgestellt worden. Die Verhältnisse sind in den Profiltafeln von E. GANZ, besonders auf Taf. I-II und in Fig. 20 in ausgezeichnet übersichtlicher Weise zusammengestellt, so dass ich daraus einige wichtige Resultate herausgreifen möchte.

Dem Schwendigrat entsprechen die Profile von Klein- und Gross Aubrig.

Der Typus der Mattstockgruppe erscheint wieder in der Wiggisgruppe und in der Rädertendecke, der Typus der Churfürsten im nördlichen Teil der Drusbergdecke, wo die Echinodermenbreccie bis 20 m erreicht und wie in den mittleren Churfürsten mit Grünsand gebändert wird.

Weiter südlich im Drusberggebiet hingegen treffen wir den Typus der östlichen Alviergruppe nicht wieder. Statt des Verschwindens und Ersatzes durch Glauconitsandstein wird die Echinodermenbreccie im Gegenteil ausserordentlich mächtig, am Drusberg nach E. GANZ 35 m¹⁾, bei Illgau ab Muotatal nach eigener Messung²⁾ sogar 55 m!³⁾. Sowohl nach dem prachtvollen Drus-

¹⁾ Diese Angabe auf pag. 100 l. c. widerspricht der Darstellung in Fig. 20 desselben Werkes, woselbst vom Drusberg nur 13 m Echinodermenbreccie und darunter 34 m Brisisandstein gezeichnet sind. In diesem „Brisisandstein“ sind nach Fig. 15 l. c. die Gamserschichten inbegriffen, die E. GANZ sonst zu den Luiterschichten rechnet.

²⁾ Vergl. Spezialprofil Fig. 4 in B. S. G. F. 1909 pag. 112.

³⁾ E. GANZ gibt von dieser Stelle nur 25 m an (Druckfehler?). P. ARBENZ: Frohnalpstock, Beiträge 1905, gibt 25—50 m für das Frohnalpstock-Gebiet.

bergprofil der Fig. 15 von E. GANZ, wie nach eigenen Beobachtungen findet im Drusberg-Frohnaplstockgebiet im geraden Gegensatz zu den Verhältnissen der Alviergruppe von N.-W. nach S.-E. ein Anschwellen der Echinodermenbreccie auf Kosten des Brisissandsteins¹⁾ statt.

Facieszonen.

Aus der obigen Darstellung ergeben sich für die östlichen Schweizeralpen folgende Zonen, von Nord nach Süd:

1. Fehlen echter Brisibreccie; stellenweise Auftreten einer analogen Bildung, die aus dem Schrattenkalk hervorgeht; autochthon bis Stirn der Säntisdecke östlich der Linth, bis Axendecke westlich der Linth; abgewinkelte Zonenbreite zirka 20 km.
2. Echte Brisibreccie von 0 bis 8 m, direkt auf Schrattenkalk liegend. Schmale Zone längs des Geosynclinalrandes, von Wildhaus bis Aubrig, jedenfalls nur wenige Kilometer.
3. Brisibreccie auf Brisissandstein, in der Thurgruppe 4 bis 18 m, oft mit Glauconitsand gebändert. Von der Linie Wildhaus-Mattstock-Riseten an südlich bis zur mittleren Alviergruppe einerseits, und zum mittleren Teil der Drusbergdecke andererseits. Abgewinkelte Zonenbreite zirka 15 km.
- 4a Nordöstlicher Teil der südöstlichsten Zone: Brisibreccie verschwindend und anscheinend durch Glauconitsandstein ersetzt. Östliche Alviergruppe; Zonenbreite zirka 6 km.
- 4b Südwestlicher Teil der südöstlichsten Zone: Brisibreccie in maximaler Entwicklung von 20—60 m, den Glauconitsandstein teilweise oder ganz ersetzend. Gebiet Drusberg-Illgau-Frohnaplstock.

Isopische und isometrische Richtungen.

1. Vor allem interessiert uns der Verlauf der Nordwestgrenze der echten Brisibreccie.

Im Säntisgebirge sind die Kenntnisse mangelhaft. Wir wissen nur, dass die Echinodermenbreccie längs des ganzen Gewölbes VI vorhanden ist, dass sie auch noch im Gewölbe V bei Bollenwies vorkommt. Ob das nach ESCHER am Altmann (G. III) in Form eines 9 m mächtigen Echinodermenkalkes vorkommende „Aptien“ dem Kalk vom Wänneli im westlichen Säntis, oder der echten Brisibreccie zugeschrieben werden muss, ist unklar. Sicher verläuft die Grenze im Osten zwischen G V und G II, im Westen zwischen Schwendigrat und G I, dann von hier nördlich des Häderenberges und Goggeien vorbei über den Nordrand des Mattstocks und nördlich des Aubrig vorbei. Die Richtung im Säntis ist demnach etwa **SW**, von der Thur an jedoch etwa **W 16° S**, also stark westlich abgelenkt. Diese Bogenform der Nordgrenze ist teilweise tektonisch bedingt. Die Abwinkelung kann wegen der Abquetschung des Aubrig nicht bestimmt werden (Fig. 98).

2. Der gleichförmigen Ausbildung (8—9 m) vom Kapf bis Leiskamm entspricht nach den Messungen von E. GANZ genau das Gebiet des Wiggis und der Rädertendecke bis zum nördlichen Teil der Drusbergdecke (7—9 m). Die isometrische Richtung ist also **WSW** bis **SW**.

3. Die Sandsteinbänderung der mittleren Churfürsten entspricht derjenigen der mittleren Drusbergdecke, woraus sich die abgewinkelte isopische Richtung **SW** ergibt.

4. Trägt man die auf pag. 330 notierten Mächtigkeiten der östlichen Churfürsten und der Alviergruppe in die Karte ein, so ergibt sich keine Gesetzmässigkeit. Die Richtung Seiberg-Scheibenstoll (8—9 m) ist **W 30° S**, diejenige Käserrugg-Gulms aber gerade senkrecht darauf. Auch die entgegengesetzte Faciesveränderung innerhalb der südöstlichsten Zone von N.-E. nach S.-W. deutet darauf hin, dass im SE die Richtung der Isopen zur Richtung der Piptusen wird.

¹⁾ Vielleicht sogar noch auf Kosten der Gamserschichten (Illgau).

Faciesgefälle.

Der vollständigen Stabilität der Facies im Gebiet Amden-Leistkamm steht gegenüber das rascheste Faciesgefälle innerhalb der südöstlichsten Zone, sowohl in der Alviergruppe als auch im südlichen Teil des Drusberggebietes. Die scheinbar sprunghaften und oft bedeutenden Mächtigkeitsdifferenzen sind vor allem durch Faciesveränderung erklärlich.

Landschaftlicher Charakter.

Die Echinodermenbreccie zeigt sich meistens in Form brauner bis grauer Felsen, die entweder als einzelne Köpfe aus dem Rasen des Albien- und Brisi-Grünsandes hervorgucken, oder einheitliche kleine Felswände bilden. Die gelblichbraune Anwitterung ermöglicht meist, die Brisi-breccie schon aus der Ferne zu erkennen.

Karrenbildungen, jedoch nicht besonders schön ausgesprochen, können auf der Nordseite der Churfürsten-Gipfel beobachtet werden.

Technische Verwendung.

Die Echinodermenbreccie wurde in kleinem Massstabe gebrochen und als Baustein verwendet bei Wildhaus-Schönenboden (Fig. 72 pag. 237) und Walensee-Gänsestad (Fig. 66 pag. 229).

Bemerkungen zur Walenseekarte.

Die Echinodermenbreccie ist mit blauen Punkten, soweit es der Massstab der Karte erlaubt, durchgreifend kartiert. Wo die Karte eine Ausscheidung von Echinodermenbreccie und Glauconit-sandstein nicht erlaubte, ist nur der Glauconitsandstein der Brisischichten (durch rote Punkte) angegeben, wie z. B. auf der Nordseite des Goggeien und vom Leistkamm bis Kapf. Diese Darstellung bringt keine weitere Schwierigkeit mit sich, da im ganzen Gebiet der Walenseekarte nirgends Glauconitsandstein der Brisischichten ohne Echinodermenbreccie konstatiert wurde.

Die fragliche Brisi-breccie des Gänsestad am Walensee konnte der minimalen Ausdehnung wegen nicht ausgeschieden werden.

Der Brisi-Glauconitsandstein.

Allgemeiner lithologischer Charakter.

Der typische Brisisandstein ist ein massiges kalkhaltiges Grünsandgestein mit gleichmässiger Korngrösse von 0.1—0.2 mm, das je nach dem Glauconitgehalt auf dem frischen Bruch mehr oder weniger blaugrün gefärbt und etwas fettglänzend erscheint. Schichtung und Querklüftung sind meist deutlich, sodass sich ebenflächige Blöcke loslösen. Durch die Verwitterung wird das Gestein grau bis braun mit rostigen Klüftflächen; der Glauconit verwittert zu braunen eischüssigen Körnchen und der Kalk wird ausgelaugt, sodass oft ein poröser, leicht zerfallender, brauner Quarzsandstein übrigbleibt.

Von den übrigen Gesteinen der mittleren Kreide ist der Glauconitsandstein der Brisischichten meist leicht zu unterscheiden, insbesondere wenn nicht nur einzelne Handstücke vorliegen. Er unterscheidet sich

1. Vom massigen Grünsandstein des Oberen Albien („Aubrigschichten“) durch etwa doppelt bis vierfache Korngrösse, geringeren Glauconitgehalt und Fehlen von dichtem Kalk als Bindemittel.
2. Von der kompakten Facies der Flubrigschichten durch die Massigkeit und die unter 1 genannten Merkmale.

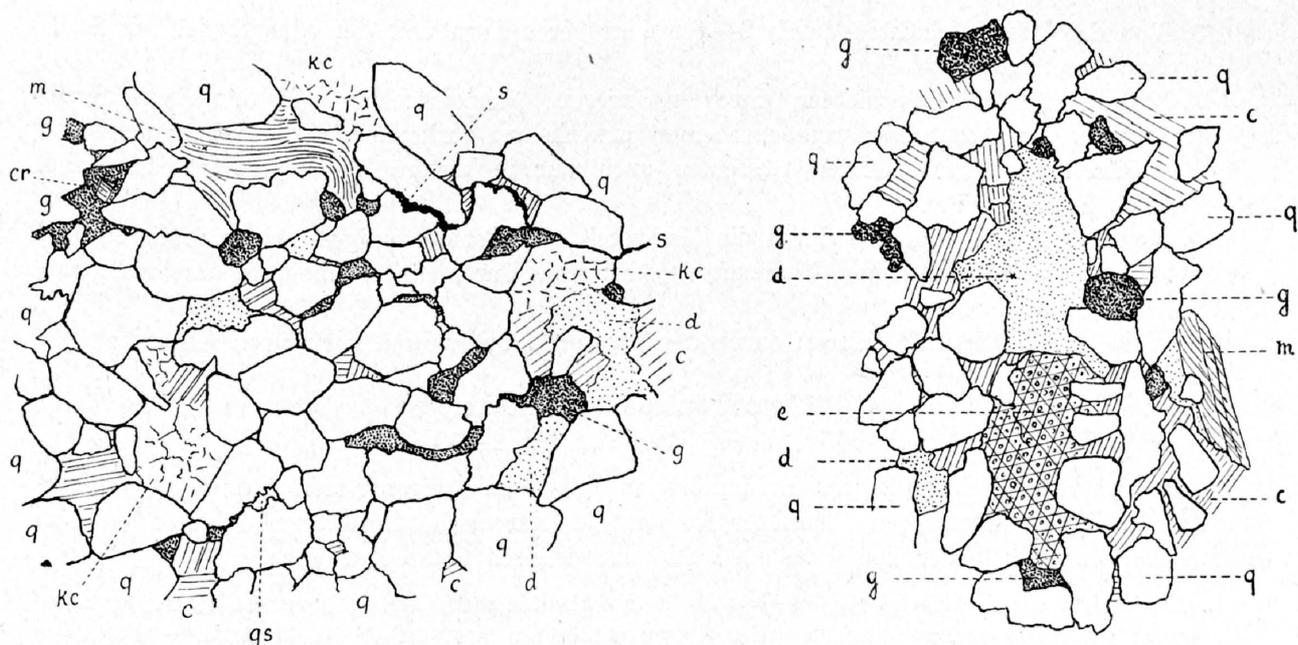


Fig. 96 a und b. Mikroskopische Struktur des typischen Brisi-Glaucinit sandsteins aus Schicht 3 der Fig. 72 pag. 237 von Wildhaus.

Mit dem Abbé'schen Apparat gezeichnet vom Verfasser, a 35:1, b 30:1.

q = Quarzsandkörner, farblos.
qs = Sekundärer Quarz.
g = Glauconit.
d = Dichter Kalk.
e = Echinodermen-Bruchstück.
m = Fasercalcit von Moluskenschale.

c = Farbloser Calcit, sekundär, einheitlich auslöschend, als Füllmasse.
kc = Körniger sekundärer Calcit.
cr = Calcit-Rhomböeder.
s = Schwarze Naht, Lösungsrückstand.

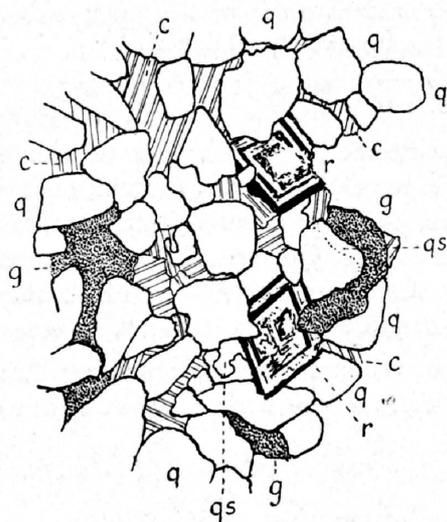


Fig. 97. Mikroskopische Struktur des Brisi-Glaucinit sandsteins von Überknorren, nördlich Hinterrugg, östliche Churfürsten.

Mit dem Abbé'schen Zeichnungsapparat gezeichnet vom Verfasser, 30:1.

r = eisenschüssige Calcit rhomböeder; übrige Bezeichnungen wie in Fig. 96 a-b.

3. Von den Niederisichten durch 2—4 mal gröberes Korn und den Calcitgehalt an Stelle des Kieselbindemittels¹⁾.
4. Von den Durchlägisschichten durch geringeren Glauconitgehalt. Im einzelnen Handstück z. B. von der Nideri könnte eine Verwechslung vorkommen, nicht aber, wenn von beiden zu unterscheidenden Gesteinen auch nur je wenige Meter aufgeschlossen sind. (Vgl. Spezialprofile).
5. Von den Gamserschichten durch die Massigkeit, das Fehlen tonig-faseriger Schlieren und des eisenschüssigen tonigen Bindemittels, überhaupt durch die Reinheit des unverwitterten Glauconitsandsteins.
6. Vom „Basisgrünsand“ (Hurst) durch den grösseren Quarz- und geringeren Kalkgehalt.

Mikroskopische Struktur.

(Fig. 96—97; Taf. XIX Fig. 2—3.)

Das mikroskopische Bild des Brisisandsteins zeigt einen eigenartigen und in allen untersuchten Schliften einheitlichen Charakter, so dass in tektonisch schwierigen Gebieten oder an sekundärer Lagerstätte der Brisisandstein wohl mikroskopisch feststellbar wäre.

I. Die Füllmasse, 15—25 % des Gesteins ausmachend, besteht aus farblosem **Calcit**, der xenomorph die Zwischenräume zwischen den Quarzsandkörnern ausfüllt. Meist löscht diese Füllmasse jeweilen einheitlich aus, vielfach aber bildet sie auch ein unregelmässiges Agregat von Einzelkörnern, deren jedes wieder andere optische Orientierung einnimmt (Fig. 96).

II. Einstreulinge:

1. Quarz-Sandkörner 60—80 % des Gesteins, farblos, vorherrschend eckig, vielfach zackig begrenzt und wie angefressen aussehend, durchschnittlich 0.2 mm Durchmesser.
2. Glauconit 5—10 %, in prächtig dunkelgrünen bis blaugrünen, scharf begrenzten kryptokristallinen Körnern von der Grösse des Quarz, aber auch von gleicher Struktur als Füllmasse zwischen den Sandkörnern (Fig. 96a, 97); keine Foraminiferensteinkerne!

Modifikationen:

- a) Amorpher, farbloser Glauconit in Übergängen in den gewöhnlichen, oft die Mitte grüner Körner einnehmend, relativ spärlich.
 - b) Braune, isotrope Körner, rund, vereinzelt.
3. Kalkkörner 5—15 % und zwar
 - 1) Schalen-Trümmer von Echinodermen (einheitlich auslöschend) und Zweischalern (faserig, nicht einheitlich auslöschend); sehr spärliche Milioliden.
 - 2) Dichter Kalk, wie Schrattenkalk, in einzeln zerstreuten, meist stark angefressenen Körnern, zum Teil feinste Quarzkörnchen einschliessend und an Orbitolinenbruchstücke erinnernd.

Von besonderem Interesse ist die Struktur des Glauconitsandsteins. Die sekundären Umlagerungen sind so ausgesprochen, dass das Gestein, auch wo keine merkliche tektonische Einwirkung zu erkennen ist, zum Teil fast kristalloblastische Struktur erhalten hat.

Die Körner von dichtem Kalk sind zum Teil ganz aufgelöst und wieder als farbloser Calcit in den Zwischenräumen der Sandkörner als sekundäres Bindemittel abgelagert. Möglicherweise ist sogar aller Füllcalcit sekundär. Dass er wenigstens teilweise sekundär ist, beweisen

1. das häufige Vorhandensein schwarzer bis rostigbrauner zackiger Nähte an der Grenze der Quarzsand- und Kalkkörner, die nur als Lösungsrückstand des Kalkes gedeutet werden können;
2. die in Schalenrümmer oder dichten Kalk **ingedrückten** Quarzkörner.

Instruktive Beispiele dieser letzteren Art sind in Fig. 96—97 und Taf. XIX Fig. 2 abgebildet. Man kann hier deutlich erkennen, dass etwa ebensoviel Kalk, der durch Lösung an Stelle der in ein Echinodermenbruchstück eingedrückten Quarzkörner entfernt, wieder daneben als farbloser Calcit

¹⁾ E. GANZ schreibt l. c. pag. 93 vom südlichen Säntisgebirge und den Hohen Churfürsten über den Brisisandstein: „Im Handstück gleicht das Gestein auffallend dem Nideri-Glauconitsandstein“.

abgesetzt wurde. Dieser sekundär abgesetzte Calcit zeigt mit dem Echinodermenkorn gleiche optische Orientierung, lässt sich aber in gewöhnlichem Licht leicht vom Kern unterscheiden durch seine grössere Reinheit und das Fehlen der für das Echinodermenskelett charakteristischen Maschen.

Wir finden sowohl Quarz wie Glauconitkörner in Kalk eingedrückt, während umgekehrt nirgends Kalk deutlich in Quarz eingedrückt vorkommt. Zwar lassen sich vielfach angefressene Grenzen der Quarzkörner gegen den Kalk erkennen, so dass ein gewisser Lösungsumsatz des an Kalk grenzenden Quarzes deutlich zu erkennen ist.

Viel auffälliger aber sind die Beziehungen der Quarzkörner untereinander. Wo sie einzeln im Kalk liegen, können sie die gewöhnliche einfache Oberfläche eines Sandkorns annehmen. Wo sie aber aneinander gehäuft liegen, zeigen sich vielfach angefressene Grenzen mit zackigen Nähten; auch sieht man, wie das kleinere oder spitizigere Korn sich in die stumpfere gegenüberliegende Quarzfläche eingedrückt hat (Fig. 96). Wir finden so im kleinen die Erscheinung der bekannten Nagelfluh-Eindrücke wieder. Während der wiederabgesetzte Kalk vom dichten Kalk oder organischen Schalen leicht unterscheidbar ist, kann man den sekundären Quarz, der infolge der durch Lösung bedingten Eindrücke notwendig vorhanden sein muss, nur schwer oder gar nicht erkennen. Er scheint sich an den freien Kornseiten vielfach in gleicher optischer Orientierung abgesetzt zu haben, wie das Mutterkorn. In einigen Fällen aber glaube ich sekundären Quarz sicher erkennen zu können, und zwar einerseits als Kornrand mit deutlich wahrnehmbarer Grenze gegen das Sandkorn (Fig. 97), andererseits in Form zackiger, etwas undulös auslöschender Quarz-Füllmasse (Fig. 96a). In einigen Fällen scheint auch eine Zerdrückung der Quarzsandkörnchen in zackig begrenzte Teilkörner mit nicht mehr genau übereinstimmender Auslöschungsrichtung vorzuliegen. Diese Teilkörner darf man nicht mit durch Lösungsumsatz ineinander verzahnten Einzelkörnern verwechseln.

In manchen Fällen konnte auch beobachtet werden, wie Glauconitkörnchen nicht nur in Kalk, sondern auch in Quarz eingesprengt sind, wobei kaum anzunehmen ist, dass der Quarz darum herum gewachsen sei. Diese Erscheinung ist umso auffälliger, als die Glauconitkörner zum mindesten teilweise nicht als eigentliche Sandkörner, sondern als autochthone Lösungsausscheidungen zu betrachten sind. In der Tat kann mikroskopisch die Substanz der rundlichen Glauconitkörner nicht von denjenigen der Glauconitfüllungen unterschieden werden.

Sekundären, d. h. nach Druckauflösung wieder abgesetzten Glauconit habe ich nirgends beobachtet.

Die Lösungsumsätze des Brisisandsteins wie der Brisibrecie sind so durchgreifend, dass die oben gegebene Unterscheidung von Grundsubstanz und Einstreulungen für das fertige Gestein nicht mehr gut passt, indem die sekundären Lösungsabsätze nun einerseits Grundsubstanz geworden sind und andererseits die Einstreulinge (und unter diesen in erster Linie die organischen und unorganischen Kalkkörner) vielfach durch Auflösung an den Stellen drückender Nebenkörner ebenso zu einer scheinbaren Grundsubstanz umgeformt sind.

Als unbestreitbare Lösungsabsätze kommen noch vereinzelt Calcitrhomböeder vor, und zwar zwischen den Quarzkörnern (Fig. 97; Taf. XIX Fig. 2) oder in Glauconit (Fig. 97). Die in Fig. 96c abgebildeten zeigen auffällige dunkle eisenschüssige Anwachsstreifen. Ob die Quarzkörner in die fertigen Rhomböeder eingedrückt oder umgekehrt die Rhomböeder zwischen den Quarzkörnern gewachsen sind, lässt sich in diesem Falle nicht entscheiden.

Fauna und Alter.

Wenn wir einerseits von der extremen Basis des Glauconitsandsteines absehen, woselbst Steinkerne der Luiterezug-Fossilschicht aufgearbeitet zu sein scheinen, andererseits die Übergangsschichten zur Brisibrecie ausser Betracht lassen, so muss gesagt werden, dass der echte Brisisandstein bisher in der Thurgruppe noch kein einziges bestimmbares Fossil geliefert hat.

Diese Auffassung steht im Widerspruch zu meiner Darstellung in B. S. G. F. von 1909, woselbst ich die Fauna an der oberen Grenze des Schrattenskalkes (Nägeli) der Basis des

Brisisandsteines zuschrieb. Die makroskopische wie mikroskopische Übereinstimmung der Grünsandadern, -Nester und -Schlieren im obersten Schrattengestein, der die Fauna beherbergt, schien mir zu bestätigen, dass die genannte Fauna dem Brisisandstein angehört.¹⁾

Seitherige Nachforschungen haben mich aber von der Richtigkeit der Auffassung von E. GANZ überzeugt, wonach der Brisisandstein selbst keine als allfällig aufgearbeitete Steinkerne enthält, und die Fauna vom Nägeliberg und der Amdenerstrasse als älter vom Brisisandstein abgetrennt werden muss. Die genaueren Beschreibungen und Begründungen sind auf pag. 248—249 und 251—252 gegeben.

ERNST GANZ erwähnt von der Käsernalp

Belemnites semicanaliculatus BLAINV.

Vorausgesetzt, dass es sich nicht um ein aufgearbeitetes Exemplar handelt, ist dies das einzige bisher überhaupt bekannt gewordene Fossil des Brisisandsteins.

Die kategorische Zustellung zum mittleren Gargasien, wie sie von E. GANZ gegeben wird, muss also mit Vorbehalt aufgenommen werden.

Nach meiner Auffassung gehört der Brisisandstein vermutlich bereits zur Clansaye-Zone.

Facies.

Zur Beurteilung der Ablagerungstiefe haben wir wenige Daten, wie z. B.:

1. Auflagerung auf Schrattenskalk, dessen Oberfläche an anderen Orten von Pholaden angebohrt ist²⁾.
2. Übergang sowohl in vertikalem Sinne (nach oben) wie in horizontalem Sinne (nach SW, Gebiet Drusberg-Illgau) in Brisibreccie.
3. Vorhandensein von Glauconitsandstein als wechsellagernde Schichten in der Brisibreccie (Churfirsten).
4. Unregelmässige Mächtigkeitsschwankungen.

Daraus geht hervor, dass die Ablagerungstiefe und die physikalischen Bedingungen nicht wesentlich verschieden sein konnten von denen der Echinodermenbreccie und auch der Brisisandstein als eine **neritische** Bildung zu betrachten ist.

Mächtigkeitsveränderungen.

Der Brisisandstein fehlt vollständig im autochthonen Gebiet und in den unteren helvetischen Decken. Er erscheint zum erstenmal

- a) östlich der Linth: in der Säntisdecke und zwar in den südlicheren Säntisketten (vgl. Facieskarte Fig. 98);
- b) westlich der Linth: in den mittleren helvetischen Decken über der Axendecke (Bächistock-Decke bei Richisau³⁾). Um so sonderbarer erscheint das Fehlen des Brisisandsteins an der Basis der Echinodermenbreccie am Gross- und Klein-Aubrig (Säntisdecke);
- c) im Vierwaldstättergebiet: am Bürgenstock⁴⁾ (obere helvetische Decken).

Von diesen Stellen an nimmt⁵⁾ der Brisisandstein zwischen Schrattenskalk und Brisibreccie nach Südosten rasch an Mächtigkeit zu, vorerst ohne seine Facies in nennenswerter Weise zu verändern.

¹⁾ Vgl. auch die dieser Auffassung entsprechende Beschreibung des Kontaktes am Bürgenstock, von A. BUXTORF, in *Eclogae geol. helv.*, 1905, Vol. IX, n° 1, pag. 22.

²⁾ A. BUXTORF, Vierwaldstättersee, *Eclogae geol. helv.*, 1905, Vol. IX, n° 1, pag. 22.

³⁾ Nach brieflicher Mitteilung von Herrn J. OBERHOLZER, 1913.

⁴⁾ Vgl. BUXTORF l. c.

⁵⁾ Aubrig ausgenommen.

Um über die genauere Anordnung der Mächtigkeiten des Brisandsteins im Walenseegebiet eine räumliche Vorstellung zu gewinnen, habe ich alle Einzeldaten auf einem Pausblatt in die Walenseekarte 1 : 25,000 eingetragen, und resümiere daraus das folgende:

Wir finden zunächst am Nordwestrand des Ablagerungsgebietes eine Zone von kaum $\frac{1}{2}$ bis zirka 2 km Breite (Goggeien), innerhalb welcher der Brisandstein nicht über 4 m Mächtigkeit erreicht.

Am Stock, bei Stöckli, fehlt lokal der Brisandstein. Vorausgesetzt, dass es sich nicht um tektonisches Fehlen handelt, muss hier ein lokales „Inselchen“ von höchstens einigen hundert Metern angenommen werden (Facieskarte Fig. 98).

Unmittelbar südöstlich davon, am Gulmen, finden wir das Zentrum einer ersten Zone maximaler Entwicklung. Am Weg nordöstlich Dicki notierte ich zirka 20 m Brisandstein (Grenzen nicht aufgeschlossen), bei Schönenboden noch 11. Diese bedeutende Mächtigkeitsanschwellung ist vermutlich in nach NE gestreckter Umgrenzung mit Gulmen-Dicki als Zentrum anzunehmen. (Karte Fig. 98.)

Am Nordwestrand der westlichen Churfürsten folgt eine ganz ausgesprochene Reduktionszone mit Mächtigkeiten von 3 und 2 m Brisandstein (Öhrli-Rönplatten-Kemelen¹⁾). Es ist möglich, dass diese Reduktionszone unter dem Flysch des Fliegenspitz hindurch mit dem Gebiet schwacher Entwicklung (3 m) von Amden (Hostatt, Zand südl. Geren) in Verbindung steht²⁾. In diesem Falle würde sich eine Längsrichtung von WSW ergeben. (Facieskarte Fig. 98).

Im Gebiet der Brisi und Breitenalp scheint eine zweite maximale Entwicklung mit gegen 20 m vorzuliegen. Genauere Mächtigkeitsbemessungen liegen aber nicht vor und wären schwierig ausführbar. Im einzelnen scheinen Unregelmässigkeiten vorzuliegen.

Von den mittleren Churfürsten an nimmt der Brisandstein nach Südosten ab bis auf 10—7 m (östliche Churfürsten nördl. Niederi).

In der Alviergruppe sind die Daten noch mangelhaft. Die Mächtigkeiten scheinen unregelmässig verteilt zu sein, und am Hurst ein letztes Maximum (zirka 24 m) aufzutreten.

Faciesveränderungen.

Im Nordwesten (Wildhaus-Mattstockgruppe) ist die Ausbildung meist massig, kompakt.

In den Churfürsten und ebenso im Wiggis-Räderten-Drusberggebiet zeigt sich der Brisandstein auf den quer zur Schichtfläche abgebrochenen verwitterten Felsen ausgesprochen gebändert infolge von Abwechslung reinerer, hie und da knorrig verkieselter Sandsteinlagen mit solchen von stärkerem Kalk-Glauconit-Gehalt, die mehr zurückwittern. Dabei bleibt in den Churfürsten die untere Grenze vollkommen scharf, während sich die obere durch Wechsellagerung verwischt.

In den östlichen Churfürsten und der westlichen Alviergruppe (Gamserrugg, Nausalp) tritt im sonst massigen Glauconitsandstein eine 1.5 bis 4.5 m mächtige tonig flaserige Einschaltung auf, die genau das Aussehen der Gamserschichten aufweist (Nr. 4 in Fig. 83 und 85). Da diese Zwischenlagerung weiter östlich nicht mehr vorkommt, muss sie wohl als eine lokale Wiederholung der Gamserfacies betrachtet werden. Die gleiche Erscheinung mit zwei solchen Einlagerungen im Brisandstein hat E. GANZ am Drusberg-Südhang beobachtet (l. c. pag. 94).

Am Hurst in der Alviergruppe wird der angewitterte Brisandstein teilweise völlig weiss durch Zurücktreten des Glauconitgehaltes, auch anscheinend quarzitisch.

Bei Räfis im Rheintal aber sieht er wieder im Handstück genau so aus wie in den Churfürsten.

Durch das ganze Gebiet der Thurgruppe bleibt im ganzen die Korngrösse konstant. Wir wissen nicht von welcher Seite her die Einschwemmung der Quarzkörner erfolgte.

¹⁾ Näheres auf pag. 250.

²⁾ Entgegen meiner Bemerkung auf pag. 250.

Isometrische Richtungen.

Die Nordwestgrenze des Brisissandsteins verläuft von NE nach SW wie folgt:
Im mittleren Säntisgebirge zwischen G. II und G V¹⁾.

Bei Wildhaus liegt die Grenze vielleicht $\frac{1}{2}$ km nördlich des Profiles Tobel (Fig. 72), bei Unterwasser wenig weit südlich des Gaultanschnittes der Säntisthur, und im westlichen Säntis genau bei der unteren Schwendi ob Alt St. Johann (Walenseekarte). Es ist dies die einzige Stelle, woselbst das keilförmige Einsetzen des Brisissandsteins direkt beobachtet werden konnte. Die mittlere Richtung Wildhaus-Alt St. Johann ist **W 14 S**, wobei eine Abwicklung ausser Betracht fallen darf.

Von hier an geht die Grenzlinie westlich über den Goggeien und Stock hinaus und vermutlich über den Rahberg (Mattstock-Ost), dann südlich Stollen und nördlich Durschlägi, um westlich der Linth nördlich der Riseten vorbeizuziehen. Ob von hier die Grenze nördlich oder südlich des Aubrigs gedacht werden muss, ist unklar, da das Gebiet der Aubrige eine Art Insel für das Ablagerungsgebiet des Brisissandsteins darstellt (Fig. 95). Strecken wir die Säntisfalten nach Süden aus, so ergibt sich eine durchschnittliche Richtung von zirka **W 20 S**.

Landschaftlicher Charakter.

Der Brisissandstein kann bei intensiver, alter Verwitterung und wenig steiler Lage Rasenbänder erzeugen, aber auch senkrechte Felswände ertragen. Auf der Nordseite des Walensees bildet er überall steile Felsabstürze. Die Anwitterungsfarbe ist meist dunkler als die des liegenden Schrattenskalkes, aber heller als die des Albien. Von der Echinodermenbreccie lässt sich der Brisissandstein aus der Ferne oft nicht genau unterscheiden.

Am Frümser und an der Brisi bedingen die weissen, zitronengelben und dunkeln Flechten auf den eckigen Blockhalden mit dem Silbergrau und Braun des nackten Gesteins eine fahle Mischfarbe, sodass der Brisissandstein auf einige Entfernung von dem Niederisandstein nicht unterscheidbar ist, insofern nicht ein ganzes Profil überschaut werden kann. Schöne Alpweiden findet man selten auf dem Brisissandstein, dagegen mit Vorliebe Felder von Vaccinium, Alpenrosen, Sauergräser und andere Kieselpflanzen. Die Ursache der schlechten Bodenbildung im Vergleich zum Albien liegt wohl hauptsächlich im zu grossen Quarzgehalt, wodurch ein Quarzskelett erhalten bleibt, während bei den kalkreicheren und feinkörnigeren Albien-Grünsanden ein vollständiger Zerfall stattfindet. Stellenweise ist auch der Kalkgehalt für die Pflanzen mangelhaft (Alp Arin).

Die Gamserschichten.

Benennung.

Die Bezeichnung Gamserschichten ist in diesem Buche (1. Teil 1910) zum erstenmal gebraucht worden für die flaserig-tonige Grünsandbildung, die in den östlichen Churfürsten in grosser Mächtigkeit und auffallender Selbständigkeit zwischen Schrattenskalk und Brisissandstein auftritt. Der Name ist gewählt vom Gamserrugg, dessen Sockel von einem mächtigen Band des schwarzen knorrig-flaserigen Sandsteins gebildet wird (Walenseekarte). Die stratigraphische Lage und das Aussehen vom Typus der Gamserschichten sind aus den Spezialprofilen Fig. 83, pag. 258, Nr. 2 und Fig. 84, pag. 260, Nr. 5, zu ersehen.

Die Schichtabteilung selbst war mir schon 1909 aus den östlichen Churfürsten bekannt. Ich bezeichnete sie²⁾ als „Grès vert marneux“ oder „Grès glauconieux marneux“, und stellte sie in den obersten Teil der „Luiterschichten“. In dieser Weise werden die Gamserschichten von E. GANZ aufgefasst.

¹⁾ Ob am Alpsiegel G III schon vorhanden, wie ALB. HEIM, Säntisgebirge 1905, pag. 25, angibt, sollte noch verifiziert werden.

²⁾ Crétacique moyen, B. S. G. F. 1909, pag. 114, 116, Fig. 5.

Die selbständige Stellung und sehr bedeutende Mächtigkeit in der Churfürsten-Alviergruppe veranlasst mich, die Gamserschichten als eine getrennte Abteilung zu behandeln.

Die Richtigkeit der Parallelisierung der „Gamserschichten“ von E. GANZ im Drusberggebiet mit dem Typus der östlichen Churfürsten kann kaum in Frage gezogen werden, insofern diese Abteilung von E. GANZ ausgeschieden und nicht als Luiterschichten behandelt wird.

Allgemeiner lithologischer Charakter.

Schwärzlicher bis tuschbraun angewitterter, mehr oder weniger glauconitischer, knorriger, eisenschüssiger Sandstein, der von schwarzen tonigen oder mergeligen Schichten und Flasern durchzogen wird. Einzelne Handstücke aus massigen Bänken könnten hie und da mit Brisisandstein verwechselt werden; doch sind auch die kompakt aussehenden Bänke meist diagonal faserig von tonigen Häuten durchzogen, wie sie im echten Brisisandstein nicht beobachtet wurden.

Im Gesamthabitus erinnert das Gestein auffallend an den Eisensandstein im unteren Dogger (Walenstadt), und kann bei vollständigen Aufschlüssen mit keiner anderen Schichtabteilung der mittleren Kreide verwechselt werden; dies um so weniger, als die Grenzen gegen unten und oben im Churfürsten-Alviergebiet meist an Schärfe nichts zu wünschen übrig lassen.

Mikro-lithologisches.

(Taf. XIX Fig. 4.)

Ein Schliff aus dem oberen Teil der echten Gamserschichten des Profils Nieder-Ritschekopf (Nr. 5 in Fig. 84, pag. 260) zeigt folgendes Bild:

Grundmasse 10—30 %

Die Quarzkörner sind eingebettet in folgende vielfach ineinander übergehende Substanzen:

- a) durchfallend bräunliche, auffallend rostgelbe feinstkörnige bis faserige Masse, bestehend aus Limonit und Ton, indem sich bei starker Vergrößerung feinste Körnchen von Calcit und Quarz erkennen lassen;
- b) Calcit, oft vorherrschend und als farblose unregelmässige Körnchen die Quarzkörner einhüllend, seltener in Form von Rhomboëderchen ausgebildet;
- c) schwarze Schnüre und Flasern, die sich zwischen den Quarzkörnern hindurchwinden oder auch in Form dunkler Ränder der einzelnen Körner auftreten; enthalten feinste FeS₂ Körnchen, und schliessen gelegentlich Stränge von quersfasrigem sekundärem Calcit ein (tektonisch?). Bituminöser, eisenschüssiger Ton?

Einstreulinge 70—90 %

a) Quarz, 60—80 %, mittlere Korngrösse 0.1—0.2 mm.

- a) gewöhnlicher Quarz, die Körner weitaus vorherrschend scharfkantig oder mit zackigen Umrissen, ferner grösstenteils undulös, häufig sehr auffällig undulös auslöschend;
- β) einzelne polygene, zusammengesetzte Quarzkörner aus granitischen Gesteinen, wobei Bruchstücke verschiedener aus dem Magma ausgeschiedener Quarzkörner aneinander haften geblieben sind (?);
- γ) getüpfelte und gestrichelte Quarzkörner, häufig undulös auslöschend, von Kieselorganismen, oder pseudomorph nach Kalkschalen Fragmenten;
- δ) kryptokristalline oder hemikristallinkörnige Quarzkörner, spärlich.
- b) Feldspat, nur in einzelnen verzwilligten Körnern festgestellt, die vollkommen frisch sind und im gewöhnlichen Licht wie Quarz aussehen. Vielleicht sind nicht verzwilligte Feldspatkörner häufiger als nachweisbar;
- c) Glauconit, 5—8 %
 - a) vorherrschend in blaugrünen kryptokristallinen Körnern von Grösse und Umriss des Quarzes, hie und da rundlich, meist unregelmässig, aber scharf begrenzt;
 - β) blasser und weniger rein grüne Füllmassen zwischen einzelnen Quarzkörnern, kryptokristallin, aber auch übergehend in
 - γ) hemikristallin garbenförmiger und undulös auslöschender Glauconit in einzelnen Körnchen, pleochroitisch blaugrün bis gelbgrün; auch Übergangsformen nach α, sodass die glauconitische Natur unzweifelhaft ist.

Die Gamserschichten unterscheiden sich demnach mikroskopisch vom Brisisandstein besonders durch das tonig-limonitische Bindemittel, das selbst die feinsten Spalten zwischen den dicht gedrängten Quarzkörnern ausfüllt, und durch die schwarzen Fläsern, die im Dünnschliff wie im Handstück das Gestein durchziehen. Ein Dünnschliff von Brisisandstein ist im ganzen betrachtet durchsichtig, während ein Schliff der Gamserschichten schmutzig braun aussieht. Man kann aber auch bei schwacher, 10—20facher Vergrößerung hie und da zwischen den unregelmässigen Schnüren eine mosaikförmige Lagerung der eckigen Quarzkörner erkennen, insbesondere, wo die Quarzkörner besonders dicht geschart sind¹⁾. Diese Fläserungen und Gruppierungen sind im kleinen wie an den ganzen Felsen (Fig. 86 pag. 266) ein kennzeichnendes Merkmal der Gamserschichten im Vergleich zum massigen Brisisandstein. Ausserdem scheinen den Gamserschichten die im Brisisandstein häufigen zoogenen Gemengteile zu fehlen. Von Mikro-Organismen konnten nur spärliche halbzersetzte Calcitkammern mit Fe S₂ Füllung von Foraminiferen beobachtet werden. Der Reichtum an Echinodermentrümmern tritt erst mit den Brisischichten auf²⁾.

Von den Durschlägischichten unterscheiden sich die Gamserschichten ausser der Fläserung durch geringeren Kalk- und grösseren Toneisengehalt, ferner durch geringeren Glauconitgehalt im Vergleich zum Quarz.

Von den Niederischichten unterscheidet sich das mikroskopische Bild der Gamserschichten sogleich durch die zwei- bis vierfache Korngrösse, das mehr oder weniger reichliche Vorhandensein von Calcit und das Fehlen eines amorphen durchsichtigen Kieselbindemittels.

Fauna und Alter.

Die Gamserschichten sind sehr arm an Versteinerungen. Die einzigen, die ich fand, stammen aus dem unteren Teil der Gamserschichten von Sisiz-Rosswies (vgl. pag. 266), nämlich

Belemnites sp. ind., wahrscheinlich *semicanaliculatus* BLV.

Lytoceras (Tetragonites) Duvalianum D'ORB. sp.³⁾.

D'ORBIGNY, Pal. française, pag. 158, pl. 50 f. 4—6.

CH. JACOB, Mém. Soc. Géol. France, 1907, pl. XI f. 4a; bekannt von der Drôme aus den Mergeln mit verkiesten Ammoniten neben *Hoplites furcatus* und *Oppelia Nisus*, Zone IIa, und vom Luitere Zug (IIb), soll aber auch in die Zone III hinaufreichen.

Parahoplites (Acanthoplites) Tobleri JACOB.

JACOB et TOBLER, Gault de la Vallée de la Engelberger Aa, Mém. Soc. Pal. Suisse, Vol. XXXIII, 1906, pag. 11, pl. II fig. 4—6, durch JACOB zuerst aus der Luitere Fossilschicht am Luitere Zug bekannt geworden und von CH. JACOB zitiert von Les Grèzes bei Clansayes, IIa, (Drôme) und von W. KILIAN⁴⁾ neuerdings aus den „obersten Aptmergeln“ von Carnol, Barrême etc.⁵⁾.

Arca sp. ind.

Diese Fossilien können nicht als aufgearbeitet betrachtet werden, da bei Sisiz zwischen den Gamserschichten und der schlecht ausgebildeten Fossilschicht an der oberen Schrattenkalkgrenze eine 0.8 m dicke Schicht von sterilem Luitere mergel eingeschaltet ist, und das Bruchstück des oben genannten *Parahoplites* ausserdem noch etwa 2 m über dieser Mergellage aus dem Grünsandstein stammt.

¹⁾ Diese Erscheinung erinnert im kleinen etwas an die Mosaikstruktur des eckigen Oberflächenschuttes, der sich in langsamer Solifluktion befindet (Alpen, Grönland, Spitzbergen etc.).

²⁾ Ob das stark undulöse Auslösen der Quarzkörner den Gamserschichten allgemein zukomme und ebenso als Unterschied gegenüber dem Brisisandstein aufgestellt werden könne, müsste erst durch eine grössere Zahl von Präparaten nachgewiesen werden, was über den Rahmen dieser Arbeit hinausginge.

³⁾ Beschreibung siehe pag. 266 dieses Werkes.

⁴⁾ W. KILIAN, Palaeocretacicum, III. Teil, 1913., in Lethaea geognostica, pag. 347.

⁵⁾ W. KILIAN schreibt 1913 l. c. pag. 350 das folgende: „Die obere Aptstufe (= Gargasien) ist durch das Vorkommen von *Acanthopliten* gekennzeichnet und zwar:

1. In einer unteren Zone: *Acanth. crassicosatus* D'ORB. sp. und *Gargasensis* D'ORB. sp.;

2. in der obersten Zone: *Acanth. Tobleri* JACOB sp.

Dass die Gamserschichten dem echten Gargasien, der Zone II Jacob's angehören, steht sowohl aus stratigraphischen wie palaeontologischen Gründen so gut wie ausser Zweifel. Als mittelbares Hangendes der Luiterezug-Fossilschicht müssen wir sie zur **Zone IIb**, d. h. zum obersten Gargasien sensu stricto rechnen (vgl. Tabelle hinten).

Facies.

Das vollständige Fehlen der Gamserschichten in den ursprünglich nördlichen Gebieten, das plötzliche Einsetzen, das Vorhandensein vom Alviergebiet bis nach Seelisberg (70 km) oder noch weiter westlich, sowie die ausserordentliche Anschwellung auf der Rheintalseite sprechen dafür, dass die Einschwemmung des Sandes und Tonschlammes von Südosten oder Osten erfolgte. Die Korngrösse scheint im ganzen durchaus gleichmässig zu sein. Betreffend die Ablagerungstiefe kommen wir über Vermutungen noch nicht hinaus. Ich betrachte die Gamserschichten aus Analogiegründen mit Vorbehalt als neritisch.

Abgrenzung, Facies- und Mächtigkeitsveränderungen.

Von den Gamserschichten fehlt jede Spur vom autochthonen Gebirge bis zu den oberen helvetischen Decken. Sie erscheinen zuerst im Osten im südöstlichen Teil der Säntisdecke, im Westen in der Drusbergdecke.

a) Thurgruppe.

Das genaue Einsetzen resp. Auskeilen nach NW konnte noch nicht beobachtet werden. Am Scheibenstoll-Gipfel fand ich den Kontakt des Schrattenkalkes mit den hangenden Grünsandsteinen durch Blockschutt verdeckt. Der Abstand vom Schrattenkalk bis zur oberen Grenze des Brisandsteins ist aber so gering (zirka 10 m), dass kaum noch Platz für die Gamserschichten übrig bleibt. Das erste sichere Auftreten ist festgestellt vom Hinterrugg südlich vom Joch, wo bereits eine grosse Mächtigkeit von zirka 12—15 m zu konstatieren ist. Auf der Süd- und Ostseite des Käserugg (2266 m), d. h. in etwa 1 km von der nordwestlichen Grenze, beträgt die Mächtigkeit schon etwa 15 m. Das Auskeilen könnte wohl auf der Nordostseite des Hinterruggs an den steilen Wänden verfolgt werden. Leider habe ich seinerzeit diesbezügliche exakte Beobachtungen unterlassen. Sicher geht die Nordwestgrenze der Gamserschichten zwischen Überknorren nördlich Hinterrugg (wo der Brisandstein noch direkt auf Schrattenkalk ruht) und den Ostwänden des Käserugg vorbei (wo ich bei Oberplisen bereits 18 m typische Gamserschichten notierte). Die besten Anhaltspunkte über das nordwestliche Auskeilen bietet der Nordfuss der östlichen Churfirten. Ich schätzte hier zwischen Schrattenkalk und Brisibrecie die folgenden Mächtigkeiten der Gamserschichten:

500 m südlich Schwendisee-Hinterseen	4 m
250 m südwestlich Engi bei Freienalp	4 m
zirka 100 m östlich der Hütten Gams (1771 m)	zirka 9 m

Von hier an sind die Gamserschichten nach Süden und Osten, soweit beobachtet, durchgreifend und in grosser Mächtigkeit vorhanden:

Gamserrugg-Sattelkopf Punkt 1942	15—18 m
Gamserrugg-Feilen (Fig. 83, pag. 258)	zirka 14 m
Nideri	18 m
ferner in der Alviergruppe:	
Gulms-Sichelkamm	17 m
Naus-Obersäss	zirka 15 m
Sisiz-Rosswies	zirka 25 m
Hurst (1970 m)	17 m
Räfis im Rheintal	zirka 70 m

Während in den östlichen Churfürsten, zwar oft nur nach langem Pickeln, eine vollkommen scharfe Grenze nach unten wie nach oben konstatiert werden kann, stellt sich gegen die Alviergruppe hin ein Übergang in den Brisandstein ein (pag. 262, 265, 266), der allerdings am Hurst wieder einer scharfen Schichtfuge weicht.

Wir ersehen daraus, dass zwischen beiden im allgemeinen scharfgeschiedenen Abteilungen kein Schichtglied fehlen kann.

Die Facies ändert sich wenig. In der Alviergruppe werden die Gamserschichten gegen Osten stärker glauconitisch und anscheinend kalkreicher, bis sie schliesslich bei Räfis im Rheintal in ihrem oberen Teil kompakte Wände bilden und die tonig schieferigen Zwischenlagen vom Typus des Gamserruggs nur noch im unteren Teil der enorm angeschwollenen Schichtgruppe erhalten bleiben (Fig. 92, pag. 275).

b) Drusberggebiet.

Vom Drusberg bis nach Unterwalden besteht in der Regel das Liegende der Brisischichten resp. des „Sternenoolithes“ aus schwärzlichen, grünsandigen Mergeln, die zum Teil in faciemer Hinsicht eine Zwischenstellung des Typus der Gamserschichten einerseits und des Typus der Luitere mergel anderseits einnehmen. Ausserdem scheinen die Gamserschichten in der südöstlichsten Zone der Drusbergdecke teilweise oder ganz von Echinodermenbildungen ersetzt zu sein, wie dies vor allem bei Illgau anzunehmen ist. Es ist darum begreiflich, dass die Gamserschichten in diesen Gebieten noch nicht durchgreifend abgetrennt werden konnten. Das Studium der Arbeit von E. GANZ wird ausserdem erschwert durch vielfache Widersprüche in den verschiedenen Angaben in bezug auf Gesteinsbezeichnung und Mächtigkeiten in den Zeichnungen, den Übersichtsfiguren, Profiltafeln und dem zusammenfassenden Text. Oft handelt es sich sichtlich um Druckfehler. Am sichersten geht man wohl, wenn man sich allein an die Darstellung der sorgfältigen Spezialprofile im ersten Teil des Buches hält, ohne die Tafeln am Schluss zu berücksichtigen. Es lassen sich auf diese Weise folgende Resultate herauschälen:

1. In der ganzen Wiggisgruppe (Säntisdecke) und der Rädertendecke bis und mit Flubrig (Stirn der Drusbergdecke) fehlt jede Spur von Gamserschichten und Luitere mergeln.
2. Die Gargas mergel treten zum erstenmal auf am Profil Hoheggen, im nördlichen Gewölbe der Drusbergdecke, und lassen sich von hier nach Süden und Südwesten verfolgen, bis sie teilweise oder ganz durch Echinodermenbildungen ersetzt werden. Nach den Gesteinsbezeichnungen möchte ich vermuten, dass hier unter der Bezeichnung „Luitere-Mergel“ die Gamserschichten vorliegen, da E. GANZ von „knorrigen Mergeltonen“, „sandigen Mergeln“, „sandigen Nestern“, „Glaucnitsandkalk“, „Sandstein“ usw.¹⁾ spricht und entsprechend zeichnet, und entweder scharfe obere Abgrenzung oder raschen Übergang in den hangenden Brisandstein erwähnt. Die Beschreibungen der „Luitere-Mergel“ stimmen fast alle für Gamserschichten.

3. Twäriberg.

Fig. 14 von E. GANZ zeigt in bezug auf die Gargas mergel das vollständige Profil, das zugleich am besten mit der Schichtfolge im Alviergebiet, speziell dem Hurst, übereinstimmt. Es veranschaulicht von oben:

Brisischichten, Wechsellagerung von Echinodermenbreccie und Glaucnitsandstein	37 m
„Gamserschichten“, flaserig	14.5 m
„Luitere-Mergel“ mit dünnen Bänken von „Sternenoolith“	12.0 m
„Durchgangsschicht und Luitere-Fossilschicht“	zirka 1 m
Oberer Schrattenkalk.	

Im zugehörigen Text, pag. 67, wird vom Twäriberg nur das Albien beschrieben. Pr. 29, Taf. IV stimmt nicht mit Fig. 14, indem hier die „Gamserschichten“ als kompakter Brisandstein gezeichnet

¹⁾ Die Bezeichnungen „Glaucnitsandoolith“ und „Glaucnitschiefer“ (l. c. pag. 60) sind in lithologischer Hinsicht ohne weiteres nicht leicht verständlich.

sind. In Fig. 20 finden wir für das Gebiet des Twäriberges ausserdem „Echinodermenoolith“ statt „Luitere mergel“ dargestellt.

4. Drusberg.

Die unübertrefflich gezeichnete Fig. 15 stellt folgende Stufen dar, von oben:

Echinodermenbreccie	}	Brisischichten . . .	32 + ? m
Glaconitsandstein			
Echinodermenbreccie			
„Gamserschichten“			14 m
„Echinodermenoolith“			14 m
Luitere-Fossilschicht			
Schrattenkalk.			

Im dazugehörigen Text l. c. pag. 70, dessen Nummerierungen und Schichtfolgen gänzlich verschieden sind, findet man keine Erwähnung von Gamserschichten, sondern zusammengefasst, von oben:

Brisischichten	49.5 m
b—f Mergel und Kalkbänke	}	„Luitere-Mergel“ . . .
„Echinodermenoolith“		
Luitere-Fossilschicht mit Mergelschieferlage		0.5 m
Oberer Schrattenkalk.		

Prof. 32, Taf. IV stimmt weder mit Fig. 15 noch mit dem obigen Text. In der Zusammenfassung pag. 91 werden vom Drusberg wieder 14 m Gamserschichten erwähnt, auf pag. 88 ausserdem 19 m Luitere-Mergel + Oolith. Auf Fig. 20 (Faciesfigur) sind für den Drusberg eingezeichnet:

Brisischichten	zirka 45 m
Echinodermenoolith		14 m
Luitere-Fossilschicht,		

keine Gamserschichten, keine Mergel überhaupt.

5. Forstberg.

Dieses Profil habe ich selbst an Ort und Stelle besucht und kann bestätigen, dass hier zwischen Luiterezug-Fossilschicht und Brisischichten keine Mergelbildung vorhanden ist. Die Gamserschichten sind vielleicht vertreten durch eine 14—15 m mächtige Echinodermenbreccie vom Typus der Brisischichten, mit Milchquarzkörnern von mehreren Millimetern. („Sternenoolith“ von E. GANZ.)

6. Kleiner Sternen.

Texte und Tafeln stimmen nicht. Mergel und darüber „Sternenoolith“.

7. Illgau.

Nach meinem Profil¹⁾ darf man wohl annehmen, dass der Brisisandstein durch Echinodermenbreccie, die Gamserschichten durch einen teilweise oolithischen Echinodermenkalk mit Mergellagen („Sternenoolith“) ersetzt seien. Luitere mergel und Gamserschichten sind nicht vorhanden.

* * *

Aus den obigen Darstellungen geht hervor, dass die Gamserschichten wahrscheinlich in der mittleren Zone der Drusbergdecke (im Drusberggebiet) allgemein vorhanden sind, im südlichen Gebiet aber in eine Echinodermenbildung übergehen.

Isometrische und isopische Linien.

Die Nordwestgrenze der Gamserschichten verläuft in den östlichen Churfürsten im Durchschnitt etwa von den Schwendiseen über den Hinterrugg, das ist zirka S 30 W. Die Grenz-

¹⁾ B. S. G. F. 1909, pag. 111.

linie scheint jedoch nicht gradlinig zu sein, sondern südlich der Schwendiseen eine Ausbuchtung nach NW zu machen (Facieskarte Fig. 98). Diese Ausbuchtung ist aus zwei Gründen anzunehmen:

1. Weil bei Überknorren noch keine Gamserschichten vorhanden sind.
2. Weil die gleichen Mächtigkeiten von je 4 m zu beiden Seiten nördlich des Gamserrugg in E-W-Verbindung liegen.

Verbinden wir den Hinterrugg mit dem Guggernfluhgewölbe bei Iberg, so erhalten wir als abgewickelten durchschnittlichen Verlauf der Nordwestgrenze der Gargasmergel zirka **W 35 S**.

Twäriberg und Hurst verbunden gibt abgewickelt eine isopische Richtung von zirka **W 25 S**.

Innerhalb der östlichen Churfirten sind die Mächtigkeiten wie bei den Brisischichten unregelmässig verteilt, sodass sich keine gradlinigen und durchgreifenden isometrischen Richtungen feststellen lassen. Die konstanteste Richtung scheint die Verbindung Käserrugg-Niederi-Gulms zu sein, d. i. **ESE**, also gerade senkrecht zur Nordwestgrenze der Gamserschichten. Auch die enorme Mächtigkeitszunahme vom Hurst nach Räfis deutet darauf hin, dass sich in der südöstlichen Zone ähnlich wie bei den Brisischichten die isometrischen und isopischen Richtungen wenigstens lokal quer zum allgemeinen Alpenstreichen stellen.

Innerhalb der südöstlichen Zone der oberen helvetischen Decken vom Alvier bis Drusberg konstatieren wir die gleiche Erscheinung für die Gruppe der Gamserschichten, wie wir sie schon bei den Brisischichten (pag. 331) fanden: Ersatz durch Echinodermenkalk im SW, mächtige sandige Entwicklung im NE.

Mächtigkeitsgefälle.

Die Gamserschichten weisen die grössten Mächtigkeitsgefälle unter den Schichtabteilungen der mittleren Kreide auf.

1. Das Einsetzen am Hinterrugg findet fast plötzlich statt, sodass die Mächtigkeit innerhalb etwa 1 km von 0 auf zirka 15 m steigt (vgl. Fig. 89, pag. 271). Das ergibt ein Mächtigkeitsgefälle von **15 ‰ NW**.
2. Das Mächtigkeitsgefälle vom Profil Räfis im Rheintal (zirka 70 m) bis zum Hurst (zirka 17 m) ergibt ungefähr **10 ‰ SW**.

Landschaftlicher Charakter.

Im Gebiet der östlichen Churfirten bilden die Gamserschichten durchweg ein flacheres, entweder begrast, oder dann düster schwarzbraun felsiges Gesimse über den Schratkalkwänden. Typisch sind die Abwitterungsprofile Fig. 83 und 84. In der Alviergruppe ertragen die Gamserschichten infolge ihrer etwas kompakteren Ausbildung steilere Böschungen (Fig. 86—87), und bilden auf der Rheintalseite auch kompakte, blau, braun, schwarz, weiss und grünlich fleckige Felswände, die von weitem denen des Brisisandsteins ähnlich aussehen.

Der Verwitterungsboden der Gamserschichten scheint für die Alpwirtschaft günstiger zu sein, als derjenige des Brisisandsteins, da die Gamserschichten infolge ihres Ton- und Kalkgehaltes leichter in Erde zerfallen.

Bemerkungen zur Walenseekarte.

Aus technischen Gründen musste von einer Ausscheidung der Gamserschichten in der Walenseekarte abgesehen werden. Die Gamserschichten sind mit dem Brisisandstein zusammengefasst als „Glaconitsandstein und Mergelsand“ des Gargasien, und mit roten Punkten bezeichnet. Nach den Angaben im Text und der Karte Fig. 98 lassen sich, wenn erwünscht, die Ausscheidungen nachträglich leicht vornehmen, da im östlichen Gebiet der Walenseekarte die Gamserschichten nur in Form von Bändern auftreten. Man kann also ohne grossen Fehler den unteren Teil der rot punktierten Bänder als Gamserschichten herauszeichnen.

Die Luitere mergel.

Benennung, Geschichtliches.

An der durch die Arbeiten von A. TOBLER und CH. JACOB¹⁾ berühmt gewordenen Lokalität des Luitere Zuges bei Dallenwyl im Tal der Engelberger Aa folgen über der eigentlichen Luiterezug-Fossilschicht weiche dunkle Mergel. Diese wurden von den genannten Autoren irrtümlicherweise mit den hangenden Brisischichten zusammen als Albien betrachtet. Erneute Studien haben mich zu einer detaillierteren Beschreibung mit Abbildung des berühmten Luitere-Zug Profiles geführt²⁾, womit der Nachweis erbracht worden ist, dass die genannten schwarzen Mergel ein tieferes Niveau als die bereits von JACOB, TOBLER, BUXTORF und mir zum Aptien gestellten Brisischichten der Churfürsten und des Bürgerstockes einnehmen. Ich führte daher die nicht ganz glückliche Bezeichnung „Marnes de Luitere“ oder „Luitere mergel“ ein, die seither auch in diesem Buche 1910 und von E. GANZ³⁾ 1912 angewendet wurde. Ob im Gebiet der Zentralschweiz die Gamserschichten und die echten Luitere mergel eine Facies der gleichen stratigraphischen Stufe darstellen, werden wohl die Untersuchungen von BUXTORF und ARBENZ aufklären. Das Profil des Hurst in der Alviergruppe (Fig. 87 dieses Werkes) beweist mit aller Klarheit, dass hier die faciel und stratigraphisch den „Schistes marneux noirs“ des Luitere Zuges genau entsprechenden schwarzen Mergel (Nr. 9 in Fig. 87) mit vollkommen scharfer Grenze von der mächtigen Stufe typischer Gamserschichten **überlagert** werden. Es ist daher notwendig, wenigstens für die Alviergruppe die beiden leicht unterscheidbaren Bildungen scharf auseinander zu halten.

Lithologischer und landschaftlicher Charakter. — Facies, Fauna, Alter.

Homogene blauschwarze, bituminöse, mehr oder weniger schieferige Mergel, das am leichtesten verwitterbare Gestein der gesamten mittleren Kreideabteilungen im Gebiet der Thurgruppe. Es bildet daher bei Sisiz und am Hurst eine ausgesprochene Hohlkehle.

Die Facies lässt sich am ehesten mit dem rezenten Blauschlamm vergleichen, der an die Nähe der Küsten, nicht aber an geringe Tiefen gebunden ist.

Von Versteinerungen ist aus der Alviergruppe nichts bekannt als einzelne Belemniten, und zwar von Sisiz (pag. 266).

Die Luitere mergel bilden sicher das Liegende der Gamserschichten und das Hangende der Luiterezug-Fossilschicht, gehören also zweifellos zum echten Gargasien, der Zone II JACOBS. Ob das obere oder untere Gargasien vertreten sei, hängt von der Zuordnung der Luiterezug-Fossilschicht ab.

Vorkommen und Mächtigkeitsveränderungen.

a) Alviergruppe.

Ganz unzweifelhafte Luitere mergel sind nur von dem prachtvollen Hurstprofil (pag. 267) nachgewiesen. Wahrscheinlich gehören aber auch die 0,8 m schwarzen Mergelschiefer an der Basis der Gamserschichten bei Sisiz (4 in Fig. 86) bereits zu den Luitere mergeln. Wir nehmen also an, dass diese unweit westlich Sisiz auskeilen und anderseits gegen Südosten bis zum Hurst an Mächtigkeit rasch zunehmen, wo sie nach den spärlichen mir bekannt gewordenen Daten mit 7 m ihr Maximum erreichen. Es gelang mir nicht, zwischen diesen Punkten ein aufgeschlossenes Profil zu

¹⁾ JACOB et TOBLER, Gault de la Vallée de la Engelberger Aa, Mém. Soc. Pal. Suisse, Vol. XXXIII, 1906.

CH. JACOB, Partie moyenne des terrains crétacés, Thèse. Grenoble 1907.

²⁾ ARN. HEIM, Crétacique moyen, B. S. G. F., 1909, pag. 102—108.

³⁾ E. GANZ, Mittlere Kreide, Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1912.

finden. Ebenso lässt der Osthang der Alviergruppe bis zum Rheintal an Aufschlüssen sehr viel zu wünschen übrig. Im Walde des Ranserholz westlich Rans gelang es mir selbst mit Pickeln am steilen Gehänge nicht, einen Aufschluss herzustellen. Sicher ist, dass hier der unterste Teil der echten Gamserschichten rauhe Schieferlagen enthält, die mit dem weichen sammetigen Luitere mergel nicht verwechselt werden dürfen, und dass die Luitere mergel, wenn überhaupt vorhanden, höchstens noch 2 m mächtig sein können (Fig. 92, pag. 275).

b) Drusberggebiet.

Ob hier echte Luitere mergel vorkommen, ist noch nicht ganz unzweideutig nachgewiesen. Am ehesten scheinen solche nach den Profilen von E. GANZ angenommen werden zu dürfen am Twäriberg (l. c. Fig. 14, ohne Beschreibung) und am Kleinen Sternen (nach l. c. Fig. 16)¹⁾.

Bei Illgau fehlt sicher jede Spur von Luitere mergel, und zwar vermutlich nicht nur deren Facies, sondern auch die Ablagerung der entsprechenden Zeit.

Eine Aufklärung in der Frage der Gams- und Luitereschichten vermag wohl ein eingehendes Studium des Frohnalpstockes zu bringen. Es fiel mir von Illgau aus auf, dass von Zingel bis Plankstock²⁾ die vielleicht 60 m mächtige Echinodermenbildung zum Unterschied des Illgauer Profiles noch von einer etwa 50 m hohen schiefen Halde vom Schrattenkalk getrennt wird, die wohl nichts anderem als den Gargasmergeln angehören kann.

Nach persönlichen Mitteilungen von Dr. P. ARBENZ lassen sich die Luitere mergel in grosser Mächtigkeit vom Engelbergeraa-Tal bis zum Brünig verfolgen. Sie sind also, wenn auch vielleicht primär (und nicht nur durch Erosion der Drusbergdecke) unterbrochen, auf eine Länge von etwa 100 km nachgewiesen.

Isometrische Linien.

Die Nordgrenze der Luitere mergel zieht vermutlich von etwas NW Sisiz in der Alviergruppe irgendwo nach dem südlichen Teil der Drusbergdecke (Twäriberg?, Frohnalpstock?), jedenfalls südlich Illgau vorbei bis nördlich des Luitere-Zuges im Engelbergeraa-Tal, woraus sich eine ungefähre mittlere abgewinkelte Richtung von **W 20-25° S** ergibt.

Es wäre sehr notwendig, die südlichsten Faciestypen des Gargasien am Frohnalpstock und weiter westlich einer genauen Revision zu unterziehen.

Mächtigkeitsgefälle.

In der Alviergruppe sind, nach den wenigen Daten zu urteilen, die Mächtigkeitsgefälle der Luitere mergel weit geringer als die der Gamserschichten.

Das Gefälle Hurst-Rosswies beträgt 1.4 ‰ NW, dasjenige Hurst-Ranserholz zirka 1.5 ‰ E 30 N.

Basis-Grünsand und Durchgängschicht.

Benennung und Abtrennung.

Die Ausscheidung bestimmter stratigraphischer Horizonte an der Basis der Gargasmergel und über der eigentlichen Luiterezug-Fossilschicht bietet grosse Schwierigkeiten. Die Abtrennung und Benennung „Durchgängschicht“, wie sie von E. GANZ 1912 vorgenommen wurde, ist noch kaum eine Errungenschaft, sondern erst ein Versuch zu nennen. Wir sind noch weit entfernt davon, sagen zu können, ob es sich um ein bestimmtes Niveau handelt, oder ob, wie mir scheint, nicht eher

¹⁾ Der Text stimmt nicht zu dieser Figur, und die Figuren 84 und 85 der Taf. XI, auf die im Text verwiesen wird, tragen den Titel Sulzmatt, während dem Kl. Sternen in der Tafel XI die Fig. 83 zuerteilt ist.

²⁾ Vgl. P. ARBENZ, Geologische Karte des Frohnalpstockes, 1 : 50,000, in Beiträge Lfg. XVIII, 1905.

nur eine in ihrem Alter nicht konstante Grünsand-Basisbank vorliege. Die Ausbreitung ist sehr unregelmässig.

Als Typus der Durchgängschicht bezeichnet E. GANZ eine 0,9 m mächtige Bank von feinkörnigem Glauconitsandstein, die bei der Durchgänger im südlichen Teil der Rädertendecke durch raschen Übergang aus dem liegenden Luiterezug-Fossilhorizont hervorgeht, während sie gegen den hangenden Brisandstein mit Diskontinuität grenzt.

Die glauconitische Basisbildung der Alviergruppe.

Eine in ihrem Niveau der „Durchgängschicht“ entsprechende Grünsandbildung habe ich in der ganzen Thurgruppe nur im Profil des Hurst in der Alviergruppe gefunden. Es liegt aber hier nicht „eine Bank von Glauconitsandstein“ vor, sondern 3—4 ineinander übergehende Bänke von Glauconitkalk und glauconitischen Mergeln von im ganzen 4,7 m Mächtigkeit. Die genaue Beschreibung ist auf pag. 267 gegeben.

Ein weiterer Unterschied vom Typus der Durchgänger ist die messerscharfe Grenze gegen den Schrattenkalk, und der Übergang in die Luitere mergel. Diese Basisbildung am Hurst ist also mit den Luitere mergeln enger verwandt als mit der Fossilschicht an der oberen Schrattenkalkgrenze, die am Hurst zu fehlen scheint. Es ist darum wohl möglich, dass die glauconitischen Schichten 6—8 des Hurstprofils pag. 267, das Hangende der Durchgängschicht darstellen.

Der lithologische Charakter der genannten Basisschichten vom Hurst ist ganz eigenartig, sodass eine Verwechslung mit anderen Schichten des Gargasien ausgeschlossen ist. Dagegen erinnern die genannten Schichten auffällig an die Facies der Flubrigschichten. Sie zeichnen sich durch geringen Sandgehalt aus. Die tiefste Bank nähert sich einem Glauconitit und erinnert facieell an die Glauconitkalke im Flysch, z. B. vom Flibach (Linse 10, pag. 49).

Die Basis-Glauconitschichten mit grossen Belemniten des Hurst entsprechen mit den Luitere mergeln zusammen den „marnes à Belemnites semicanaliculatus“ von Südfrankreich. Eine Schwierigkeit besteht indessen darin, dass bei Clansayes zwei durch die Schichten mit der „Faune des Grèzes“ getrennte „marnes à *Bel. semicanaliculatus*“ vorkommen¹⁾. Auf alle Fälle gehören die fraglichen Schichten des Hurst dem **echten Gargasien** an.

Für die Verhältnisse der Räderten- und Drusbergdecke verweise ich auf die Ausführungen von E. GANZ l. c. pag. 84.

Die Luiterezug-Fossilschicht²⁾.

(Grünsandige, obere Grenze des Schrattenkalkes.)

Benennung, Geschichtliches.

Unter Führung von Dr. A. TOBLER besuchte die Schweizerische Geologische Gesellschaft am 15. Sept. 1905 die Fossilstelle des „Unteren Gault“ am „Luitere Zug“, am Weg von Dallenwyl nach Nieder-Rickenbach, im Tal der Engelberger Aa. Herr Ch. JACOB erkannte dabei, dass die Fauna dem Gargasien angehöre und veröffentlichte als Beilage zum Exkursionsbericht von TOBLER und BUXTORF die ersten Resultate seiner palaeontologischen Bestimmungen³⁾. Man sprach und schrieb fortan vom „Gisement de Luitere Zug“, oder der „Fauna vom Luitere Zug“⁴⁾. Wenig später erschienen die wichtigen, auf pag. 345 zitierten Arbeiten von Ch. JACOB und A. TOBLER. JACOB bezeichnete 1905 die Fauna des Luitere Zuges als „légèrement plus ancienne que celle de

¹⁾ Vgl. B. S. G. F. 1909, pag. 107.

²⁾ In der Einleitung pag. 227 und den Spezialprofilen wurde die Bezeichnung „Luitere-Fossilschicht“ gebraucht. Luiterezug-Fossilschicht oder kurz Luiterezugschicht ist aber wohl richtiger.

³⁾ *Eclologiae geol. helv.* Vol. IX, Nr. 1, 1905, pag. 50.

⁴⁾ Luitere = luter = lauter, Unterwaldner Dialekt; Zug = Runse, Bachrinne.

Clansayes“ und erhob in seinem fundamentalen Werke 1907 die Fauna des Luitere Zuges zu einer neuen Zone II b des oberen Gargasien, Sous-Zone à *Douvilléiceras subnodosocostatum* SINZOW et *Douvilléiceras Buxtorfi* JACOB. In der kurzen Revision der mittleren Kreide, die ich 1909¹⁾ veröffentlichte, kam ich aus vergleichend stratigraphischen Gründen zu der Ansicht, dass die hangenden schwarzen Mergel (Luitere mergel) und die Grünsande und Echinodermenbreccie (Brisisichten) des Engelberger Aa Profiles nicht zum Albien, sondern ebenso dem Gargasien angehören, und darum die Luiterezug-Fossilschicht nicht wohl dem obersten Gargasien, sondern dem mittleren oder unteren Gargasien entspreche. E. GANZ geht 1912 noch weiter, indem er die Luitere-Fossilschicht ins Bedoulien oder untere Aptien hinunterdrückt. Wir werden auf diese Frage zurückkommen.

Die Untersuchungen seit 1909 haben erwiesen, dass meine Umdeutung des Gaultprofiles von TOBLER und JACOB richtig war, dagegen unterlief mir in palaeontologischer Hinsicht ein Irrtum, der bereits im ersten Band dieses Werkes (pag. 248, 251—252) und weiterhin von E. GANZ 1912 berichtigt wurde. Ich hielt die Versteinerungen im Grünsand an der Grenze von Schrattenkalk und Brisissandstein der Churfürsten als der Basis des letzteren angehörig, währenddem ich nun mit E. GANZ anerkennen muss, dass solche, wenn im Brisissandstein vorhanden, als aufgearbeitet zu betrachten sind und die eigentliche Fauna einem, wenn auch im Handstück dem Brisigestein noch so ähnlichen Glauconitsandstein entstammt, der mit dem Schrattenkalk unzertrennlich verwachsen ist.

Hatte JACOB die von A. BUXTORF (Bürgenstock) und mir (Churfürsten) aus der Basis des „Glauconitsandsteins“, den „Couches à nodules phosphatées Nr. 4“ gefundenen Versteinerungen dem unteren Gargasien II a, Zone des *Hoplites furcatus*²⁾ zugeschrieben und die Fauna des Luitere Zuges als um eine Unterzone jünger betrachtet, so scheint es heute, dass ich 1909 den entgegengesetzten Fehler beging, indem ich die Fossilschicht des Luitere Zuges als stratigraphisch tiefer als die Fossilschicht von der „Basis des Glauconitsandsteins“³⁾ des Bürgenstocks und der Churfürsten hielt.

Durch die Arbeiten von E. GANZ und meine erneuten Überprüfungen der wichtigsten Profile ist nun klar gestellt, dass die beiden genannten Faunen weder im einen (Ch. JACOB 1907) noch im anderen Sinne (ARN. HEIM 1909) einander überlagern, sondern das gleiche stratigraphische Niveau einnehmen.

Vertikale Abgrenzung.

a) Luitere Zug im Engelbergeraa-Tal.

An der klassischen Stelle des Luitere Zuges sind die Aufschlüsse tadellos. Die eigentliche Fossilschicht ist 20—25 cm dick und liegt zwischen spätigem oberem Schrattenkalk⁴⁾ und schwärzlichem Luitere mergel. Der Kontakt lässt sich etwa wie folgt beschreiben:

Das Schrattenkalkgestein⁵⁾ leitet innerhalb etwa 20 cm in die eigentliche phosphoritische Fossilbank über, indem Spalten und Schlieren des Grünsandes in den Schrattenkalk eindringen und diesen mehr und mehr verdrängen, bis nur noch knorrige, zerfressen und ausgelaugt aussehende Brocken von Schrattenkalk in dem bereits fossilreichen Grünsandgestein eingebettet liegen. Beobachtet man ausserdem die meist unter der Lupe noch vollkommen scharfen Grenzen der Spalten und Gänge, so möchte man zuerst an eine echte Transgression über eine karrig ausgelaugte Oberfläche denken. Allein bei näherem Zusehen findet man unter den Brocken auch stark glauconit-haltigen Schrattenkalk voller dunkelgrüner Körnchen in der Schrattenkalk-Grundmasse, die niemals sekundär von obenher eingedrungen sein können. In einem solchen Stück sah ich bereits *Discoïdes decoratus*, also ein Fossil der eigentlichen Fossilschicht bereits

¹⁾ B. S. G. F., 4^me série, tome IX, pag. 101—127.

²⁾ Ch. JACOB, in *Eclogae*, Vol. IX, 1905, pag. 53.

³⁾ Brisissandstein.

⁴⁾ „Echinodermenbreccie“ nach TOBLER und JACOB.

⁵⁾ Näheres in B. S. G. F. 1909, pag. 102.

im grünsandigen und pyrithaltigen Schrattenkalk eingeschlossen¹⁾. Einzelne Glauconitkörnchen findet man bereits in der Kieselknollenbank des Schrattenkalkes, etwa 4 m unter der Fossilbank.

Etwa 30 m näher der Strasse ist an Stelle des Ineinandergreifens von Schrattenkalk und Fossilschicht eine scharfe, etwas wellig-höckerige Kontaktfläche zu sehen. Wir erkennen also in bezug auf die Kontaktfrage bereits hier die beiden Typen, die in den Churfürsten zu finden sind.

Die Fossilschicht selbst — ein kalkreicher phosphoritknolliger Grünsand, reich an FeS_2 — ist im unteren Teil, also unmittelbar über dem Schrattenkalk, am fossilreichsten, namentlich reich an *Douvilleiceraten*. Nach oben wird die Schicht etwas weicher und leicht schiefrig. Der vermutlich rasche Übergang in die Luitereemergel²⁾ ist nicht gut aufgeschlossen.

Diese Beobachtungen³⁾ bieten den Schlüssel zur Beurteilung der Luiterezug-Fossilschicht in den östlichen Schweizeralpen.

b) Drusberggebiet.

E. GANZ⁴⁾ äussert sich sehr klar und zutreffend über die Abgrenzung der Luiterezug-Fossilschicht im Drusberg-Rädertengebiet:

„Fast überall geht die Luitere-Fossilschicht aus dem Liegenden allmählich hervor; zum Hangenden zeigt sie oft leichte, oft starke Diskontinuität; das Hangende transgrediert über die Fossilschicht. Wo Übergänge vorhanden sind, scheinen sie mir, mit Ausnahme der südlichsten Zone, keine natürlichen primären, sondern sekundär durch Aufarbeitung des Liegenden entstanden zu sein“.

c) Churfürsten-Alviergruppe.

Die obige Beschreibung gilt fast genau auch für die Thurgruppe, mit dem Unterschied nur, dass in der südlichsten resp. östlichsten Zone bis jetzt noch kein Übergang zum Hangenden gefunden wurde.

Das Liegende ist stets der obere Schrattenkalk.

Das Hangende wird im nordwestlichen Teil der Säntisdecke gebildet durch Brisischichten, weiter im Südosten durch Gamserschichten oder Luitereemergel. Stets ist also die Fossilschicht an der oberen Grenze der Schrattenkalkbildung zu suchen.

Die Mächtigkeit des fossilreichen grünsandigen Gesteins bleibt stets unter 0.5 m zurück, kann aber auch nur 1 dm betragen oder ganz ausbleiben. Ob das Fehlen auf sekundärer Abtragung oder auf Nichtabsatz beruht, lässt sich im allgemeinen nicht feststellen. Das erstere ist an manchen Stellen wahrscheinlich.

Die Vorkommnisse in der Thurgruppe.

Der sichere Luiterezug-Fossilhorizont ist bisher nur aus dem Gebiet bekannt, wo echter Brisandstein oder ältere Schichten der Mittelkreide den Schrattenkalk bedecken. Dies gilt speziell von den oberen helvetischen Decken.

1. Aus dem Walenseegebiet sind grünsandige Partien des Schrattenkalkes bereits in der Mürtschendecke konstatiert, und zwar vom Profil bei Quinten (Nr. 3 in Fig. 69 B, pag. 233). Ob diese korallenführende Schicht als fossilärmer Luiterezug-Horizont zu betrachten ist, muss vorderhand dahingestellt bleiben.

2. Aus dem Säntisgebirge ist noch nichts von einer Fossilschicht an der oberen Grenze des Schrattenkalkes bekannt. In steriler Facies aber findet man die Luiterezugschicht bei Wildhaus in Form einer zirka 0.5 m mächtigen Schrattenbank mit Grünsandnestern (Fig. 72, Nr. 2 auf pag. 237).

¹⁾ Genau die gleiche Erscheinung ist beschrieben von Amden auf pag. 249, Fig. 78.

²⁾ Die Angabe von E. GANZ (l. c. pag. 80), wonach am Luiterezug die Fossilschicht von Gamserschichten bedeckt wird, halte ich für unrichtig.

³⁾ Auf gemeinsamer Exkursion mit Dr. E. GANZ gemacht.

⁴⁾ l. c. 1912, pag. 80.

An anderen Stellen, wie z. B. am Gänsestad und bei Richisau ist die Luiterezug-Fossilschicht wahrscheinlich durch gewöhnlichen Schrattenkalk ersetzt (vgl. pag. 329).

3. Von der Schwendi ob Alt St. Johann beschrieb ich 1905¹⁾ einen „Übergang innerhalb weniger Dezimeter vom Schrattenkalk in die Echinodermenbreccie“, und das gleiche glaubte ich am Roslenfirst im Säntisgebiet beobachtet zu haben. Ich vermute nun aber, dass es sich hier nur um einen scheinbaren Übergang handelt, indem die sterile Luiterezugschicht etwas aufgearbeitet wurde.

4. Das erste Auftreten als Fossilhorizont finden wir bei Amden²⁾. Der Schrattenkalk erscheint hier in Brocken ausgelaugt und mit fossilreichem Grünsand verkittet, der jedoch nur lokal erhalten geblieben ist. Ich verweise auf die eingehende Beschreibung auf pag. 248—250.

5. Zinggenknopf am Leistgrat. Fossilhorizont zirka 25 cm mächtig, beschrieben auf pag. 274.

6. Nägeliberg, die ausgiebigste Fundstelle; fossilreiche Lage nur 10 cm, eng mit Schrattenkalk verknüpft. Besonderer Reichtum an *Discoïdes decoratus* und *Acanthoplites crassicosatus*. Beschreibung auf pag. 251-252.

7. Östliche Churfirten. Während man im allgemeinen den oberen Kontakt des Schrattenskalkes nur selten blossgelegt findet, sind auf der Ostseite des Gamserruggs, speziell bei Gadels, ganze fast horizontale Flächen vom obersten Schrattenkalk in Form von Karrenfeldern blossgelegt. Die schwarzen Gamserschichten sind an Brüchen oder auch durch Unterlaugung in Vertiefungen des Schrattenskalkes eingesenkt. Grünsandige Nester erinnere ich mich vielfach gefunden zu haben, nicht aber bestimmbare Fossilien.

8. Am Nordabsturz des Föhrenkopf (Punkt 1810 von Siegfriedblatt 254/256), in der westlichen Alviergruppe, fand ich an schwer zugänglicher Stelle den Kontakt von Schrattenkalk tadellos entblösst und notierte das folgende:

1. Oberer Schrattenkalk mit viel verkieselten Schalen, besonders von Muscheln. Übergang rasch in
2. zirka 10 cm Schicht mit Grünsandnestern im Schrattenkalk und vielen Belemniten.
3. Gamserschichten, schieferig.

Die Luiterezug-Fossilschicht scheint also hier vorhanden, aber ausser Belemniten fossilarm zu sein.

9. Sisiz-Rosswies, Alviergruppe: 0.2 m knorriger Korallenkalk mit Grünsandnestern und Belemniten (vgl. pag. 265). Die glatte messerscharfe obere Grenze deutet auf eine beträchtliche Lücke; vielleicht ist die eigentliche Luiterezug-Fossilschicht, wenn überhaupt abgelagert, wieder glatt abgeschliffen worden, bevor die Schlammablagerung einsetzte.

Wir sehen also, dass die Luiterezug-Fossilschicht unregelmässig verteilt und unabhängig von den hangenden Sedimenten ist (vgl. Fig. 89, pag. 271).

Lithologischer Charakter.

Wir können im Gebiet der Thurgruppe folgende lithologische Typen unterscheiden:

1. Grünsandnester im gewöhnlichen, oberen Schrattenkalk ohne Vertreter der Luiterezugfauna, Vorläufer der Grünsandfacies, noch zum Schrattenkalk zu rechnen, da grünsandige Nester schon 10 m unter der oberen Schrattengrenze beobachtet werden konnten (westliche Churfirten).
2. Schrattenkalk mit Grünsandnestern und Belemniten, mit Diskontinuität gegen das Hangende; unterer Teil der Luiterezug-Fossilschicht (?) (westliche Alviergruppe).
3. Grünsand mit losgelösten Brocken von Schrattenkalk und mehr oder weniger reicher Fauna (Amden bis Nägeliberg).

¹⁾ In Säntisgebirge, Beiträge Lfg. 16, pag. 339-340.

²⁾ Ganz entsprechend für die Zentralschweiz am Bürgenstock nach BUXTORF.

Grünsand mit Phosphoritknollen vom Typus Luiterezug, sowie die echte Durchgängschicht, die wohl als Fortsetzung der Grünsandbildung nach Ablagerung der eigentlichen Luiterezug-Fossilschicht betrachtet werden kann, sind aus der Thurgruppe noch nirgends konstatiert worden. Es ist möglich, dass sie stellenweise abgelagert, aber vor Ablagerung der hangenden Schichten (Luitere mergel, Gamserschichten, Brisischichten) wieder submarin denudiert wurden.

So finden wir, dass schon zur Zeit der Bildung des oberen Schrattenkalkes die Tendenz zur Einmischung von Grünsand vorhanden war, dass aber diese entweder nur lokal die Oberhand gewann oder nur lokal erhalten blieb.

Von den Schrattenkalk-Stücken abgesehen sieht der Grünsand für sich dem Brisandstein sehr ähnlich. Er ist stark kalkreich und enthält oft massenhaft phosphoritische Knollen, die teilweise Steinkernen von Versteinerungen angehören.

Dünnschliffe durch den Kontakt eines Schrattenkalkstückes mit dem fossilreichen Grünsand vom Nägeliberg sehen folgendermassen aus (Taf. XIX, Fig. 5):

Dichter typischer Schrattenkalk voll Milioliden, mit Spältchen, die messerscharf begrenzt und mit Grünsand ausgefüllt sind. Der Grünsand sieht auch mikroskopisch dem Brisandstein ähnlich, ist aber relativ reicher an farblosem Calcit als Bindemittel (zirka 45 %), und enthält häufig feine dichte Kalkbruchstückchen (Aufgearbeiteter Schrattenkalk). Glaukonitkörnchen tief dunkelgrün; Quarzkörnchen häufig in die dichten Kalkkörper eingedrückt und dann von dunklem Rand umgeben (= Lösungsrückstand).

Die Vorkommnisse im Räderten-Drusberggebiet.

Hierüber gibt die Abhandlung von E. GANZ so vollkommene und klare Darstellungen, dass darauf verweisend hier nur wenige Punkte vergleichsweise erwähnt werden sollen.

1. Die Luitere Fossilschicht ist nach E. GANZ „zonenweise“ verteilt¹⁾. Dies gilt wohl besonders für die südlichste Zone des Drusberges. Im übrigen aber sehen wir eine den Churfürsten völlig analoge Unregelmässigkeit und Unabhängigkeit von der Art der hangenden Schichtbildung. Im Wiggis-Rädertergebiet wird die Luiterezug-Fossilschicht vom Brisandstein, im Drusberggebiet von älteren Mergelbildungen oder der diese vertretenden Echinodermenbildung (zum Teil via Durchgängschicht) bedeckt. Oft fehlt die Fossilschicht ganz unvermittelt.

2. Entsprechend der reichhaltigen Fauna findet sich im Drusberggebiet zum Unterschied der Thurgruppe auch in lithologischer Hinsicht an einigen Stellen vollkommene Entwicklung. Nicht nur ist die eigentliche phosphoritknollige Grünsandlage wie am Luitere Zug vorhanden, sondern ausserdem noch stellenweise darüber die „Durchgängschicht“.

Fauna.

Die reichste Fauna wurde am Nägeliberg in den westlichen Churfürsten gefunden (pag. 251). Die gute Ausbeute ist jedoch lediglich den leicht zugänglichen Bergsturzböcken zu verdanken, die meist gerade am Kontakt von Schrattenkalk und Brisandstein entzweigebrochen sind.

Bezüglich der Zusammensetzung fällt auf, dass im Churfürsten-Mattstockgebiet nach der Individuenzahl weitaus an erster Linie steht:

Discoides decoratus DESOR²⁾.

Von den Cephalopoden nimmt die erste Stelle ein

Acanthoplites crasscostatus d'ORB. sp.

¹⁾ In der Facieskarte K. von E. GANZ lese man unter 7 und 8 statt Luitereschichten: Luiterezug-Fossilhorizont.

²⁾ W. KILLIAN schreibt darüber in *Lethaea geognostica* 1913, pag. 362: „*Discoides decoratus* Desor ist eine wichtige Form, welche in der Orbitolinenfacies des oberen Aptien bei Le Teil und im westrhodanischen Gebiete zahlreich auftritt.“

<p>Fauna der oberen grünsandigen Schrattenkalkgrenze (Luiterezug-Fossilschicht)</p> <p>Die mit * bezeichneten Arten sind zum Teil von ERNST GANZ (l. c. 1912, p. 14) neu gefunden und bestimmt, die mit × bezeichneten bereits von CH. JACOB 1907 zitiert.</p> <p>+ = Zahl der Exemplare unbestimmt. h = häufig.</p>	Amdenerstrasse	Zinggenknopf am Leisigrat	Mägeli-berg-Glattkamm (westliche Uhrfirsten)	Luiterezug-Fossilschicht im Käderten-Brusberggebiet nach E. Ganz 1912	Luitere Zug nach Ch. Jacob 1907	Sonstiges Niveau und Zonen nach Jacob
<p>Belemnites semicanaliculatus BLAINV.* BLAINVILLE, Mém. s. l. Belemnites, 1827, p. 67, pl. 1, f. 13. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 78, pl. 5, f. 10—15.</p>	+	?	h 252	+	h	II b
<p>Phylloceras gr. Guettardi RASP.* D'ORBIGNY, pal. française, p. 169, pl. 53, f. 1—3.</p>	+ 249			+	+	II a! II b (III)
<p>Democeras (Uhligella) cf. Zürcheri JACOB.* JACOB et TOBLER, Engelberger Aa, Mém. Soc. pal. Suisse 1906, p. 9, pl. II, f. 1—3.</p>	+ 249		1 252	(+) (+)	(+) (+)	II
<p>Douvilléceras sp. intermed. nodosocostatum D'ORB. et subnodosocostatum SINZOW.*</p>	+ 249			(+) (+)		II b—III
<p>Douvilléceras Martini D'ORB. sp. var. occidentalis JACOB.× D'ORBIGNY, Pal. française, p. 194, pl. 58, f. 9.</p>		?	3 252	h		II a—III
<p>Parahoplites (Acanthoplites) crassicostatus D'ORB. sp.× D'ORBIGNY, Pal. française, p. 197, pl. 59, f. 1—4.</p>	1 249	2	15 252	h		II a!
<p>Hoplites sp. ind.</p>			5 252			
<p>? Turbo sp.</p>	1				+	
<p>Cerithium Sanctae-Crucis PICTET et C. PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 283, pl. LXX, f. 14.</p>			2 252			II a
<p>Pecten cf. Raulianus D'ORB.* PICTET et CAMPICHE, Sainte-Croix, p. 202, pl. CLXXII, f. 5—7.</p>	+					Grès verts inf. & Albien
<p>Plicatula inflata Sow.*× (= P. radiola D'ORB.). D'ORBIGNY, Pal. française, pl. 463, f. 1—5, non 6—7.</p>	+		1 252	h	h	II b
<p>Opis Hugardiana D'ORB. (= O. Sabaudiana D'ORB.).</p>	2			+	+	II b—III
<p>Arca (Cucullaea) Mailleana D'ORB. D'ORBIGNY, Pal. française, p. 229, pl. 318, f. 5—6.</p>			1 252			Turon
<p>Arca sp. ind.</p>	1					
<p>Venus Vibrayeana D'ORB. ? D'ORBIGNY, Pal. française, p. 442, pl. 384, f. 16—20. PICTET et ROUX, grès verts, p. 103, pl. 30, f. 1.</p>			2 252		+	II a
<p>Terebratula sp. ind.</p>	1					

Fauna der oberen grünsandigen Schrätkalkgrenze (Luiterezug-Fossilschicht) Fortsetzung	Amdenerstrasse	Zinggenknopf am Leistgrat	Nägeli- Glatkaam (westliche Ghurfrösten)	Luiterezug-Fossilschicht im Räderten-Drusberggebiet nach E. Ganz 1912	Luitere Zug nach Ch. Jacob 1907	Sonstiges Niveau und Zonen nach Jacob
Discoides decoratus DESOR. DE LORIOI, Echin. crét. Suisse 1873, p. 183, pl. XIII, f. 5—7.	1	1	40 252	h	h	Hauterivien (Rahbergsschicht) II b-IV
Trochocyathus conulus FROMENTEL. Mich. Iconogr. zooph. 1840—47, p. 1, pl. I, f. 12.			1			

Alter.

Die Fauna vom Nägeli-berg wurde 1905 von CH. JACOB¹⁾ dem echten Gargasien, der Zone II a des *Hoplites furcatus* zugeschrieben. Genau das gleiche müsste auch für die Lokalitäten an der Amdenerstrasse und des Leistgrates gelten. Wir erwähnen folgende Gesichtspunkte:

1. Für die Zone II a ist vor allem charakteristisch *Parahoplites crassicosatus*, eine Art, die am Luitere-Zug bisher nicht gefunden wurde. Auch *Cerithium Sanctae-Crucis* spricht für II a. Die als bezeichnend für II b angegebenen Arten können für die Altersbestimmung nicht weiter in Frage kommen, da II b nichts anderes bedeutet als das Niveau des Luitere-Zuges, dessen Zugehörigkeit zum obersten Gargasien von mir bezweifelt wurde. Einige Ammoniten zeigen noch Anklänge an die Zone III, doch ist kein einziges Fossil bekannt geworden, das für diese Zone allein bezeichnend wäre.

Aus der Liste geht also nicht mehr hervor, als dass die Fauna zweifellos für echtes Gargasien (Zone II) bezeichnend ist.

2. Einen weiteren Anhaltspunkt für die Altersfrage gibt uns die stratigraphische Lagerung: Bei Sisiz liegt eine grünsandige Fossilschicht, die allerdings keine Ausbeute ermöglichte, unter den Gamserschichten mit *Parahoplites Tobleri* und *Lytoceras Duvalianum* (pag. 266). Man könnte hier einwenden, dass die grünsandige obere Grenze des Schrätkalkes hier von höherem Alter sei als die Fossilschicht vom Nägeli-berg. Anders aber gestaltet sich die Frage, wenn man bedenkt, dass die Fossilschicht am Luitere-Zug unter den Luitere-mergeln liegt, d. h. Schichten unterlagert, die den Gargasmergeln (Luitere-mergel) der Alviergruppe entsprechen. Genau das gleiche gilt für das Drusberggebiet, speziell den Kleinen Sternen.

Wir ersehen daraus, dass die Fauna vom Luitere-Zug älter sein muss als aller-oberstes Gargasien.

3. Das unabhängige und unregelmässige Auftreten der Luiterezug-Fossilschicht im Gegensatz zu der regionalen Ausbreitung der Sedimente vom Luitere-mergel bis zu den Brisi-schichten (z. B. Amdenerstrasse) lässt erkennen, dass die Fossilschicht unter anderen physikalischen Bedingungen abgelagert wurde und auch darin ein grösseres Alter verrät.

4. Ausser neuen noch nicht beschriebenen Formen vom Kleinen Sternen und solchen, die bisher allein vom Luitere-Zug bekannt sind, also ebensowenig wie die neuen Arten hier zur Altersdiskussion taugen, erwähnt E. GANZ die folgenden, nach JACOB aus der Zone II a bekannten Ammoniten:

Lytoceras Duvalianum d'ORB. (II a—III).

Desmoceras Zürcheri JACOB (II).

Parahoplites Tobleri JACOB (Faune des Grèzes).

Parahoplites crassicosatus d'ORB. (Faune des Grèzes).

Douvilléceras subnodosocostatum SINZ (Faune des Grèzes).

¹⁾ Eclogae geol. helv. Vol. IX, pag. 54.

Es ergibt sich daraus wiederum, dass die Fauna zweifellos dem Gargasien, Zone II, entspricht, und zwar Anklänge an den unteren Teil desselben aufweist. Die Übereinstimmung mit der „Faune des Grèzes“ (Drôme) von W. KILIAN ist geradezu verblüffend¹⁾.

Das klassische Profil von Clansayes, das JACOB mit einigen Ergänzungen nach KILIAN und LEENHARDT wiedergibt²⁾, ist für den Vergleich mit den schweizerischen Verhältnissen so wichtig, dass es hier wiedergegeben werden muss.

- II. { 1. Marnes à *Belemnites semicanaliculatus*, *Plicatula radiola*.
2. Marnes grises à nodules phosphatés noirs et fossiles assez nombreux: *Parahoplites crassicostatus* d'ORB., *Parahoplites Tobleri* JACOB, *Douvilléceras Martinii* var. *orientalis* JACOB, *Douvilléceras subnodosocostatum* SINTZ. = **Faune des Grèzes**.
3. Marnes sableuses à taches lie-de-vin et nodules ferrugineux.
4. Marnes sableuses à *Bel. semicanaliculatus* mut. *major* KILIAN.
- III. 5. Sables verdâtres avec lits de nodules phosphatés (niveau principal de la faune de Clansayes).
6. Masse puissante de sables jaunes, rouges, etc.

Trotzdem kommt E. GANZ zu dem sonderbaren Resultate, dass die Luiterezug-Fossilschicht dem Bedoulien angehöre.

Er äussert sich (l. c. pag. 84) wie folgt:

„Die Luitere-Fossilschicht entspricht wahrscheinlich dem obersten Bedoulien. Die stratigraphische Lagerung, sowie die faunistischen Beziehungen mit der Bedoulienfauna der klassischen Lokalitäten von Südfrankreich sprechen eher für ein höheres Alter³⁾. Sicher ist, dass die Fauna nicht jünger ist als das untere Gargasien, denn die Luitereemergel, welche den „marnes de Gargas“ entsprechen, liegen im südlichsten Faciesgebiet über ihr. Älter als Mittel-Bedoulien kann sie deshalb nicht sein, weil die obere Schrattenkalkmasse, ihr Liegendes, das Äquivalent des unteren und mittleren Bedoulien repräsentiert.“

Diese Begründung ist nicht einwandfrei, und zwar in folgender Hinsicht:

1. Es gibt in Südfrankreich nicht nur ein konstantes Niveau von „marnes de Gargas mit *Bel. semicanaliculatus*“, wie nach KILIAN und JACOB vom Profil von Clansayes gezeigt wurde.
2. Auch wenn die Luitereemergel den unteren „marnes de Gargas“ entsprechen würden, was durchaus nicht bewiesen ist, so wäre die Altersgleichheit auf so grosse Entfernung damit nicht bewiesen.
3. Die obere Schrattenkalkgrenze bezeichnet weder in Südfrankreich, noch in der Schweiz ein genaues zeitliches Niveau. Wie W. KILIAN nachweist, reicht in der Provence die Urgonfacies bis ins Gargasien inkl. hinauf, und aus den in diesem Buche auf pag. 329 bezüglich der Brisibrecce gemachten Ableitungen geht hervor, dass eine analoge Erscheinung auch in unseren Schweizeralpen vermutet werden muss.

Bevor E. GANZ den paläontologischen Beweis im angekündigten zweiten Teil seines Werkes erbracht haben wird, muss ich die Zustellung der Luiterezugschicht ins Bedoulien als unbegründet betrachten, und stelle, solange kein Gegenbeweis erbracht sein wird, die Fossilschicht vom Nägeliberg wie auch diejenige vom Luitere-Zug als homolog der „Faune des Grèzes“ in den **mittleren Teil des Gargasien** (Zone II).

Die Ansicht von W. Kilian.

Nachdem die vorangehenden Erörterungen bereits niedergeschrieben waren, erhielt ich von Herrn Professor W. KILIAN in Grenoble die folgende höchst wertvolle briefliche Mitteilung vom 26. Mai 1913, die ich mit seiner freundlichen Erlaubnis hier veröffentlichen darf:

¹⁾ Wie ich schon in B. S. G. F. 1909, pag. 107—108, betonte.

²⁾ CH. JACOB, Partie moyenne . . ., Thèse, 1907, pag. 10.

³⁾ Damit ist wohl gemeint: ein höheres Alter als Gargasien, da es ein Widerspruch zum ersten Satz wäre, wenn man „ein höheres Alter“ auf „oberstes Bedoulien“ beziehen würde.

„Meine Ansicht über die Fauna der Luitere-Zug-Schichten ist folgende:

„Wenn die von JACOB und TOBLER untersuchte Fauna aus einer Schicht stammt, so entspricht dieselbe zweifellos dem oberen Gargasien aus folgenden Gründen:

- a) *Belemnites (Neohibolites) semicanaliculatus* BL. grosse Form (= Typus der Art, = meine frühere mut. *major*) findet sich in SE Frankreich nie im unteren Gargasien, und ist in den Luitere-Schichten vorhanden.
- b) *Parah. Tobleri*, *Phyll. Goreti*, *Lyt. Jallabertianum*, *Puz. Mayoriana*, *Douv. subnodosocostatum*, *Douv. Clansayense*, *Holaster Perezi*, *Discoidea decorata*, *Ter. Dutempleana*, weisen alle auf ein jüngeres Alter und finden sich bei uns höher als das untere Gargasien und zum Teil im untersten Gault.
- c) Bei Serre Châtieu¹⁾ hat sich bei meinen neuesten Untersuchungen und denen des Herrn LAMBERT in Veynes herausgestellt, dass die JACOB'sche Liste ein Gemisch von Aufsammlungen aus dem unteren und oberen Gargasien vorstellt, da beide Zonen durch eine einheitliche Mergelmasse vertreten sind, in welcher seither aber sorgfältige Beobachtung gezeigt hat, dass *Lyt. numidum*, *L. Jauberti*, *L. Duvalianum*, *Parah. Milletianum*, *Par. Schmidt* und einige andere Arten nur in einer oberen Bank vorkommen.

Acanthoplites (Parah.) Tobleri und *Lyt. Duvalianum* habe ich selbst namentlich bei Vergons in den obersten Schichten des Gargasien gesammelt²⁾; diese Art kommt bei uns nie im unteren Gargasien vor.

Acanthoplites crassicosatus kommt bei Hyèges u. a. O. sowohl im unteren als im oberen Gargasien vor. *Douv. Martini* steigt sogar bis in den Clansay-Horizont.“

„Meiner Ansicht nach sind Ihre Profile folgendermassen zu deuten:

- I und II a Schrätkalk = Bedoulien und ? unteres Gargasien. (Nr. 2 des Profiles von Morschach³⁾.)
Möglicherweise kann hier auch über dem Schrätkalk, wie es in SE Frankreich oft geschieht, das untere Gargasien durch Abwaschung fehlen.
- II b { Luiterezug-Schicht } oberes Gargasien
 { Luitereemergel⁴⁾ }
- III { Glauconitsandstein } Clansayehorizont
 { Echinodermenbreccie mit *Orbit.* }
- IV Durschlägischicht (*Uhligella convergens*) } Gault
- V Schichten m. *Hoplites dentatus* (= Lochwald)⁴⁾ }

„Was *Terebratula Alpina* betrifft, so habe ich das Alter dieser Art lediglich nach ROLLIER als Aptform angeführt, glaube aber, dass solchen Brachyopodenformen kein grosser Wert zugeschrieben werden muss und finde keinen Anstand, dieser Art ein jüngeres Alter zu geben (oberstes Gargasien oder sogar unterer Gault).“

„Ich möchte gern die Luiterezugschicht mit Ihnen, als homolog dem Niveau des Grèzes betrachten, da dieses Niveau des Grèzes ja entschieden höher liegt als das untere Gargasien⁵⁾ und für mich schon dem oberen Gargasien angehört, einem Komplex (1. Niveau des Grèzes, 2. Marnes sableuses, 3. Couches à *B. semicanaliculatus major*), welcher in globo dem oberen Gargasien entspricht.“

„Meine langjährige Erfahrung hat mir gezeigt, dass in diesen Schichten der petrographische Habitus stark variiert und man auf die Zusammensetzung der Ammonitenfaunen das Hauptgewicht zu legen hat. In dieser Beziehung muss ich erkennen, dass die Fauna der Luiterezugschicht entschieden jünger ist als die Gargasfauna (unteres Gargasien).“

¹⁾ Typus der Fauna II a JACOB's.

²⁾ *Lethaea* pag. 313, Kleintext.

³⁾ In ARN. HEIM, B. S. G. F. 1909, pag. 109, Fig. 3.

⁴⁾ Hierzu gehören auch noch die Gamserschichten. (Anm. des Verf.)

⁵⁾ Zum Unterschied der Auffassung von JACOB. (Anm. des Verf.)

Aus diesen wertvollen Mitteilungen geht mit aller Klarheit hervor, dass die Ansicht des Herrn Prof. KILLIAN wesentlich abweicht von derjenigen von E. GANZ, dagegen meiner Darstellung in der Hauptsache entspricht. Mein Haupteinwand gegen die Darstellung JACOB's¹⁾ war der, dass die Luiterezugschicht nicht das oberste Gargasien sein könne, weil sie noch von Gargasmergeln überlagert wird, und dass ihre Fauna der „Faune des Grèzes“ nicht über-, sondern gleichzustellen sei. Diese nimmt aber ein mittleres Niveau der Gargasschichten ein, und wurde von JACOB noch zum unteren Gargasien gerechnet, während die neuesten Beobachtungen von Herrn Prof. KILLIAN lehren, dass sie richtiger an die Basis des oberen Gargasien zu stellen ist. Unter diesem neuesten Gesichtspunkt fällt nun auch für mich der Einwand gegen die Zustellung der Luiterezug-Fauna zum oberen Gargasien dahin.

Provinzielle Verschiedenheiten.

Wie schon erwähnt, entspricht die Fauna vom Luitere-Zug derjenigen vom Nägeliberg nur teilweise. Wir treten also abermals, wie schon bei Besprechung der Lochwaldschicht, vor die Frage: Sind die faunistischen Differenzen auf Altersunterschiede oder nur auf geographische oder provinzielle Unterschiede zurückzuführen?

Nach der Liste von JACOB 1906—1907 einerseits und der oben gegebenen von der Churfürstengruppe andererseits ergeben sich folgende Unterschiede:

1. Fehlen des *Parahoplites (Acanthoplites) crassicosatus* am Luitere-Zug, zum Unterschied der grossen Häufigkeit dieser Art im Churfürstengebiet.
2. Fehlen²⁾ der für den Luitere-Zug bezeichnenden *Acanthopliten* und *Douvillécieren*, wie *Ac. Tobleri* JAC., *Douv. Buxtorfi* JAC. und *D. Clansayense* JACOB im Churfürstengebiet.
3. *Douvilléceras Martinii* d'ORB. sp. var. *occidentalis* JACOB in den Churfürsten im Gegensatz zu *D. Martinii* var. *orientalis* JACOB am Luitere-Zug.

Das Fehlen anderer Arten vom Luitere-Zug mag mit der überhaupt viel weniger reichen Ausbeute der Churfürsten zusammenhängen. Sicher ist aber, dass die Fauna vom Nägeliberg viel artenärmer ist als diejenige vom Luitere-Zug, und dass auch ein noch so ausdauerndes Sammeln von dieser Stelle bei weitem nicht die Mannigfaltigkeit der Formen zutage fördern würde, wie sie am Luitere-Zug vorliegt.

Auch hier, wie bei der Lochwaldschicht wird man zunächst geneigt sein, die Faunenverschiedenheiten auf Altersverschiedenheiten zurückzuführen. Dies hat CH. JACOB getan, indem er wohl wegen des *Acanthoplites crassicosatus* einerseits und wegen der Verwechslung der „Echinodermenbreccie“ unter der Fossilschicht am Luitere-Zug mit der Brisibreccie andererseits auf ein höheres Alter des Fossilhorizontes am Nägeliberg schloss.

Nun ist aber durch E. GANZ gezeigt worden, dass die genannten zwei Faunen in lithologischer und palaeontologischer Hinsicht horizontal ineinander übergehen. In der Tat verschwinden die oben aufgestellten Differenzen im Drusberggebiet:

1. Im Drusberggebiet ist *Acanthoplites crassicosatus* fast überall vorhanden.
2. Die oben unter 2 angeführten Formen des Luitere-Zuges sind ebenso vorhanden, und zwar in der gleichen dünnen Fossilbank.
3. Von *Douvilléceras Martinii* erwähnt E. GANZ sowohl var. *occidentalis* (Kl. Sternen, Forstberg), als auch var. *orientalis* (Drusberg); an letzterer Lokalität sogar beide zugleich.

Von rein lithologischen Gesichtspunkten ausgehend würde man eher erwarten, dass die Fauna vom Nägeliberg jünger sein könnte als diejenige vom Luitere-Zug und Drusberggebiet, weil die hangenden Sedimente am Nägeliberg aus Brisischichten, im Drusberggebiet und am Luitere-Zug aus

¹⁾ B. S. G. F. 1909, pag. 104—108.

²⁾ Soll heissen: bisher noch nicht gefunden.

der tieferen Mergelgruppe bestehen. Andererseits muss gesagt werden, dass das Gegenteil nicht unmöglich ist, da das Alter des oberen Schrattenkalkes keine sicheren Anhaltspunkte gewährt.

Nichts spricht zurzeit dagegen, die Fossilschicht vom Luitere-Zug und Nägeliberg als **gleich alt** und die Faundifferenz als geographische oder **provinzielle** Differenz zu deuten.

Wenn ich bis auf spätere eventuelle Gegen Gründe mit E. GANZ die obige Ansicht vertrete, so soll damit keineswegs gesagt werden, dass die nunmehr da wie dort als Luiterezug-Schicht bezeichnete Bildung überall zeitlich genau homolog sei. Leichte Altersdifferenzen sind möglich, ja wahrscheinlich. Doch gehen diese nach den heutigen Kenntnissen meiner Ansicht nach nicht über den Rang von ein und derselben paläontologischen Zone hinaus.

Wir sind für das Gebiet der zentralen und östlichen Schweizeralpen einer Frage begegnet, die in ähnlicher Weise für das Gebiet von Südfrankreich bereits seit 1888¹⁾ diskutiert wurde. Die Fauna des unteren Gargasien von Apt und Gargas ist verschieden von derjenigen des unteren Gargasien von Hyèges und Vergons. Es ist nun durch KILIAN und JACOB²⁾ festgestellt worden, dass es sich nicht um Überlagerung, sondern um Nebenlagerung handelt und die beiden Faunen zur gleichen paläontologischen Zone des *Hoplites furcatus* gehören. Die Fauna von Apt wurde daher zum „Type occidental“, diejenige von Hyèges und Vergons zum „Type oriental“.

Facies.

In den Gebieten, wo Albien oder Brisichichten den Schrattenkalk bedecken, sind an verschiedenen Stellen Pholaden-Löcher im Schrattenkalk gefunden worden, wie z. B.:

- am Altmann im Säntis (ESCHER)³⁾;
- am Gross-Aubrig (ARN. HEIM);
- am Bürgenstock (A. BUXTORF)⁴⁾.

An letzterer Stelle ist zugleich die Luiterezug-Fossilschicht in Rudimenten vorhanden. An anderen Stellen fehlt die Fossilschicht, so dass die Gargasmergel mit scharfer Diskontinuität auf dem oberen Schrattenkalk liegen (z. B. Gamserrugg). Die oberen Schrattenkalkbänke enthalten oft reichlich Korallen und Austern (Drusberggebiet, östliche Churfürsten). Bei Sisiz ist sogar die grünsandige Belemnitenbank erfüllt mit schlecht erhaltenen *Korallen* und *Nerineen* (pag. 265). Wir ersehen daraus, dass zu Beginn der grünsandigen Beimischung am Ende der Schrattenkalkbildung Seichtwasser, wenn nicht gar eine kurz dauernde Festlandphase angenommen werden muss.

Die Fauna der Luiterezug-Fossilschicht zeigt eine sonderbare Mischung von echt neritischen Formen mit Verwandten von bathyalem Charakter. *Discoïdes decoratus* bevorzugt in Südfrankreich wie anderswo neritische Bildungen. Andererseits gelten die glatten Ammoniten der Gattungen *Lytoceras*, *Phylloceras* und *Desmoceras* nach HAUG und KILIAN als im allgemeinen für bathyale Facies bezeichnend⁵⁾. Alle drei Gattungen sind in der Luiterezug-Fossilschicht vertreten.

Es scheint also, dass die Oberfläche des Schrattenkalkes eine Zeitlang nahe der Wasseroberfläche stand, dann aber verhältnismässig rasch versank. Im Südosten machten vom Festland stammende Einschwemmungen nach Art des rezenten Blauschlammes der Fossilentwicklung ein Ende. In der nordwestlicheren Zone wurde nach oft kaum vollendeter Verdrängung der Schrattenkalkbildung durch Grünsand die Sedimentation unterbrochen⁶⁾, teilweise der schon gebildete Grünsand

¹⁾ W. KILIAN, Montagne de Lure, Paris 1888, pag. 789.

²⁾ CH. JACOB, Partie moyenne . . ., Thèse 1907, pag. 9—10.

³⁾ Säntis-Gruppe, Beiträge Lfg. 13, 1878, pag. 155.

⁴⁾ Eclogae geol. helv. 1905, Vol. IX, n° 1, pag. 22.

⁵⁾ Bemerkenswert ist das erste Auftreten des *Discoïdes* in den Grünsandschlieren des Schrattenkalkes an der Amdenerstrasse schon etwa 70 cm unter der Fossilschicht mit *Phylloceras* und *Desmoceras* (Fig. 78, pag. 249).

⁶⁾ Die „Durchgängschicht“ von E. GANZ, besonders in der mittleren Zone (Rädertendecke), stellt vielleicht die normal fortgesetzte Grünsandbildung dar, die der Luiterezug-Fossilschicht ohne Unterbruch folgte, aber nur lokal erhalten blieb.

wieder abgetragen oder aufgearbeitet und später wieder abgesetzt. Die Senkung hat wohl auch in dieser Zone stattgefunden, jedoch blieb hier eine Zeitlang jede nennenswerte Neuablagerung aus. Das sind Vorstellungen von vielleicht nur vorübergehendem Wert.

Allgemeine Resultate über die mittlere Kreide.

Parallelisierung der Schichten.

In diesem Abschnitt soll noch auf eine Reihe von Beobachtungen und Resultaten aufmerksam gemacht werden, die nicht nur eine bestimmte Schichtstufe für sich betreffen, und daher im vorangehenden Abschnitt nicht behandelt werden konnten.

Wie auf pag. 228 einleitend bemerkt wurde, sind die Schichtabteilungen in den einzelnen Spezialprofilen absichtlich nicht einheitlich numeriert, um allfälligen Irrtümern der Parallelisierung vorzubeugen. Es ist aber hier der Ort, in folgender Tabelle eine Ordnung zu schaffen. Die Parallelisierung, wie sie dort gegeben wird, ist nicht immer zweifellos richtig; ich gebe darin in zweifelhaften Fällen die mir am wahrscheinlichsten vorkommenden Gleichstellungen.

Palaeontologische Provinzen.

Wir haben wiederholt auf die provinziellen Unterschiede der Mittelkreide-Faunen zwischen dem Gebiet der Zentralschweiz und des Drusbergs einerseits und der Thurgruppe anderseits aufmerksam gemacht.

Ganz allgemein sehen wir für den Gault eine Armut an *Hopliten* im Osten (Thurgruppe) zum Unterschied der verschiedenen Arten, die im Westen durch JACOB und GANZ bekannt geworden sind.

Für die Lochwaldschicht fanden wir ausserdem einen beträchtlichen Unterschied zwischen dem Lochwald im Engelbergeraa-Tal und den östlichen Schweizeralpen insofern, als im Westen die *Cristati* fehlen, im Osten aber nach Individuen- und Artenzahl dominieren. Das Drusberggebiet verbindet die beiden extremen Faunen (p. 289).

In den Twirren- und Flubrigschichten fällt die Hoplitennarmut im Osten auf (p. 295, 301).

Für die Durschlägischichten kann noch nichts bestimmtes ausgesagt werden, da die Ausbeute im Drusberggebiet und in der Zentralschweiz noch zu gering ist.

Ebenso stark wie in der Lochwaldschicht ist die provinzielle Verschiedenheit zwischen West und Ost ausgesprochen in der Luiterezug-Fossilschicht. Dem dominierenden Auftreten neuer Arten der Sippen *Acanthoplithes* und *Dowilléiceras* im Westen steht das dominierende Auftreten von *Acanthoplites crassicosatus* im Osten gegenüber (p. 356). Beide schliessen sich in den extremen Beispielen Luitere-Zug und Nägeliberg aus, sind jedoch durch das Drusberggebiet miteinander durch alle wünschenswerten Zwischenstadien verbunden.

Auch wenn neue Funde zeigen sollten, dass die provinziellen Unterschiede weniger auffallend werden, je besser die Ausbeute und von je mehr verschiedenen Lokalitäten sie bezogen sein wird, so erscheint doch, nach den jetzigen Kenntnissen, ein gewisser provinzieller Unterschied vom Gebiet der Zentralschweiz bis zu den Churfürsten für die verschiedenen Cephalopodenstufen der mittleren Kreide so auffällig, dass er kaum auf zufälligen Sammlungsresultaten beruhen kann.

Natürliche Schichtgruppen und Vorschläge zur Kartierung.

Für die Kartierung sind besonders zu berücksichtigen die relativ konstanten Schichtstufen und natürlichen Schichtgruppen.

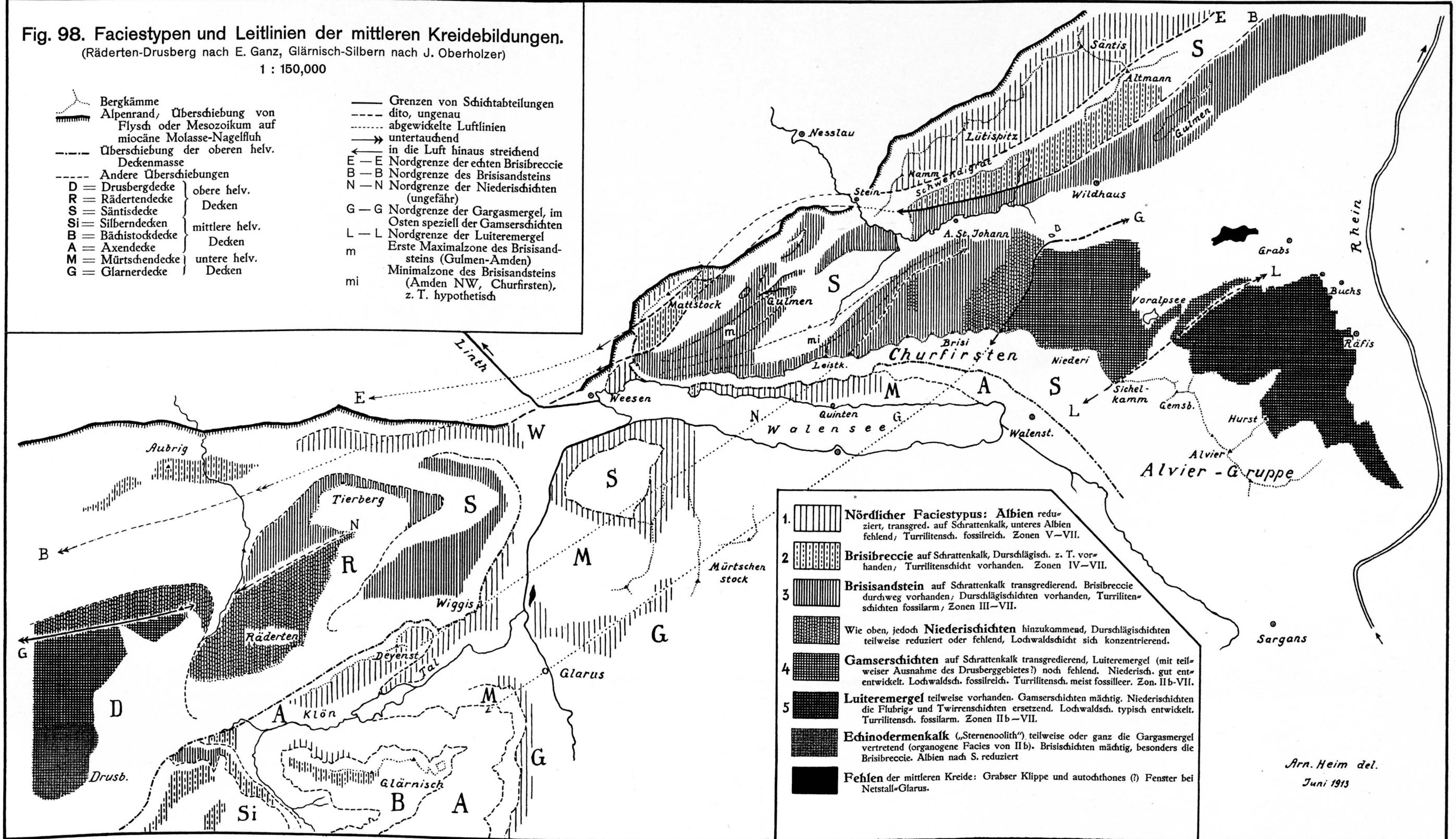
Als solche haben wir gefunden, von oben

Fig. 98. Faciestypen und Leitlinien der mittleren Kreidebildungen.

(Räderten-Drusberg nach E. Ganz, Glärnisch-Silbern nach J. Oberholzer)

1 : 150,000

- | | | | |
|--|---|-------|--|
| | Bergkämme | | Grenzen von Schichtabteilungen |
| | Alpenrand; Überschiebung von Flysch oder Mesozoikum auf miocäne Molasse-Nagelfluh | | dito, ungenau |
| | Überschiebung der oberen helv. Deckenmasse | | abgewinkelte Luftlinien |
| | Andere Überschiebungen | | untertauchend |
| | D = Drusbergdecke | | in die Luft hinaus streichend |
| | R = Rädertendecke | E — E | Nordgrenze der echten Brisibreccie |
| | S = Säntisdecke | B — B | Nordgrenze des Brisaisandsteins |
| | Si = Silberndecken | N — N | Nordgrenze der Niederischnichten (ungefähr) |
| | B = Bächstockdecke | G — G | Nordgrenze der Gargasmergel, im Osten speziell der Gamserschichten |
| | A = Axendecke | L — L | Nordgrenze der Lüteremergel |
| | M = Mürtschendecke | m | Erste Maximalzone des Brisaisandsteins (Gulmen-Amden) |
| | G = Glarnerdecke | mi | Minimalzone des Brisaisandsteins (Amden NW, Churfürsten), z. T. hypothetisch |



- | | |
|--|---|
| | 1. Nördlicher Faciestypus: Albien reduziert, transgred. auf Schraffenkalk, unteres Albien fehlend; Turrilitensch. fossilreich. Zonen V-VII. |
| | 2. Brisibreccie auf Schraffenkalk, Durschlägisch. z. T. vorhanden; Turrilitenschicht vorhanden. Zonen IV-VII. |
| | 3. Brisaisandstein auf Schraffenkalk transgredierend. Brisibreccie durchweg vorhanden; Durschlägischichten vorhanden, Turrilitenschichten fossilarm, Zonen III-VII. |
| | 4. Wie oben, jedoch Niederischnichten hinzukommend, Durschlägischichten teilweise reduziert oder fehlend, Lochwaldschicht sich konzentrierend. |
| | 5. Gamserschichten auf Schraffenkalk transgredierend, Lütereremergel (mit teilweiser Ausnahme des Drusberggebietes?) noch fehlend. Niederisch. gut entwickelt. Lochwaldsch. fossilreich. Turrilitensch. meist fossilleer. Zon. IIb-VII. |
| | 6. Lütereremergel teilweise vorhanden. Gamserschichten mächtig. Niederischnichten die Flubrig- und Twirrenschichten ersetzend. Lochwaldsch. typisch entwickelt. Turrilitensch. fossilarm. Zonen IIb-VII. |
| | 7. Echinodermenkalk („Sternenoolith“) teilweise oder ganz die Gargasmergel vertretend (organogene Facies von IIb). Brisaischnichten mächtig, besonders die Brisibreccie. Albien nach S. reduziert |
| | 8. Fehlen der mittleren Kreide: Grabser Klippe und autochthones (?) Fenster bei Netstal-Glarus. |

Arn. Heim del.
Juni 1913

Stratigraphische Parallelisierung der einzelnen in den Spezialprofilen gegebenen Schichten.

f = Textfigur, p = beschrieben auf Seite . . . , ? = fragliche Zugehörigkeit zur betreffenden horizontalen Rubrik.

Idealprofil	Gänse- stad	Quinten	Filifalte	Seealp- see	Wild- haus	Furi	Gölmen	Dur- schlägi	Kapf	Leist- grat	Selun	Gamsers- rugg	Niederi	Kausalp	Sisiz	Hurst	Raffs
f. 65, p. 227—228 und f. 89, p. 271	f. 66—68 p. 228—232	f. 69 p. 232—234	f. 70 p. 234	f. 71 p. 235	f. 72—73 p. 237—240	f. 74 p. 240—242	f. 75 p. 243—244	f. 76—77 p. 244—248	f. 90 p. 273	f. 91 p. 274	f. 80 p. 253—255	f. 83 p. 257—259	f. 84 p. 260—261	f. 85 p. 262	f. 86 p. 265—266	f. 87 p. 267—268	f. 92 p. 275
Knollenschichten . . . 12	e ₄₋₅	6	3	4	12	10 9?	9b	8	8	8	12-13	12	13	11	13	14	7
Lochwaldschicht . . . 11				3?	11		9a				10-11	11	12	10	12	13	6
Twirrenschichten . . . 10	e ₃	5	2?		10	8	8	7	7	7	9	10	11	9	11		
Flubrigschichten . . . 9	e ₂ ?	4?			7-9	7 6	7	6	6	6	6-8	9	10	8?	10		
Niederischichten . . . 8											5	8	9	7	9	12	5
Durschlägischichten	e ₁ ?				6c	4	5b	5	5b	5b		7b-c	8c	6b	8		
					6b	2-3?	5a?	4	5a	5a	4	7a	8a-b	6a			
Brisibrecce 6	d ₁₋₃				4-5	1	4	3	4	4	3	6	7	5	7		
Brisandstein 5					3		3	2	3	3	2	3-5	6	3-4	6	11	4
Gamserschichten . . . 4												2	5	2	5	10	3
Lutiteremergel 3																	
Basis-Glauconitbildung 2															4	9	2?
Lutiterzug-Fossilsch. . . 1		3?			2					2							6-8

Gliederung nach Ammoniten-Zonen.

	Nordwestliches Gebiet autochthon und untere helv. Decken	Südöstliches Gebiet obere helv. Decken	In der Thurgruppe gefundene leitende Cephalopoden (ARR. HEIM)	Im Drusberggebiet gefundene leitende Cephalopoden (nach E. GANZ 1912)	Allgemeine paläontologische Zone	Zone Jacobs		
	Turrilitenschicht	Turrilitenschicht (fossilarm)	<i>Acanthoceras Mantelli</i> Sow. sp. <i>Schloenbachia varians</i> Brosg. sp.		<i>Acanthoceras Mantelli</i> Sow. sp., und <i>Schloenbachia varians</i> Brosg. sp.	VII	Cenoman	
Oberes Albien	Knollenschichten oder massiger Grünsandstein	Knollenschichten			<i>Mortoniceras inflatum</i> Sow. sp. s. str.	VIIb	Oberes Albien	
		Lochwaldschicht	<i>Mortoniceras inflatum</i> Sow. <i>M. Hugardianum</i> d'ORB. <i>M. Bouchardianum</i> d'ORB. <i>Brancoceras varicosum</i> Sow.	<i>Mortoniceras inflatum</i> Sow. <i>M. Hugardianum</i> d'ORB. <i>M. Bouchardianum</i> d'ORB. <i>Hoplites splendidus</i> Sow.	<i>Mortoniceras inflatum</i> Sow. sp. s. lato <i>Hugardianum</i> d'ORB. sp.	VIa		
Gargasien	Twirrenschiechten	Twirrenschiechten			<i>Hoplites dentatus</i> Sow. <i>Hoplites auritus</i> Sow.	V	Mittleres Albien	
		Flubrigschichten		<i>Hoplites dentatus</i> Sow. <i>H. auritus</i> Sow. <i>H. Deluci</i> BRONG. <i>H. Benethianus</i> Sow.	<i>Hoplites dentatus</i> Sow. sp.			
		Niederischiechten					(IV—V)	
		Durschlägschichten (obere untere)		<i>Uthigella convergens</i> JAC. <i>U. Walleranti</i> JAC. <i>Desm. Beudanti</i> BRONG.	<i>Leymeriella tardefurcata</i> LEXM. sp.	<i>Hoplites (Leymeriella) tardefurcata</i> LEXM. sp.	IV	Unteres Albien
						(<i>Leymeriella tardefurcata</i> LEXM. sp. et <i>Parahoplites</i> sp. <i>Nolani</i> SEUX.)?		
Gargasien	Oberer Schrattekalk	Brisbreccie			<i>Douvillécera nodosocostatum</i> d'ORB. sp. et <i>D. Bigoureti</i> SEUXES sp.?	III?	Zone von Gargasien s. lato (Haug 1910) (Jacob 1907 und Kilian 1910—1913) Clansayes	
		Brisandstein						
		Gamserschichten	<i>Parahoplites (Acanthoplites) Tobleri</i> JACOB <i>Lytoceras (Tetragonites) Duvahanum</i> d'ORB. sp.					
		Lutere mergel (inkl. Glauconitschichten des Hurst)	<i>Belemnites (Neohoplites) semicanaliculatus</i> BLAINV. <i>Douvillécera Martini</i> d'ORB. var. <i>occidentalis</i> JACOB. <i>Parahoplites (Acanthoplites) crassicosatus</i> d'ORB. sp.	<i>Douvillécera subnodosocostatum</i> SINZOW. <i>Douv. Buztorfi</i> JACOB. <i>D. Martini</i> var. <i>orientalis</i> et <i>occidentalis</i> JAC. <i>Parahoplites (Acanthoplites) crassicosatus</i> d'ORB. sp. <i>P. Tobleri</i> JAC., <i>Phylloceras Guettardi</i> RASP. etc.	<i>Douvillécera subnodosocostatum</i> SINZOW. und <i>Douv. Buztorfi</i> JACOB	IIb		
Bedoulien		Oberer Schrattekalk		<i>Hoplites furcatus</i> Sow. sp.?	IIa?	Bedoulien		
					<i>Parahoplites Deshayesi</i> LEXM. sp.	I		

Albien	}	Oberes Albien, VI , bestehend aus Knollen- und Lochwaldschicht, wo letztere getrennt entwickelt ist.
		Mittleres Albien, V , bestehend aus Twirren- und Flubrigschichten.
		Unteres Albien, IV , bestehend aus Durschlägischichten und teilweise? Niederischichten.
Gargasien s. l.	}	Brisischichten, III .
		Gargasmergel-Gruppe, IIb , bestehend aus Gamserschichten und Luitereemergel inklusive die glaukonitischen Schichten am Hurst.
		Luiterezug-Fossilhorizont .

Für die Kartierung in Massstäben kleiner als 1:100.000 sollten, wenn irgendwie möglich, die zwei stratigraphischen Hauptabteilungen, das Albien und das Gargasien im weiteren Sinne, voneinander durchgreifend getrennt werden.

Erlauben die Mächtigkeiten und Ausdehnungen vereint mit dem Kartenmassstab weitere Ausscheidungen, so trenne man die Brisischichten¹⁾ als mittlere Abteilung ab. Die Luiterezugschicht kann, wo sie sicher konstatiert ist, mit einem Zeichen, z. B. roten Punkten angedeutet werden.

Im Falle auch eine Trennung des Albien möglich werden sollte, so fasse man die beiden unteren Teile (unteres und mittleres Albien) zusammen, da die Niederischichten auch das mittlere Albien vertreten können, und scheidet das obere Albien aus. Die Turrilitenschichten, falls fossilreich, können davon wieder durch Punktierung oder Strichelung in der Farbe für Seewerkalk abgetrennt werden.

Die Diskontinuitäten.

Die mittlere Kreide ist durch verschiedenwertige und verschiedenartige Diskontinuitäten ausgezeichnet. Vollkommene und zweifellose Kontinuität von der unteren bis zur oberen Kreide ist noch nirgends in den östlichen Schweizeralpen festgestellt worden. Die wichtigste aller Diskontinuitäten der Kreide überhaupt ist diejenige zwischen Schrattenkalk respektive Luiterezugschicht und den verschiedenartigen hangenden Mittelkreide-Sedimenten. Wir nennen sie

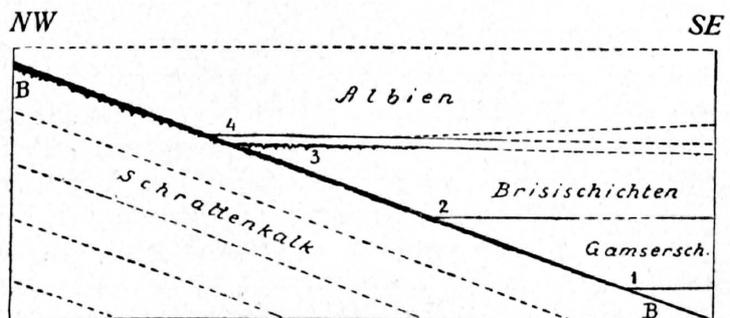


Fig. 99. Die Diskontinuitäten der Mittleren Kreide (schematisiert).

a) Die Basis-Diskontinuität.

Glättet man die in Fig. 89, pag. 271, gezeichnete Kontaktfläche aus, wie Fig. 99 zeigt, so überzeugt man sich leicht, dass es sich im grossen ganzen im geometrischen Sinne um eine **Supra-Paenaccordanz**²⁾ handelt. Es ist das geometrische Spiegelbild der Infra-Paenaccordanz an der Basis der Nummulitenbildungen³⁾. Dabei ist angenommen, dass die Oberfläche des Schrattenkalkes im grossen ganzen ein und derselben Schichtmasse entspricht. Vorausgesetzt aber, dass der Schrattenkalk im N.-W. teilweise noch das Gargasien vertrete, hätten wir in chronologischer Hinsicht uns eine asymmetrische Bipaenaccordanz vorzustellen.

B—B = Basis-Diskontinuität.

1—4 = Intra-mesocretacische Diskontinuitäten.

Die Kontinuitäten sind gestrichelt.

¹⁾ Die durchgreifende Unterscheidung von Brisibreccie und Brisisandstein, wie sie in der Walenseekarte vorgenommen wurde, ist in anderen Gebieten, wo beide sich vielfach vertreten, unzweckmässig. Man fasse daher künftig besser die beiden Teile als „Brisischichten“ zusammen.

²⁾ Allgemeines über derartige Diskontinuitäten vgl. ARN. HEIM, Nummuliten, 1908, pag. 172.

³⁾ Vgl. Kistenpass, Beiträge Lfg. 24, 1910, pag. 29, Fig. 3.

Der Betrag der Paenaccordanz beträgt, wie aus Fig. 89 zu entnehmen ist, von den östlichen Churfürsten bis zur Minimalzone des Albien (Quinten, Säntis-Nord) für die gesamte mittlere Kreide durchschnittlich etwa 7 ‰. In den östlichen Churfürsten, wo fast plötzlich die Gamserschichten einsetzen, wurde ein Mächtigkeitsgefälle von sogar 15 ‰ gefunden, was hier zugleich dem Betrag der Paenaccordanz entspricht (p. 344).

Das sind Werte, die dem Betrag der mitteleocaenen Paenaccordanz des Kistenpasses entsprechen, wofür ich durchschnittlich 10 ‰ berechnete. Man kann aus einiger Entfernung solche „Diskordanzen“ eben noch wahrnehmen, während man vor dem einzelnen Aufschluss vollkommene Bikonkordanz zu sehen glaubt.

Um die Ursache der auffälligen Paenaccordanz zu ergründen, wollen wir zunächst die Frage prüfen, wie gross die Lücke sei und nach welcher Richtung diese Lücke am geringsten werde.

Aus der Zunahme der Schichten, die sich nach Südosten über dem Schrattenkalk einschalten, so dass die Schichtfolge ein je länger je vollständigeres Aussehen erreicht, wird man zur Annahme gedrängt, dass im Südosten die Lücke der Ablagerung am geringsten sei. In der Tat lässt sich eine Lücke auf palaeontologischer Grundlage nicht mehr sicher nachweisen, indem über dem oberen Schrattenkalk (Bedoulien bis Unteres Gargasien) direkt die nächst jüngere Unterstufe des Gargasien nachgewiesen ist. Dem entsprechend hat E. GANZ auch lokale rasche Gesteinsübergänge konstatieren können. Jedoch fragt es sich, ob diese nicht sekundär durch Aufarbeiten entstanden seien. Im allgemeinen können wir sagen, dass die Diskontinuität auch noch in den vollständigsten der bisher bekannten Profile bestehen bleibt. Die Glätte der Kontaktfläche, wie sie an verschiedenen Stellen der südlichsten Zonen konstatiert wurde, deutet ebenso daraufhin, dass die Diskontinuität nicht die Folge langer Trockenlegung, sondern wahrscheinlich nur durch Unterbruch der Sedimentation ohne Emersion erfolgte.

Im nordwestlichen Gebiet scheint auf den ersten Blick die Diskontinuität am grössten zu sein. Wenn wir aber annehmen, dass u. a. am Gänsestad noch Schrattenkalk in der Gargaszeit gebildet wurde, so müssen wir auch gestehen, dass dann die Lücke wenigstens lokal nicht grösser sein mag, wohl aber **jünger** ist. Tatsache ist, dass die Sedimentation hier erst wieder im mittleren oder oberen Albien eingesetzt hat und erhalten geblieben ist¹⁾. Die Lücke nimmt also zum mindesten die Zeit ein zwischen oberstem Gargasien und mittlerem oder oberem Albien und betrifft mindestens eine paläontologische Zone, ist also auf alle Fälle im N.-W. grösser als im S.-E.

Sehen wir ab von der Luiterezug-Fossilschicht, so finden wir dort, wo das Albien mit Diskontinuität auf den Aptkalken ruht, meist an der extremen Basis desselben eine wenn auch oft noch so dünne Bank mit phosphoritischen Knöllchen und Petrefaktensteinkernen, zum mindesten mit *Inoceramus concentricus*. Diese Basisbank ist im Säntisgebirge besonders verbreitet und haftet oft in karrenähnlichen Vertiefungen des Schrattenkalkes. Es wäre unrichtig, diese Schicht einer bestimmten Stufe zuweisen zu wollen.

BUXTORF, TOBLER, JACOB und ich haben die Basis-Diskontinuität 1905 als Transgression aufgefasst. Wie wir gesehen haben ist eine Lücke unzweifelhaft. Es sind auch Bohrmuscheln an der oberen Grenze des Schrattenkalkes bekannt. Im autochthonen Gebiet des Kistenpasses²⁾ greift der Gault in karrenartige Taschen des Schrattenkalkes und im Gebiet des Taminatals findet K. TOLWINSKI³⁾, dass bei Mapragg der Schrattenkalk vor Ablagerung des Gault abgetragen wurde, und schliesst daraus auf eine echte Transgression, die einer Festlandperiode folgte.

Nehmen wir das gleiche für die Thurgruppe an, so müssen wir uns aber fragen, wie es möglich war, dass trotzdem im ganzen die obere Grenze des Schrattenkalkes als ebene Fläche erhalten geblieben sein könnte, und sich nirgends eine grössere Furche im Schrattenkalk findet, die von Gault ausgefüllt wäre; selbst nicht einmal Spuren von Terra rossa sind bekannt geworden.

¹⁾ Mit eventueller Ausnahme des Gänsestad.

²⁾ Kistenpass, Beiträge 1910, Fig. 4, pag. 38.

³⁾ K. TOLWINSKI. Die grauen Hörner. Vierteljahrsh. d. Nat. Ges. Zürich 1910, Fig. 6, pag. 22.

Es scheint danach, dass eine allfällige Emersion nur lokal oder nur ganz kurze Zeit stattgefunden haben konnte, während die Diskontinuität zum grösseren Teil durch submarinen Unterbruch der Sedimentation zu deuten wäre. Im südlichen Gebiet handelt es sich vielleicht überhaupt nur um Meerverflachung und Omission ohne Emersion.

b) Die Diskontinuitäten innerhalb der Mittelkreide-Sedimente¹⁾.

Wir finden von unten nach oben:

1. Diskontinuität zwischen Luitereemergel und Gamserschichten; einzig am Hurst in der Alviergruppe als scharfe glatte Grenze beobachtet. Vielleicht handelt es sich nur um plötzlichen Facieswechsel, jedenfalls nicht um Emersion.

2. Diskontinuität zwischen Gamserschichten und Brisischichten.

Die Grenze ist glatt und stellenweise messerscharf; daneben kommen aber auch deutliche Übergänge vor, die beweisen, dass auch an den Stellen scharfer Grenze keine nennenswerte Lücke existiert. Es handelt sich also wohl auch hier um plötzlichen Facieswechsel, um eine zweite Etappe sprungweiser Vermehrung von Quarzkörnchen.

3. Diskontinuität an der oberen Grenze der Brisibreccie.

Während in den östlichen Churfürsten und im westlichen Alviergebiet Kontinuität von den Brisischichten zu den Durschlägischichten erkennbar ist, findet man im nordwestlichen Gebiet oft eine scharf gezeichnete Diskontinuität mit zum Teil höckeriger Oberfläche oder karrenförmigen Spalten der Echinodermenbreccie. Diese Diskontinuität wurde am Gänsestad, am auffälligsten bei Wildhaus, aber auch bei Alt St. Johann und am Gulmen beobachtet (Fig. 88, pag. 269). An der Durschlägi hingegen ist wieder Kontinuität vorhanden, jedoch beweisen die Bohrmuscheln (pag. 245), dass die Ablagerung in sehr geringer Meertiefe stattfinden musste (p. 319). Verwitterungsprodukte, die wir auf der Basis-Diskontinuität vermissten, sind hier tatsächlich beobachtet (6a auf p. 238 und 5a p. 243). Wir müssen also schliessen, dass es sich hier um eine wenn auch nur wenig weit verbreitete echte Transgression oder **Transmersion** handelt.

Diese Diskontinuität ist auch in bezug auf die Ausdehnung eine der bedeutendsten unter den biconcordanten Diskontinuitäten, indem sie sich im Rädertengebiet und im Drusberggebiet bis Illgau verfolgen lässt (vgl. p. 319).

4. Diskontinuität an der oberen Grenze der Durschlägischichten.

Diese ist ebenso nur im nordwestlichen Gebiet der Säntisdecke konstatiert, und zwar von Amden bis Wildhaus. Vielleicht ist diese Diskontinuität weiter ausgedehnt, soweit einerseits die Durschlägischichten reichen und andererseits die Niederischichten fehlen. Der Kontakt ist, soweit beobachtet, messerscharf und eben. Anzeichen einer Festlandperiode sind nicht zu sehen. Es handelt sich vermutlich um einen blossen submarinen Unterbruch der Sedimentation, entsprechend etwa der Ablagerungszeit der Niederischichten in der südöstlicheren Zone²⁾.

Wir sehen also, dass alle intra-mesokretazischen Diskontinuitäten **biconcordant** sind, und nur eine derselben als Transmersion, die andern aber durch **submarinen** plötzlichen Facieswechsel oder Unterbruch der Ablagerung zu deuten sind (Fig. 96).

¹⁾ Hierbei sehen wir ab von der Diskontinuität über der Luiterezug-Fossilschicht resp. Durchgangschicht, und berücksichtigen im allgemeinen nur die Thurgruppe. Ferner vernachlässigen wir ganz lokale Diskontinuitäten einzelner Profile.

²⁾ Die nächstfolgende Diskontinuität findet sich im Gebiet der Thurgruppe an der Basis der Überturrilitenschicht und wurde auf p. 215 beschrieben. Die aus der Zentralschweiz bekannte Diskontinuität an der unteren (?) und oberen Grenze der Lochwaldschicht ist in der Thurgruppe nicht konstatiert worden.

Faciesveränderungen in der Längsrichtung der nördlichen Schweizeralpen.

Wir haben bei der Besprechung der einzelnen Schichtabteilungen wiederholt gefunden, dass in der südöstlichsten Facieszone Alvier-Drusberg-Engelbergeraa die isometrischen und isopischen Linien von der normalen WSW Richtung erheblich abweichen, wenn nicht gar sich quer dazu stellen. Nachdem wir nun die Faciesveränderung in der Querrichtung der Falten verfolgt haben (pag. 268—271), wollen wir für die südöstlichste Zone den Nordosten mit dem Südwesten vergleichen. Dieser Aufgabe stehen viele Schwierigkeiten im Wege. Einerseits sind die Veröffentlichungen teilweise noch mangelhaft, insbesondere für das Gebiet Frohnalpstock-Bauen-Schwalmis,

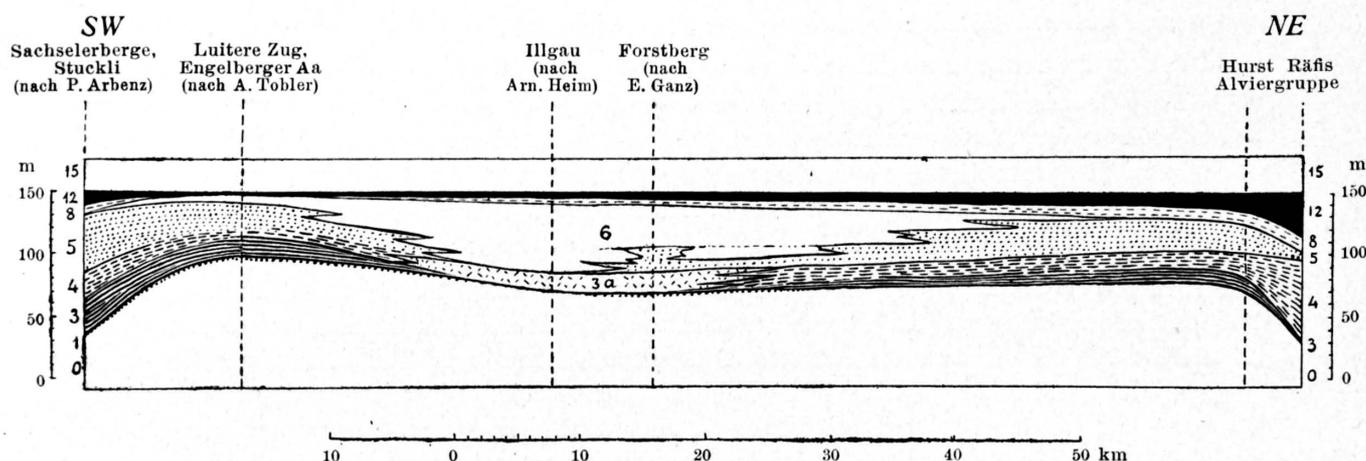


Fig. 100. Vermutliche Faciesveränderungen der mittleren Kreide in der Längsrichtung der Falten. (Südöstlichste Facieszone Drusbergdecke-Alviergruppe.)

(Nr. 0 bis 15 entsprechend Idealprofil Fig. 65, pag. 228, und Fig 89, pag. 271.)

- 15 = Obere Kreide (inkl. 13—14).
- 12 = Oberes Albien, Knollenschichten (inkl. Lochwaldschichten 11).
- 8 = Mittleres und unteres Albien (inkl. 7 und 9—10).
- 6 = vorherrschend Echinodermenschichten } Brisischichten.
- 5 = vorherrschend Glauconitsandstein }
- 4 = Gamserschichten.
- 3 = Luitereemergel (inkl. Glauconitschichten 2).
- 3 a = Echinodermbildung, „Sternenoolith“, Vertreter von 4 und ?3.
- 1 = Luiterezug-Fossilhorizont (punktirierte Linie).
- 0 = Schrattenkalk.

und andererseits ist die mittlere Kreide der südöstlichen Zone vom Drusberg bis zur Alviergruppe abgewittert. In Fig. 100 ist trotzdem der Versuch zu einer Rekonstruktion vorgenommen, insbesondere um die folgenden Erscheinungen zu veranschaulichen:

1. Reduktion des Albien von NE nach SW von 40—50 m bis auf zirka 1 m¹⁾. Dabei werden sowohl die Knollenschichten (schwarz in Fig. 100), als auch die Nideri-Flubrig-Twirrenschichten reduziert. Im Engelbergeraa-Tal bleibt nach A. TOBLER nur noch die Lochwaldschicht von zirka 1 m Mächtigkeit übrig.

2. Anschwellen der Brisischichten von NE nach SW bis auf 56 m und zugleich teilweiser (Drusberg) oder vollständiger (Illgau) Ersatz des Glauconitsandsteins durch Echinodermbreccie. Das Gebiet von Illgau scheint ein Zentrum der Echinodermbildung zu sein.

¹⁾ Hierbei abgesehen von der prädanianen Denudation.

3. Ersatz der Gamserschichten und ? Luitere mergel durch Echinodermenkalk („Sternenoolith“) im Gebiet Drusberg-Illgau. Die Echinodermenfacies hat also hier bereits im echten Gargasien vor Ablagerung der Brisischichten eingesetzt, so dass die ganze Schichtfolge zwischen Schrattenkalk und Albien durch Echinodermenkalk ersetzt wird. Diesem Extrem (Illgau) steht das andere des Nordostens gegenüber (Alvier), wo überhaupt keine Echinodermenbreccie existiert.

Nachdem die obigen Notizen niedergeschrieben waren, erhielt ich eine ergänzende, sehr wertvolle Mitteilung von Herrn Dr. PAUL ARBENZ über die Berge südlich Sachseln (Unterwalden, Drusbergdecke), die mir mein Freund zu verwerthen erlaubt. In Fig. 100 sind die Verhältnisse bereits berücksichtigt. Es ist daraus in überraschender Weise ersichtlich, dass sich der Faciestypus der Alviergruppe dort, speziell im Gebiet der südlichen Flexurfalte (Stuckli), wiederfindet¹⁾. Ich glaube das Profil von P. ARBENZ wie folgt deuten zu dürfen:

130	m	Senonmergel	
12	m	Seewerkalk	
0.5	m	Turrilitenschicht, fossilieer	
11	m	Knollenschichten. Scharfe Grenze mit Diskontinuität auf	
0.75	m	Echinodermenbreccie	} Brisischichten
55	m	Glauconitsandstein	
20	m	Gamserschichten mit Übergang nach oben und unten	
30	m	Luitere mergel	
einige	cm	Luiterezugschicht mit <i>Douv. Martini</i> etc.	
		Schrattenkalk, zum Teil vermergelt.	

Wir haben also hier in bezug auf das Gargasien genau den Typus des Hurst in der Alviergruppe vor uns, wo ebenso die Echinodermenbreccie nur noch in Rudimenten zu finden ist und von Glauconitsandstein ersetzt wird. Auch das obere Albien ist gleich entwickelt, dagegen fehlt am Stuckli das mittlere und untere Albien zum Unterschied der Alviergruppe.

Im nächst nördlicheren Profil der Gehren-Alp sind aber nach den mir von Dr. P. ARBENZ freundlichst überlassenen Notizen vorhanden: Lochwaldschicht, Twirrenschichten (11 m) und Flubrigschichten bis 8 m (wie in den östlichen Churfürsten), dagegen scheinen hier die Knollenschichten zu fehlen²⁾ und zwischen Lochwaldschicht und Seewerkalk die gleiche Diskontinuität vorzuliegen wie nach TOBLER im Engelbergeraa-Tal. Die Echinodermenbreccie ersetzt nach N mehr und mehr den Brisisandstein, und die Gargasmergel nehmen ab.

Mächtigkeits-Schwankungen.

Wir können folgende Arten von Schwankungen unterscheiden:

1. Gesetzmässige Mächtigkeitsveränderungen
 - a) für einzelne Schichten,
 - b) für eine Schichtfolge.
2. Unregelmässige Mächtigkeitsschwankungen³⁾
 - a) für einzelne Schichten,
 - b) für eine Schichtfolge.

Auf die drei erstgenannten Arten sind wir bereits eingetreten; es bleiben uns aber noch einige Worte zu sagen über die unregelmässigen Schwankungen, die gleichzeitig verschiedene Schichtabteilungen ergreifen.

¹⁾ Es ist möglich, dass auch im Gebiet Drusberg-Engelbergeraa nach S. das Albien wieder zunahm; die Schichten sind aber abgewittert oder vor Ablagerung der Wangschichten abgetragen. Die Profillinie der Fig. 97 konnte nicht genau geradlinig abgesteckt werden.

²⁾ Falls nicht etwa durch Seewerfacies ersetzt.

³⁾ Diese sind absichtlich in Fig. 89, pag. 271, nicht berücksichtigt.

Das auffallendste Beispiel dieser Art ist wohl das Profil des Gamserrugg (pag. 258). Wir fanden hier die folgenden im Vergleich zur Umgebung relativ schwach entwickelten Schichten:

Knollenschichten . . .	13.5 m (statt 15—20 m)
Flubrigschichten . . .	0.8 m (statt einige m)
Niederischichten . . .	4.3 m (vielleicht als normale Abnahme nach N zu deuten)
Brisibreccie	4.5 m (statt 6—10 m).

Nur die Twirrenschichten bleiben in normaler Mächtigkeit.

Da die Schichtlage in der ganzen Ostschweiz sonst nirgends so horizontal und ruhig verläuft, ist an eine tektonische Reduktion nicht zu denken.

Wenn wir weiter die Profile von der Niederi und von Gulms vergleichen, fällt im Gegensatz hierzu die auffällige Konstanz der Mächtigkeiten der Grünsandbildungen, wie Niederischichten, Brisandstein und Gamserschichten, während die Kalke (Twirrenschichten und Brisibreccie) gegen SE langsam abgenommen haben.

Ein Gegenbeispiel zum Gamserrugg finden wir bei Räfis im Rheintal, wo gleichzeitig die Knollenschichten und Gamserschichten ein Maximum erreichen, während allerdings der Brisandstein reduziert erscheint.

Die unregelmässigen Schwankungen der Mächtigkeiten vorwiegend klastischer Bildungen können auf zweierlei Art erklärt werden:

1. durch lokale Unregelmässigkeiten in der Menge der Sedimentzufuhr;
2. durch unregelmässige Oberfläche des Sedimentationsbodens.

Dass die erste Erklärungsart für das Beispiel des Gamserruggs dahinfällt, bedarf keiner weiteren Diskussion. Es liegt hier in bezug auf die Mächtigkeiten eine seichte Wanne vor, die aber gerade durch das Gegenteil, durch einen Hügel des Sedimentationsbodens erklärlich ist. Wir müssen wohl annehmen, dass die meisten lokalen Mächtigkeitsschwankungen der nicht zoogenen Mittelkreidebildungen auf Unebenheiten des Sedimentationsbodens zurückzuführen sind. Im Laufe der Zeit veränderten sich diese Unebenheiten, und zwar zum Teil, wie es bei den Brisischichten der Fall zu sein scheint, durch die Ablagerung selbst, so dass nur eine Schichtabteilung davon beeinflusst wurde. Andere Unebenheiten blieben bestehen oder erneuerten sich (wie im grossen die Geosynklinalen und Geantiklinalen), so dass mehrere Schichtabteilungen davon beeinflusst wurden.

Die klastischen Gemengteile.

Eines der auffälligsten mikroskopischen Resultate ist die Tatsache, dass weitaus die meisten Quarzkörnchen aller Mittelkreide-Abteilungen scharf eckig begrenzt sind, zum grossen Teil auch zerfressen aussehende Umrisse aufweisen. Auch ist vielfach undulöse Auslöschung auffällig auch dort, wo diese nicht auf lokale tektonische Pressung zurückgeführt werden kann.

Die Korngrösse ist im grossen und ganzen ziemlich gleichmässig verteilt. Die Quarzkörnchen der Gamser- und Brisischichten (ausgenommen einzelne grobe Quarzkörner der Brisibreccie) haben durchschnittlich 0.1 bis 0.2 mm Grösse, diejenigen des Albien, abgesehen von den gröberen Durchschlägschichten, durchschnittlich 0.05 mm. Eine Anordnung der Korngrösse nach der horizontalen Ausbreitung konnte nicht konstatiert werden. Wir können also aus der Korngrösse auch nicht die Herkunft der klastischen Gemengteile ermitteln. Ja es kann nicht einmal sicher gesagt werden, ob die Quarzkörner durch Flüsse oder Meerströmungen von der Küste herbeigeführt wurden. Eigentliche Quarzgeröllchen sind nur spärlich vorhanden.

Der Annahme, der Quarz sei als vulkanischer Aschenregen zu deuten, steht entgegen der im allgemeinen sehr geringe Gehalt an Feldspat und anderen Gemengteilen kristalliner Silikatgesteine. Der frische Zustand der einzelnen Feldspatkörner weist darauf hin, dass die Spärlichkeit

derselben nicht auf Zersetzung zurückzuführen ist. Auch an Glimmer sind die Mittelkreide-Sedimente im Gegensatz zu gewöhnlichen Sandsteinen auffallend arm.

Eine andere ebenso unaufgeklärte, aber auch schon von anderen Forschern (CAYEUX, COLLET) und aus anderen Grünsanden konstatierte Erscheinung ist die „Brüderlichkeit“ von Quarz und Glauconit. Obwohl der Glauconit ganz anderer Entstehung ist, findet er sich in den Grünsanden meist in gleicher Korngrösse wie der Quarz, ja oft auch mit ähnlichen Umrissformen. Ein grobkörniges Gestein zeigt nicht nur gröbere Quarzkörner, sondern im gleichen Masse auch gröbere Glauconitkörner. Auch die Grünsandschlieren in den Kalken (Turrilitenschichten, Knollenschichten, Brisibreccie, Gamserschichten, oberer Schrattenkalk) enthalten immer Quarz und Glauconit zugleich. Nie findet man in den Mittelkreidebildungen Quarz oder Glauconit allein.

Die Erklärung dieser Erscheinungen bedarf noch ausgedehnter mikrolithologischer Studien, zu denen in dieser Arbeit nur einige erste Andeutungen gegeben sind.

Leitlinien und Facieszonen.

(Facieskarte Fig. 98.)

Bei der Besprechung der einzelnen Schichten haben wir folgendes gefunden:

1. Dass die isopischen Linien, die Nordgrenzen der nicht über das ganze Gebiet ausgebreiteten tieferen Schichtgruppen und die isometrischen Linien (abgesehen von der südöstlichsten Zone) im ganzen dem Alpenstreichen parallel gehen und durchschnittlich **W 20—35° S** verlaufen;

2. dass diese Richtung nicht wesentlich verändert wird, wenn wir so gut wie möglich die Falten und Decken in Gedanken abwickeln und die einzelnen Gebirgstelle relativ gegen einander verstellen, derart, dass die ursprüngliche Nebeneinanderlagerung wieder hergestellt ist.

Den ersten Versuch, die verschiedenen Faciesgebiete der mittleren Kreide kartographisch darzustellen, verdanken wir CH. JACOB¹⁾ 1907. Die damaligen Kenntnisse waren aber noch so unvollkommen, dass die genannte Kartenskizze nur teilweise richtig ausfallen konnte.

Auf Grund mehrjähriger Begehungen zum speziellen Studium der mittleren Kreide in der Zentral- und Ostschweiz habe ich 1909 eine Berichtigung und Erweiterung veröffentlicht²⁾. Die seitherigen Beobachtungen und Publikationen haben diese Darstellung im ganzen bestätigt.

Die dritte Darstellung hat E. GANZ 1912 gegeben³⁾. Sie fällt im grossen ganzen mit meiner früheren Skizze überein. In bezug auf die Rädertendecke enthält sie eine Berichtigung, indem dort nach den Beobachtungen von E. GANZ die Gamserschichten noch nicht vorhanden sind, und die Ausbildung in bezug auf das Gargasien s. l. ganz mit derjenigen der westlichen Churfürsten und des Wiggis übereinstimmt. Die sonstigen Neuerungen sind teilweise unverständlich, da die Legende mit der Kartenzeichnung in verschiedenen Punkten nicht übereinstimmt.

Es schien mir notwendig, abermals eine neue Kartenskizze in grösserem Massstab zu zeichnen, um einerseits zu berichtigen, andererseits mehr Einzelheiten und genauere Anhaltspunkte zu geben (Facieskarte Fig. 98).

Als Prinzip zur Abtrennung der verschiedenen Typen wurden in erster Linie die Transgressionsgrenzen der einzelnen Schichtgruppen vom mittleren Albien bis zum Gargasien inklusive berücksichtigt. So können wir je nach der ältesten über Schrattenkalk (oder die Luiterezugschicht) transgredierenden Schicht in der Thurgruppe von N nach S unterscheiden:

¹⁾ Partie moyenne, Thèse, Grenoble 1907, pl. I.

²⁾ Crétacique moyen, B. S. G. F. 1909, pag. 115.

³⁾ Mittlere Kreide, Denkschr. Schweiz. Nat. Ges., Zürich 1912, Kf.

Tafel XVII.

Dünnschliffe aus Gaultgesteinen.

(Oberes und mittleres Albien.)

In gewöhnlichem durchfallendem Licht; Vergrößerung 65 : 1.

Fig. 1.

Kalkknolle der Knollenschichten, Wildhaus

(Nr. 12 in Fig. 72 pag. 237),

mit vorherrschend calcitischer Grundmasse, einzelnen Glauconitkörnern und häufigen Foraminiferen, wie Globigerina (Mitte unten), Globigerina cretacea d'Orb. (?) (rechts bei +), sogenannten „Oligostegina laevigata“ (bei ×), Textularia (2 cm rechts von ●) und anderen unbestimmbaren Formen. Die einzelnen Glauconitkörner erscheinen im Bilde grau, gleichmässig getönt und sind deutlich erkennbar, z. B. das ovale Korn etwas oberhalb der Mitte.

Fig. 2.

Grenze von Grünsand und Kalkknolle, Knollenschichten (Wildhaus).

Man sieht den Fall relativ scharfer Grenze von Grünsand (unten) zur Kalkknolle mit Foraminiferen, besonders Textularia (oben). Die Quarzkörner (hell) sind vorherrschend eckig und von gleicher Grösse wie die auf dem Bilde dunkelgrau erscheinenden Glauconitkörner. Fig. 2 zeigt, dass die Kalkknollen nicht als echte Konkretionen gedeutet werden können.

Fig. 3.

Kalkknolle der Knollenschichten (Wildhaus).

Wie Fig. 1.

Mitte rechts ein grösserer Querschnitt von ? Discorbina, links ein Längsschnitt von Textularia. Weiterer Text zu Fig. 1—3 auf pag. 287.

Fig. 4.

Twirrenschichten (Wildhaus).

(Nr. 10 in Fig. 72 pag. 237.)

Hemikristalliner Kalk mit dichten Partien und schlecht erhaltenen Foraminiferen, besonders Discorbina (kleiner Querschnitt in der Mitte, grössere Längsschnitte etwas weiter unten).

Glauconitkörnchen spärlich, an der grauen Tönung erkennbar.

Fig. 5.

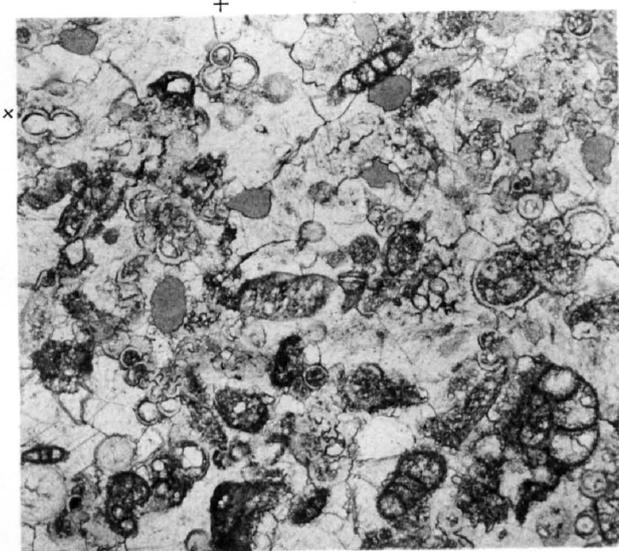
Massiger Grünsandstein des oberen Albien (Gänsestad).

Quarzkörnig eckig, hell ●, Glauconitkörner von gleicher Grösse und Form, in Wirklichkeit licht blaugrün, im Bilde schwach grau getönt. In der Mitte ein dunkles Korn von dichtem Kalk. Kalkiges und eisenschüssiges Bindemittel. Vgl. Text pag. 278.

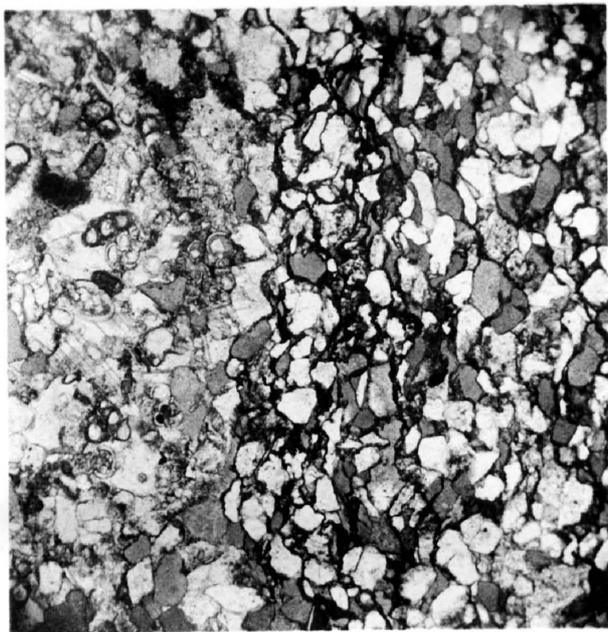
Fig. 6.

Twirrenschichten (Wildhaus).

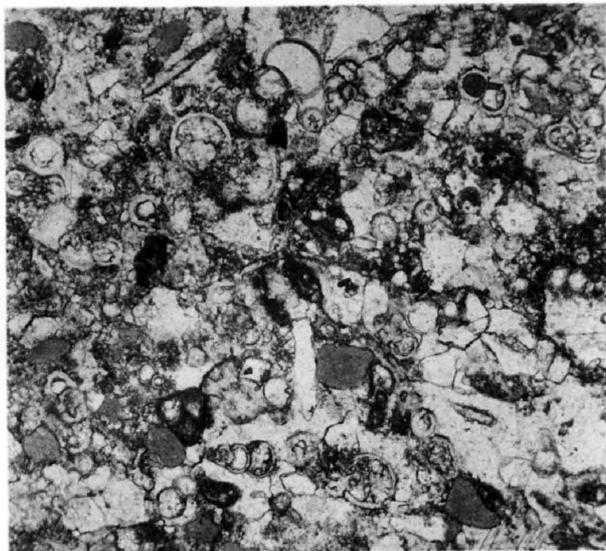
Kalk wie Fig. 4, mit massenhaft kleinen Textulariden, Discorbinen und sog. „Oligosteginen“.



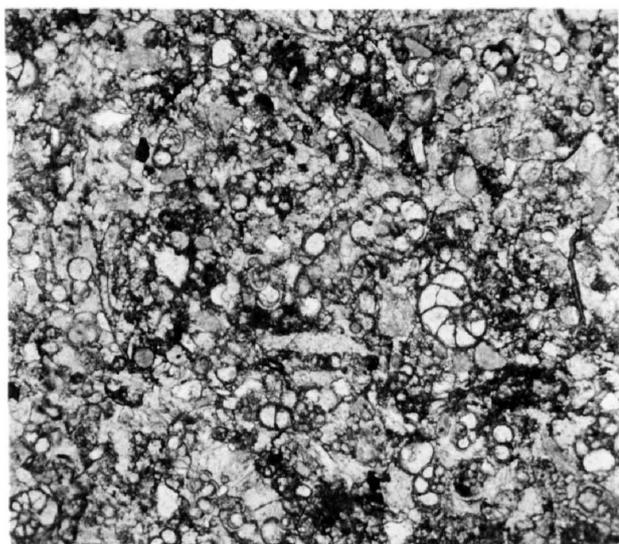
1



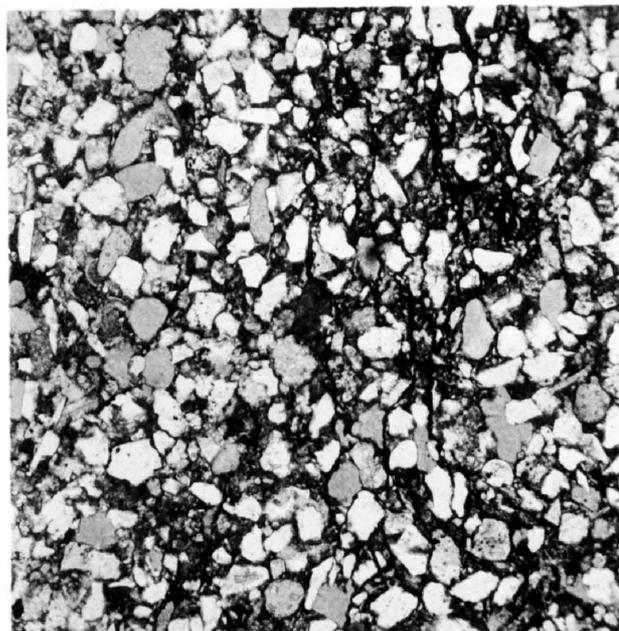
2



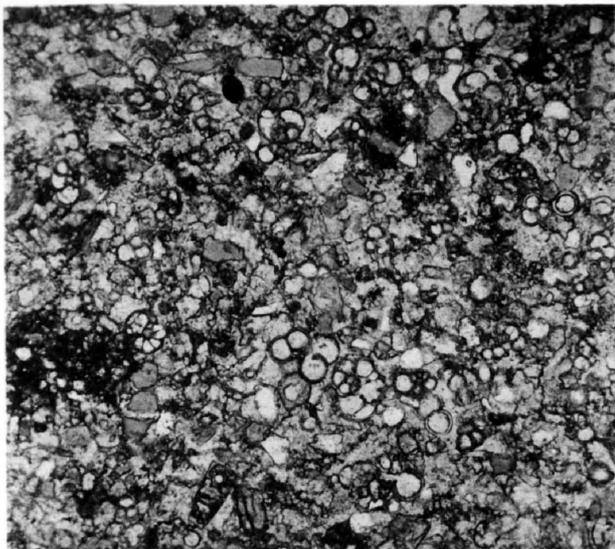
3



4



5



6

Dünnschliffe aus Gaultgesteinen
(oberes und mittleres Albin)

Tafel XVIII.

Dünnschliffe aus Gaultgesteinen.

(Mittleres und unteres Albien.)

In gewöhnlichem durchfallendem Licht.

Fig. 1.

Twirrschichten (Nideri, östliche Churfürsten).

Aus dem unteren Teil von Schichtabteilung 11 in Fig. 84 pag. 260; 65 : 1.

Hemikristalliner Kalk mit massenhaft schlecht erhaltenen Foraminiferen, vermutlich meist *Discorbina*, vereinzelt Calcit-Rhomboëderchen (hell), Quarzkörnchen (hell) und Glauconitkörnern (grau erscheinend). Näheres auf pag. 293.

Fig. 2.

Niederischichten (Nideri, östliche Churfürsten).

Aus Schicht 9a des Profils Fig. 84 pag. 260; 65 : 1.

Man kann im Bilde deutlich unterscheiden: die grösstenteils aus amorpher Kieselsubstanz bestehende, verschwommen aussehende Grundmasse, mit Einstreuungen: Quarz (hell); Glauconit, grau erscheinend und von der Grösse der Quarzkörner; Rhomboëderchen aus Calcit mit dicken schwarzen eisenschüssigen Rändern. Zwischen Mitte und Ecke rechts unten liegt ein Calcit-rhomboëder mit „eingedrückt“ Glauconitkörnchen.

Vgl. Beschreibung pag. 304 unten.

Fig. 3.

Niederischichten (Nideri, östliche Churfürsten).

Aus Schicht 9a der Fig. 84 pag. 260; 30 : 1.

Quarzkörnchen eckig (hell), Glauconitkörnchen im Bilde dunkelgrau erscheinend. Oben zwei grössere kryptokristalline Glauconitkörner (0.2 mm), aber auch ein grösseres Quarzkorn daneben. Das schwarz erscheinende Korn rechts etwas über der Mitte besteht aus dunkelbraunem amorphem Eisensilicat. Die kleineren schwarzen Körner sind FeS_2 .

Fig. 4.

Phosphoritknollenschicht des Albien (Gänsestad am Walensee).

Aus Schicht e_1 in Fig. 67—68 pag. 231; 6 : 1.

Oben Phosphoritknolle, bestehend aus brauner amorpher Grundmasse, in der eingestreut liegen: Bruchstücke von Bryozoën (Mitte und oben); von Echinodermen mit teilweise erhaltener feiner Gitterstruktur und Zentralkanal; von Zweischalern mit dichter (dunkel im Bild) oder querfaserig calcitischer Struktur; von Orbitolinen (Rand oben bei \times).

Unten Echinodermenbreccie, mit Bruchstücken von Echinodermen, weniger Orbitolinen (Ecke rechts unten) und Bryozoën. Schwarze Körner = FeS_2 ; helles Quarzkorn bei \bullet .

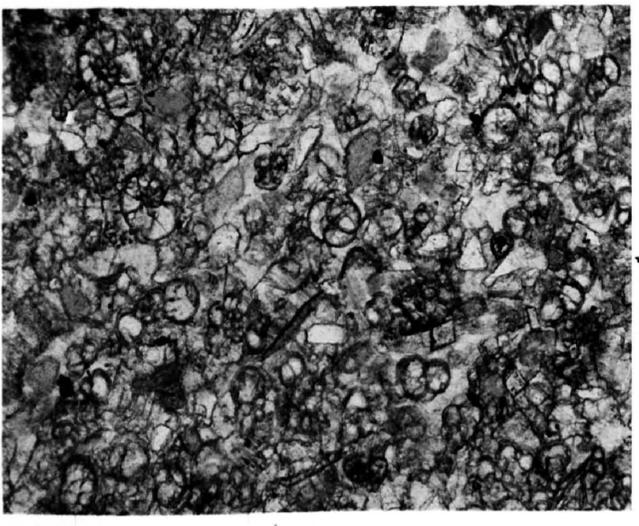
Fig. 5—6.

Durschlägischichten („Unter-Niederischicht“), Nideri.

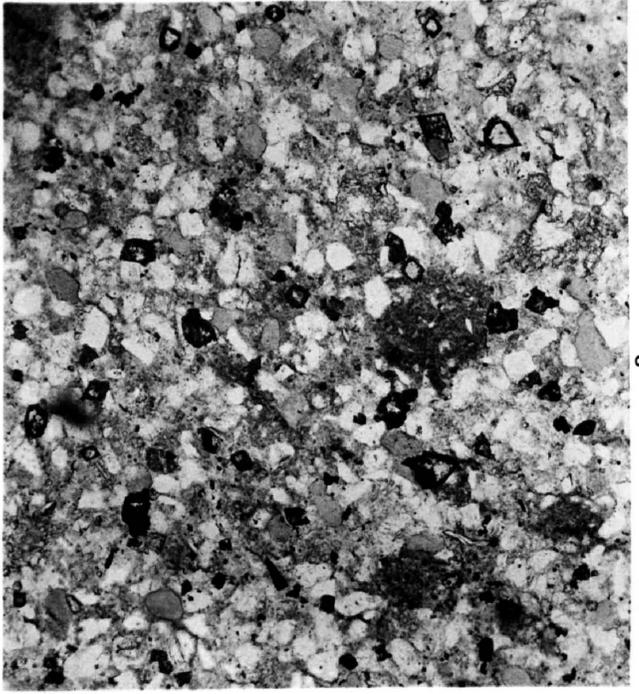
Schicht 8b des Profils Fig. 84 pag. 260; Fig. 5 vergrössert 30 : 1, Fig. 6 65 : 1.

Quarzkörner (hell), zum Teil eckig; Glauconitkörner (grau im Bilde) zum Teil mit mikrolithenartigen schwarzen Punkten, die im auffallenden Licht weiss erscheinen (Fig. 6 unten), auch davon umrindete Glauconitkörner (Fig. 5 Mitte links). In Fig. 6 etwas oberhalb der Mitte liegt ein rauh berandetes Glauconitkorn mit fast farblosem und amorphem Kern.

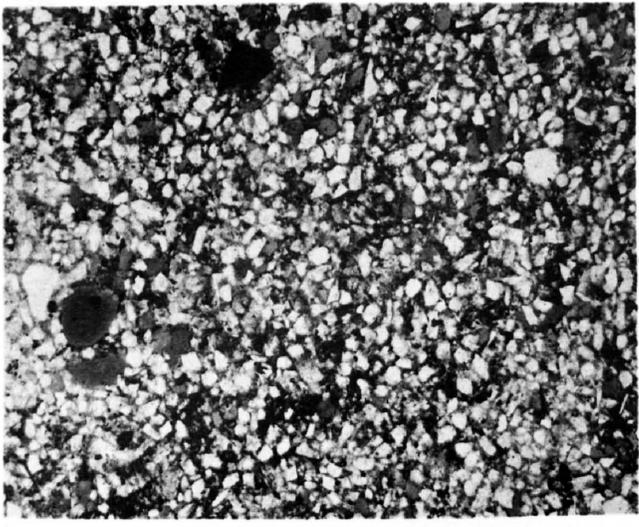
Ausführlichere Beschreibung auf pag. 312 unten.



1



2

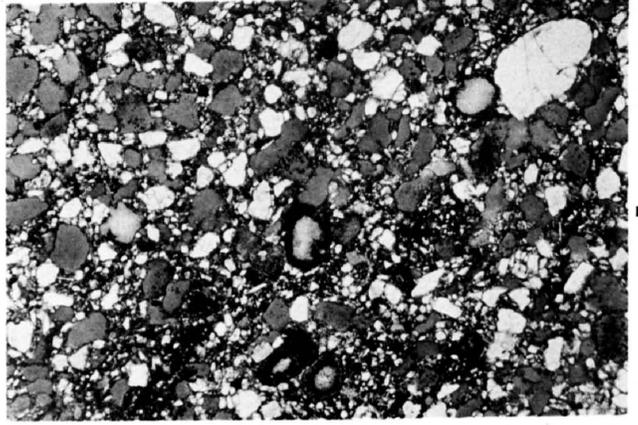


3

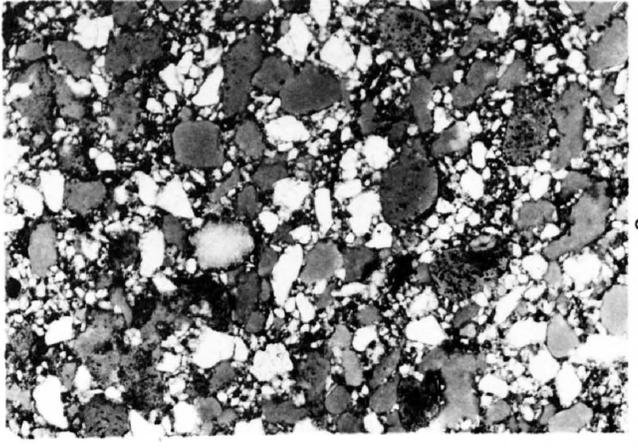
X



4



5



6

Dünnschliffe aus Gaultgesteinen
(mittleres und unteres Albien)

Tafel XIX.

Dünnschliffe aus Brisischichten bis Luiterezugschicht.

Fig. 1.

Brisi-Echinodermenbreccie (Wildhaus).

1.5 m über der Austerbank 4 in Fig. 72 pag. 237; 12 : 1.

Die hellsten feinen Körner sind Quarz, die dunkeln dichter Kalk von Organismenbruchstücken. Orbitolinen z. B. bei \times ; Bryozoöenbruchstück bei +; Miliolina etwas links unterhalb der Mitte. Die Hauptmasse, im Bilde licht grau, besteht aus Bruchstücken von Echinodermen und Zweischalern nebst sekundärem Calcit. Vgl. Beschreibung pag. 322.

Fig. 2.

Brisi-Glauconitsandstein (Östliche Churfürsten).

25 : 1.

Die Füllmasse zwischen den Körnern ist leicht bräunlicher Calcit. Quarzkörner zirka 60 % des Gesteins (hell); Glauconitkörner, im Bilde dunkelgrau, rundlich, besonders deutlich in der Mitte. Etwas rechts von der Mitte: eisenschüssige Calcitrhoëderchen mit einspringenden Quarzkörnchen. Rechts, z. B. bei + Calcitkörner, an der Tönung und Spaltbarkeit leicht zu erkennen. Eingehende Beschreibung im Text pag. 334.

Fig. 3.

Brisi-Glauconitsandstein (Wildhaus).

In durchfallendem polarisiertem Licht unter gekreuzten Nicols; 25 : 1.

Die wie angefressen aussehenden Quarzkörner kommen deutlich zum Ausdruck, ebenso die kryptokristalline Struktur der Glauconitkörner, die im Bilde feinkörnig grau erscheinen. Näheres pag. 334.

Fig. 4.

Gamserschichten (Niederi, östliche Churfürsten).

Oberer Teil von Schichtgruppe 5 in Fig. 84 pag. 260; 25 : 1.

Die Mosaikstruktur der vorherrschend eckigen Quarzkörner ist deutlich ausgeprägt. Infolge ihrer licht blaugrünen Färbung treten im Bilde die Glauconitkörner nicht sehr deutlich hervor, sind aber immerhin an der leicht grauen Tönung von den hellen Quarzkörnern unterscheidbar. Nähere Beschreibung im Text pag. 339.

Fig. 5.

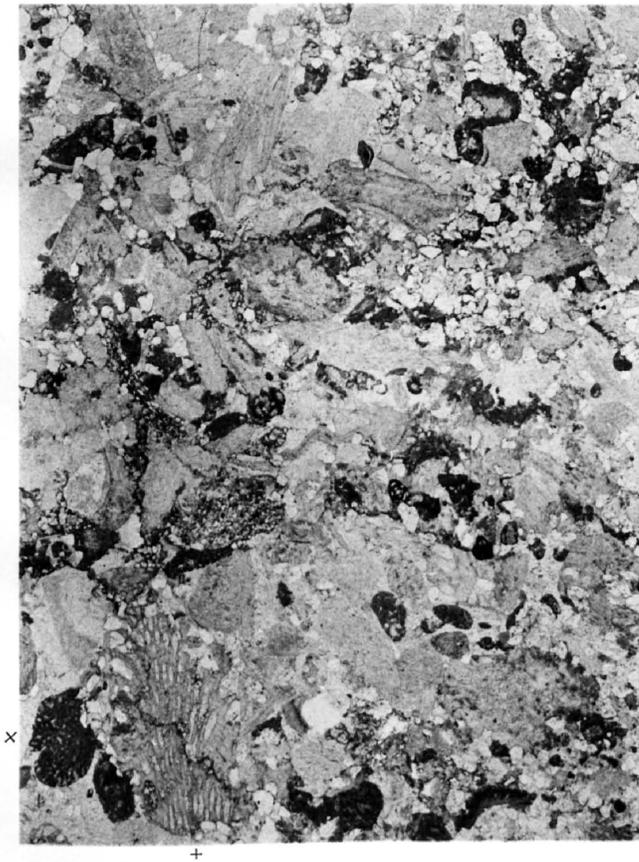
Luiterezug-Fossilschicht (Nägeliberg, westliche Churfürsten).

14 : 1.

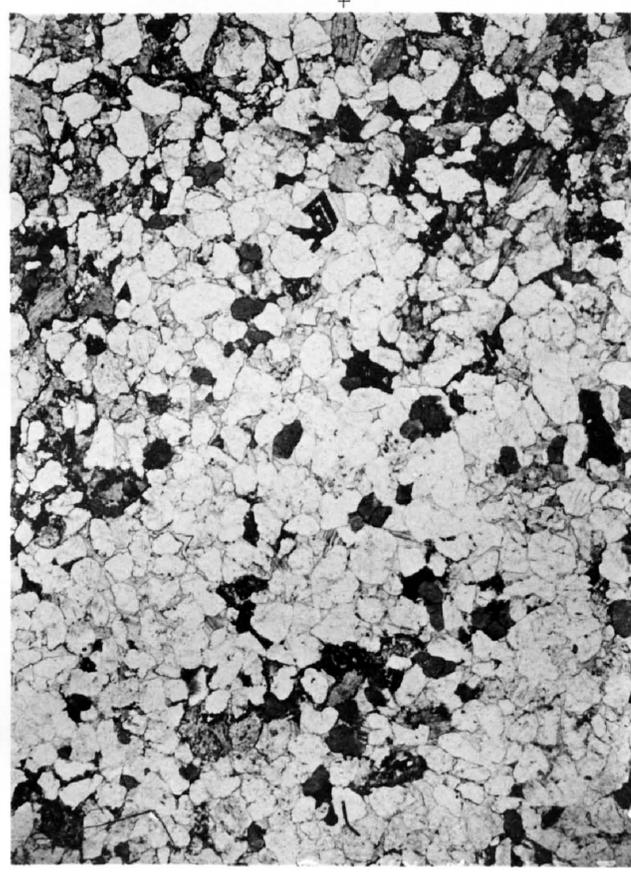
Das Gestein ist sehr reich an Calcit, der leicht durch die Spaltbarkeit und Lamellierung im Bilde erkenntlich ist. Ebenso leicht erkennt man die Quarzkörner, sowie die grösseren dunkel erscheinenden Bruchstücke von dichtem Kalk (aufgearbeiteter Schrattenkalk), wie oben und in der Ecke links unten.

Weniger deutlich ist der Glauconit, der im Bilde in feinen dunkelgrauen Körnchen erscheint, ferner die schwarz erscheinenden F_2S_2 -Kriställchen (z. B. etwas oberhalb der Mitte).

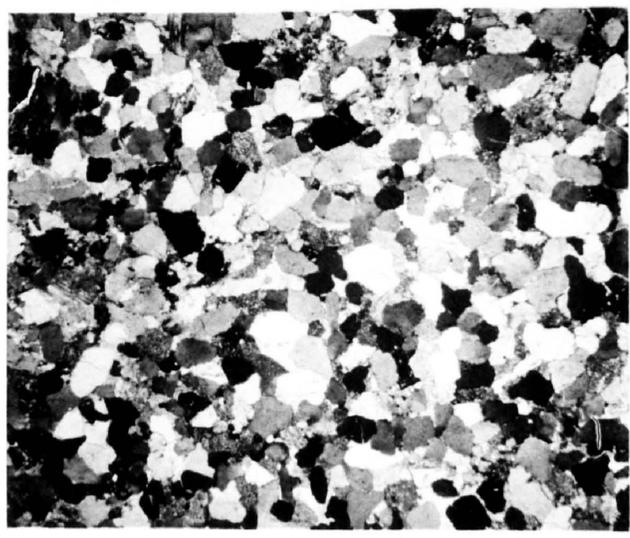
Vgl. makroskopische Beschreibung im Text pag. 251—252, mikroskopische Beschreibung pag. 351.



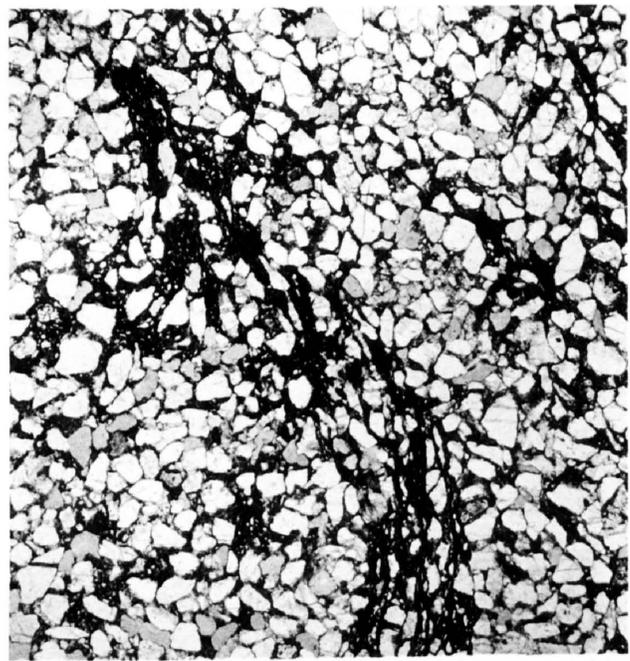
1



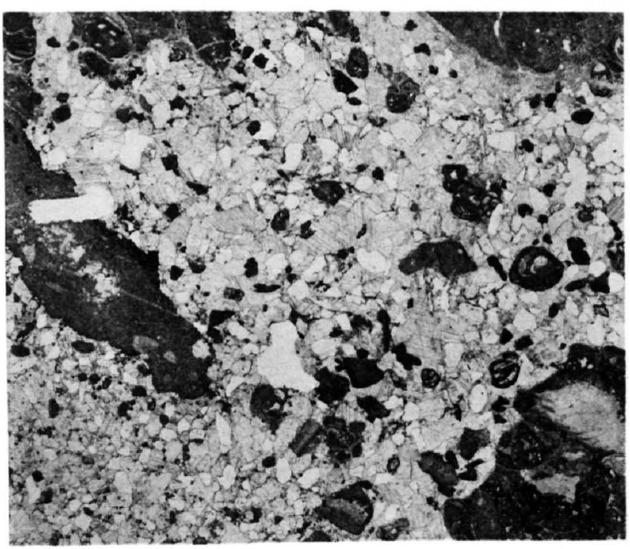
2



3



4



5

Dünnschliffe aus Brisichichten bis Luiterzugschicht

Tafel XX.

Dünnschliffe aus Orbitolenkalken, Aptien.

- e = Bruchstücke von Echinodermen.
- z = Bruchstücke von Zweischalern (dichte und farblose).
- o = Orbitolen, ganze und Bruchstücke.
- b = Bruchstücke von Bryozoën.
- m = Miliolen.
- os = ? Ostracoden.
- g = Gastropoden.
- d = Diploren (Kalkalgen).
- u = Unbestimmte Organismenfragmente.

Fig. 1.

Echinodermenbreccie von Gänsestad, Walensee.

Aus d_2 in Fig. 68 pag. 231; 6:1.

In calcitischer bis dichter Grundmasse sind eingebettet Bruchstücke von Zweischalern, Echinodermen, Bryozoën, Orbitolen, dichte Kalkbruchstückchen. Etwas rechts oben eine Miliolide mit oolithischer Umrundung von dichtem Kalk. Vgl. Text pag. 323.

Fig. 2.

Orbitolenkalk vom Wänneli, Säntis-West.

8:1.

Calcitische Grundmasse, darin Orbitolen, Bruchstücke von Echinodermen, Bryozoën, Mollusken und dichte (dunkle) oolithartige Kalkkörner. Vgl. Text pag. 327.

Fig. 3.

Oberer Schrattenkalk von Quinten, Mürtshendecke.

8:1.

Grundmasse = dichter, etwas tonhaltiger Kalk; darin eingebettet: dichte Oolithe mit teilweise deutlich konzentrischer Rinde; Orbitolen; Milioliden; Gastropoden; Bruchstücke von Ostracoden, Zweischalern, Echinodermen. In der Ecke rechts unten eine Miliolide mit dicker dichter Oolithrinde.

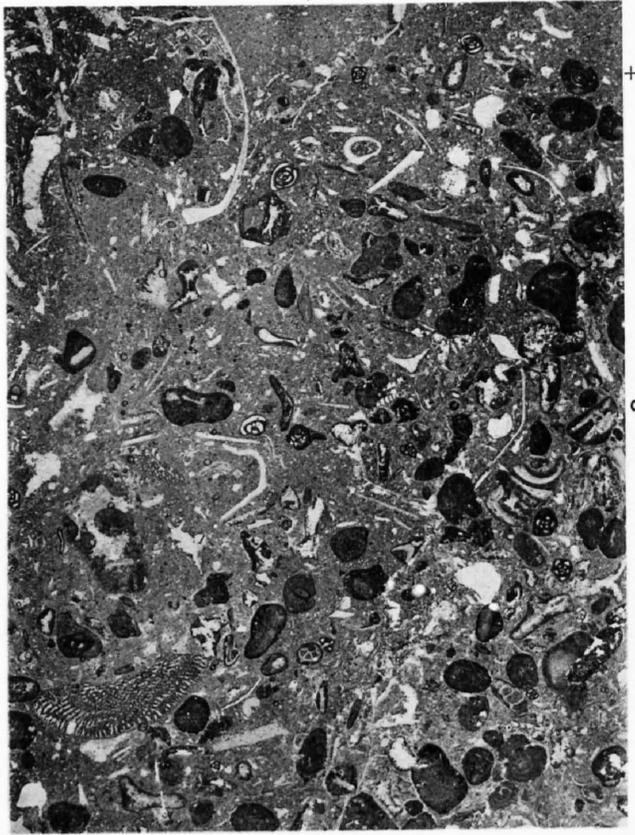
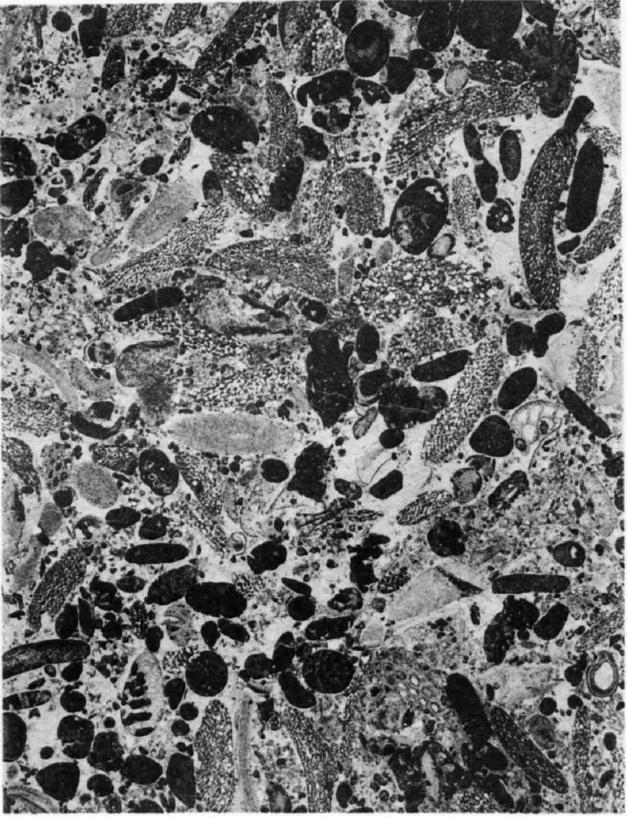
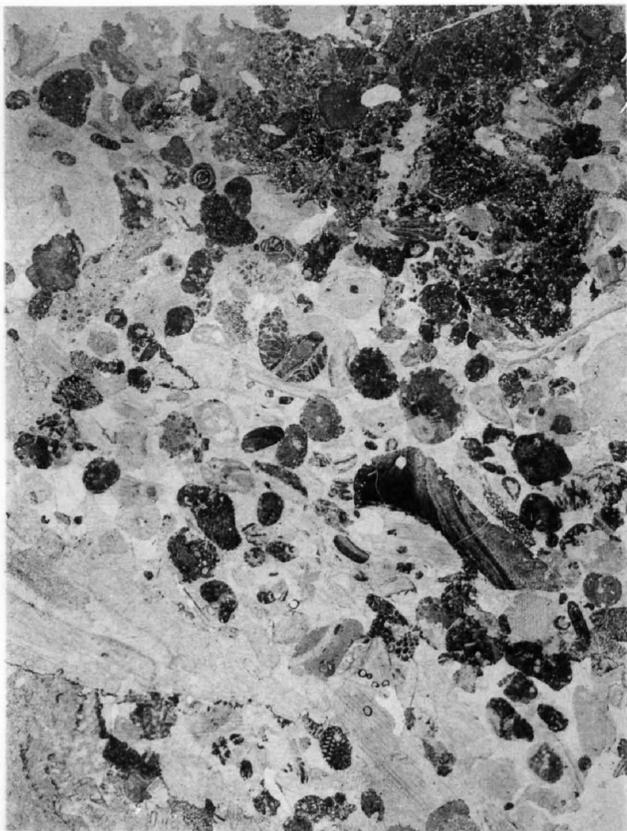
Fig. 4.

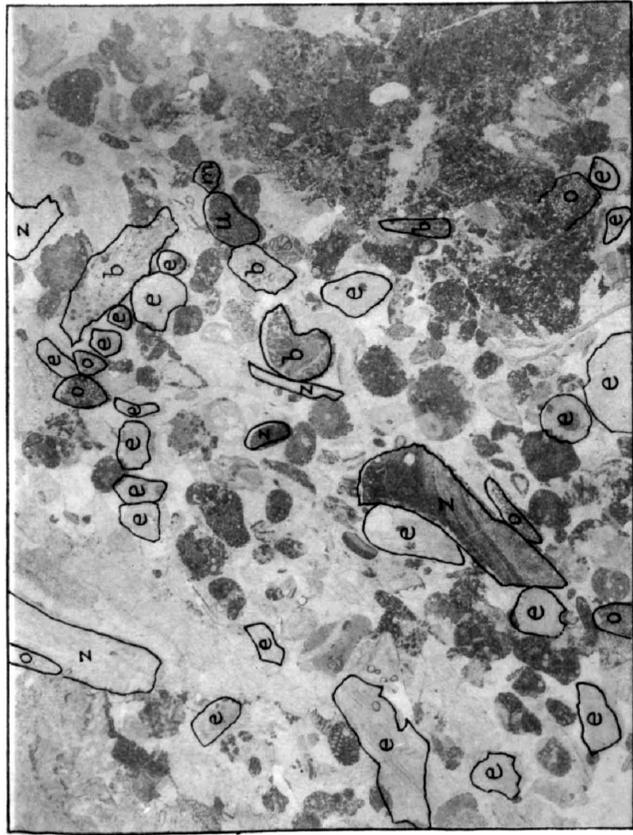
Unterer Schrattenkalk vom Gänsestad am Walensee.

(Oberster Teil des unteren Schrattenkalkes.)

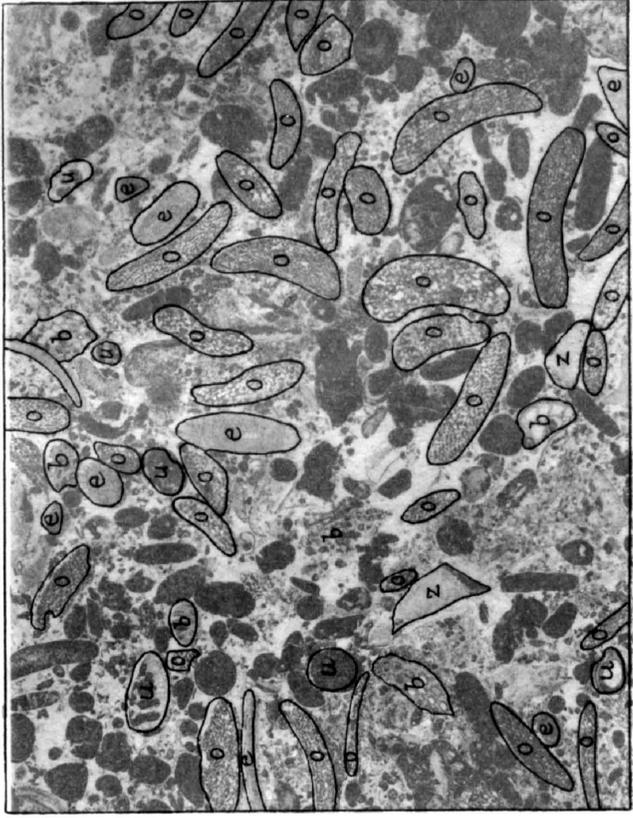
6:1.

Agglomerat von gerollten Muschelfragmenten (z), wohl meist von Requienien; dichten Kalkkörperchen, Orbitolen, weniger Echinodermen, Milioliden, stark calcitisierte Bryozoën, alles mit farblosem Calcit verkittet. Rechts oben Miliolide mit dicker dichter Oolithrinde.

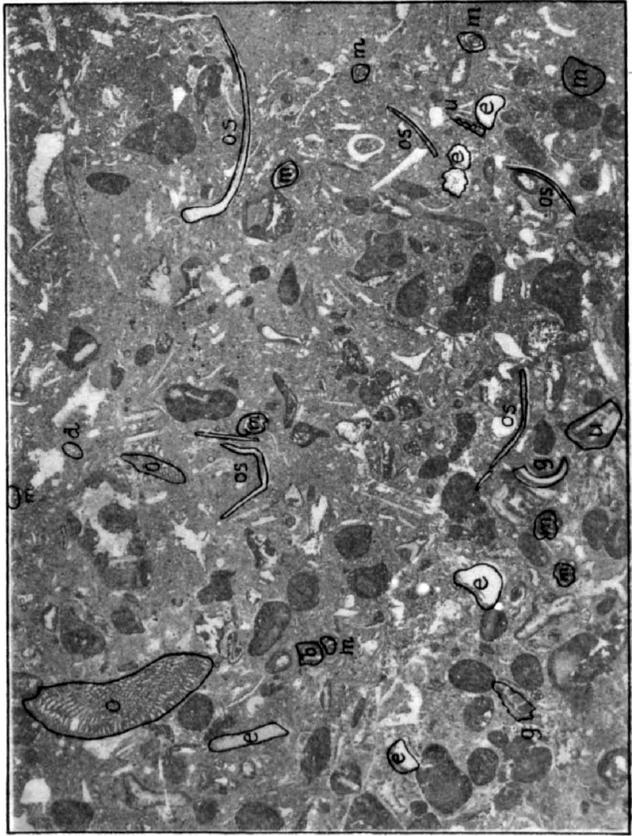




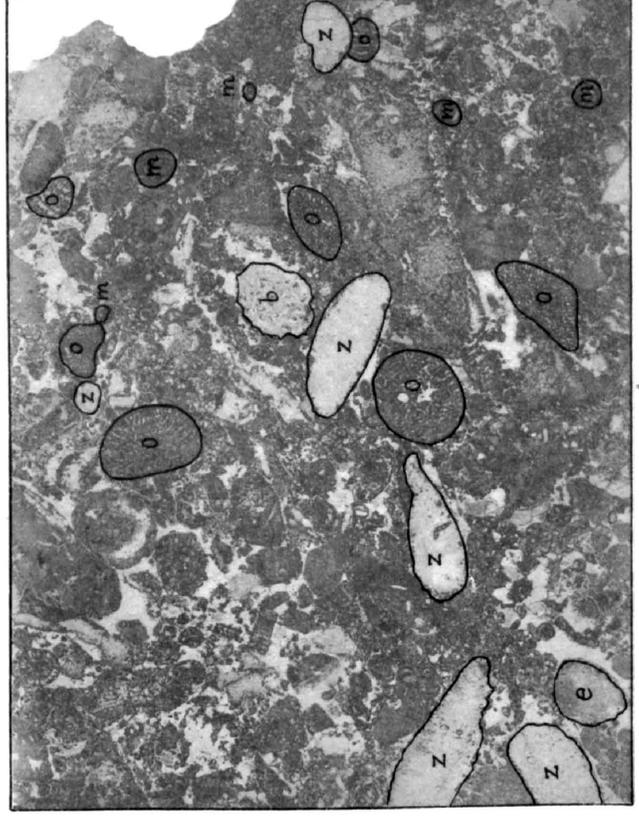
1



2



3



4

Tafel XXI.

Dünnschliffe aus Urgonfacies. (Aptien und Barrémien.)

- e = Bruchstücke von Echinodermen.
z = " " Zweischalern und Gastropoden.
b = " " Bryozoën.
m = Miliolinen.
t = Textulariden.
d = Kalkalgen, Diploporen, verschiedene Arten (zum Teil fraglich).
o = Gerollte fragliche Orbitolinenbruchstücke.
c = Fragliche Korallenbruchstücke.
u = Unbestimmte Organismenfragmente.

Fig. 1.

Oolithischer Oberer Schrattenkalk (Aptien) vom Walenstadterberg (Mürtschendecke).

6 : 1.

Oolith mit farblos calcitischer Grundmasse. Die konzentrische Umrundung mit dichter Kalksubstanz ist an vielen Körnern mit verschiedenem Kerninhalt zu sehen. Bei stärkerer Vergrößerung lassen sich erkennen: Milioliden, gerollte und teilweise umrindete Bruchstücke von Echinodermen, Diploporen, Zweischalern, Bryozoën.

Die Mehrzahl der runden Körnchen aber besteht aus dichtem, umrindetem oder nicht umrindetem undurchsichtigem Kalk, in dem man keine Organismenreste erkennen kann.

Fig. 2.

Oolith im Unteren Schrattenkalk, Gemeinewies, Sântis-West.

(Aus Schicht 22 des Profils Fig. 8 pag. 347 in Sântisgebirge, Beiträge n. F. Lfg. 16, 1905.)

Calcitische Grundmasse, darin besonders schöne Diploporen (z. B. links unten), Miliolinen, Bruchstücke von Echinodermen, Zweischalern, Bryozoën. Etwas rechts von der Mitte eine Textularia (t).

Fig. 3.

Metamorpher oolithischer Oberer Schrattenkalk (Aptien) von Josenwies, Mürtschendecke.

6 : 1.

Die calcitische Grundmasse, wie die Oolithkörner sind unter dem bewegten Gebirgsdruck in Form feinsten Adern zerklüftet, die mit sekundärem Calcit gefüllt sind.

Fig. 4.

Oolith im unteren Schrattenkalk, wie Fig. 2.

6 : 1.

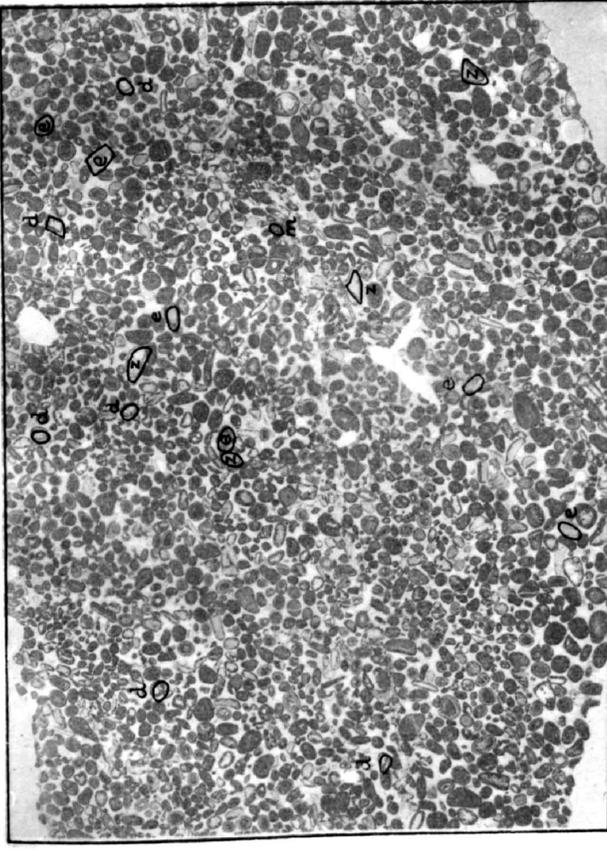
Besonders schön erhaltene Miliolinen, die zum Teil, wie rechts von der Mitte, umrindet sind; Diploporen; fragliche Orbitolinen etc. In der Mitte ist ein Rest von dichtem Kalk erhalten.

Fig. 5.

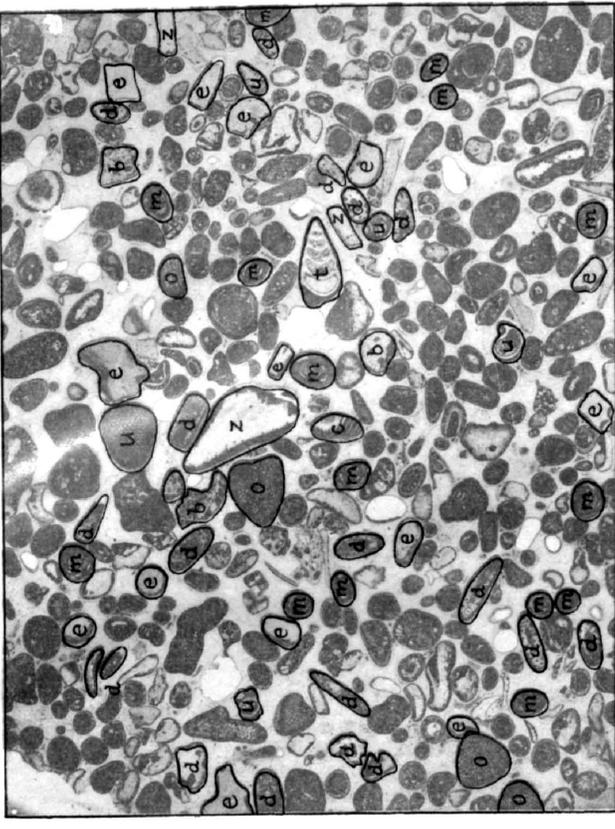
Organogene Facies der mittleren Drusbergsschichten (Barrémien) von Betlis (Mürtschendecke).

5 : 1.

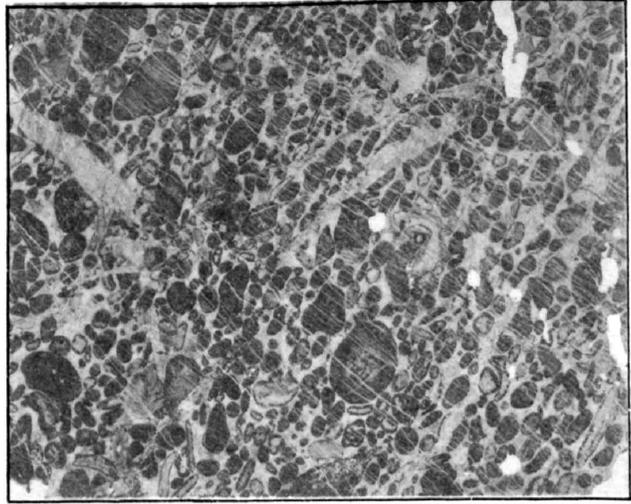
Trümmergestein, bestehend aus Bruchstücken von Mollusken, wohl vorherrschend Muscheln (z), Echinodermen, sowie größeren Bruchstücken von dichtem undurchsichtigem Kalk, der gleiche Schalenfragmente enthält. Alles ist mit farblosem Calcit verkittet.



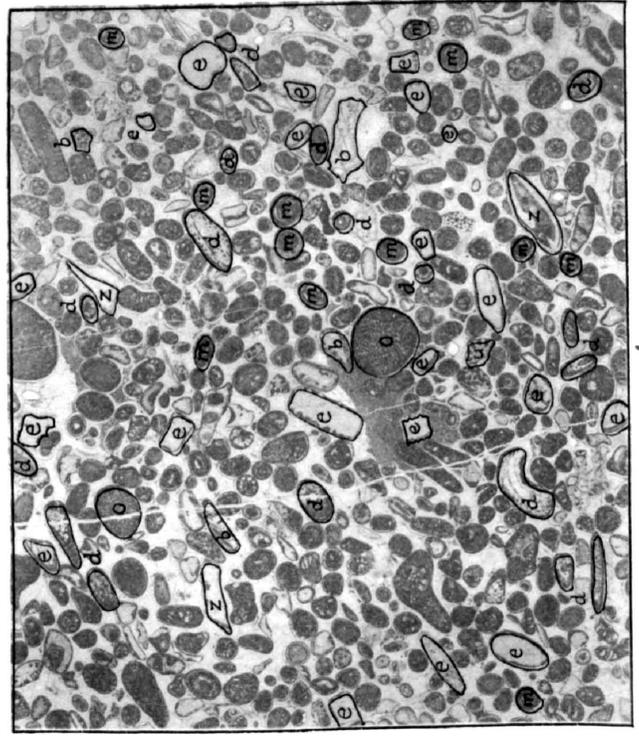
1



2



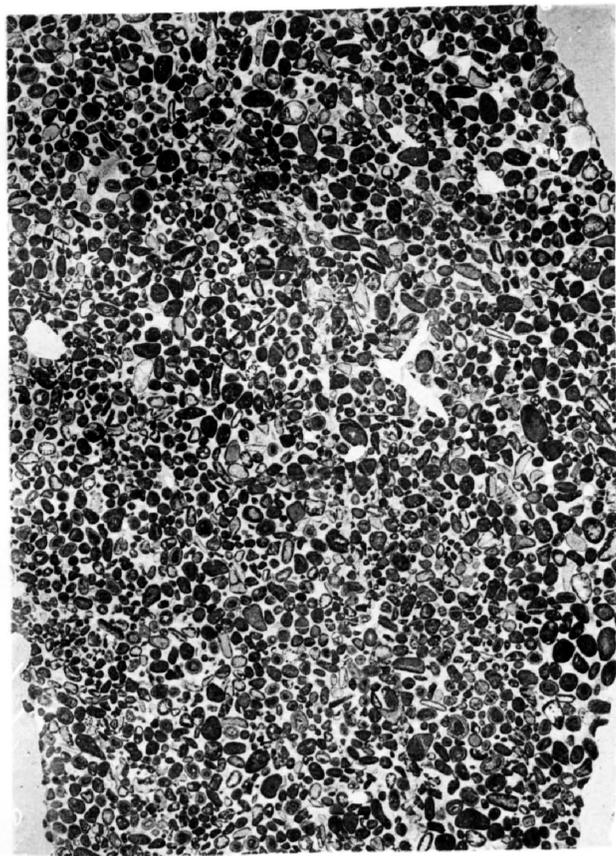
3



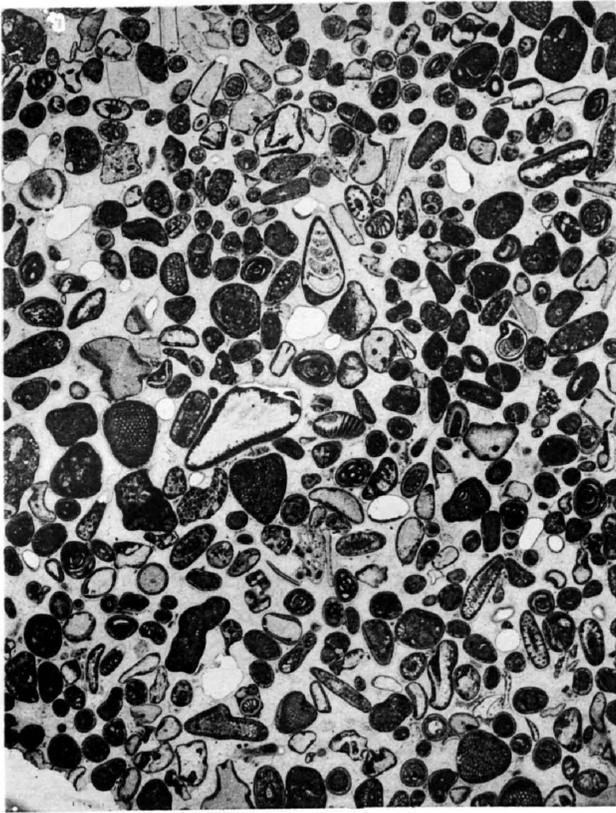
4



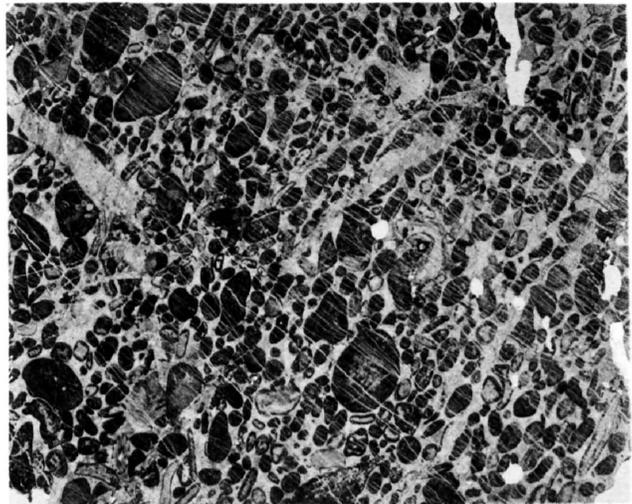
5



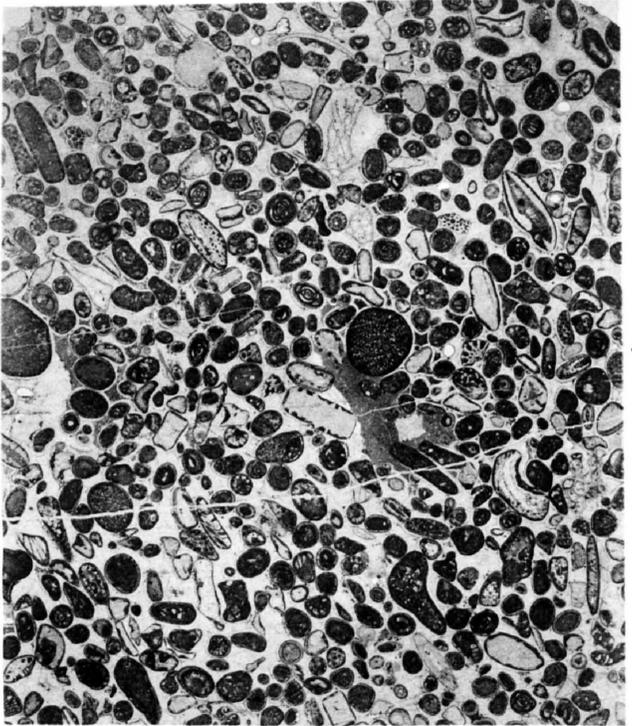
1



2



3



4



5

Dünnschliffe aus Urgonfacies
(Aptien und Barrémien)

Tafel XXII.

Dünnschliffe aus Hauterivien und Valangienkalk.

Fig. 1.

Hauterivien-Kieselkalk
von der Thurschlucht, Säntis-West.
25 : 1.

Grundmasse aus Calcit mit dichten Kalkpartien, darin eckige Quarzkörner.

Fig. 2.

Diphyoideskalk (Valangien) vom Alvier.
25 : 1.

Dichter Kalk, bei stärkerer Vergrößerung feinkörnig aussehend, mit calcitischen, zum Teil unregelmässigen und unscharf begrenzten lichten Körnern, die teilweise aus Foraminiferen hervorgegangen zu sein scheinen.

Fig. 3.

Oberer Valangienkalk (unterer Teil)
von der Strasse westlich Gänsestad am Walensee, Säntisdecke.
6 : 1.

Calcitische Grundmasse mit dunkeln runden Körnern aus dichtem Kalk, Bruchstücken von Zweischalern (Mitte), Echinodermen (z. B. bei +), Bryozoën (z. B. Mitte des Bildes), spärlichen Miliolinen und anderen Foraminiferen; bei \times ein Pyritkorn. Etwas links von der Mitte ist ein 2 mm grosses, länglich gerolltes Bruchstück von organogenem Kalk zu sehen.

Fig. 4.

Echinodermenbreccie im Hangenden des Kieselkalkes (Hauterivien)
vom Walenseeufer östlich Betlis, Mürtshendecke.
10 : 1.

Vorherrschend aus 0.5—2 mm grossen Bruchstücken von Echinodermen gebildet, deren Gitterstruktur zum Teil noch sehr schön erhalten ist, wie im Bilde besonders Mitte und unten deutlich sichtbar ist. Die im Bilde grau erscheinenden Partien bestehen teils aus dichtem Kalk, der neben sekundärem Calcit als Füllmasse und Steinkern auftritt, teils aus Glauconit, der vorherrschend in sehr schön blaugrünen Körnchen (Rand oben und rechts) auftritt. Man beachte auch die zackigen dunkeln Nähte, die wohl als Lösungsrückstand zu deuten sind, ferner die häufigen Bryozoën.

Fig. 5.

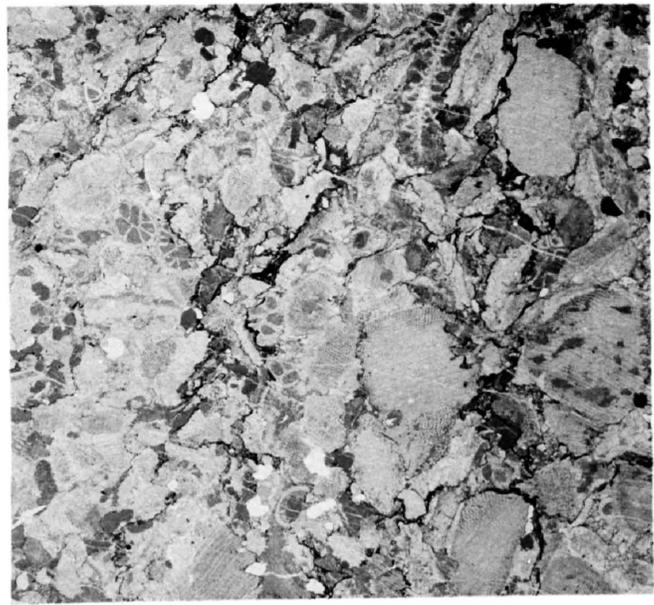
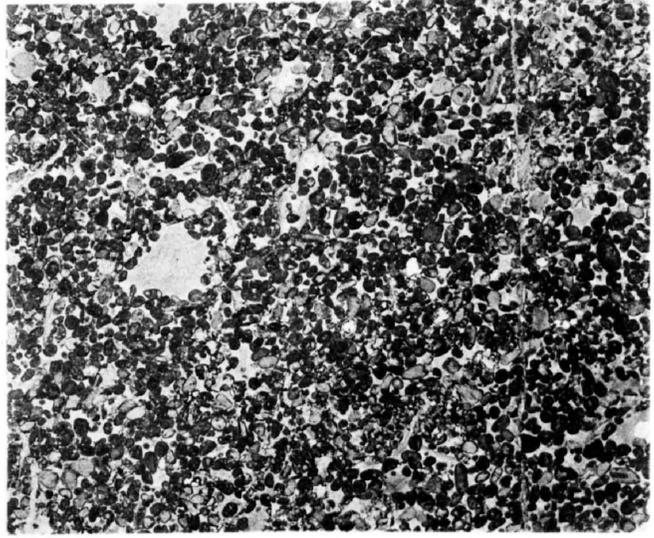
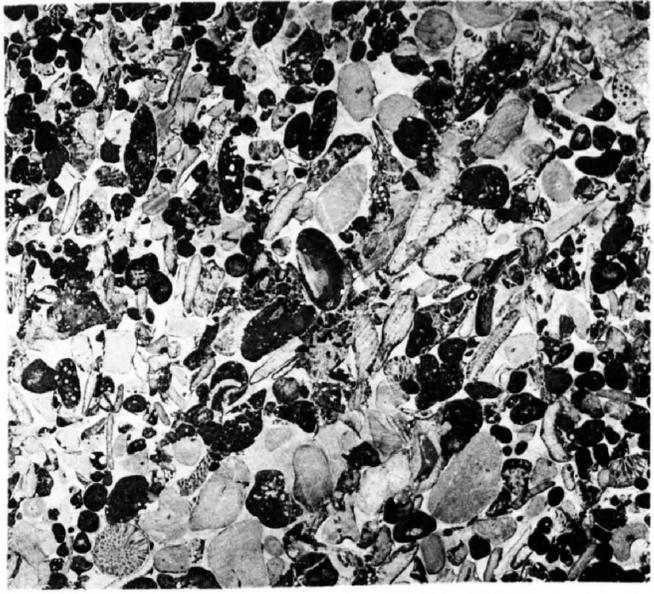
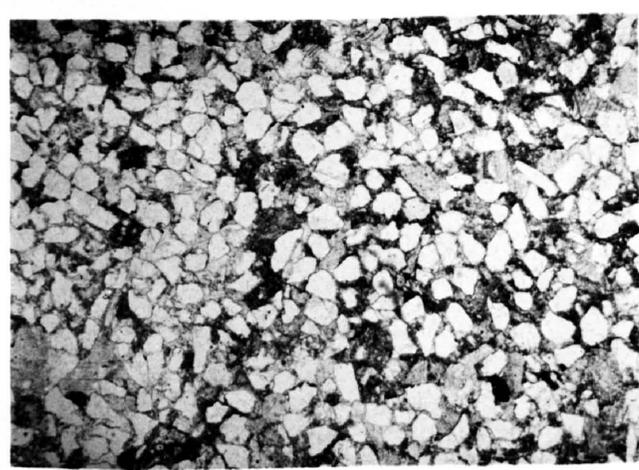
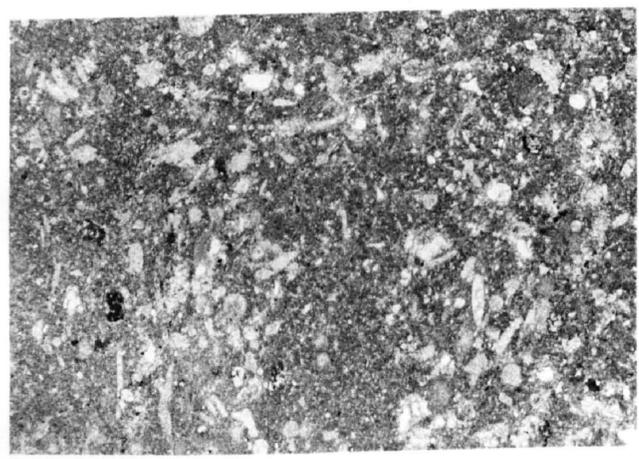
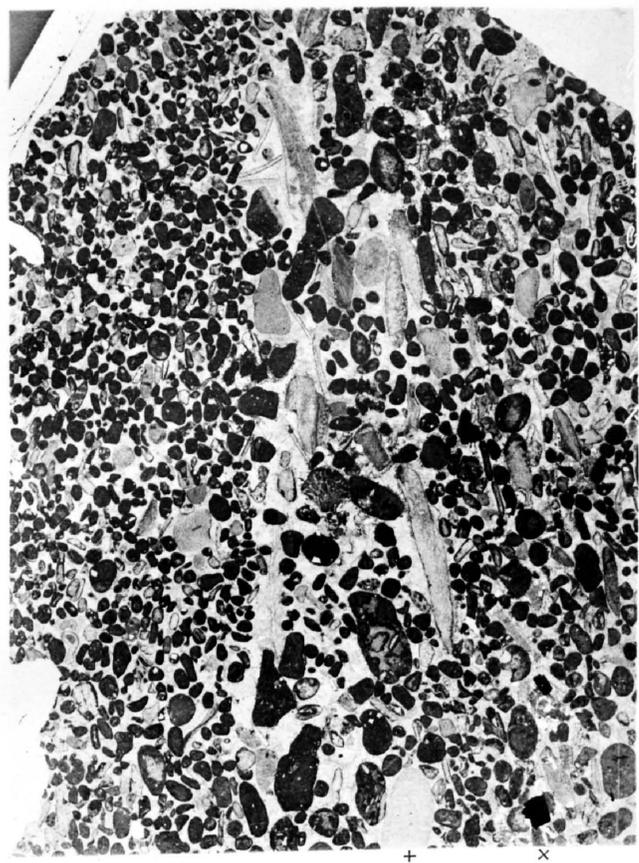
Oberster Valangienkalk,
Strasse Weesen-Betlis, Säntisdecke.
6 : 1.

Feinkörniger Oolith mit calcitischer Grundmasse, enthaltend runde Körnchen von dichtem Kalk, gerollten und teilweise umrindeten Bruchstücken von Echinodermen, Mollusken, sowie Miliolinen und andere schlecht erhaltene Organismenreste. Oben ist ein durchsichtiges Echinodermenbruchstück zu sehen, in welches die Oolithkörner wie eingebettet erscheinen.

Fig. 6.

Oberer Valangienkalk (unterer Teil) von Durschlägi.
6 : 1.

Calcitische Grundmasse; darin dichte Kalkkörner, die sich zum Teil deutlich als gerollte Bruchstücke von bereits früher verfestigtem organogenem Kalkstein erweisen; massenhaft Bruchstücke von Echinodermen; Bruchstücke von Bryozoën (links oben eine sehr schön erhaltene gerollte Bryozoënkolonie); Bruchstücke von Mollusken oder Brachyopoden; spärliche Miliolinen.



Dünnschliffe aus Hauterivien und Valangienkalk.

Tafel XXIII.

Dünnschliffe aus Öhrlikalk. (Unteres Valangien.)

Alle Figuren 6 : 1.

- e = Bruchstücke von Echinodermen.
- z = „ „ Zweischalern oder Gastropoden.
- g = Gastropoden.
- b = Bruchstücke von Bryozoën.
- m = Miliolinen.
- d = Kalkalgen (?).
- t = Textulariden.
- k = Gerollte Bruchstücke von organogenem Kalk.
- m = Unbestimmte Organismenbruchstücke.

Fig. 1.

Oolith des Öhrlikalkes (unterer Teil)

vom Nordufer des Walensees westlich Quinten (Mürtschendecke).

Calcitische Grundmasse, darin gerollte und zum Teil mit dicker Kalkrinde überzogene Schalenbruchstücke, besonders von Mollusken und Echinodermen, sowie gerollte Fragmente von dichtem organogenem Kalkstein.

Fig. 2.

Öhrlikalk von Schwaldisalp, Churfürsten (Säntisdecke).

Ähnliches oolithisches Gestein wie in Fig. 1, jedoch mit weniger starker Oolithberindung.

Fig. 3.

Unterer Öhrlikalk, Walenseeufer westlich Quinten (Mürtschendecke).

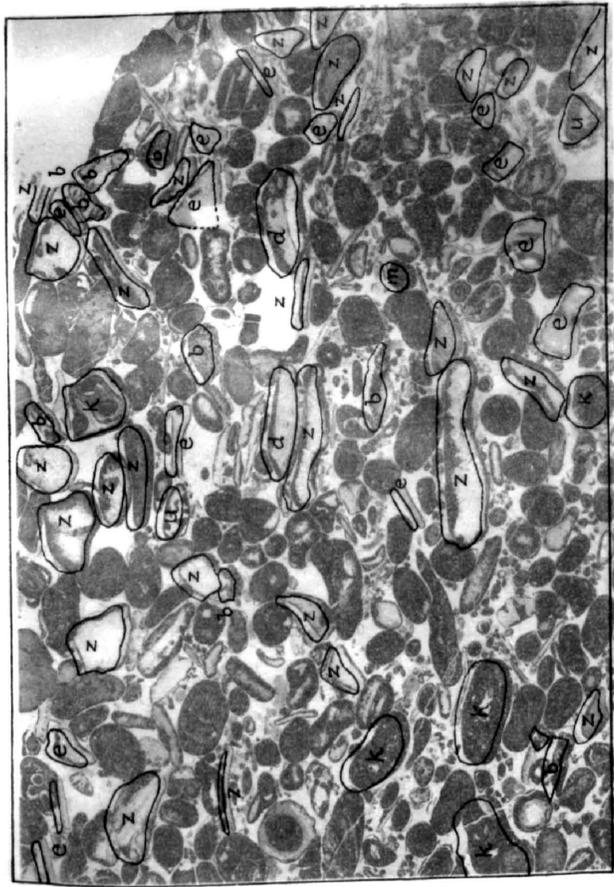
Sehr grobkörniger Oolith, bestehend aus calcitischer Grundmasse und gerollten Körnern von dichtem Kalk mit Organismenresten, Rollstücken von Zweischalern und Gastropoden, Bryozoën, Echinodermen etc. Einzelne Körner sind stark, andere gar nicht berindet.

Fig. 4.

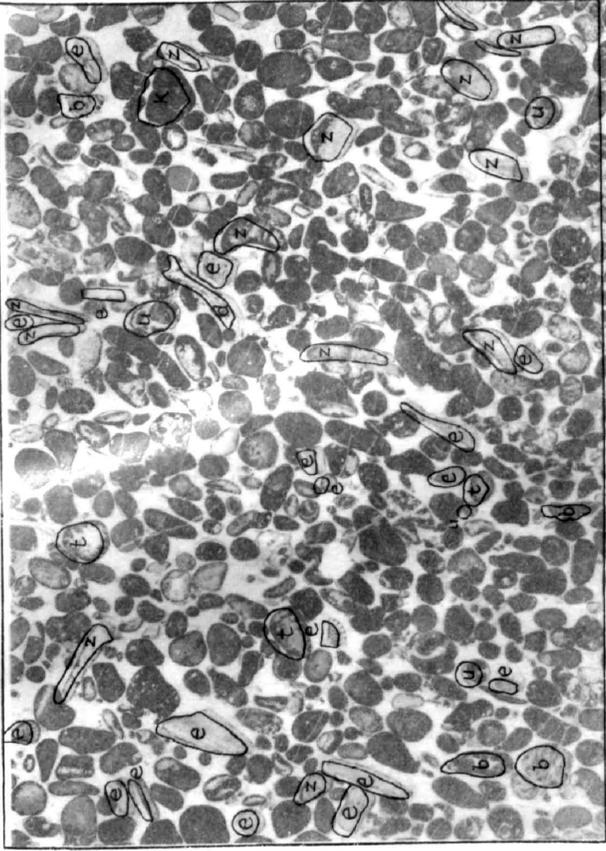
Öhrlikalk-Oolith

vom Mürtschengrat nordöstlich Ober-Tros, Mürtschendecke.

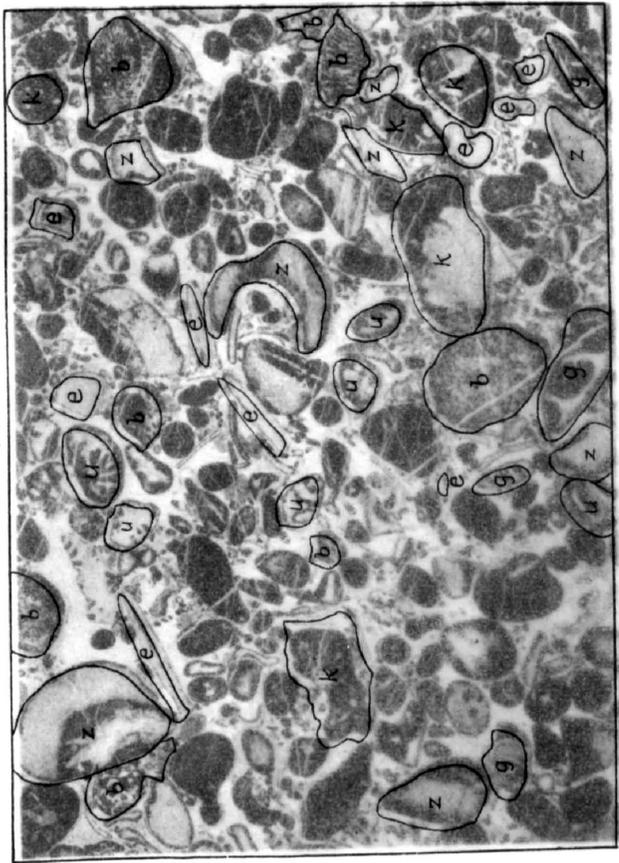
Die Oolithkörner sind in calcitische (links) oder dichte Grundmasse (rechts oben) eingebettet. Die sämtlichen feinen Bruchstücke von Mollusken, Echinodermen, Bryozoën etc. sind von einer dicken dichten Kalkrinde umgeben. Echter reiner Oolith!



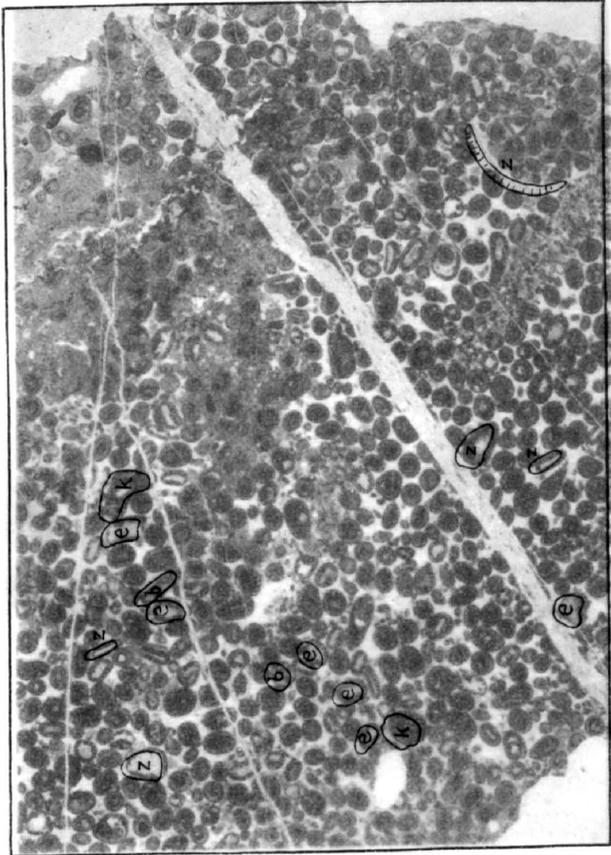
1



2



3

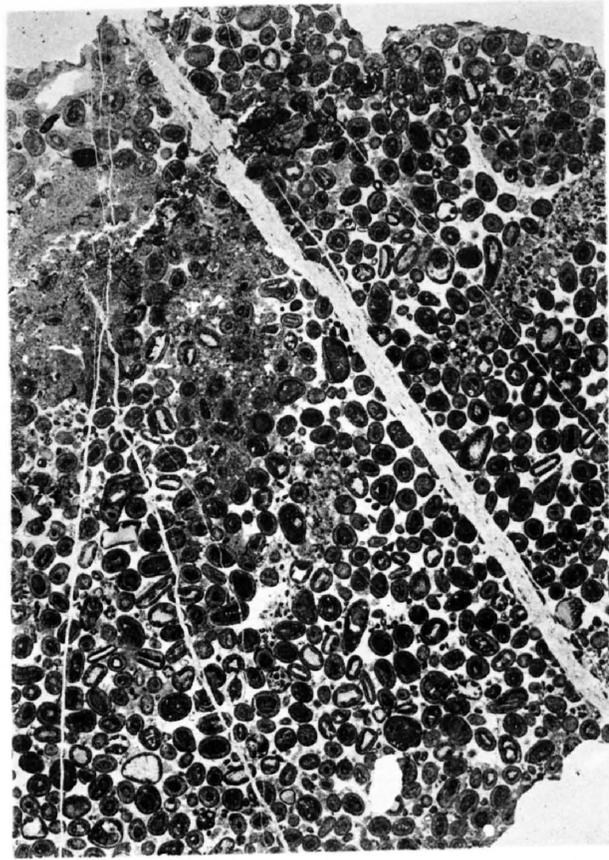
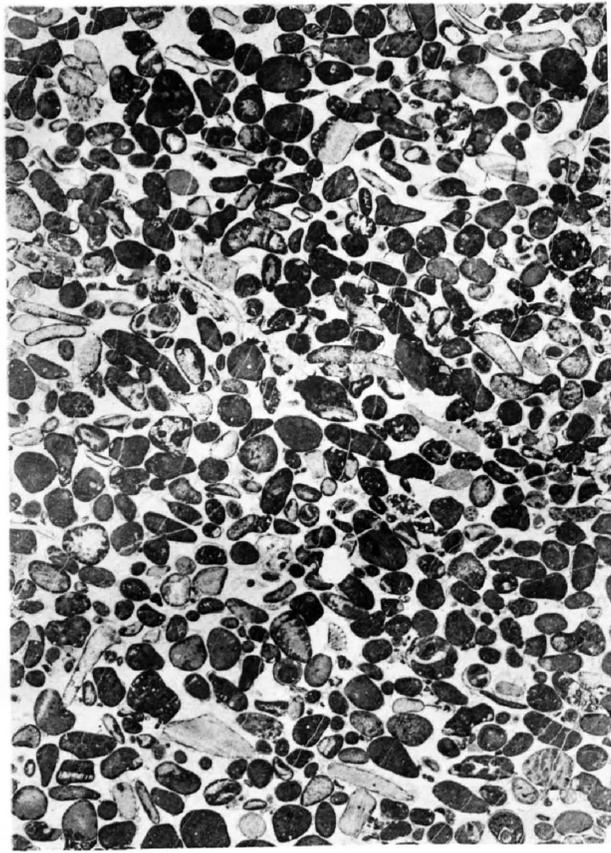
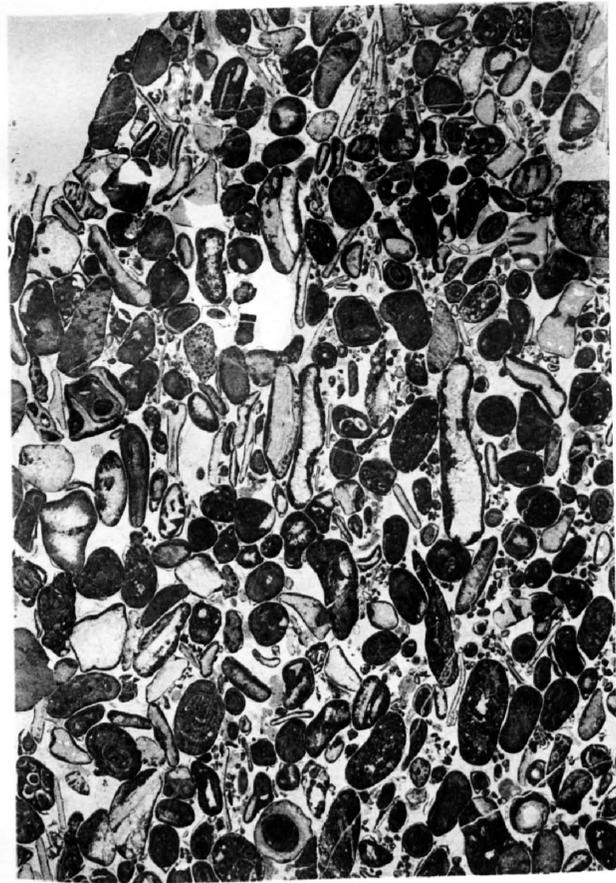


4

Luftbild: Polygraphisches Institut A.-G., Zürich

Phot. Arnold Heim

Dünnschliffe aus Öhrlikalk 6:1
(unteres Valangien, organogene Facies)



Tafel XXIV.

Dünnschliffe aus Valangien und Jura.

Fig. 1.

Öhrlikalk, oberer Teil, südlich Bogarten, Säntisgebirge.

6 : 1.

Calcitische Grundmasse, darin massenhaft gerundete Organismenbruchstücke wie auf der vorigen Tafel, jedoch viel feiner. Einzelne Körnchen, im besondern solche von Echinodermenschalen, sind gar nicht, andere sehr stark oolithisch umrindet. Bei + liegt ein grösseres Muschel-fragment.

Fig. 2.

Oberster, dichter Öhrlikalk (Stufe mit Nerineen)
vom Walenseeufer westlich Quinten (Mürtschendecke).

14 : 1.

Dichte Kalkgrundmasse mit reichlichen, aber schlecht erhaltenen Organismenfragmenten, meist Foraminiferen mit aufgelöster Schale. Links oben eine kleine Miliolina.

Fig. 3.

Oolithischer oberster Malmkalk.
Vom Walenseeufer nördlich Filzbach, Mürtschendecke.

6 : 1.

Oolithischer Kalk mit calcitischer Grundmasse, darin Körner und Geröllchen von dichtem Kalk (k), Bruchstücke von Zweischalern, Echinodermen, Bryozoën, fraglichen Kalkalgen (oder Pharetronen), z. B. in der Mitte und unten bei x, sowie häufigen Textulariden und Miliolinen. Die Körner sind zum Teil deutlich oolithisch berindet.

Fig. 4.

Gemsmättelschicht (oberes Valangien)
von Obersäss, Churfürsten.

7.5 : 1.

Kalkige Grundmasse, dicht mit feinen Calcitkörnchen; darin unregelmässig geformte Quarzkörner mit auffallender Klüftung. Links unten Körner von Eisenerz (schwarz).

Fig. 5.

Eisensandstein des unteren Doggers,
von Walenstadt.

25 : 1.

Grundmasse wechselnd, aus tiefbraunem eisenschüssigem Mergel in Flasen und Schlieren (die sich durch die Mitte des Bildes ziehen und schwarz erscheinen), aus dichtem Kalk (rechts oben) oder vorherrschend aus feinstkörniger lichtbräunlicher Kieselsubstanz, die im Bilde (Mitte oben, links oben, Mitte unten) hellgrau zwischen den hellen Quarzkörnern erscheint.

Die eingestreuten Quarzkörner, meist 0.05—0.1 mm, sind auffallend eckig.

Fig. 6.

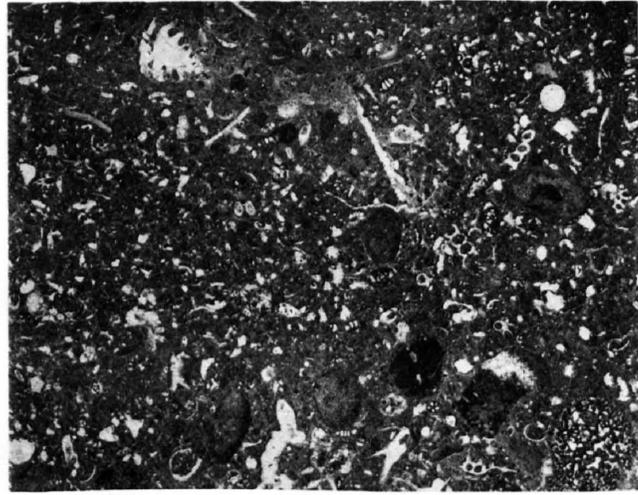
Dogger-Eisenoolith (Bathonien) von Walenstadt.

6 : 1.

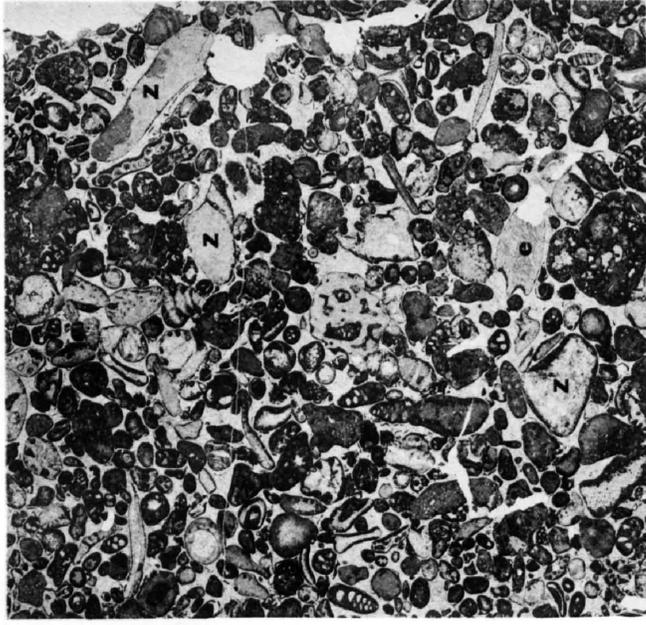
Grundmasse unter der Lupe als dichter Kalk erscheinend, erweist sich unter starker Vergrösserung zusammengesetzt aus feinsten mosaikartigen Calcitkörnchen. Die Eisenoolithkörner erscheinen im auffallenden Licht dunkelrot, im durchfallenden schwarz; sie enthalten meist einen Kern von dichtem, braunem Kalk. Zwischen den Eisenerzkörnern befinden sich spärliche Bruchstücke von Zweischalern (z) und Echinodermen.



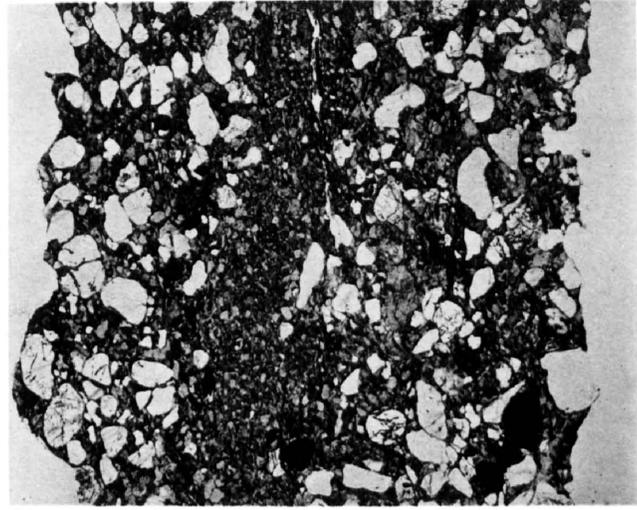
1



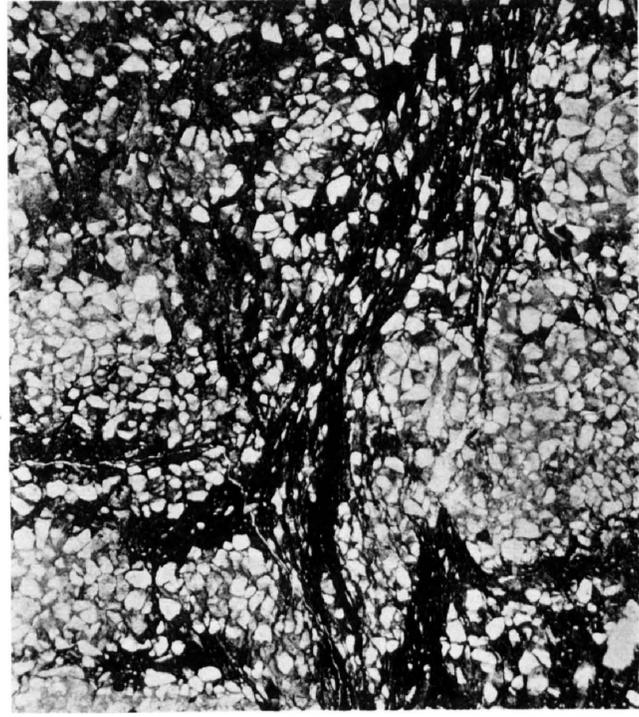
2



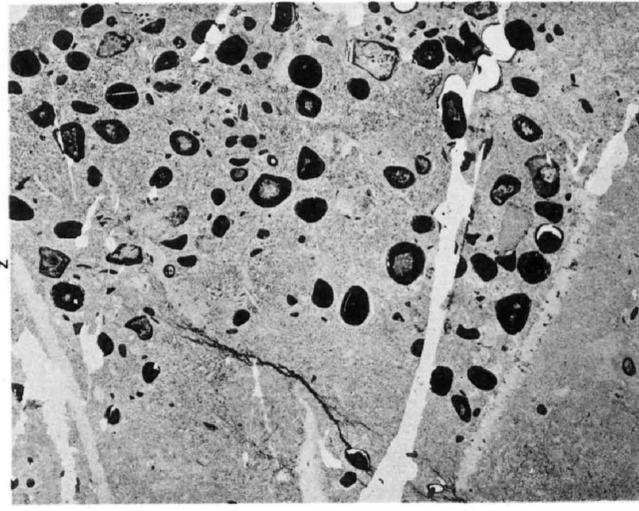
3



4



5



6