

BEITRÄGE

zur

Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der

Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 69. Lieferung

Des ganzen Werkes 99. Lieferung

MATÉRIAUX

pour la

Carte géologique de la Suisse

publiés par la

Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 69^e livraison

99^e livraison de la collection entière

Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee

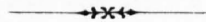
und die zyklische Gliederung der Kreide und
des Malm der helvetischen Decken

Mit 19 Textfiguren und 3 Tafeln

Von

H. J. Fichter

(Ausgegeben im Juni 1934)



BERN

In Kommission bei A. Francke AG.

1934

Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE

En commission chez A. Francke S. A.

1934

Imprimé par Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung der Geologischen Kommission vom 10. Dezember 1932 legte Herr Dr. HANS JAKOB FICHTER das Manuskript seiner Doktordissertation «Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken» vor und stellte das Gesuch um Veröffentlichung dieser Arbeit in der Serie der «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz». Die Kommission beschloss die Annahme der Dissertation; dies war ihr möglich, da der Verfasser sich in verdankenswerter Weise bereit erklärte, den grössten Teil der Druckkosten zu übernehmen.

Herr Fichter hat die Ende 1932 eingereichte Arbeit noch durch Beifügen der Abschnitte Quartaer und Tektonik ergänzt, wodurch sich die Drucklegung um ein Jahr verzögerte.

Die der Arbeit zugrunde liegende geologische Kartierung der Drusbergdecke im Gebiet von Blatt 382 Isenthal soll später im Rahmen des Blattes 382 Isenthal des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25,000 veröffentlicht werden.

Die vom Autor gesammelten Belegstücke (Fossilien, Gesteinsproben und Dünnschliffe) befinden sich gegenwärtig im geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel.

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

Basel, den 2. Februar 1934.

**Für die Geologische Kommission
der Schweiz. Naturf. Gesellschaft,**

Der Präsident:

Dr. A. Buxtorf, Prof.

Der Sekretär:

O. P. Schwarz.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	II	3. Concentricusschichten	61
<i>Literaturverzeichnis</i>	V	4. Knollenschichten	71
<i>Einleitung</i>	1	5. Turrilitenschicht.	73
A. Die Malm-Berriasien-Serie an der Basis der Drusberg-Teildecke	2	6. Seewerkalk	75
1. Schiltschichten	2	6a. Konglomeratistische Seewerkalkfazies.	76
2. Unterer Quintnerkalk	3	Zusammenfassung zur mittleren Kreide	78
3. Mergelband	5	Resultate zur mittleren Kreide	84
4. Oberer Quintnerkalk.	6	VI. Obere Kreide	84
5. Zementsteinschichten.	7	1. Amdenermergel	85
Fazielle Stellung des Malm	9	2. Wangschichten	86
B. Die Kreide-Eocæn-Serie der Drusberg-Teildecke	10	VII. Eocæn	88
I. Berriasien und Valanginien	10	1. Lutétien und «Auversien»	88
1. Berrias-Valanginien-Mergel	11	2. Stadschiefer.	93
2. Diphyoideskalk und graue Mergelschiefer	12	C. Exotischer Flysch	94
II. Hauterivien (Kieselkalk)	16	1. Basiszone des Wildflysch.	94
1. Kieselkalkschiefer	17	2. Gewöhnlicher Wildflysch	95
2. Unterer Kieselkalk.	18	D. Zyklische Sedimentation	96
3. Glaukonitbank und Mergelschiefer.	21	1. Emersionszyklen und Zyklengrenzen	97
4. Oberer Kieselkalk	24	2. Petrographie der Zyklengrenzen und Emersions- zyklen	99
5. Echinodermenbreccie.	25	3. Altersbestimmung der zyklisch gegliederten hel- vetischen Sedimente	100
Bemerkungen zum Kieselkalk	26	4. Zyklische Gliederung der helvetischen Sedimente vom Argovien bis zum Turonien	102
III. Barrémien und unteres Aptien (Bedoulien).	28	5. Zusammenfassung	105
1. Altmannschichten	28	E. Tektonik	106
2. Drusbergsschichten	33	1. Malmzone Schrindi-Maisander-Spitzstein	107
3. Schrattenkalk.	35	2. Valanginienzone	110
IV. Oberes Aptien (Gargasien und Clansayes-Zone)	39	3. Die drei Kreidefalten.	111
1. Obere Orbitolinasschichten (Gibbschichten)	39	4. Brüche	115
2. Fossilhorizont des Luitere Zug	44	5. Schiefer- und Flyschzone	118
3. Glaukonitführende Schiefer und Grünsand- steine	49	6. Klippengruppe Buochserhorn-Musenalp-Klewen- stock	119
4. Echinodermenbreccie (Brisibreccie)	52	F. Quartaer	120
Schlussfolgerungen zum oberen Aptien.	52	1. Pleistocaene Talgletscher	120
V. Albien, Cénomaniens, Turonien (Mittlere Kreide)	53	2. Pleistocaene Lokalglletscher und Bergstürze	121
Zweck und Methode der Untersuchung.	53	3. Holocaen	123
Gliederung	54	G. Zusammenfassung der Resultate	125
Detailprofile.	54		
1. Basisbildungen des Albien	59		
2. Kalksandstein.	60		

Abkürzungen im Text.

N = Norden; E = Osten; S = Süden; W = Westen.

P. 1832 = Fixpunkt der topographischen Karte.

194070/678850 = Koordinatenangaben zur Charakterisierung eines Punktes auf der Karte, beziehen sich auf das Koordinatennetz der eidgenössischen topographischen Karten, das auf allen neueren Blättern angegeben ist.

S. A. 390 = Blatt 390 des eidg. topographischen Atlas (Siegfried-Atlas).

Lokalnamen beziehen sich auf die Blätter 380, 381, 382 und 390 des Siegfried-Atlas.

ca. = zirka, ungefähr; vgl. = vergleiche; p. = pagina, Seite.

70 = Nummern des Literaturverzeichnisses.

cf. = *conformalis*; aff. = *affinis*; sp. ind. = *species indeterminata*.

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen:

Beiträge = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, N. F. = neue Folge.
Eclogae = Eclogae Geologicae Helveticae.

Frühere geologische Untersuchungen.

Texte.

1. 1829. **Lusser**, Geognostische Erforschung und Darstellung des Alpendurchschnitts vom St. Gotthard bis Art am Zugersee. Denkschr. allg. Schw. Ges. ges. Natw., Bd. 1, Abt. 1, p. 144—172, Zürich 1829.
2. 1842. **Lusser**, Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Erforschung und Darstellung etc.; Neue Denkschr. allg. Schw. Ges. Natw., Bd. 6, Neuchâtel 1842.
3. 1852. **C. Brunner**, Sur les phénomènes de soulèvement dans les Alpes suisses. Arch. sc. phys. nat., tome 21, p. 5—15, Genève 1852.
4. 1877. **L. Rüttimeyer**, Der Rigi; Berg, Tal und See. Basel (Georg) 1877.
5. 1883. **U. Stutz**, Geologische Beschreibung der Axenstrasse. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1882, Beil.-Bd. II, p. 440—486, Stuttgart 1883.
6. 1891. **Alb. Heim**, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge XXV, Bern 1891. Speziell: p. 42—53 und pl. III, fig. 3.
7. 1894. **C. Moesch**, Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss- und Kiental. Beiträge XXIV, 3, Text und Atlas, Bern 1894. Speziell: p. 18—34 und pl. I, II, IV—XI, XXXI.
8. 1895. **A. Tobler**, Die Berriasschichten an der Axenstrasse. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XI, p. 183—194, Basel 1895; Eclogae, vol. IV, n° 4, p. 251—265, Lausanne 1895.
9. 1899. **A. Tobler**, Über Faziesunterschiede der untern Kreide in den nördlichen Schweizeralpen. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., 1899, Bd. II, p. 142—152, Stuttgart 1899.
10. 1905. **J. J. Pannekoek**, Geologische Aufnahme der Umgebung von Seelisberg am Vierwaldstättersee. Beiträge N. F. 17, Bern 1905.
11. 1905. **P. Arbenz**, Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kanton Schwyz). Beiträge N. F. 18, Bern 1905.
12. 1906. **A. Tobler** und **A. Buxtorf**, Exkursionsprogramm der Schw. Geol. Ges. in die Klippenregion am Vierwaldstättersee. Eclogae, vol. IX, n° 1, p. 13—18, pl. 1 und 2, Lausanne 1906.
13. 1906. **A. Tobler** und **A. Buxtorf**, Berichte über die Exkursionen der Schw. Geol. Ges. in die Klippenregion am Vierwaldstättersee im Sept. 1905. Eclogae, vol. IX, n° 1, p. 34—55, Lausanne 1906.
14. 1906. **Ch. Jacob** et **A. Tobler**, Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de la Engelberger Aa. Abh. Schw. Pal. Ges., vol. XXXIII, Genève 1906.
15. 1907. **C. Schmidt**, **A. Buxtorf** und **H. Preiswerk**, Führer zu den Exkursionen der deutschen Geol. Ges., Basel (Birkhäuser) 1907.
16. 1908. **A. Buxtorf**, Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Ztschr. d. deutschen Geol. Ges., Bd. 60, p. 163—197, Berlin 1908.
17. 1909. **Arn. Heim**, Sur les Zones lithologiques et paléontologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. Bull. Soc. Géol. France (4), tome IX, p. 101—127, Paris 1909. Speziell: p. 102—108.
18. 1912. **E. Ganz**, Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. Neue Denkschr. Schw. Natf. Ges., Bd. 47, Abh. 1; Basel, Genf und Lyon 1912. Speziell: fig. 18 und pl. V, fig. 39 und 40.

19. 1916. **A. Buxtorf**, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette. Erläuterungen Nr. 14 zu Spezialkarte Nr. 29a/b, Bern 1916. Speziell: p. 42—48.
20. 1916. **A. Tobler** und **G. Niethammer**, Mittlere helvetische Kreideketten (Brisen-Frohnalpstock-Kette). Entwurf zu den Erläuterungen zur geologischen Vierwaldstätterseekarte; Manuskript, 30 Seiten. (Nicht publiziert).
21. 1921. **Arn. Heim**, Das helvetische Deckengebirge, in: **ALB. HEIM**, Geologie der Schweiz, Bd. II, 1, p. 259—476, Leipzig (Tauchnitz) 1921. Speziell: p. 422—423.
22. 1925. **H. Knecht**, Die Klippengruppe Buochserhorn-Musenalp und ihre Unterlage. *Eclogae*, vol. XIX, n° 2, p. 289—352, Basel 1925. Speziell: p. 335—341.
23. 1926. **R. Maerky**, Geologische Untersuchungen im Gebiet der Klewenklippe. Diss., Zürich 1926.
24. 1931. **F. de Quervain**, Sandsteine und Echinodermenbrekzien der Gargasienstufe (Mittlere Kreide) der helvetischen Kalkvorpalen. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XI, p. 183—227, Zürich 1931.

Karten.

25. 1887. **F. J. Kaufmann**, **A. Baltzer** und **C. Moesch**, Blatt XIII der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100,000 (Interlaken-Sarnen-Stans).
26. 1905. **J. J. Pannekoek**, Geologische Karte der Umgebung von Seelisberg, 1 : 25,000. Spezialkarte Nr. 40, Beiträge N. F. 17.
27. 1913. **A. Buxtorf**, Geologische Karte der Rigihoehfluhkette, 1 : 25,000. Spezialkarte Nr. 29a/b.
28. 1916. **A. Buxtorf**, **A. Tobler**, **G. Niethammer** etc., Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 66a (Karte) und 66b (Profile).
29. 1918. **P. Arbenz**, Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 84.

Weitere öfter zitierte Literatur.

30. **Adrian, H.**, Geol. Untersuchung der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. *Eclogae*, vol. XIII, n° 3, p. 238—354, Lausanne **1915**.
31. **Arbenz, P.**, Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. *Eclogae*, vol. IX, n° 4, p. 464—483, Lausanne **1907**.
32. **Arbenz, P.**, Geologische Karte Engelberg-Meiringen, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 55, **1911**.
33. **Arbenz, P.**, Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. *Verh. Schw. Natf. Ges.*, 95. Jahresvers. Altdorf **1912**, II. Teil, p. 96—122, Aarau **1912**.
34. **Arbenz, P.**, Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. *Eclogae*, vol. XI, n° 6, p. 775—779, Lausanne **1912**.
35. **Arbenz, P.**, Geologisches Stereogramm Engelberg-Meiringen. Spezialkarte Nr. 55bis, **1913**.
36. **Arbenz, P.**, Exkursion in die Obwaldner Alpen 1913. *Eclogae*, vol. XII, n° 5, p. 689—721, Lausanne **1913**.
37. **Arbenz, P.**, Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. *Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich*, Jahrg. LVIII, p. 15—34, Zürich **1913**.
38. **Arbenz, P.**, Die vermeintliche Querverschiebung bei Interlaken. *Mitt. Natf. Ges. Bern*, Jahr 1917, Bern **1918**.
39. **Arbenz, P.**, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Heim-Festschrift*, *Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich*, Jahrg. LXIV, p. 246—275, Zürich **1919**.
40. **Arbenz, P.**, Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland. *Eclogae*, vol. XVII, n° 3, p. 326—328, Lausanne **1922**.
41. **Arbenz, P.**, Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. *Eclogae*, vol. XX, n° 2, p. 241—244, Basel **1927** (Separatum 1926).
42. **Baumberger, E.**, Beschreibung zweier Valangienammoniten, nebst Bemerkung über die Fauna des Gemsmättlihorizontes von Sulzi im Justistal. *Eclogae*, vol. XVIII, n° 2, p. 303—313, Basel **1923**.
43. **Baumberger, E.**, **Heim, Arn.**, und **Buxtorf, A.**, Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze. *Abh. Schw. Pal. Ges.*, vol. XXXIV, Zürich **1907**.
44. **Beck, P.**, Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beiträge N. F. 29, Bern **1911**.

45. **Beck, P.**, Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizer Alpen. Mitt. Naturw. Ges. Thun, Nr. 1, Bern (Kümmerly & Frey) **1926**.
46. **Böhm, Joh.**, und **Heim, Arn.**, Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizer Alpen. Abh. Schw. Pal. Ges., vol. XXXVI, Zürich **1909**.
47. **Büttler, H.**, et **Jayet, Ad.**, Notes stratigraphiques sur le Crétacé moyen du Genevois (Haute-Savoie). Eclogae, vol. 21, n° 1, p. 63—69, Basel **1928**.
48. **Burckhardt, C.**, Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth. Beiträge N. F. 5, Bern **1896**.
49. **Buxtorf, A.**, Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. Erläuterungen Nr. 9 zu Spezialkarte Nr. 27, Bern **1910**.
50. **Buxtorf, A.**, Neuauflage des Westendes der Axenkette und des Isentales. Eclogae, vol. XII, n° 2, p. 164—166, Lausanne **1912**.
51. **Buxtorf, A.**, Zur Kenntnis der Eocänbildungen von Kerns-Sachsels (Kanton Obwalden). Eclogae, vol. XII, n° 5, p. 683—684, Lausanne **1913**.
52. **Buxtorf, A.**, Über ein Vorkommen von Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. Verh. Natf. Ges. Basel, Bd. XXVIII, p. 436—438, Basel **1917**.
53. **Buxtorf, A.**, Über das mutmassliche Vorhandensein jungeretacischer oder alteocäner Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. Eclogae, vol. XIV, n° 5, p. 663—664, Lausanne **1918**.
54. **Buxtorf, A.**, Geologie des Pilatus. Verh. Schw. Natf. Ges., 105. Jahresvers. Luzern 1924, II. Teil, p. 31—47, Aarau **1924**.
55. **Cadisch, J.**, Ein Beitrag zum Calpionellen-Problem. Geol. Rundschau, Bd. XXIII, p. 241—257, Berlin **1932**.
56. **Coaz, A.**, Néocomien de la Nappe de Morcles-Aravis (Haute-Savoie). Eclogae, vol. 25, n° 2, Basel **1932** (erschienen 1933).
57. **Collet, L.-W.**, Le mode de formation et le régime des lacs suisses. Le Globe, tome LV, mémoires, Genève (Burkhardt) **1916**.
58. **Douvillé, H.**, Les Orbitolines et leurs enchainements. Comptes-Rendus Académie des Sciences, tome 155, p. 567, Paris **1912**.
59. **Fichter, H. J.**, Verteilung der Mikrofauna im helvetischen Malmkalk (Quintnerkalk) am Gonzen bei Sargans. Eclogae, vol. 24, n° 2, p. 222—225, Basel **1931** (erschienen 1932).
60. **Frebold, H.**, Über zyklische Meeressedimentation. Leipzig (Max Weg) **1925**.
61. **Gagnebin, E.**, Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. Mém. Soc. Vaudoise Sc. Nat., n° 1, vol. II, Lausanne 1924. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, n° 36, Lausanne **1924**.
62. **Gerber, M.**, Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. Eclogae, vol. 23, n° 2, p. 497—547, Basel **1930**.
63. **Gilliéron, V.**, Aperçu géologique sur les Alpes de Fribourg et description spéciale du Monsalvens. Beiträge XII, Bern **1873**.
64. **Goldschmid, K.**, Geologie der Morgenberghorn-Schwalmergruppe bei Interlaken. Jahrb. phil. Fakult. II Univ. Bern, Bd. IV, p. 136—143, Bern **1924**.
65. **Goldschmid, K.**, Geologie der Morgenberghorn-Schwalmergruppe bei Interlaken. Mitt. Natf. Ges. Bern, Jahr 1926, p. 195—272, Bern **1927**.
66. **Günzler-Seiffert, H.**, Der geologische Bau der östlichen Faulhorngruppe im Berner Oberland. Eclogae, vol. XIX, n° 1, p. 1—87, Basel **1925** (Separatum 1924).
67. **Heim, Alb.**, Das Eisenerz am Gonzen, sein Alter und seine Lagerung; Geol. Nachlese Nr. 11. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. XLV, p. 183—198, Zürich **1900**.
68. **Heim, Alb.**, Geologie der Schweiz, Leipzig (Tauchnitz) **1919—1922**.
69. **Heim, Alb.**, Bergsturz und Menschenleben, Zürich (Fretz und Wasmuth) **1932**.
70. **Heim, Arn.**, Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. Beiträge N. F. 20, Text und Atlas, Bern **1910, 1913, 1916, 1917**.
71. **Heim, Arn.**, Das Valangienprofil der Drusbergdecke am Pragelpass. Eclogae, vol. XII, n° 4, p. 614, Lausanne **1913**.
72. **Heim, Arn.**, Zur Geologie des Grüntes im Allgäu. Heim-Festschrift, Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. LXIV, p. 458—486, Zürich **1919**.
73. **Heim, Arn.**, Zur Geologie des Mont Bifé am Freiburger Alpenrand. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. LXV, p. 435—461, Zürich **1920**.

74. **Heim, Arn.**, Über submarine Denudation und chemische Sedimente. Geol. Rundschau, Bd. XV, p. 1—47, Berlin **1924**.
75. **Jacob, Ch.**, Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés. Grenoble (Allier frères) **1907**.
76. **Jacob, Ch.**, L'Aptien supérieur des Alpes calcaires Suisses. Bull. Soc. Géol. France (4), tome XIII, p. 117—123, Paris **1913**.
77. **Jacob, Ch.**, et **Fallot, P.**, Etude sur les Rhynchonelles portlandiennes, néocomiennes et mesocrétacées du Sud-Est de la France. Abh. Schw. Pal. Ges., vol. XXXIX, Genève **1913**.
78. **Jayet, Ad.**, Etude stratigraphique de la Perte du Rhône près de Bellegarde (Ain, France). Eclogae, vol. XX, n° 2, p. 159—222, Basel **1926**.
79. **Jeannet, A.**, Le Crétacé supérieur de la région du Drusberg, Ct. de Schwyz. Eclogae, vol. XVIII, n° 2, p. 227—231, Basel **1923**.
80. **Jegerlehner, J.**, Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerland's Beiträge zur Geophysik, Bd. V, Heft. 3, Leipzig **1902**.
81. **Kaufmann, F. J.**, Geologische Beschreibung des Pilatus. Beiträge V, Bern **1867**.
82. **Kaufmann, F. J.**, Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz. Beiträge XI, Bern **1872**.
83. **Kaufmann, F. J.**, Emmen- und Schlierengegenden. Beiträge XXIV, 1, Bern **1886**.
84. **Kilian, W.**, Description géologique de la Montagne de Lure. Thèse, Paris (Masson) **1888**.
85. **Kilian, W.**, Unterkreide, in: FRECH, Lethaea geognostica, II. Teil, 3. Band, erste Abteilung, Lieferg. 1—3; Stuttgart **1907, 1910, 1913**.
86. **Klüpfel, W.**, Über die Sedimente der Flachsee im Lothringer Jura. Geologische Rundschau, Bd. VII, p. 97—109, Berlin **1916**.
87. **Kraus, E.**, Calpionella alpina Lorenz als «Leitfossil». Acta Universitatis Latviensis, Matematikas un Dabas Zinatnu Fakultates serija I, 4. Veröffentlichungen geol. pal. Institut Univ. Riga, Nr. 18, **1929**.
88. **Liechti, P.**, Geologische Untersuchung der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. Natf. Ges. Bern Jahr 1930, p. 78—206, Bern **1931**.
89. **Lombard, A.**, Géologie de la région du Fer à Cheval (Sixt, Haute-Savoie). Eclogae, vol. 25, n° 2, Basel **1932** (erschienen 1933).
90. **Lorenz, Th.**, Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies, II. Teil: Südlicher Rhätikon. Berichte Natf. Ges. Freiburg i. B., Bd. XII, p. 34—95, Freiburg i. B. **1901**.
91. **Lugeon, M.**, et **Jérémiane, E.**, Les bassins fermés des Alpes suisses. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., vol. XLVII, n° 174; Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne, n° 17, Lausanne **1911**.
92. **Michel, F. L.**, Geologische Karte und Profile des Brienergrates, 1:50,000. Spezialkarte Nr. 95, **1922**.
93. **Mollet, H.**, Geologie der Schafmatt-Schimbergkette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beiträge N. F. 47, III, Bern **1921**.
94. **Oberholzer, J.**, Das Eisenerzvorkommen am Gonzen bei Sargans, in: Die Eisen- und Manganerze der Schweiz. Beiträge, geotechnische Serie, XIII, 1, p. 155—181, Bern **1923**.
95. **Ochsner, A.**, Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. Diss. Zürich, Horgen **1921**.
96. **Quereau, E. C.**, Die Klippenregion von Iberg. Beiträge N. F. 3, Bern **1893**.
97. **Schneeberger, W.**, Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersee. Mitt. Natf. Ges. Bern Jahr 1926, p. 1—98, Bern **1927**.
98. **Schneid, Th.**, Geologie der fränkischen Alb zwischen Eichstätt und Neuburg a. D. Geognostische Jahreshefte, Bd. 27, München **1915**.
99. **Seeber, H.**, Beiträge zur Geologie der Faulhorngruppe (westlicher Teil) und der Männlichengruppe. Diss., Bern (Lanz) **1911**.
100. **Spath, L. F.**, A monograph of the Ammonoidea of the Gault, part I—IX. Palaeontographical Society London, No. 63, London **1923—1932**.
101. **Stauffer, H.**, Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Mitt. Natf. Ges. Bern, Jahr 1920, p. 1—83, Bern **1920**.
102. **Vonderschmitt, L.**, Die Giswyler Klippen und ihre Unterlage. Beiträge N. F. 50, I, Bern **1923**.
103. **Wegele, L.**, Stratigraphische und faunistische Untersuchungen im Ober-Oxford und Unter Kimmeridge Mittelfrankens. Palaeontographica, Bd. 71, Stuttgart **1922**.

Einleitung.

Die Grundlage dieser Arbeit bildet die nahezu vollendete geologische Kartenaufnahme des Gebiets der Drusberg-Teildecke zwischen dem Urnersee und dem Tal der Engelberger Aa, soweit es auf Blatt 382 (Isenthal) des eidgenössischen topographischen Atlas enthalten ist, im Massstab 1 : 25 000, ferner ein relativ reichliches paläontologisches Material und ca. 500 Gesteinsdünnschliffe. Das gesamte Belegmaterial liegt vorläufig im Geologischen Institut der Universität Basel.

Die Arbeit wurde im Frühjahr 1929 begonnen, unter Leitung von Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF. Bis im Juli 1933 habe ich mit wenigen kurzen Unterbrechungen meine ganze Zeit darauf verwendet; auf Feldarbeit entfallen rund 360 Tage.

Meine Aufgabe wurde wesentlich erleichtert dadurch, dass mir Herr Prof. BUXTORF ein unveröffentlichtes Manuskript (Nr. 20 des Literaturverzeichnisses) und Feldaufnahmen von A. TOBLER und G. NIETHAMMER zur Verfügung stellte; ich habe einige Beobachtungen und Hypothesen von A. TOBLER und G. NIETHAMMER, die mir wichtig schienen, im Text erwähnt, damit sie nicht verloren gehen.

Die Kapitel A, B und D dieser Arbeit wurden im Juni 1932 als Dissertation eingereicht; nachher wurden noch im Kapitel B der Abschnitt V (Albien) umgearbeitet, und im Abschnitt VII (Eocaen) sowie im Kapitel A, Abschnitt 3, einige Zusätze angebracht.

Eine kurze Darstellung der wichtigsten Resultate ist zu finden in den *Eclogae Geologicae Helvetiae*, vol. 26, n° 2, p. 198—203, 1933 (effektiv erschienen im Januar 1934).

Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF gebührt in erster Linie mein Dank, als meinem hochgeschätzten Lehrer. Seine eingehende Kenntnis der helvetischen Alpen und sein sicheres Urteil sind mir oft zugute gekommen. In selbstloser Weise hat er mir seine Sammlungen und unveröffentlichte Beobachtungen aus dem Vierwaldstätterseegebiet zur Verfügung gestellt. Es liegt mir auch daran, ihm für das Interesse, das er dem Entstehen dieser Arbeit stets entgegenbrachte, meinen Dank auszusprechen.

Daneben möchte ich es nicht verfehlen, Herrn Prof. Dr. M. REINHARD für die ausgezeichnete Schulung in seinen Vorlesungen und Übungen und auf seinen Exkursionen zu danken.

Herr Prof. Dr. ARN. HEIM (Zürich) hatte die Freundlichkeit, mich in die Stratigraphie der mittleren Kreide im Vorarlberg einzuführen sowie mündlich und schriftlich mit mir über die Probleme des Albien zu diskutieren.

Manchen Gewinn habe ich auch gezogen aus Diskussionen mit meinem Kameraden W. BRÜCKNER, der seit 1930 die Schichtserie der Griesstockdecke nach ähnlichen Gesichtspunkten untersucht, wie sie hier verfolgt wurden.

Die Sammlungen im Basler Naturhistorischen Museum waren mir zugänglich durch die Freundlichkeit der Herren Dr. H. G. STEHLIN, Dr. E. BAUMBERGER und Dr. R. RUTSCH.

Ferner ist es mir eine angenehme Pflicht, den Herren Prof. Dr. P. ARBENZ (Bern), Dr. J. CADISCH (Basel), Dr. M. REICHEL (Basel) und Dr. O. SEITZ (Berlin) für verschiedene Mitteilungen, Ratschläge und Meinungsäusserungen meinen Dank abzustatten.

Der Geologischen Kommission und ihrem Präsidenten bin ich zu grossem Dank verpflichtet für ihre Bereitwilligkeit, diese Arbeit in die Beiträge aufzunehmen, sowie für ihr finanzielles Entgegenkommen.

Basel, den 2. Februar 1934.

A. Die Malm-Berriasien-Serie an der Basis der Drusberg-Teildecke.

Die Hauptmasse der Drusberg-Teildecke, die mächtige Kreideserie, ist über den Malm nach N geschoben worden. Längs dem südlichen Erosionsrand der Kreide zieht sich eine Reihe von Malmbergen, die in den Berrias-Valanginien-Mergeln stecken. Sie bilden die zurückgebliebene Stirn des ursprünglich zur Drusberg-Teildecke gehörenden Malm, dessen südliche Teile erodiert sind. Im untersuchten Gebiet sind es folgende Berge (von E nach W): Schrindi (westlich Isenthal) 1604 m, Alpeler 1857 m, Maisander 2140 m und Spitzistein (östlich Oberriedenbach) 1832 m. Diese Malmberge sind tektonisch ausserordentlich kompliziert gebaut (siehe p. 107—110), so dass es nicht möglich ist, die Schichtfolge so exakt zu beschreiben, wie das vielleicht wünschbar wäre.

Bisher waren in dieser Malmserie nur Hochgebirgskalk und Tithonschichten bekannt. Es gelang nun aber, vom Argovien an sämtliche sonst in den helvetischen Decken bekannten Abteilungen nachzuweisen, so dass man nach dem üblichen Schema für den südhelvetischen Malm von unten nach oben unterscheiden kann:

1. Schiltschichten (Argovien), übergehend in
2. untern Quintnerkalk, scharfe Schichtgrenze, dann
3. sogenanntes Mergelband (dünnbankige schwärzliche Kalke), allmählich übergehend in
4. obern Quintnerkalk, wahrscheinlich scharfe Grenze, dann
5. Zementsteinschichten (vielleicht schon Berriasien).

1. Schiltschichten.

Vorkommen.

An der Basis der höheren (südlichen) Malmschuppen. Am Maisander in der Südwand gut aufgeschlossen, auch bei P. 1885 auf beiden Seiten des Grats. Am Spitzistein bilden sie die oberste Rasenstufe unter dem Kalkklotz des Gipfels.

Nach dem Gestein kann man unterscheiden Schiltschiefer und schiltkalkähnliche Bänke.

Schiltschiefer.

Grauliche Mergelschiefer, Anwitterungsfarbe hell gelblichbraun bis gegen orange, bei starker tektonischer Beanspruchung oft auch etwas grünlich. Oft wechseln weichere mit etwas härteren Lagen ab. Das Gestein ist den Berrias-Valanginien-Mergeln äusserst ähnlich, unterscheidet sich aber dadurch, dass man im Schutt der Schiltschiefer meist nach kurzem Suchen Belemniten findet.

Die Mächtigkeit dürfte um 20 m betragen (die Serie ist jedoch unvollständig, das Liegende ist im S zurückgeblieben).

Schiltkalkähnliche Bänke.

Etwas mergelige Kalkbänke, inwendig grau mit feinen bräunlichen tonigen Schlieren; auf der angewitterten Fläche hellgraue Kalkknöllchen in einer weisslichen Grundmasse (das ist das Aussehen des Schiltkalks).

Nur an wenigen Stellen beobachtet, meist nur im Schutt, z. B. nördlich und südlich P. 1885. Anstehend am Maisander, Südkante gegen Schonegg (siehe unten bei den Fossilfundstellen). Hier liegen die schiltkalkähnlichen Bänke offenbar im obersten Teil der Schiltschiefer. (Der eigentliche Schiltkalk läge an der Basis der Schiltschiefer.)

Dünnschliff.

Schiltschiefer, ein Schliff vom Maisander, Südkante gegen Schonegg: Bräunliche Grundmasse; höchstens 0,5 % eckige Quarzkörnchen bis 0,02 mm; calcitische Körnchen; vereinzelt: Spongienadeln, Foraminiferenreste und grössere Schalenrümpfer.

Fossilien.

Fundstellen:

- MS = Maisander, Südkante gegen Schonegg, 2060 m hoch, etwas westlich von der Kantonsgrenze (am Fuss der 8 von 2098), ungefähre Koordinaten 194070/678850; vgl. Figur 15, p. 108.
M = Maisander, Schutthalden südsüdwestlich von P. 2140, ca. 1850 m hoch, 193950/679200.
SP = Spitzstein, westlich unterhalb P. 1769, ca. 1700 m hoch, 193800/676450 (S. A. 390); vgl. Figur 16, p. 109.
a = Schiltschiefer, b = schiltkalkähnliche Bänke.

Duvalia cf. dionysii (FAVRE); 1 Exemplar, 58 mm lang, MS (a).

Belemniten, ziemlich häufig, meist klein; MS (a und b); SP (a).

Perisphinctes sp. ind. cf. bifurcatus (QUENSTEDT); 1 Exemplar, 25 mm gross, MS (b).

Perisphinctes sp. ind.; 3 unbestimmbare kleine Exemplare, MS (b).

Peltoceratoides (?) sp. ind.; 1 Exemplar, schlecht, 70 mm gross, MS (a).

Aptychi imbricati, klein, verschiedene Formen; 2 Exemplare, MS (a); 1 Exemplar, SP (a); 3 Exemplare, MS (b).

Rhynchonella monsalvensis GILLIÉRON; 2 Exemplare, MS (b); 2 Exemplare, M (b).

Chondriten (?), im Schiefer nicht selten; MS (a).

Das einzige sicher bestimmbare Fossil, *Rhynchonella monsalvensis* GILLIÉRON (1873, **63**, p. 244, pl. 10, Figuren 11/12), ist im «Calcaire concrétionné» (Argovien-Séquanien) der ultrahelvetischen Préalpes externes häufig (Literaturangaben in ROLLIER, Abh. Schw. Pal. Ges., vol. XLII, 1917, p. 141/142; ferner ARN. HEIM 1920, **73**, p. 441; E. GAGNEBIN 1924, **61**, p. 11). Sonst wurde sie nur von H. SEEGER (1911, **99**, p. 38) im Schiltkalk (?) der Faulhorngruppe gefunden. *Rhynchonella monsalvensis* scheint demnach für eine sehr südliche Fazies bezeichnend zu sein, wie ja nach JACOB und FALLOT (1913, **77**, p. 80) ganz allgemein die glatten Formen aus der *lacunosa*-Gruppe auf das bathyale Faziesgebiet beschränkt sind.

2. Unterer Quintnerkalk.

Im Gelände oft nicht vom obern Quintnerkalk abzutrennen.

Vorkommen.

Besonders in den höhern Schuppen. Klarster Aufschluss am Maisander-Ostgrat von P. 1885 an westwärts (vgl. Figur 15, p. 108).

Gesteinsfolge.

Über den schiltkalkähnlichen Kalkbänken zu oberst im Schiltschiefer erscheinen schwärzliche, etwa $\frac{1}{2}$ m dicke Kalkbänke mit Schieferzwischenlagen. Sie entsprechen den Überschiltschichten ARN. HEIMS (70, p. 498) und wahrscheinlich mit den schiltkalkähnlichen Bänken zusammen dem Knotenkalk von P. ARBENZ (1911, 32; 1907, 31, p. 474/475). Nach oben wird der Kalk bald heller, bis hell gelblichgrau, die Schieferlagen verschwinden, und es bleibt nur eine leichte Bankung der Kalkmassen bestehen. Mächtigkeit: Etwa 50—60 m (geschätzt).

Gesteine.

a) **Dunkle Kalkbänke der Basis** (Überschiltschichten): Frisch schwärzlich bis bräunlichgrau, etwas feinspätig; Bruch splittrig, uneben; Anwitterungsfarbe fahl bräunlich, relativ dunkel. Von den Zementsteinschichten nur im Dünnschliff sicher zu unterscheiden (im Zementstein *Calpionella*).

b) **Hauptmasse des untern Quintnerkalks**: Frisch hellgrau in verschiedenen Schattierungen, mit einer Tendenz gegen braungelb, oft rötliche Flecken, Aussehen etwas speckig, dicht, etwas feinspätig; Bruch splittrig; Anwitterungsfarbe sehr hell, weisslichgrau, an den Felswänden zum Unterschied vom obern Quintnerkalk deutlich bräunlich, besonders im untern Teil.

Dünnschliffe.

(Man vergleiche hier und im folgenden meine Notiz über die Verteilung der Mikrofauna im Quintnerkalk des Gonzen bei Sargans, 59.)

a) **Dunkle Kalkbänke der Basis** (2 Schliffe): Dichte kalkige Grundmasse; vereinzelte Quarzkörnchen, unregelmässig begrenzt, bis 0,02 mm; wenig Radiolarien, einige Spongiennadeln.

b) **Hauptmasse des untern Quintnerkalks** (4 Schliffe): Dichte kalkige Grundmasse; durchwegs viele Radiolarien, in einem Schliff aus dem untersten Teil auch Spongiennadeln. Die Radiolarien sind sehr schlecht erhalten, meistens erscheinen sie nur als helle runde Scheiben oder Ringe in der dunkleren Grundmasse. Es sind wohl ausschliesslich einfache Gitterkugeln (*Cenosphaera*).

c) **Oberste Bank** (3 Schliffe): Wie unter b, doch neben den Radiolarien auch viele Spongiennadeln; an Mikro-Organismen reichste Bank (wie am Gonzen).

Fossilien.

Nur an einer einzigen Stelle habe ich Fossilien gefunden, am Maisander-Ostgrat, westlich oberhalb P. 1885, 1920 m hoch, 194150/679600; vgl. Figur 15, p. 108. Sie liegen dort unmittelbar südlich vom Grat, in der obersten Bank des untern Quintnerkalks, 50 cm unter dem Mergelband:

Phylloceras semisulcatum (D'ORBIGNY), [= *Phylloceras ptychoicum* (QUENSTEDT)].

Relativ sehr gut erhaltenes Exemplar; Form, Proportionen und Skulptur typisch; Verlauf der Lobenlinie nur annähernd erkennbar. Nach den von PICTET (1868, *Mélanges paléontologiques*, IV, p. 223) und ZITTEL (1868, Stramberg, p. 61) angegebenen Unterscheidungsmerkmalen gehört das vorliegende Exemplar unzweifelhaft zur QUENSTEDTSchen Form, welche jedoch von KILIAN (1888, 84, p. 141, Anm. 3, p. 201) mit *Ph. semisulcatum* (D'ORB.) aus der Unterkreide vereinigt wird. *Ph. ptychoicum* (QU.) ist sehr verbreitet und häufig im Tithon, nach NEUMAYR (Jurastudien, 1871) in tieferen Schichten nicht sicher nachgewiesen; wird jedoch später von vielen Autoren auch aus den Schichten mit *Physodoceras acanthicum* (Kimmeridgien) beschrieben (G. G. GEMMELLARO, W. KILIAN, C. F. PARONA, F. TOULA, W. WAAGEN), doch ist nach heutiger Auffassung in den Acanthicusschichten mindestens eines Teils dieser Autoren auch noch Untertithon enthalten. Tiefer als Acanthicusschichten unbekannt.

Ferner: *Perisphinctes*artiger Ammonit, zwei *Lamellibranchier* und ein *Belemniten*fragment.

Alter der Obergrenze des unteren Quintnerkalks.

Für die Definition der Malmstufen halte ich mich an die im Schweizer Jura seit L. ROLLIER übliche Einteilung, so wie sie in ALB. HEIM, **68**, Bd. 1, Tabelle p. 506/507, dargestellt ist.

Den einzigen paläontologischen Anhaltspunkt liefert im Untersuchungsgebiet *Phylloceras semisulcatum*; danach ist die Obergrenze des unteren Quintnerkalks wahrscheinlich nicht älter als Kimmeridgien. Aus der ganzen Schichtfolge des Malm geht hervor, dass die Obergrenze des unteren Quintnerkalks im Untersuchungsgebiet dem Niveau der Eisenerzschicht am Gonzen bei Sargans entspricht.

Auf Grund von fünf von L. ROLLIER (in ALB. HEIM, 1900, **67**, p. 188) bestimmten Ammoniten schliessen ALB. HEIM (1900, **67**, p. 189) und ARN. HEIM (1916, **70**, p. 502) für das Gonzen auf Argovien oder Séquanien, und J. OBERHOLZER (1923, **94**, p. 162) bestimmt auf Séquanien.

Diese Schlüsse können jedoch nicht aufrechterhalten werden, denn sie beruhen einerseits auf der damaligen ungenügenden Kenntnis des Alters gewisser Malm-Perisphincten und andererseits auf der wechselnden stratigraphischen Ausdrucksweise von L. ROLLIER. Die Gruppe des *Perisphinctes stenocylus* FONTANNES, *P. unicomptus* FONT. und *P. ardescicus* FONT. wurde von TH. SCHNEID und L. WEGELE im oberen Kimmeridgien gefunden, im oberen Teil von WEGELES Zone des *Creniceras dentatum* (γ/δ) und in SCHNEIDS Zone des *Aulacostephanus pseudomutabilis* (δ) (vide TH. SCHNEID, 1915, **98**, p. 78, 79, 92, 93; L. WEGELE 1929, **103**, p. 183, 184, 186, 189, 192). Unter der Annahme, dass es sich um oberes Kimmeridgien handelt, ist es auch verständlich, dass ROLLIER eine Argovienform (*Perisphinctes dybowskii* SIEMIRADZKI) und eine Séquanienform (*P. mogosensis* CHOFFAT) bestimmt hat, wenn man die damalige (1900) geringe Kenntnis der Ober-Kimmeridgien-Perisphincten in Rechnung stellt; die einzige von L. ROLLIER als sicher angegebene Bestimmung, *Perisphinctes stenocylus*, gehört zu den Ober-Kimmeridgien-Formen. Die Perisphincten vom Gonzen konnte ich leider keiner Nachprüfung unterziehen.

Es scheint mir somit heute gerechtfertigt, die Obergrenze des unteren Quintnerkalks ins Kimmeridgien (wahrscheinlich oberes Kimmeridgien) zu verlegen, unter allen gebührenden Vorbehalten, die wegen der spärlichen Grundlagen gemacht werden müssen.

Es wäre nicht unmöglich, dass die von H. SEEBER (1911, **99**, p. 35/36) vom Laucherhorn (Faulhorngruppe) und die von A. LOMBARD (1932, **89**, p. 183) von der Alpe de Commune und Nantbride (Sixt, Haute-Savoie) aufgezählten Ammonitenfaunen demselben Niveau angehören.

3. Mergelband.

Über der obersten Bank des hellen untern Quintnerkalks folgen schwärzliche Kalke in meist etwa 10 cm dicken Bänken. Die Grenze ist eine gewöhnliche Schichtfläche. Der Gesteinswechsel ist scharf an diese Schichtfläche gebunden und völlig unvermittelt (Diskontinuität, wie am Gonzen; vgl. **59**, p. 223/224).

Es ist wahrscheinlich, dass dieser stratigraphische Einschnitt auch anderwärts gefunden werden kann; jedenfalls scheint das Mergelband eine grosse Verbreitung zu besitzen. Nach J. OBERHOLZER 1933 (Geologie der Glarneralpen, Beiträge N. F. 28, p. 286) ist das Mergelband in der Ostschweiz in der Axendecke und von da an südwärts immer vorhanden.

Vorkommen.

Das Mergelband verwittert etwas leichter als die liegenden und hangenden Kalke und ist deshalb oft von Vegetation oder Schutt überdeckt.

Gute Aufschlüsse findet man am Maisander-Ostgrat (siehe Fossilfundstelle im untern Quintnerkalk) und an der Schrindi (siehe unten Fossilfundstelle im Mergelband). Mächtigkeit: 20–25 m.

Gestein.

Frisch dunkelgrau, dicht; Bruch splittrig bis uneben muschelrig, ziemlich zäh; Anwitterungsfarbe grau, dunkler als Quintnerkalk. Das Gestein ist weniger typisch ausgebildet als z. B. in der Alviergruppe, sein Aussehen ist hier mehr kalkig und nicht so dunkel.

An der beim untern Quintnerkalk angegebenen Fossilfundstelle am Maisander-Ostgrat findet man im Mergelband, etwa 1 m über dem untern Quintnerkalk, bis faustgrosse gelbe schlierige Fetzen, die aus mikroskopisch kleinen Rhomboederchen eines eisenreichen Carbonats zusammengesetzt sind.

Dünnschliffe.

Vier Schliffe. Sehr gleichmässig. Dichte kalkige Grundmasse, relativ dunkel. Darin eingestreut: Calcitkörnchen bis 0,02 mm; oft Quarzkörnchen, unregelmässig begrenzt, bis 0,01 mm, höchstens 1/2 %; zuweilen einige Radiolarien, selten Spongiennadeln.

Fossilien.

Phylloceras, ein unbestimmbares Fragment, von der Schrindi, östlich P. 1604, Südseite des Kamms, 195250/681350, 5 cm über dem untern Quintnerkalk.

Aptychus, ein Exemplar, von der Südseite des Alpeler, ca. 1710 m hoch, 194350/680180.

4. Oberer Quintnerkalk.

Ein klares, durchgehendes, ungestörtes und zugleich zugängliches Profil durch den ganzen obern Quintnerkalk konnte ich nicht auffinden.

Gesteinsfolge.

Aus dem Mergelband entwickeln sich massigere Kalke, die im Handstück, wie im Dünnschliff, dem Mergelband noch sehr nahe stehen. An gewissen Stellen (z. B. am Südosthang des Alpeler) hat man den Eindruck, dass sich noch ein- bis zweimal dünnbankige Partien wiederholen, die vom Mergelband kaum zu unterscheiden sind. Dann folgen heller graue, massige Kalke und (wie mir scheint, besonders in den südlichen Schuppen) sehr heller, dichter, muschelig brechender Kalk.

Makroskopisch unterscheiden sich diese Gesteine vom untern Quintnerkalk besonders durch folgende Merkmale: sie sind im allgemeinen viel massiger; die Farbe des frischen Gesteins und der angewitterten Flächen ist ein neutrales bis bläuliches Grau im Gegensatz zu den bräunlichgrauen Tönen des untern Quintnerkalks.

Die Mächtigkeit dürfte etwa 60—70 m erreichen.

Fossilien habe ich nicht gefunden.

Dünnschliffe.

a) **Unterer Teil** (1 Schliff): Ähnlich wie Mergelband.

b) **Oberer Teil** (7 Schliffe): In dichter kalkiger Grundmasse findet man:

Quarzkörnchen: Unregelmässig begrenzt, bis ca. 0,05 mm;

Feldspäte: Mit Kristallumrissen, aber zackigem Rand, bis 0,05 mm; Quarz und Feldspat zusammen können bis 1 % des Gesteins ausmachen.

Calpionella: Massenhaft; verschiedene Formen, ähnlich wie in den Zementsteinschichten (vgl. p. 7).

Radiolarien (*Cenosphaera*): Ziemlich häufig; selten als limonitische Gitterkugeln.

Spongiennadeln: Selten.

5. Zementsteinschichten.

Über dem obern Quintnerkalk liegt eine Wechsellagerung von dunkeln Kalkbänken mit schieferigen Zwischenlagen; das sind die Zementsteinschichten (ARN. HEIM) = «Kalk-Mergel-Wechsellagerung» (MARTHE GERBER 1930, **62**, p. 545/546). Es ist möglich, dass diese Zementsteinschichten nur den untern Zementsteinschichten ARN. HEIMS entsprechen (siehe darüber auch bei den Berrias-Valanginien-Mergeln, p. 11).

Vorkommen.

Hauptsächlich in den tiefsten Schuppen (Schrindi und Spitzistein). Ausserdem bilden sie einen lückenhaften Mantel um die ganzen Malmschuppenpakete (Schrindi-Alpeler-Maisander). Ein einigermaßen ungestörtes Profil findet man nur an der Schrindi, zwischen Städtli und P. 1290 (vgl. Figur 14, p. 108). Mächtigkeit: Etwa 50 m.

Gestein.

a) **Kalkbänke**: Frisch schwärzlich bis bräunlichgrau, völlig dicht: Bruch muschelig, glatt; Anwitterungsfarbe stumpf bräunlichgrau, in sonnigen Lagen auch heller, bis bläulichweiss; oft glänzend schwarze Tonhäute. Im Durchschnitt sind die Bänke etwa $\frac{1}{2}$ m dick.

b) **Schieferlagen**: Dunkle mergelige Schiefer, die ähnlich wie die Kalkbänke anwittern. Ihr Anteil an der Gesteinsserie wechselt, doch überwiegen in der Regel die Kalkbänke.

Dünnschliffe.

a) **Kalkbänke** (10 Schliffe): Grundmasse kalkig, dicht, ziemlich dunkel.

Quarz: In unregelmässig begrenzten Körnchen, bis 0,05 mm, meist 0,01—0,02 mm;

Feldspat: Mit groben Kristallumrissen, Rand zackig, Zwillinglamellen, bis 0,05 mm; Quarz und Feldspat zusammen höchstens 0,5 %.

Calpionella: Massenhaft; *Calpionella alpina* LORENZ und andere Formen, vgl. unten und Figur 1.

Spongiennadeln: Selten.

Textularia-ähnliche Schnitte: Selten.

b) **Schieferlagen** (1 Schliff): Ebenso gedrängt voll *Calpionella* wie die Kalkbänke.

Calpionellen.

In den Zementsteinschichten können vier verschiedene Formen auseinandergehalten werden, von denen jede einzelne in ihren Dimensionen sehr konstant ist:

I. *Calpionella alpina* LORENZ (1901, **90**, pl. IX, Figur 1). Krugförmig; Dimensionen: Gesamtlänge 54 μ , davon Kragen 10 μ ; Breite 42 μ ; Öffnung 24 μ ¹⁾. Dieselbe Form haben abgebildet: A. BUXTORF 1917, **52**, pl. VII, a, d; J. CADISCH 1932, **55**, p. 251, Figuren 6, 7; wahrscheinlich auch J. M. W. NASH, Grande-Chartreuseketens 1926, Foto 19 (am Rand, rechts unten). Siehe Figur 1.

II. *Calpionella cf. alpina*, grosse Form. Dimensionen: Gesamtlänge 72 μ , davon Kragen 14 μ ; Breite 57 μ ; Öffnung 33 μ . Schöne Exemplare dieser Form hat abgebildet J. CADISCH 1932, **55**, p. 249, Abb. 1 (Mitte), Abb. 2 (oben). Siehe Figur 1.

¹⁾ J. CADISCH (1932, **55**, p. 250) bezeichnet diese Form als kleinere Varietät der *Calpionella alpina* LORENZ; da jedoch auf der Abbildung von LORENZ nur diese kleine Form mit Sicherheit erkannt werden kann, und da ausserdem J. CADISCH (1932, **55**, p. 242) eines dieser Exemplare als Typ der Species bezeichnet, muss nach den Prioritätsgesetzen die LORENZsche Speciesbezeichnung in erster Linie auf diese kleine Form angewendet werden.

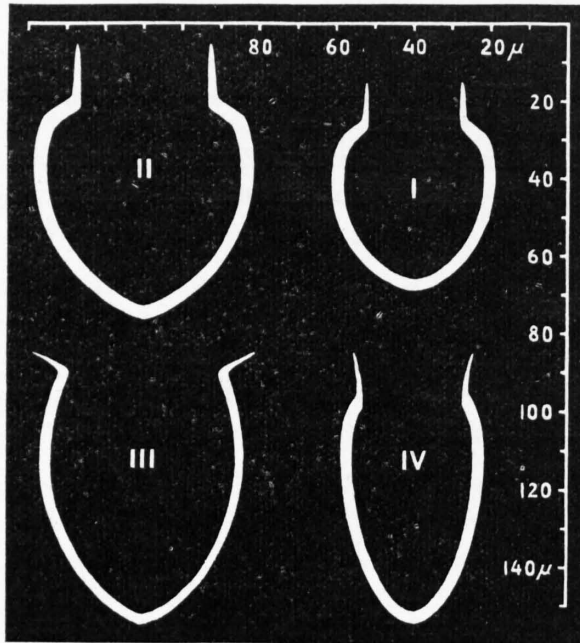


Fig. 1.

Die vier *Calpionella*-formen der Zementsteinschichten.
I = *Calpionella alpina* LORENZ; Näheres im Text.

mir Prof. A. BUXTORF zur Verfügung stellte, genau dieselbe *Calpionellen*-fauna beherbergt wie unsere südhelvetischen Zementsteinschichten; dies stimmt ausgezeichnet überein mit den Ableitungen von A. BUXTORF (1917, 52, p. 438) über die Herkunft dieses Malmkalks.

III. *Calpionella*, rundliche Form mit abstehendem Kragen. Dimensionen: Gesamtlänge 70 μ , davon Kragen 6 μ ; Breite 53 μ ; Öffnung 39 μ . Eine typische Abbildung dieser Form ist mir nicht bekannt. Siehe Figur 1.

IV. *Calpionella*, lange Form mit schwach divergentem Kragen. Dimensionen: Gesamtlänge 65 bis 70 μ , davon Kragen 11 μ ; Breite 37 μ ; Öffnung 26 μ . Wahrscheinlich bezieht sich auf diese Form: J. CADISCH 1932, 55, p. 251, Figuren 10, 11 (etwas schiefe Schnitte ?); sie wäre somit zu bezeichnen als *Calpionella elliptica*, kleinere Varietät CADISCH. Siehe Figur 1.

Diese vier Formen sind miteinander nicht durch Übergänge verbunden, wie sich statistisch besonders für die Formen I und II nachweisen lässt. Die Form I ist weitaus am häufigsten, aber man trifft fast in jedem Schliff alle vier Formen an.

Es mag hier noch erwähnt werden, dass der von A. BUXTORF (1917, 52) beschriebene Malmkalk im subalpinen Flysch des Pilatus nach dem Originalschliff, den

Makrofossilien.

Ammonitenreste sind nicht selten, meist *Berriasella*-artig, aber unbestimmbar. In besseren Exemplaren fanden sich:

Berriasella sp. ind. aff. *calisto* (D'ORBIGNY), aus Schutt, Schrindi, südsüdöstlich unter P. 1512.

Berriasella sp. ind. cf. *pontica* (RETOWSKI), ein etwas zerdrücktes Exemplar vom Spitzistein, Weglein nördlich Fluhhütte, ca. 1510 m hoch, 193700/676350; vgl. Figur 16, p. 109.

Lima sp. ind., Schrindi, Südosthang.

Alter.

ARN. HEIM (1916, 70, p. 490) stellt die Zementsteinschichten (oder mindestens ihren unteren Teil, der vermutlich dem entspricht, was hier unter Zementsteinschichten verstanden ist) auf Grund einer Fauna von Gastelun ins obere Portlandien, in die Zone der *Berriasella calisto* (D'ORB.). Nach den Untersuchungen von MARTHE GERBER (1930, 62, p. 545—547) scheint es nun, dass sie zum Berriasien [Infravalanginien, Zone des *Thurmannites boissieri* (PICTET)] gerechnet werden müssen (vgl. auch H. GÜNZLER-SEIFFERT 1925, 66, p. 81—84; A. LOMBARD 1932, 89, p. 183—186; A. COAZ 1932, 56, p. 332—335). Meine spärlichen Fossilfunde erlauben es nicht, zu dieser Frage Stellung zu nehmen, deren Lösung im vorliegenden Fall durch die komplizierte Tektonik noch besonders erschwert wird.

Abgrenzung.

Die untere Grenze, gegen den obern Quintnerkalk, wird an allen zugänglichen Stellen durch eine tektonische Rutschfläche gebildet. Da nirgends Übergänge zu beobachten sind, kann man annehmen, dass nach der Sedimentation des fast weissen obersten Quintnerkalks mit scharfem Fazieswechsel die

dunkeln, schlammreichen Zementsteinschichten abgelagert wurden (vgl. ARN. HEIM, 1916, **70**, p. 490). Nach oben gehen die Zementsteinschichten in Mergelschiefer über, die unten bei den Berrias-Valanginien-Mergeln besprochen werden (p. 11).

Fazielle Stellung des Malm.

Der Malmzug Schrindi-Maisander-Spitzstein gehört offenbar zur Drusberg-Teildecke (vgl. die Profile, Tafel II), jedenfalls nicht zu einer höheren Kreide-Teildecke.

Seine östliche Fortsetzung ist wahrscheinlich die Weisswand westlich Muotathal (P. ARBENZ 1905, **11**, p. 4—7); leider ist dort die Stratigraphie nicht genauer bekannt.

Weiter im E ist erst in der Alviergruppe wieder Malm der Wildhorn-Drusberg-Säntis-Decke erhalten geblieben (vide ARN. HEIM 1916, **70**, p. 483—517; J. OBERHOLZER 1923, **94**; H. J. FICHTER 1931, **59**). Verglichen mit diesem Malm, scheint der Malm des Untersuchungsgebiets einem südlicheren Faziestypus anzugehören, da er viel reicher ist an Calpionellen und entschieden ärmer an Spongiennadeln als der Malm am Gonzen. Derselbe Schluss ergibt sich aus der Mächtigkeit, da mehrere Autoren eine konstante Mächtigkeitsabnahme des Malmkalks nach S konstatiert haben (ARN. HEIM 1916, **70**, p. 504; P. ARBENZ 1907, **31**, p. 483; H. STAUFFER 1920, **101**, p. 50; H. GÜNZLER-SEIFFERT 1925, **66**, p. 80); der südlichste Quintnerkalk dieser Gegend, am Fläscherberg (Nordteil), ist nach ARN. HEIM (1916, **70**, p. 501) noch 230 m mächtig gegenüber nur ca. 150 m im Untersuchungsgebiet.

Nach Westen ist die nächste Fortsetzung des Spitzsteins im Storegghorn zu suchen (Vierwaldstätterseekarte, **28**, Profil 9; P. ARBENZ 1907, **31**, pl. 5; 1911, **32**; 1913, **35**); stratigraphische Einzelheiten sind unbekannt.

In den Gebirgen zwischen Engelberg und Meiringen ist der Malmkalk nach P. ARBENZ (1907, **31**) durchwegs mächtiger als im Untersuchungsgebiet; der tektonisch höchste Malmkalk, am Brünighaupt, im Liegenden der nach ARBENZ (1922, **40**, p. 327) schon ultrahelvetischen Doggerfalte am Hochstollen, ist nach ARBENZ (1907, **31**, p. 482) noch 200 m mächtig. Der Malm des Untersuchungsgebiets müsste also an ein noch höheres tektonisches Element angehängt werden, wie dies auch ARBENZ (1907, **31**, pl. 5 und p. 466) für das Storegghorn annimmt.

Der Malm der östlichen Faulhorngruppe scheint nach den Angaben von H. GÜNZLER-SEIFFERT (1925, **66**, p. 79/80) wieder bedeutend besser mit dem Untersuchungsgebiet übereinzustimmen, obschon er tektonisch noch unter dem ultrahelvetischen Dogger liegt.

Man sieht also, dass der Schrindi-Maisander-Spitzstein-Malm in der Zentralschweiz ziemlich isoliert dasteht, und jedenfalls den südlichsten erhalten gebliebenen Faziestypus darstellt. Dementsprechend machen sich deutliche Anklänge an den Malm der ultrahelvetischen *Préalpes externes* bemerkbar.

Am Monsalvens (Mont Bifé), dessen Schichtserie von V. GILLIÉRON (1873, **63**), ARN. HEIM (1920, **73**) und O. BÜCHI (*Préalpes externes* zwischen Valsainte und Bulle, Diss. Zürich, Bonn 1923) beschrieben worden ist, erkennt man eine analoge Zweiteilung des Malmkalks durch den «Calcaire en grumeaux» (GILLIÉRON), der nach den Angaben dieser Autoren einer ähnlichen Altersstufe anzugehören scheint wie das Niveau der Eisenerzschicht am Gonzen. Weiterhin darf man vielleicht im «Calcaire concrétionné» (GILLIÉRON, «Calcaires et schistes grumeleux» GAGNEBIN) ein Homologon unserer «schiltkalkähnlichen Bänke» vermuten; dann würden unsere Schiltschiefer dem «Calcaire à ciment» entsprechen, von dem sie sich allerdings durch ihre gelblichere Anwitterungsfarbe unterscheiden (nach Handstücken von Châtel-St-Denis in der Sammlung V. GILLIÉRON im Basler Museum).

Der ultrahelvetische Malm ist gegenüber dem helvetischen ausserordentlich fossilreich (vgl. z. B. die Fossilisten von E. GAGNEBIN 1924, **61**, und die paläontologischen Monographien von E. FAVRE). Vielleicht wird es deshalb in Zukunft möglich sein, eine paläontologische Gliederung des ultrahelvetischen Malm auf Grund der faziellen Analogien (zyklische Gliederung) auch auf den helvetischen Malm zu übertragen, dessen Erforschung ohne diesen Umweg weniger aussichtsreich erscheint.

B. Die Kreide-Eocaen-Serie der Drusbergteildecke.

Die Kenntnis der Tektonik der drei Kreidefalten des Untersuchungsgebietes in grossen Zügen ist in diesem Kapitel vorausgesetzt (vgl. p. 106 und Tafel II, sowie die Vierwaldstätterseekarte mit Profilen, 28). Zum Verständnis der folgenden Beschreibungen dürften ferner einige Bemerkungen beitragen:

Zyklische Gliederung: Die stratigraphische Untersuchung der unteren und mittleren Kreide hat sich mehr und mehr zu einer Untersuchung über ihre zyklische Gliederung ausgewachsen, ohne dass dies ursprünglich beabsichtigt war. Diese Richtung der Untersuchung wurde sehr begünstigt durch die fast ungestörten und lückenlos aufgeschlossenen Unterkreideprofile in der Südflanke der Riesetestock-Brisen-Gruppe. Da sich nun aber einige allgemeine Regeln über die zyklische Gliederung ergaben, so lag die Gefahr nahe, diese Regeln auch auf Fälle anzuwenden, bei denen gar nicht feststeht, ob diese Regeln auf sie angewandt werden dürfen. Es schien daher wünschenswert, eine Beschreibung der Schichtserie einerseits und allgemeine Ableitungen über die zyklische Gliederung andererseits, voneinander abzutrennen, sodass das vorliegende Kapitel als eine Dokumentierung zu dem späteren Kapitel über zyklische Sedimentation zu betrachten ist. Dies erklärt auch, weshalb die reinen Beschreibungen oft ausführlicher gehalten sind, als es auf den ersten Blick notwendig scheinen würde.

Dünnschliffe: Mit der stratigraphischen Untersuchung ging die Prüfung von gegen 500 Dünnschliffen Hand in Hand. Dabei zeigte sich bald die interessante Tatsache, dass die Grösse der Quarzkörner und Glaukonitkörner ein wertvolles Kriterium abgibt, zum Studium der zyklischen Gliederung, zum Parallelisieren von Schichten und zur Beurteilung der Sedimentationsverhältnisse, wie dies beispielsweise aus den Figuren 3 (p. 27), 7 (p. 55), 10 (p. 80) und 13 (p. 103) ersichtlich ist. In manchen unklaren und verwickelten Fällen hat die Untersuchung dieser Korngrössen unerwartet gute Dienste geleistet.

Bei den Dünnschliffbeschreibungen ist unterschieden: mittlere Korngrösse, vorherrschende Korngrösse und maximale Korngrösse. Mittlere Korngrösse 0,15 mm bedeutet das arithmetische Mittel aus den Durchmessern von 50 bis 100 beliebig herausgegriffenen Körnern aus einem Schliff. Vorherrschende Korngrösse 0,10—0,20 mm bedeutet, dass der grösste Durchmesser von schätzungsweise 80—90 % der vorhandenen Körner in einem oder mehreren Schliffen sich zwischen diesen Grenzwerten hält. Maximale Korngrösse 0,34—0,38 mm bedeutet, dass der Durchmesser des grössten Korns in jedem einzelnen von mehreren Schliffen sich zwischen diesen Grenzwerten hält. Unter Durchmesser eines Korns ist immer sein grösster Durchmesser in der Schliffebene verstanden.

Als allgemeiner Vergleichswert ist die maximale Korngrösse genommen. Die maximale Korngrösse lässt sich leichter und sicherer feststellen als die theoretisch zuverlässigere mittlere Korngrösse und ist praktisch ebenso brauchbar wie diese, sobald ein Schliff eine gewisse minimale Anzahl Körner enthält.

Stratigraphische Profile: Da viele Schichtabteilungen sehr mächtig ausgebildet sind, konnten diese auf der stratigraphischen Profiltafel (Tafel I) genügend gross dargestellt werden, dass die meisten zum besseren Verständnis des Textes notwendigen Einzelheiten der Schichtfolge und Faziesveränderung aus dieser Tafel ersichtlich sind. Es ist daher zu empfehlen, dort, wo sich im Text keine zeichnerischen Darstellungen finden, bei der Lektüre die Tafel I zu benutzen.

I. Berriasien und Valanginien.

Unter diesem Titel ist hier der grosse Komplex von meist schieferigen, oben auch kalkigen Schichten zwischen den typischen Zementsteinschichten (unten) und dem Kieselkalk (oben) verstanden. Inwiefern

die so definierten Schichten genau mit den beiden erwähnten Stufen zusammenfallen, ist, besonders für die südliche Fazies, um die es sich hier handelt, noch nicht ganz abgeklärt.

Im Untersuchungsgebiet kann man einteilen (von unten nach oben) in:

1. Berrias-Valanginien-Mergel, mit dem Liegenden und Hangenden durch Übergänge verbunden;
2. Diphyoideskalk und graue Mergelschiefer, nach oben scharf begrenzt.

1. Berrias-Valanginien-Mergel.

Die grossen Massen von bräunlichgrauen Schiefermergeln an der Basis der Kreideserie entsprechen den in nördlicherer Fazies unterscheidbaren Abteilungen Oehrlimergel, Oehrlikalk und Valanginienmergel und vielleicht auch einem Teil der Zementsteinschichten von ARN. HEIM (obere Zementsteinschichten = Mozenschiefer, ARN. HEIM, 1916, **70**, p. 488, 489, 491).

Die Berrias-Valanginien-Mergel bilden das Gleitmaterial, auf dem die Kreide-Eocaen-Serie nach N geschoben und in Falten gelegt wurde. Dementsprechend sind sie teils zusammengestaut, teils ausgequetscht oder weggeschürft (vgl. die Profile, Tafel II), bald normal und bald verkehrt gelagert, ohne dass man im einzelnen Fall an den oft mangelhaften Aufschlüssen die Lagerungsverhältnisse mit Sicherheit feststellen könnte.

Vorkommen.

Im östlichen Ausstreichen der Niederbauenfalte (II) bei Bauen, und von da in einem breiten, oft mit Schutt bedeckten Streifen längs dem südlichen Erosionsrand der Oberbauenfalte (III) bis zur Engelberger Aa (Bauen-Furkelen-Schoneggpass-Oberriickenbach-Grafenort).

Schichtfolge.

Über den typischen Zementsteinschichten folgen zunächst braungraue, oft gelblich anwitternde, schieferige bis dünnbankige Mergelkalke und Mergel, die manchmal noch an typische Zementsteinschichten erinnern. Wie diese führen sie auch *Calpionellen* und haben hin und wieder schlechte *Ammoniten*reste vom gleichen Typus wie in den Zementsteinschichten geliefert. Sie sind ausschliesslich an die unmittelbare Nähe und das Innere der Malmschuppenpakete des Schrindi-Maisander-Spitzistein-Zugs gebunden und bilden somit zweifellos das tiefste Glied der Berrias-Valanginien-Mergel-Serie. Möglicherweise entsprechen sie den Mozenschiefern ARN. HEIMS (1916, **70**, p. 489), die er als südlichste Fazies seiner oberen Zementsteinschichten betrachtet.

Aus den Untersuchungen von A. COAZ (1932, **56**, p. 338, 340) ist zu ersehen, dass in der Moreldecke in Savoyen die *Calpionellen* ungefähr an der Obergrenze seines Berriasien, das man wohl als Zementsteinschichten ansprechen darf, erlöschen. Wenn diese Übereinstimmung vielleicht nicht zur Parallelisierung genügt, so ist sie doch sehr bemerkenswert (vgl. unter Dünnschliffe, p. 12).

Die Mächtigkeit der fraglichen oberen Zementsteinschichten dürfte 50 m jedenfalls nicht übersteigen.

Folgende Vorkommen kann man zu diesen oberen Zementsteinschichten stellen:

Südosthang der Schrindi, eingeklemmte Mulden zwischen den verdrehten Malmschuppen (*Calpionellen*; *Ammonit* im Schutt). (Vgl. Figur 14, p. 108.)
Sinsgauerjochli, gegen Maisander, in normaler Lagerung zwischen Quintnerkalk und gewöhnlichen Berrias-Valanginien-Mergeln (die typischen, untern Zementsteinschichten sind auf dem Grat ausgequetscht, setzen aber beiderseits weiter unten bald wieder ein), durchgehend einzelne *Calpionellen*.
Schoneggpass, gegen Maisander, in verkehrter Lagerung zwischen typischen, untern Zementsteinschichten und gewöhnlichen Berrias-Valanginien-Mergeln (*Calpionellen*, *Ammonit*). (Vgl. Figur 15, p. 108.)

Über diesen fraglichen Mozenschiefern oder obernen Zementsteinschichten folgen die gewöhnlichen Berrias-Valanginien-Mergel, deren reinliche Abtrennung vom Liegenden ich jedoch im Untersuchungsgebiet für ausgeschlossen halte. Zur Hauptsache handelt es sich um fahl bräunlich-

graue, glatte oder feinsandige, mergelige bis tonige Schiefer von sehr einheitlichem Aussehen. Wo sie mit den eocaenen Stadschiefern der Axendecke zusammenstossen, unterscheiden sie sich von diesen hauptsächlich durch ihre dunklere Farbe, ihren nur unbedeutenden Glimmergehalt und ihr weniger widerstandsfähiges Gestein.

Ihre Mächtigkeit dürfte mehrere 100 m betragen.

Diese gewöhnlichen Berrias-Valanginien-Mergel enthalten zuweilen bis meterdicke, dunkelbräunlichgraue, etwas schieferige Mergelkalkbänke, die manchmal einzeln, manchmal scharenweise auftreten. Es ist nach meinen Beobachtungen nicht ausgeschlossen, dass sich diese Bänke vorwiegend an den mittleren Teil (oder etwas höher) halten, und so vielleicht, zum Teil wenigstens, dem Oehrlikalk gleichzustellen wären (vgl. Tafel I).

Dünnschliffe.

a) Fragliche obere Zementsteinschichten (8 Schliffe:)

Grundmasse: Teils fast dicht (ähnlich wie Zementsteinschichten, besonders in tieferen Lagen), teils mit reichlich eingestreuten feinen calcitischen Schalentrümmern (in höhern Lagen).

Quarzkörnchen (und wenig Feldspat): 0,01—0,05 mm (Maximum sehr konstant 0,07—0,08 mm), 0,1 % (unten) bis gegen 1 % (oben).

Calpionella: In jedem Schliff vorhanden, nie viel.

Textulariden, Spongiennadeln und Radiolarien: Ganz vereinzelt.

b) Gewöhnliche Berrias-Valanginien-Mergel (4 Schliffe):

Grundmasse: Bräunlich, unregelmässig körnig.

Quarzkörnchen (und etwas Feldspat): 0,01—0,10 mm (maximal 0,11—0,15 mm), 1—2 %.

Foraminiferen: Zum Teil häufig, Textulariden, *Ammodiscus* und Ähnliches.

Calpionellen konnte ich nicht finden.

Eingelagerte Kalkbänke (2 Schliffe):

Grundmasse: Sehr reich an feinen calcitischen Schalentrümmern.

Quarzkörnchen: 0,01—0,05 mm (maximal 0,12 mm), $\frac{1}{2}$ —1 %.

Fossilien.

Vereinzelte Ammonitenreste in den fraglichen obern Zementsteinschichten wurden schon oben erwähnt (p. 11). Sonst findet man selten Algenreste und auch etwa Pyritkonkretionen, die aus Ammoniten hervorgegangen sein können.

2. Diphyoideskalk und graue Mergelschiefer.

Über den eintönigen Berrias-Valanginien-Mergeln folgt mit raschem Fazieswechsel eine hell anwitternde, gut gebankte Kalkserie; das ist der Diphyoideskalk, der nach ARN. HEIM den Valanginienkalk in bathyaler Fazies darstellt. Nach oben nimmt dann der Tongehalt bald wieder zu, aus dem hellen Kalk entwickelt sich ganz allmählich grauer Mergelschiefer, der nur ab und zu noch einige dem Diphyoideskalk ähnliche Bänklein enthält. Dieser Schiefer wittert weisslich an und steht auch sonst in seinem ganzen Habitus dem Diphyoideskalk nahe. Es scheint deshalb gerechtfertigt, ihn mit dem Diphyoideskalk zusammen zu behandeln, um so mehr, als er vom hangenden Kieselkalk durch eine messerscharfe Grenze getrennt ist.

Einteilung: Zur weiteren Besprechung teile ich ein (von unten nach oben) in:

a) dünne sandige Lagen an der Basis;

b) bathyaler Valanginienkalk (= Diphyoideskalk sensu stricto);

- c) spätige, glaukonitführende Bank, nur im N;
- d) graue Mergelschiefer (= Schiefer der Kieselkalkbasis), mit *b* durch ganz allmählichen Übergang verbunden, nach oben scharf begrenzt.

Diese Einteilung in vier Unterabteilungen verfolgt den Zweck, allen lokalen Verhältnissen gerecht zu werden. Wichtiger scheint mir die Zweiteilung dieses Schichtkomplexes in Diphyoideskalk (s. str.) und graue Mergelschiefer, denn sie wurde auch anderwärts beobachtet: so von ARN. HEIM in der Alviergruppe und am Fläscherberg (1916, **70**, p. 437) und im Drusberggebiet (1913, **71**, p. 614; 1916, **70**, p. 437), A. OCHSNER im Drusberggebiet (1921, **95**, p. 17), H. STAUFFER in der Schilthorngruppe (1920, **101**, p. 56—58, «Diphyoidesgruppe» unten, «graue Kalke und Schiefer» oben), und K. GOLDSCHMID 1927 in der Morgenberghorn-Schwalmern-Gruppe (1927, **65**, p. 206, «unterer Valanginienkalk» unten, «Diphyoidesgruppe» oben).

Grenze gegen den Kieselkalk: Die grauen Mergelschiefer (*d*) unterscheiden sich nur wenig vom untersten Teil des Kieselkalks, den Kieselkalkschiefern (Unterschiede: graue Mergelschiefer fast dicht, weisslich anwitternd; dagegen Kieselkalkschiefer dunkler, feinspätig, braungrau anwitternd). Trotzdem sind sie durch eine messerscharfe Grenze getrennt (auch im Dünnschliff scharf).

Allerdings ist dazu eine Einschränkung zu machen: Im Bachgraben östlich Zingel oberhalb Kneuwies (südwestlich vom Riesetestock) beobachtet man 1½ m über der scharfen Grenze noch einmal einen scharf begrenzten, meterdicken Komplex, der sich im Aussehen durch nichts vom grauen Mergelschiefer unter der scharfen Grenze unterscheidet. Eine tektonische Komplikation ist an dieser Stelle möglich (genaue Stelle: 195450/680250, 1815 m hoch; vgl. auch Tafel II, Profil 10a).

Diese scharfe Grenze zwischen grauem Schiefer und Kieselkalk wurde schon von mehreren Autoren beobachtet: ARN. HEIM im Alvier- und Drusberggebiet (1913, **71**, p. 617—618; 1916, **70**, p. 426, 436), A. OCHSNER im Drusberggebiet (1921, **95**, p. 17), H. STAUFFER in der Schilthorngruppe (1920, **101**, p. 54, Ziffer 10).

Benennung: Nach ARN. HEIM 1907 (**43**, p. 9) ist der Diphyoideskalk die bathyale Ausbildung des Valanginienkalks. Wie weiter unten (p. 16) ausgeführt werden soll, glaube ich feststellen zu können, dass die von ARN. HEIM als Diphyoideskalk beschriebenen Schichten wohl teilweise dem Valanginienkalk entsprechen, dass aber auch noch A. BUXTORFS Schiefer der Kieselkalkbasis (= graue Mergelschiefer, *d*) darin enthalten sind, die am Pilatus über dem Valanginienkalk und über der Valanginien-Glaukonit-Bank (Gemsmätlischicht, Ober-Valanginien-Fauna, vgl. Anmerkung p. 16) liegen. Es scheint mir deshalb gegeben, die Bezeichnung Diphyoideskalk (sensu stricto) auf den kalkigen Komplex zu beschränken, der dem Valanginienkalk entspricht, um so mehr, als ARN. HEIM (1916, **70**, p. 427) als Typus des Diphyoideskalks den «gelblichen, plattigen Kalk... an der Axenstrasse bei Sisikon» bezeichnet. Da aber Bezeichnungen wie «Diphyoideskalk», «Diphyoidesgruppe» und «Diphyoideskalkbank» in letzter Zeit in sehr verschiedenem Sinne angewandt worden sind, ist hier für den Diphyoideskalk s. str. der Ausdruck bathyaler Valanginienkalk verwendet. Wenn allerdings die Möglichkeiten zu Verwechslungen nicht so nahe lägen, wäre es vielleicht vorzuziehen, die bathyale Fazies des Valanginienkalks als Diphyoideskalk (s. str.) zu bezeichnen.

Vorkommen.

Beschränkt auf das östliche Ausstreichen der Niederbauenfalte (II) und den südlichen Erosionsrand der Oberbauenfalte (III).

Gesteinsfolge.

a) **Sandige Lagen an der Basis:** In der Übergangszone vom Valanginienmergel zum Diphyoideskalk findet man oft einige 2—5 cm dicke Bänder von sandigem, kieselkalkähnlichem Gestein, die auffällig dunkelbraun anwittern. Herausgewittert kennt man dieses Gestein leicht an den rauen, wulstigen Schichtflächen (vgl. auch K. GOLDSCHMID 1927, **65**, p. 208).

b) **Bathyaler Valanginienkalk** (= Diphyoideskalk s. str.): Gutgebankter bis plattiger Kalk. Frisch hellbräunlichgrau, zuweilen (besonders unten) mit dunkelgrauen oder auch gelblichweissen Flecken. Anwitterung gelblichweiss, etwas feinsandig. Sehr feinspätig, fast dicht. Unregelmässige dunkle Tönhäutchen. Bruch muschelrig.

c) **Spätige, glaukonitführende Bank**: Nur im N beobachtet. 50 m südlich der Brücke von Brückbächer (Weg Bauen-Seelisberg; Falte II, verkehrter Schenkel) sieht man auf dem Weg, in der Übergangszone vom Diphyoideskalk (s. str.) zum grauen Mergelschiefer, eine 40 cm dicke Bank von zähem, sehr spätigem, dunkelgrauem, braun anwitterndem Gestein, das etwas Glaukonit führt. Darüber liegen die grauen Mergelschiefer, darunter zunächst noch 5 m schieferiges Gestein und dann gewöhnlicher Diphyoideskalk (s. str.).

d) **Graue Mergelschiefer** (schieferiger Diphyoideskalk): Mergeliger bis kalkiger Schiefer, mit sehr feinen Glimmerschüppchen. Frisch grau (ziemlich hell, aber dunkler als Diphyoideskalk s. str.), Anwitterung weisslich bis hellgrau; auf der angewitterten Fläche oft feine dunkle Körnchen. Alle Übergänge zu Diphyoideskalk (s. str.).

Mächtigkeiten: Niederbauenfalte (II): Bathyaler Valanginienkalk (Diphyoideskalk s. str.) 30—40 m, graue Mergelschiefer (inclusive Übergangszone) ca. 40 m. In der Oberbauenfalte (III) etwas mehr.

Dünnschliffe.

a) **Sandige Lagen an der Basis** (1 Schliff, Falte II): Grundmasse reich an calcitischen Schalenresten; Quarzkörner ca. 30 %, Korngrösse sehr regelmässig, vorherrschend 0,06—0,13 mm (90 % der Körner), im Mittel 0,09 mm, maximal 0,20 mm; einzelne Phosphoritkörner.

b) **Bathyaler Valanginienkalk** (= Diphyoideskalk s. str.): Meine 9 Schliffe stimmen sehr gut mit der Beschreibung und den Abbildungen von ARN. HEIM überein (1916, 70, p. 438/439, Figur 121 und Tafel XXII, Figur 2).

Grundmasse: Kalkig, fast dicht.

Quarz: Unregelmässig begrenzte Körnchen, Korngrösse vorherrschend um 0,02—0,06 mm, im Mittel 0,035—0,04 mm, Maximum Falte II bis 0,17 mm, Falte III etwas weniger; höchstens 1—2 %.

Plagioklas: Ein gut ausgebildeter Kristall, mit Zwillinglamellen, 0,22 × 0,12 mm¹⁾.

Glaukonit: Feine Körnchen als Seltenheit.

Pyrit (Brauneisen): Gelegentlich in Foraminiferenkammern und im Achsenkanal von Spongiennadeln. Spongiennadeln: Massenhaft, oft mit Achsenkanal; calcitisch, meist etwas verschwommen.

Textulariden: Im N zum Teil ziemlich häufig.

Radiolarien (*Cenosphaera*): Meist nur als Calcitkörner erhalten, ziemlich häufig.

Echinodermengitter: Vereinzelt kleine Fragmente.

Zweifelhafte Calpionellen: Rundliche Foraminiferenquerschnitte, nicht selten, zum Teil mit Öffnung.

Nach ARN. HEIM wahrscheinlich = *Calpionella alpina* LORENZ. Es ist nicht ausgeschlossen, dass es sich tatsächlich um Calpionellen handelt, doch scheint immerhin eine gewisse Vorsicht geboten, da ich in keinem einzigen Fall mit Sicherheit den für *Calpionella* so typischen «Kragen» beobachten konnte (ebensowenig ARN. HEIM, vgl. 1916, 70, p. 438 unten und Figur 121 e).

c) **Glaukonitführende Bank** (3 Schliffe von Brückbächer):

Grundmasse: Körniger bis dichter Kalk (es könnte sich zum Teil um kleine Einschlüsse von diphyoideskalkartigem Gestein handeln).

Kleine Quarzkörner (und wenig Feldspat): Meist eckig, 0,05—0,20 mm, meist um 0,10 mm, ca. 5—15 %.

¹⁾ Herr Dr. ED. WENK, Basel, hatte die Freundlichkeit, diesen Kristall zu bestimmen als Albit mit zwischen 0 und 10 % Anorthitgehalt.

Grosse Quarzkörner: Gerundet, oft mit Rissen, die durch Calcit verwachsen sind; 0,40—0,70 mm, meist um 0,50 mm, bis 2 %.

Glaukonit: Zum Teil mit kleinen eingewachsenen Calcitrhomboedern; 0,05—0,50 mm, bis 1 %.

Calcitische Schalenreste (meist Echinodermengitter): Um 0,15—0,20 mm, 50 % und mehr.

Textulariden: Sehr selten.

Phosphorit: Einzelne Körner, bis 1,5 mm.

Pyrit: Reichlich.

Die zwei Sorten Quarzkörner nebeneinander sind eine ganz auffällige Erscheinung (vgl. p. 16 und 99). Quarz und Glaukonit sind besonders im untersten Teil der Bank angereichert.

d) **Graue Mergelschiefer** (5 Schiffe): Ähnlich wie b, jedoch Grundmasse und Einschlüsse feiner. Quarzkörnchen selten über 0,05 mm, im Mittel 0,025—0,03 mm, maximal 0,10—0,13 mm, ca. 1%. Arm an erkennbaren organischen Resten, relativ wenige Spongiennadeln und Radiolarien.

Fossilien.

Bathyalter Valanginienkalk (= Diphyoideskalk s. str.): Fossilien sind ziemlich selten; man ist meist auf Funde im Schutt angewiesen. Ich fand an verschiedenen Stellen: *Belemniten*reste, schlecht erhaltene *Terebrateln*, *Seeigelstacheln*, *Aptychus*. *Pygope diphyoides* habe ich nicht gefunden.

Algen sind im untersten Teil relativ häufig, z. B. westsüdwestlich Boll (nördlich Bauen). Es sind aus halbkreisförmigen Linien zusammengesetzte Streifen, die meist eine sehr lose Spirale bilden und die man zu *Keckia* stellen kann. Es scheint sich um dasselbe Fossil zu handeln, das U. STUTZ (1883, 5, p. 473, 474, pl. X, Figur 6) auf der andern Seite des Urnersees gefunden und als *Fucus tithonicus* abgebildet hat.

Graue Mergelschiefer: Funde im Anstehenden sind selten. Bisweilen trifft man auf fossilreiche Blöcke, die hauptsächlich, wenn nicht ausschliesslich, aus dem untersten Teil der Schiefer stammen, d. h. aus der Übergangszone zum Diphyoideskalk s. str. Am häufigsten sind *Aptychen*.

Abkürzungen für die Fossilfundstellen:

Baumental = Schutthalde auf der Nordseite des Bachs im Baumental, ca. 730 m hoch (199025/686100).

Unter Bolgen = Blöcke im Bach unten am e von Bolgen (südlich vom Schwalms) (195850/680750).

Vogelmatt = Südkamm des Wellenbergs bei Oberrickenbach, ca. 1265 m (193225/673575).

Aptychus didayi COQUAND, Unter Bolgen 3 Exemplare; Vogelmatt 1 Exemplar (anstehend).

Aptychus seranonis COQUAND, Baumental 2 Exemplare.

Kleine *Aptychen*, Baumental.

Duvalia lata (BLAINVILLE), *variété comprimée* (PICTET), ein schönes Exemplar vom Gandibach (nördlich Bauen), 855 m hoch, aus Bergsturzschutt.

Sehr stark abgeplattet; die bis nahe zur Spitze reichende Furche schliesst eine Identifizierung mit nahestehenden Formen wie *Duvalia dilatata*, *emerici*, *binervius* etc. aus; vergleichbare Abbildungen: Paléontologie française, Suppl., pl. 4, fig. 6; PICTET, Mélanges paléont. 4, p. 216, pl. 36, fig. 1, 2.

Hibolites sp. ind., Baumental; Unter Bolgen.

Terebratulafragmente, Baumental; Unter Bolgen.

Wahrscheinlich ebenfalls aus den grauen Mergelschiefern stammend:

Chondrites sp. (cf. *Chondrites neocomiensis* HEER), häufig im Schutt unterhalb P. 831 (westlich Bauen).

Diese kleine Fauna gestattet keine sicheren und exakten Schlüsse über das Alter; immerhin deutet sie auf oberes Valanginien [Zone des *Saynoceras verrucosum* (D'ORB.)]. *Duvalia lata* beginnt im Tithon und erlischt im oberen Valanginien (KILIAN 1910, 85, p. 173). *Aptychus seranonis* geht vom unteren Valanginien (Berriasien) bis ins untere Hauterivien; *Aptychus didayi* ist besonders häufig im oberen Valanginien und geht bis ins untere Hauterivien (KILIAN 1910, 85, p. 174, 195, 228).

Parallelisierung.

Es ist wohl ausser Zweifel, dass die grauen Mergelschiefer (*d*) dem «obern vorherrschend schieferigen bis dünnsschichtigen Teil des Diphyoideskalks» von ARN. HEIM (1916, **70**, p. 437) entsprechen (man beachte besonders die übereinstimmend beobachtete scharfe Grenze darüber).

Andrerseits ist es wahrscheinlich, dass sie auch A. BUXTORFS «Schiefern der Kieselkalkbasis» der Alpenrandkette (BAUMBERGER etc. 1907, **43**, p. 3 oben, Ziffer 3; BUXTORF 1910, **49**, p. 26; 1916, **19**, p. 13) gleichzustellen sind, auf Grund ihrer lithologischen Ähnlichkeit; damit wären sie auch identisch mit den «Criocerasschiefern» des Justistals (nach BECK 1911, **44**, p. 11 = Hauterivien).

Diese Hypothese wird wesentlich gestützt durch die glaukonitführende Bank bei Brückbächer. Wichtig scheinen mir vor allem die groben, bis 0,7 mm grossen Quarzkörner, da mir in einer grossen Zahl von Dünnschliffen aus dem Untersuchungsgebiet vom Argovien bis zum obern Schratenkalk (unteres Aptien) sonst nie ein Quarzkorn von mehr als 0,32 mm Durchmesser zu Gesicht gekommen ist. Für eine Parallelisierung käme daher in erster Linie der grobsandige Komplex Gensmättelschicht-Pygurusschichten-Rahbergsschicht in Frage. Nach ARN. HEIM (1916, **70**, p. 412 und 421) zeigen sowohl Gensmättli- als Rahbergsschicht das charakteristische Schliffbild mit grossen und kleinen Quarzkörnern nebeneinander. Da in der Zentralschweiz nur die Gensmättelschicht bekannt ist, liegt es nahe, die glaukonitführende Bank von Brückbächer mit der Gensmättelschicht¹⁾ zu identifizieren. (Man vergleiche auch die Dünnschliffbeschreibung von W. SCHNEEBERGER 1927, **97**, p. 28 und 88; auch H. STAUFFER erwähnt grosse Quarzkörner aus einem mit unserem wahrscheinlich identischen Niveau, 1920, **101**, p. 58, und ebenso K. GOLDSCHMID 1927, **64**, p. 209, «Tüpfelschiefer» mit grossen gerundeten Quarzkörnern und Glaukonit.)

Ein dritter Punkt zugunsten unserer Hypothese ist die Verteilung der Makrofossilien im Diphyoideskalk und den grauen Mergelschiefern. Soweit ich darüber bestimmte Angaben machen kann, halten sich die Makrofossilien (mit Ausnahme der Algen) fast ausschliesslich an die Übergangszone vom Diphyoideskalk (s. str.) zu den grauen Mergelschiefern, also an das ungefähre Niveau der glaukonitführenden Bank; mit andern Worten, diese relativ fossilreiche Zone läge in der südlichen Verlängerung der fossilreichen Gensmättelschicht (vgl. auch Tafel I).

Es ist noch zu bemerken, dass die Detailprofile von ARN. HEIM (1916, **70**, p. 416 und 428), auf Grund derer er seinen gesamten Diphyoideskalk (d. h. nach meiner Auffassung den bathyalen Valanginienkalk und die Schiefer der Kieselkalkbasis) mit dem Valanginienkalk parallelisiert (vgl. 1916, **70**, Gliederungstabelle p. 474/475), unsere Deutung nicht ausschliessen.

Wenn sich nun aber diese Hypothese bestätigt, so ergibt sich, dass der Diskontinuität zwischen den grauen Mergelschiefern und dem Kieselkalk im Untersuchungsgebiet und sehr wahrscheinlich auch sonst in südlicher Fazies nicht die einschneidende Bedeutung zukommt, wie sie ARN. HEIM annimmt (vgl. ARN. HEIM 1913, **71**, p. 617/618, und 1916, **70**, p. 426 oben, Zone V; siehe auch unten p. 104).

II. Hauterivien (Kieselkalk).

Als Kieselkalk bezeichnet man die Serie von dunkeln Kalken, die meist mit einer braunen sandigen Rinde anwittern, zwischen Pygurusschichten oder Schiefern der Kieselkalkbasis (unten) und Altmannsschichten (oben). Nach den Untersuchungen von ARN. HEIM (vgl. 1916, **70**, p. 413) muss er wahrscheinlich ganz, sicher aber zum grössten Teil dem Hauterivien entsprechen.

¹⁾ Die Gensmättelschicht oder Valanginienglaukonitbank enthält bekanntlich am Gensmättli (Pilatus) eine reiche Ammonitenfauna des Valanginien s. str., die von A. BUXTORF 1905 entdeckt worden ist (1906, **43**, p. 32). E. BAUMBERGER hat die Fauna einiger anderer Fundstellen aus derselben Schicht bearbeitet und sie ebenfalls ins Valanginien gestellt (1907, **43**, p. 26). Nach den später von E. BAUMBERGER von Sulzi im Justistal namhaft gemachten Funden (1923, **42**, p. 309—311) scheint sich das Obervalanginienalter [Zone des *Saynoceras verrucosum* (D'ORB.)] zu bestätigen, das schon von A. BUXTORF (1906, **43**, p. 32; 1907, **43**, p. 3) und von ARN. HEIM (1907, **43**, p. 7; 1916, **70**, p. 423) angenommen worden ist.

In der südhelvetischen Fazies, zu der das Untersuchungsgebiet gehört, ist der Kieselkalk weitaus die mächtigste Kreidestufe. In der Oberbauenfalte schwillt er auf etwa 800 m an und beansprucht so fast die Hälfte der gesamten Kreidemächtigkeit.

Einteilung: Trotz der ungewöhnlichen Mächtigkeit ist die Gesteinsfolge sehr einförmig, so dass der Kieselkalk noch zu den am wenigsten erforschten Gliedern der helvetischen Serie gehört.

Im folgenden ist der Versuch unternommen, den Kieselkalk des Untersuchungsgebiets lithologisch zu gliedern, ausgehend von der Oberbauenfalte (= südlichste Fazies). Ich glaube, dass diese Einteilung, wenigstens in grossen Zügen, auch in andern Teilen des helvetischen Faziesgebiets gilt, da eine grosse Zahl von Einzelbeobachtungen, die in der Literatur der letzten Jahrzehnte zerstreut sind, sich mühelos in das Schema einfügen lassen.

Zur Besprechung teile ich den Kieselkalk ein (von unten nach oben) in:

- | | | |
|----------------------------|---|--|
| Untere
Kieselkalkgruppe | { | 1. Kieselkalkschiefer, nach unten <u>scharfe</u> Grenze, nach oben und nach N Übergang in |
| | { | 2. untern Kieselkalk, darüber oft leicht diskordant |
| Obere
Kieselkalkgruppe | { | 3. Glaukonitbank (= «Schiffschichten» GOLDSCHMID 1924) und Mergelschiefer (= «oberes schyniges Band» BECK 1911). Diese Schiefer gehen nach oben und nach N über in |
| | { | 4. oberen Kieselkalk, Übergang in |
| | { | 5. Echinodermenbreccie. |

(Man vergleiche hier und im folgenden die stratigraphischen Profile, Tafel I.)

1. Kieselkalkschiefer.

Über den grauen Mergelschiefern des Diphyoideskalks (s. l.) folgen mit scharfer Grenze (siehe p. 13) bräunlich anwitternde kieselige Kalkschiefer. Im Gelände sind diese Kieselkalkschiefer manchmal nicht leicht von den liegenden grauen Mergelschiefern abzutrennen, doch heben sie sich bei günstigen Aufschlussverhältnissen (und trockenem Boden) durch ihre dunklere, braune Anwitterungsfarbe schon von weitem scharf vom Liegenden ab.

Vorkommen.

Wie Diphyoideskalk.

Gestein.

Flaserige Schiefer, frisch grau bis bräunlichgrau, fein aber deutlich spätig, ziemlich zäh und hart, schwarze Tönhäutchen; Anwitterung braungrau, mit oder ohne sandige Rinde; oft Transversalschieferung. Unterscheidet sich vom gewöhnlichen Kieselkalk durch die schlierig-schieferige Textur.

Dünnschliffe.

(Zwei Schliffe aus Falte III.)

Grundmasse: Bräunlichgrau, unruhig.

Quarzkörnchen: Meist unregelmässig begrenzt, vorherrschend 0,02—0,07 mm, im Mittel um 0,05 mm, maximal 0,12—0,14 mm, etwa 5 %.

Calcit: Unscharf begrenzte Körner, ca. 0,02—0,15 mm, etwa 20 %.

Pyrit: Zerstreute opake Körnchen, um 0,01 mm.

Glaukonit: Ganz vereinzelt, um 0,05 mm.

Spongiennadeln: Calcitstäbchen, oft verschwommen, etwa 5 %.

Fossilien.

Toxaster sp. ind., zerdrücktes Exemplar mit Pyritschale, gefunden im Schutt oberhalb Feldmoos südwestlich Bauen (197920/685950), gehört wahrscheinlich (aber nicht sicher) in diese Schichten.

Abgrenzung und Mächtigkeit.

In der Oberbauenfalte (III) sind die Kieselkalkschiefer 60—80 m mächtig, oben verschwindet die Schieferung rasch, so dass eine Grenze gegen den untern Kieselkalk meist leicht gezogen werden kann. In der Niederbauenfalte (II) sind die Schiefer weniger deutlich ausgebildet, immerhin kann man eine 40—50 m mächtige schieferige Partie vom untern Kieselkalk abtrennen. Die Mächtigkeitsabnahme von 60—80 auf 40—50 m entspricht ungefähr der Reduktion des gesamten Kieselkalks gegen N. Vermutlich gehen die Kieselkalkschiefer weiter im N in gewöhnlichen Kieselkalk über.

2. Unterer Kieselkalk.

Über den Kieselkalkschiefern liegt eine bis über 400 m mächtige Serie von Kieselkalcken, die im Untersuchungsgebiet den Hauptteil des gesamten Kieselkalks bilden. Der untere Teil ist noch ziemlich dünnbankig bis etwas schieferig ausgebildet (schieferiger Kieselkalk). Im S kommt darüber noch einmal ein Band von Kieselkalkschiefern, das hier zur Unterscheidung mittleres Schieferband genannt ist. Dann folgen wieder mehr oder weniger dünnbankige Kieselkalke mit Schieferlagen. Die Kalkbänke sind oft hell und dunkel gestreift (gestreifter Kieselkalk). Nach oben werden die Bänke dicker; im obersten Drittel setzen dicke knollige Bänke ein, das Gestein wird grobkörniger (Echinodermenbreccie) und enthält kopfgrosse Kieselknollen (knolliger Kieselkalk). Zuoberst nimmt die Dicke der Bänke wieder etwas ab, und auch das Gestein nähert sich wieder mehr dem Durchschnittskieselkalk.

Nach dem Gesagten kann man im untern Kieselkalk des Untersuchungsgebiets folgende Abteilungen unterscheiden, die alle ineinander übergehen:

Unterer Kieselkalk	{	unteres Drittel	{	a) schieferiger Kieselkalk;	
				b) mittleres Schieferband;	
		mittleres Drittel	{	c) gestreifter Kieselkalk;	
				d) knolliger Kieselkalk (= untere Kieselkalk-Echinodermen-	
		oberes Drittel	{	breccie);	
				e) oberste Partie.	

Vorkommen und Ausbildung. (Vgl. Tafel I.)

Die Gesteine sind durchwegs sehr ähnlich; es empfiehlt sich daher, das allgemein Gültige vorwegzunehmen.

Kieselkalk im allgemeinen: Frisch grau bis dunkelgrau, mehr oder weniger feinspätig; Bruch splitttrig, uneben, zackig, sehr zähe; wittert mit einer mehr oder weniger gut ausgebildeten braunen sandigen Kruste an. Es scheint, dass sich besonders Varietäten, die reich sind an grobem Quarzsand, zur Bildung der Verwitterungskruste eignen. Mit Salzsäure behandelt hinterlässt das Gestein einen hellbräunlichgrauen Kieselschwamm, der sich mit dem Fingernagel abkratzen lässt; Varietäten, die reich sind an Echinodermenresten, zerfallen dagegen zu Sand.

a) **Schieferiger Kieselkalk** (= unterer Teil des untern Kieselkalks): Diese Abteilung kann nur in der Oberbauenfalte (III) mit Sicherheit abgetrennt werden, mit Hilfe des mittleren Schieferbands. Es sind feinkörnige, unregelmässig dünnbankige bis etwas schieferige Kieselkalke. In der Niederbauenfalte (II) verschmelzen sie mit dem hangenden Kieselkalk. In der Seelisbergfalte (I) treten sie wahrscheinlich am Seeufer nördlich vom Rütli wieder zutage, sind dort aber nicht mit Sicherheit erkennbar. Die Mächtigkeit beträgt in der Oberbauenfalte 100—150 m.

b) **Mittleres Schieferband:** Bildet in der Oberbauenfalte ein von weitem sichtbares weiches Band, das zuweilen noch durch Transversalschieferung parallel zum Abhang besonders auffällig wird. Es lässt sich verfolgen (von E gegen W) vom Haldifeld über Ober Bolgen, dann unten an P. 2002 und oben an P. 1931 vorbei gegen Wandele, durch Ost- und Südflanke des Hohbrisen, Mäderen-Windegg-Halddiplange. Hier verschwindet es unter Vegetation und Gehängeschutt, etwa 800 m südöstlich Haldialp. In den Gräben des Haldiwaldes ist es nicht mehr aufzufinden. Das Gestein ist nicht zu unterscheiden vom basalen Kieselkalkschiefer. Die Mächtigkeit schwankt um 5–10 m.

c) **Gestreifter Kieselkalk** (= mittlerer Teil des untern Kieselkalks): Dünn- bis mittelbankige Kieselkalke mit Schieferlagen, im einzelnen unregelmässig, im gesamten ziemlich einheitlich. In der Oberbauenfalte erscheint die angewitterte Fläche der Kalkbänke oft hell und dunkel gestreift. Zuweilen füllen *Chondrites*-artige Gebilde ganze Bänke (z. B. Ober Bolgen). Sonst lässt sich über diese Abteilung nicht viel Charakteristisches sagen. Der klassische «Mäuerchenkalk» beim Schillerstein dürfte etwa dem mittleren bis untern Teil des untern Kieselkalks entsprechen.

d) **Knolliger Kieselkalk** (= oberer Teil des untern Kieselkalks): Die Kalkbänke sind bis $\frac{1}{2}$ m dick und noch dicker, die Schieferlagen treten zurück. Die Schichtflächen sind oft ausgesprochen knollig, das Aussehen der Felswände erinnert zuweilen an die Knollenschichten des Albien in stark vergrössertem Massstab. Kopfgrosse Kieselknollen sind verbreitet und häufig. Das Gestein ist grobkörniger als das der liegenden Kieselkalke. Quarzsandreiche Bänke sind nicht selten. Der knollige Kieselkalk ist das widerstandsfähigste Gestein der untern Kieselkalkgruppe. Er bildet z. B. den Kamm südlich vom Fernital und den Gipfelgrat des Hohbrisen. Auch sonst erkennt man ihn oft als auffallende Felswand mitten im Kieselkalk. Es scheint, dass diese Abteilung durchgehend mehr oder weniger typisch ausgebildet ist. Man findet sie z. B. auch an der Axenstrasse wieder, nördlich P. 488,44 (1 km südlich Brunnen). Am Seeufer zwischen Treib und Schwibogen wurden diese Bänke als Pflasterstein ausgebeutet. Auf Grund des relativ grob-spätigen Gesteins, das sehr an die Echinodermenbreccie der oberen Kieselkalkgruppe erinnert, könnte man unseren «knolligen Kieselkalk» auch als untere Kieselkalk-Echinodermenbreccie bezeichnen.

e) **Oberste Partie** des untern Kieselkalks: In der Seelisbergfalte (I), an der Axenstrasse und beim Gireneck (südlich Rütli), reicht der knollige Kieselkalk bis an die Hauterivien-Glaukonitbank herauf, wie man dies auch weiter nördlich, bei Gersau (Berchtrüti, Bürgenstockteildecke) und bei Bürglen südlich Vitznau (Pilatusteildecke) mit mehr oder weniger Sicherheit feststellen kann. Im Süden dagegen, in den Falten II und III, schiebt sich zwischen den knolligen Kieselkalk und die Hauterivien-Glaukonitbank ein bis 50 m mächtiger Kieselkalkkomplex, der sich durch sein feinkörnigeres Gestein und die geringere Dicke der Kalkbänke (20–30 cm) deutlich vom knolligen Kieselkalk unterscheidet und am ehesten etwa mit dem mittleren Teil des untern Kieselkalks verglichen werden kann.

Ich möchte diesen Rückfall in offenbar bathyale Fazies im Rahmen der zyklischen Sedimentation als den Beginn der Transgressionsphase auffassen; der Zyklengrenzhorizont, der im N die Transgressionsphase repräsentiert, wird nach S gegen das tiefere Meer zu allmählich durch eine kontinuierliche Schichtserie abgelöst (vgl. dazu p. 21, 25, 32 und 100, sowie Figur 3 auf p. 27).

Dünnschliffe.

a) **Schieferiger Kieselkalk** (= unterer Teil des untern Kieselkalks), 2 Schliffe aus Falte II:

Grundmasse: Bräunlich, mit feinen Partikeln von Calcit und kieseliger Substanz.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet, vorherrschend 0,03–0,10 mm, im Mittel 0,05–0,07 mm, maximal 0,16–0,17 mm, etwa 2–5 %.

Calcit: Unbestimmte Schalenreste, selten Echinodermengitter; 0,05–0,20 mm, etwa 5–10 %.

Pyrit: Vereinzelte Würfelchen und Körnchen.

Spongiennadeln: Ziemlich reichlich, schlecht erhalten.

b) **Mittleres Schieferband:** Kein Schliff.

c) **Gestreifter Kieselkalk** (= mittlerer Teil des unteren Kieselkalks), 2 Schliffe aus Falten II und III:

Grundmasse: Wie a.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,05—0,10 mm, im Mittel 0,07—0,08 mm, maximal 0,18—0,20 mm, 2—3 %.

Feldspat: Gelegentlich schlechte Kristalle mit Zwillingslamellen, Dimensionen wie Quarz.

Glaukonit: Vereinzelte Körnchen in jedem Schliff.

Calcit und Spongiennadeln: Wie a.

d) **Knolliger Kieselkalk** (= oberer Teil des unteren Kieselkalks = untere Kieselkalk-Echinodermenbreccie), 5 Schliffe aus den Falten I, II und III:

Grundmasse: Wie a.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,07—0,15 mm, im Mittel 0,10—0,12 mm, maximal 0,22—0,23 mm; 1/2—4 %.

Feldspat und Glaukonit: Wie b.

Calcitische Schalenreste und Echinodermengitter: Ca. 0,05—0,50 mm, 10—30 %.

Spongiennadeln: Wie a.

Textulariden: Verbreitet, nicht sehr häufig.

Sandige Einlagerungen, oben im unteren Kieselkalk, 2 Schliffe aus Falten II und III (Niveau nicht genau fixiert):

Quarzkörner: Vorherrschend 0,08—0,18 mm, im Mittel 0,12 mm, maximal 0,28—0,30 mm; etwa 15 %.

Glaukonit: Korngrösse wie Quarz und etwas mehr; 1—3 %.

e) **Oberste Partie** des unteren Kieselkalk im S, 1 Schliff aus Falte III, 5 m unter der Haute-rivienglaukonitbank:

Ähnlich wie c.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,06—0,10 mm, im Mittel 0,08 mm, maximal 0,17 mm; 2 %.

Fossilien.

Von den mikroskopischen organischen Resten abgesehen, kann der untere Kieselkalk als fast völlig fossilifer gelten. *Chondrites*artige Gebilde im gestreiften Kieselkalk wurden oben erwähnt (p. 19). An der Axenstrasse (nördlich P. 488) fand sich ein *Seeigelfragment* im knolligen Kieselkalk.

Parallelisierung.

Vermutlich beziehen sich unter anderm folgende Literaturangaben auf den knolligen Kieselkalk (= untere Kieselkalk-Echinodermenbreccie):

A. BUXTORF 1910, «in gewissen oberen Lagen (des Kieselkalks) zeigen sich ferner Kieselknollen» (Bürgenstock, 49, p. 26).
L. VONDERSCHMITT 1923, knauerartige Schicht zu Beginn des oberen Drittels des Kieselkalks (= KAUFMANN'S Hornsteinlager, Drusbergdecke im Gebiet der Giswilerklippen) (102, p. 4; 81, p. 28).

A. COAZ (1932, 56, p. 348, pl. 14) hat im unteren Teil des Kieselkalks der Morclesdecke in Hochsavoyen ein Schieferband verfolgt, das möglicherweise dem mittleren Schieferband entspricht.

Mächtigkeit des untern Kieselkalks.

Oberbauenfalte (III): 350—450 m (dazu 60—80 m Kieselkalkschiefer).

Niederbauenfalte (II): 300—350 m (dazu 40—50 m Kieselkalkschiefer).

Seelisbergfalte (I): Mit den Kieselkalkschiefern zusammen gegen 300 m (oder auch mehr: Kieselkalkschiefer nicht sicher erkannt, Liegendes nicht aufgeschlossen).

3. Glaukonitbank und Mergelschiefer.

Über dem untern Kieselkalk liegt eine glaukonitreiche Bank mit *Belemniten*, die jedoch nicht immer deutlich ausgebildet ist. Dann folgen weisslich anwitternde Mergelschiefer mit Kalkbänken, die nach oben mehr oder weniger bald in den obern Kieselkalk übergehen. Die Glaukonitbank entspricht sehr wahrscheinlich K. GOLDSCHMIDS «Schiffflischichten» (1924, 64, p. 138/139) und die hell anwitternden Mergelschiefer dem, was P. BECK «oberes schyniges Band» nennt (1911, 44, p. 15).

Typisches Profil. (Fig. 2.)

Diese Schichten lassen sich besonders in der Oberbauenfalte ausgezeichnet beobachten und verfolgen. Südlich vom Fernital (Runse nördlich P. 2072) und an den südlichen Hängen des Riesetestock ist die Glaukonitbank besonders gut ausgebildet; man findet dort von unten nach oben:

1. unterer Kieselkalk, zuoberst mit starken Schieferlagen, Bänke ca. 20 cm dick;
2. 50 cm Glaukonitbank, auffällig dicke Bank:
 - a) 30—35 cm glaukonitreicher Kieselkalk, zuoberst voll *Belemniten*, dann mit scharfer unebener Grenze;
 - b) 15—20 cm hellgrauer Kalk mit Glaukonit, Oberfläche der Bank oft völlig glatt (Rutschfläche);
3. 5—20 m hellgrauer Mergelschiefer mit Kalkbänken, zuunterst noch Glaukonit; nach oben allmählicher Übergang in
4. obern Kieselkalk, Bänke 5—10 cm.

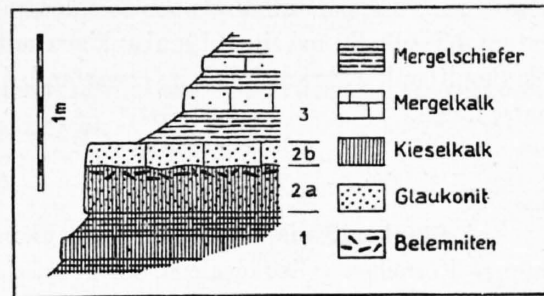


Fig. 2.
Schematisches Profil der Glaukonitbank im Kieselkalk in der Gegend des Riesetestock.

Vorkommen und Ausbildung.

Oberbauenfalte (III): Die oben beschriebene typische Ausbildung findet man von E kommend zuerst beim Vorderjochli (Runse nördlich P. 2072) gut aufgeschlossen. Von da kann man Glaukonitbank und Mergelschiefer fast ununterbrochen gegen W verfolgen, 200 m nördlich an P. 2020 vorbei, dann durch die Südflanke des Riesetestock (etwas über Quote 2100 m) und des Glattegrat.

Auf dem Wildalpeli ist die Glaukonitbank etwas abweichend ausgebildet: Glaukonitischer, sandiger Kalk voll rosa angewitterter Kalkbrocken liegt diskordant auf den Schichtköpfen des untern Kieselkalks. Der Winkel der Diskordanz beträgt schätzungsweise 10—15° und zwar so, dass die Glaukonitbank gegen W oder SW auf ältere Schichten zu liegen kommt.

Weiter im W, an der Haldiplangge, sucht man die sonst auffällige Glaukonitbank vergebens. Die Basis der Mergelschiefer ist etwas glaukonitisch und enthält dunkle, phosphoritische Kalkknollen. Im Haldiwald werden dann die Aufschlüsse schlechter. Den letzten Aufschluss, in dem die Mergelschiefer sicher zu erkennen sind, findet man bei Wallibalm, 100 m westlich von P. 1327.

An einigen Stellen sieht man noch über der Glaukonitbank einige Meter bräunlich anwitterndes, kieselkalkähnliches, aber schon fast dichtes Gestein und dann erst die hell anwitternden Mergelschiefer und Mergelkalke (Ausklingen der Transgressionsphase, vgl. p. 19 und 100).

Die Mächtigkeit der Mergelschiefer beträgt in der Falte III im Mittel 10—15 m.

Niederbauenfalte (II): Der Kieselkalk ist hier bedeutend schlechter aufgeschlossen als in der Oberbauenfalte. Dementsprechend habe ich Glaukonitbank und Mergelschiefer nur an wenigen Stellen aufgefunden. Nördlich von Ängstliboden am Niederbauen (siehe Fossilfundstellen, p. 23) erscheint wieder die zweiteilige Glaukonitbank, mit *Belemniten* und rosa Kalkknollen oben im untern Teil. 70 cm tiefer liegen die Kieselkalkbänke diskordant übereinander. Auch im Graben südlich Bannwald ob Bauen sieht man die Diskordanz, die immer (wie auf dem Wildalpeli) gegen W auf ältere Schichten überzugreifen scheint.

Im westlichen Ausstreichen der Niederbauenfalte bei Wolfenschiessen sind Glaukonitbank und Mergelschiefer nirgends aufgeschlossen; sie verraten jedoch ihre Lage durch die talauswärts ansteigende Felsterrasse auf beiden Talseiten (Ostseite: Von P. 624 gegen das zweite *e* von Wolfenschiessen; Westseite: Köll).

Die Mächtigkeit der Mergelschiefer in der Falte II ist gering, nur wenige Meter; oft heben sie sich überhaupt nicht deutlich vom hangenden Kieselkalk ab.

Seelisbergfalte (I): Das einzige gut aufgeschlossene Profil findet sich am Ostabsturz gegen den Urnersee am Teufelsmünster (siehe Fossilfundstellen). Über der üblichen zweiteiligen Glaukonitbank folgt gleich wieder dünnbankiger oberer Kieselkalk. Die Glaukonitbank ist in dieser relativ nördlichen Fazies unauffällig, aber doch leicht zu finden als Grenzhorizont zwischen dem dickbankigen untern Kieselkalk und dem dünnbankigen untern Teil des obern Kieselkalks. Bei Seelisberg wäre die Glaukonitbank wahrscheinlich zu erwarten bei Rüttelen und Walchig-Triglis-Steckenmatt, doch fehlen Aufschlüsse.

Gesteine.

a) Glaukonitbank, unterer Teil (glaukonitreicher Kieselkalk): Frisch grünlichschwarz mit hellgrünen Körnchen (Glaukocalcit), leicht spätig; Bruch uneben, zäh; Anwitterung braun, meist einige Zentimeter tief eindringend. Quarz und Glaukonit schlierig und fleckig in der Grundmasse verteilt. Bei Behandlung mit Salzsäure bleibt das Gestein ziemlich widerstandsfähig (kieseliges Bindemittel).

b) Glaukonitbank, oberer Teil (glaukonitreicher Mergelkalk): Gestein frisch grau, dicht, ähnlich wie Diphyoideskalk ¹⁾; Bruch muschelig splittrig bis etwas schieferig; Anwitterungsfarbe weisslichgrau, meist etwas rosa gefleckt und mit einem grünlichen Schimmer (Glaukonit). Nach Behandlung mit Salzsäure leicht zwischen den Fingern zu grauem Tonschlamm zu zerreiben, der sich wegen der Glaukonitkörner sandig anfühlt. Oft Pyritwürfel.

c) Mergelschiefer und -kalke («oberes schyniges Band»): Mergelige bis kalkige Schiefer mit härteren Bänken, oft mit Transversalschieferung. Frisch grau, dicht bis feinspätig; Anwitterungsfarbe grau, hell im Vergleich mit Kieselkalk. Nach Behandlung mit Salzsäure lässt sich das Gestein zwischen den Fingern zu schwärzlichem Tonschlamm zerreiben. Der gesamte Gesteinscharakter erinnert sehr an den obern, schieferigen Teil des Diphyoideskalks (s. l.) (= «graue Mergelschiefer») (vgl. BECK 1911, 44, p. 15; SCHNEEBERGER 1927, 97, p. 34).

Dünnschliffe.

a) Glaukonitbank, unterer Teil (glaukonitreicher Kieselkalk, 5 Schliffe aus den Falten II und III): Grundmasse: Braun, darin schlierig verteilt:

Quarzkörner: Eckig bis etwas gerundet; vorherrschend 0,02—0,15 mm, im Mittel um 0,08 mm, maximal 0,26 mm; 10—15 %.

Glaukonit und Calcit: Längliche, gerundete Körner, die entweder nur aus Glaukonit oder aus Glaukonit und Calcit (Glaukocalcit-Körner von ARN. HEIM; vgl. unten p. 100), oder aber nur aus Calcitkristallen zusammengesetzt sind; 0,20—0,70 mm, 20—40 %.

Echinodermengitter: Vereinzelt, bis 0,80 mm.

Pyrit: Feine Körnchen, besonders im Innern der Glaukonitkörner.

b) Glaukonitbank, oberer Teil (heller glaukonitreicher Mergelkalk, 4 Schliffe aus den Falten I und III):

¹⁾ K. GOLDSCHMID stellt wegen dieser Ähnlichkeit seine Schiffflischichten noch ins Valanginien (1927, 65, p. 219/220).

Grundmasse: Hellgrau, dicht, kalkig.

Quarkörner: Meist unregelmässig begrenzt; Korngrösse vorherrschend 0,02—0,07 mm, im Mittel um 0,03 mm, maximal bis 0,22 mm, 1—2 %.

Feldspat: Körner mit groben Kristallumrissen, Zwillingslamellen und Einschlüssen von Grundmasse; bis 0,22 mm, vereinzelt.

Glaukonit: Länglich-rundliche Körner, oft am Rand (seltener im Innern) eingewachsene Calcit-Rhomboeder (Glaukocalcit); 0,10—0,83 mm, 5—10 %.

Organische Reste (alle calcitisch): Vereinzelt finden sich Spongiennadeln, Schalenreste unbestimmter Herkunft, Echinodermengitter, Foraminiferen (darunter *Ammodiscus*), und Bryozoen (?).

c) Mergelschiefer und -kalke («oberes schyniges Band», 2 Schliffe aus Falte III):

Grundmasse: Etwas bräunlich, unruhig, schlierig.

Quarkörner (und wenig Feldspat): Unregelmässig begrenzt; Korngrösse vorherrschend 0,02—0,05 mm, im Mittel 0,03—0,04 mm, maximal 0,10—0,11 mm; weniger als 1 %.

Pyrit: Feine Körner, wenig.

Spongiennadeln: Ziemlich reichlich.

Fossilien.

Die Glaukonitbank ist meist reich an *Belemniten*, die sich jedoch nur schwer herauspräparieren lassen. Daneben findet man nicht selten *Ammoniten*, die aber ausserordentlich schlecht erhalten sind.

Abkürzungen für die Fossilfundstellen:

Vorderjochli = Runse nördlich P. 2072, 196500/681120 bis 196800/681070 (östlich Schwalmis).

Ober Bolgen = Schutthalde 300 m westsüdwestlich P. 2020, ca. 195900/680000 (südlich Schwalmis).

Wildalpel = unter dem d von Wildalpel (nördlich Hohbrisen), 194850/678130.

Ängstliboden = am Weglein von Lauenen (3 km südwestlich Seelisberg) nach Niederbauenalp, ca. 1420 m, 200575/684775.

Teufelsmünster = tiefe Bucht südlich von Girenecken (1 km südlich Rütli), Nordseite der Bucht, unmittelbar neben der Schutthalde, 1 m über Seespiegel, 201570/687650.

a = unterer Teil der Glaukonitbank (Kieselskalk);

b = oberer Teil der Glaukonitbank (Mergelskalk).

Duvalia dilatata (BLAINV.), Ober Bolgen 1 Exemplar (a), Vorderjochli 1 Fragment (a).

Hibolites jaculum (PHIL.) (= *H. subfusiformis* RASPAIL), überall häufig (a), bestimmbare Exemplare vom Vorderjochli (a und b). Nach KILIAN 1915 ¹⁾ ist *Hibolites* MONTFORT durch *Aulacobelus* PAVLOW zu ersetzen, während STOLLEY 1919 ²⁾ *Hibolites* beibehält.

Phylloceras sp., 1 schlechtes Exemplar vom Vorderjochli (a), Durchmesser 65 mm.

Lytoceras? sp., 1 halber Umgang vom Vorderjochli (b), Durchmesser 220 mm, Nabel 35 %, sehr hochmündig (zerdrückt?), Rippen gleichmässig, fein, engstehend, leicht geschwungen.

Crioceras nolani KILIAN (= *Crioceras duvali* D'ORB., non LÉV.), Fragment eines Umgangs vom Vorderjochli (a), Windungshöhe 53 mm, Dicke 28 mm; dazu noch 2 zweifelhafte Fragmente von derselben Stelle (a).

Crioceras sp. div. ind., Vorderjochli (a), Ober Bolgen (a), Wildalpel (a), ? Teufelsmünster (b).

Hamulina? sp., 1 schlechtes Stück, Wildalpel (a).

Ammoniten, völlig unbestimmbar, Vorderjochli (a und b), Ängstliboden (a).

Terebratula sp., Vorderjochli 1 Exemplar (b) und 1 Fragment (a).

Ostrea (?) sp., kleine gerippte Form, 1 Fragment, Ober Bolgen (a).

Der Erhaltungszustand dieser Fossilien ist nicht derart, dass die Bestimmungen als völlig sicher gestellt gelten könnten. Immerhin ist der Hauterivien-Charakter der Fauna unverkennbar.

¹⁾ Faunes paléocrétacées du sud-est de la France, I, Aptien inférieur Montélimar, p. 15.

²⁾ Jahresbericht Niedersächs. Geol. Verein, 11, Hiboliten und Neohiboliten der Lethaea geognostica, p. 2.

Parallelisierung.

In folgenden Literaturangaben glaube ich, die Glaukonitbank und die Mergelschiefer wiederzuerkennen:

Im Westen:

- A. BUXTORF 1906, Glaukonitbank mit zahlreichen *Belemniten* am Klmsenhorn (Niederhornteildecke) (13, p. 32).
 P. BECK 1911, oberes «schyniges Band», Justistal und Hohgant (Niederhornteildecke) (44, p. 15).
 H. STAUFFER 1920, «Gemsättelschicht», Schilthorngruppe (Wildhorndecke) (101, p. 59—60).
 H. MOLLET 1921, Glaukonithorizont mit *Belemniten*, in der Schafmatt-Schimberg-Kette an vier Stellen beobachtet (Niederhornteildecke) (93, p. 8).
 K. GOLDSCHMID 1924, «Schiffelschichten», Morgenberghorn-Schwalmern-Gruppe (Wildhorndecke) (64, p. 138/139).
 W. SCHNEEBERGER 1927, oberes «schyniges Band» und an dessen Basis Glaukonit und zahlreiche *Belemniten*, Justistal (Niederhornteildecke) (97, p. 31).
 A. COAZ 1932, Profil von Pas de Sales, Schicht Nr. 15, Dünnschliff Nr. 50, (Morclesdecke, Haute-Savoie) (56, p. 330, pl. 14).

Im Osten:

- F. J. KAUFMANN 1872 und
 A. BUXTORF 1916, «Seeigelbank des Kleinstöckli» am Vitznauerstock, Pilatusteildecke (82, p. 64, Ziffer 2; 19, p. 13).
 A. BUXTORF 1908/10, glaukonitische Bank oder Zone unter der Echinodermenbreccie, mit *Belemniten* und *Toxaster*; in der Axendecke am Rossstock und an der Axenstrasse. (Mündliche Mitteilung von Prof. A. Buxtorf.)
 A. BUXTORF 1916, fragliche Altmannschichten östlich Gotthard an der Rigihoehfluh, Bürgenstockteildecke (19, p. 25).
 ARN. HEIM 1916, «Sentisianusbank», Säntis (70, p. 401, 406).
 A. OCHSNER 1921, grau-violetter glaukonithaltiger Kalk mit *Belemnites pistilliformis* BLV. am Fluhbrig, Drusbergteildecke (95, p. 19, Ziffer 3). Man vergleiche auch OCHSNER'S Dünnschliffbeschreibung (ibidem).
 J. OBERHOLZER 1933, glaukonitische Bänke mit *Toxaster sentisianus* am Glärnisch in der Axenteildecke und Bächistockteildecke; von OBERHOLZER mit der Sentisianusbank parallelisiert. (Geologie der Glarneralpen, Beiträge, N. F. 28, p. 327 und 335.)

4. Oberer Kieselkalk.

Die hellanwitternden Schiefer und Mergelkalke des «oberen schynigen Bandes» nehmen nach oben allmählich eine dunklere, bräunliche Verwitterungsfarbe an und gehen damit wieder in gewöhnlichen Kieselkalk über. Dieser obere Kieselkalk ist eine äusserst regelmässige Wechsellagerung von Kieselkalkbänken mit dunkeln Schieferzwischenlagen. In der untern Hälfte sind die Kalkbänke 5—10 cm dick, in der obern wachsen sie auf 10—25 cm an, während die Schieferlagen etwas zurücktreten.

Gestein.

Frisch grau bis etwas gelblichgrau, relativ hell, sehr feinspätig bis fast dicht; Bruch uneben, ziemlich splittrig; Anwitterung bräunlich, sandig, doch neigt das Gestein im allgemeinen nur wenig zur Bildung von dicken Verwitterungsrinden.

Dünnschliffe.

(4 Schliffe aus den Falten I bis III.)

Grundmasse: Bräunlich (wie beim unteren Kieselkalk).

Quarzkörnchen (und wenig Feldspat): Eckig oder unregelmässig begrenzt; um 1/2 %, oben teilweise etwas mehr; Korngrösse unten: vorherrschend 0,02—0,07 mm, im Mittel 0,04—0,05 mm, maximal 0,11—0,12 mm; Korngrösse oben: vorherrschend 0,03—0,10 mm, im Mittel 0,05—0,06 mm, maximal 0,18 mm.

Glaukonit: Vereinzelt; besonders oben.

Echinodermenreste: Meist unter 0,10 mm, spärlich.

Spongiennadeln: Massenhaft.

Fossilien.

Nur ein schlecht erhaltener *Belemnit* vom Riesetestock, etwa 40 m über der Glaukonitbank.

Mächtigkeit.

Oberbauenfalte (III): Ca. 130—170 m.

Niederbauenfalte (II): Ca. 100 m.

Seelisbergfalte (I): Ca. 60—80 m.

5. Echinodermenbreccie.

Über dem obern Kieselkalk folgt eine dickbankige Abteilung, die Bänke sind durchschnittlich $\frac{1}{2}$ m dick. Das Gestein ist grobkörnig, teils kieselkalkähnlich, teils mehr oder weniger grobe Echinodermenbreccie. Man kann die untere Grenze an der Stelle ziehen, wo die dicken Bänke beginnen, und annehmen, dass diese Abteilung der Echinodermenbreccie der Alpenrandketten entspricht. Zum Unterschied vom obern Teil des untern Kieselkalks (= knolliger Kieselkalk = untere Kieselkalk-Echinodermenbreccie) könnte man sie als obere Kieselkalk-Echinodermenbreccie bezeichnen.

Gesteine, Vorkommen.

Charakteristisch für diese Abteilung sind grobe, oft glaukonitische Echinodermenbreccien, die grau und ohne Rinde anwittern. Man findet sie nur im N, in der Seelisberg- (I) und Niederbauenfalte (II), während im S, in der Oberbauenfalte (III), die ganze Abteilung aus relativ feinkörnigen Gesteinen besteht. In der Niederbauenfalte (II) scheinen die groben Echinodermenbreccien nie zu oberst zu liegen, im Gegensatz zu den nördlicheren Teildecken (Bürgenstock- und Pilatus-Teildecke, vgl. A. Buxtorf 1910, **49**, p. 26 und pl. II; 1916, **19**, p. 13, 14). Dies ist ganz analog zu den Verhältnissen in der unteren Kieselkalkgruppe, wo sich auch im S zwischen den grobkörnigen knolligen Kieselkalk und die Hauterivien-Glaukonitbank ein relativ feinkörniger Gesteinskomplex einschiebt (vgl. p. 19; ferner die Bemerkung zu den Altmannschichten p. 32).

Die feinkörnigeren Gesteine dieser Abteilung, die manchmal wie Kieselkalk anwittern, erinnern am ehesten an die Gesteine der unteren Echinodermenbreccie (knolliger Kieselkalk); sie unterscheiden sich vom liegenden oberen Kieselkalk durch die dicke Bankung und ihr bedeutend gröberes Korn.

Dünnschliffe.

Oberbauenfalte (III), 8 Schliffe:

Grundmasse: Bräunlich, wie beim Kieselkalk.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet, meist $\frac{1}{2}$ —2 %, maximal 15 %; Korngrösse vorherrschend 0,06—0,15 mm, im Mittel 0,09—0,11 mm, maximal 0,21—0,32 mm.

Feldspat: Körner und Kristalle mit ausgezackten Rändern, Zwillingslamellen und oft mit Einschlüssen von Grundmasse; Dimensionen wie Quarz; vereinzelt.

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, immer vorhanden, maximal 2 %.

Pyrit: Feine Körnchen, zuweilen ziemlich reichlich.

Echinodermengitter und unbestimmbare Schalenreste: Die mittlere Grösse schwankt um 0,1—0,3 mm; meist 50 % und mehr (minimal 20 %).

Spongiennadeln: Fehlen meistens.

Textulariden: Verbreitet, nicht häufig.

Niederbauenfalte (II), 6 Schiffe:

Grundmasse: Meist wie oben; in groben Echinodermenbreccien manchmal aus klarem kristallisiertem Calcit.

Quarzkörner: Wie oben; Korngrösse vorherrschend 0,06—0,15 mm, im Mittel 0,09—0,11 mm, maximal 0,22—0,31 mm; meist $\frac{1}{2}$ —2 %, maximal 20 %.

Feldspat: Wie oben.

Glaukonit: Wie oben; maximal 5 %; zum Teil als pigmentärer Glaukonit in den Echinodermengittern.

Schalenreste: Meist Echinodermengitter, daneben Bryozoen- und Lamellibranchierfragmente; mittlere Grösse von 0,1—2,0 mm; mindestens 20 %, meist über 50 %.

Pyrit, Spongiennadeln und Textulariden: Wie oben.

Aus dieser Gegenüberstellung ist ersichtlich, dass zwar die Echinodermentrümmer im N bedeutend grösser sein können als im S, dass aber an der Quarzkorngrösse kein Unterschied zu erkennen ist. Es ergibt sich daraus, dass man beim Studium der vertikalen Veränderungen der Quarzkorngrösse die Veränderungen in horizontaler Richtung im Untersuchungsgebiet vernachlässigen kann, da sie hier offenbar zu gering sind, um mit den angewandten Methoden überhaupt festgestellt werden zu können.

Fossilien.

Makrofossilien sind selten, immerhin bedeutend häufiger als im untern und obern Kieselkalk. *Toxaster sp. ind.*, sehr verbreitet; Ängstliboden am Niederbauen, mehrere Exemplare; Riesetestock-nordhang, Brisennordhang, alle aus Schutt.

Exogyra sp. ind., Steinalp, nördlich P. 2003, mittlerer Teil der Echinodermenbreccie.

Ostrea, Vorderjochli, 1—2 m unter den Altmannschichten.

Mächtigkeiten der Echinodermenbreccie.

Oberbauenfalte (III): Ca. 60—80 m.

Niederbauenfalte (II): Ca. 40—50 m.

Seelisbergfalte (I): Ca. 20—30 m.

Bemerkungen zum Kieselkalk.

Der Kieselkalk beginnt mit schieferigen Schichten von fast dichtem, terrigenem Gestein; nach oben stellen sich nach und nach dickere Bänke ein, das Gestein wird schliesslich zu einer feinen Echinodermenbreccie. Plötzlich wird die einheitliche Serie durch eine fossilführende Glaukonitbank unterbrochen, um sich dann noch einmal ganz analog zu wiederholen. Das ist die in der helvetischen Kreide wohlbekannte Erscheinung der zyklischen Sedimentation. Bemerkenswert ist einzig, dass durch den gesamten Kieselkalk der Gesteinscharakter sehr ähnlich bleibt, und das ist auch der Grund, weshalb dem Kieselkalk bisher verhältnismässig wenig Aufmerksamkeit geschenkt worden ist.

In Figur 3 sind die vertikalen Veränderungen der Quarzkorngrösse im Kieselkalk zusammengestellt. Es ist offensichtlich, dass die Kurven der zyklischen Gliederung entsprechen. Zur Konstruktion der Figur 3 wurden 54 Dünnschliffe verwendet. Da die Gesteinsproben jedoch ursprünglich nicht unter diesem Gesichtspunkt gesammelt wurden, kann die Darstellung in gewissen Einzelheiten durch weitere Untersuchungen vielleicht noch etwas modifiziert werden; das Gesamtbild dürfte sich jedoch dabei kaum verändern.

Es liegt nun sehr nahe, anzunehmen, dass diese Zweiteilung des Kieselkalks in zwei Sedimentationszyklen keine lokale Erscheinung ist, sondern dass sie möglicherweise für das gesamte helvetische Faziesgebiet gilt, ohne damit sagen zu wollen, dass sie auch überall nachweisbar

sein muss. Dass einzelne charakteristische Horizonte des Kieselkalks weitherum wiedererkannt werden können, glaube ich hinreichend belegt zu haben. Dazu ist auch noch zu erwähnen, dass im ultrahelvetischen Gebiet (Préalpes externes), nach den Arbeiten von E. GAGNEBIN (1924, 61), ARN. HEIM (1920, 73) und O. BÜCHI (Préalpes externes zwischen Valsainte und Bulle, Dissertation Zürich, Bonn 1923) zu schliessen, ebenfalls eine deutliche Zweiteilung des Hauterivien besteht.

Ich halte es somit für wahrscheinlich, dass die Glaukonitbank im Kieselkalk (Schiffelschichten) überall lithologisch-stratigraphisch der gleiche Horizont ist. Man kann noch weiter gehen und annehmen, dass die Glaukonitbank überall (wenigstens annähernd) gleich alt sei, wie dies ja für die ganz analogen Altmannschichten (unteres Barrémien) allgemein angenommen wird.

Die genaue Fixierung des Alters der Glaukonitbank ist noch nicht geglückt. Ich bin jedoch überzeugt, dass es in Zukunft noch gelingen wird, an andern Orten bestimmbar Ammonitenfaunen aus der Glaukonitbank zu gewinnen. Es ist wohl kein Zufall, dass man in den Fossilisten der älteren Autoren immer wieder auf typische Hauterivienammoniten stösst. Ich wäre geneigt, diese Ammoniten, wenigstens zum Teil, aus der zu wenig beachteten Glaukonitbank im Kieselkalk herzuleiten.

So erwähnt STUTZ (1883, 5, p. 462) von der Axenstrasse nahe südlich Brunnen eine Anzahl Hauterivienammoniten (darunter *Crioceras duvali*), die beim Bau der Gotthardbahn gefunden wurden. ARBENZ (1905, 11, p. 14/15) stellt das Vorkommen unter Vorbehalt in die Altmannschichten. Da aber etwa beim Bahnwärterhäuschen bei P. 254 die Hauterivienglaukonitbank zu erwarten ist, und da die Beschreibung von STUTZ auf diese Stelle passt, darf man wohl annehmen, dass die Ammoniten aus dieser Bank stammen.

Ich denke in diesem Zusammenhang aber auch an die altbekannten Ammonitenfaunen des Justistals. Der von F. J. KAUFMANN 1886 und P. BECK 1911 erwähnte Fundort «Sulzi» im Justistal liegt nach der übereinstimmenden Darstellung beider Autoren oben im Kieselkalk (KAUFMANN, 83, p. 259, Tafel XII, 7; BECK, 44, p. 12, Tafeln I und III), was KAUFMANN auch ausdrücklich betont (83, p. 529), während BECK die Fossiliste von Sulzi bei den *Crioceras*schiefern (= Schiefer der Kieselkalkbasis) unterbringt (44, p. 12) ¹⁾. Aus den BECKschen Fossilisten lassen sich keine weiteren Schlüsse ziehen, da sich bei der Durchsicht leider herausstellt, dass sie nicht wohl zuverlässig sein können, enthalten sie doch sogar Albiensammoniten. Eine Revision des Fossilinhalts der einzelnen Schichten an Ort und Stelle würde sicher wertvolle Resultate zeitigen. Auf alle Fälle steht heute schon fest, dass im Justistal die Glaukonitbank im Kieselkalk vorhanden ist (SCHNEEBERGER, 97, p. 31) und dass andrer-

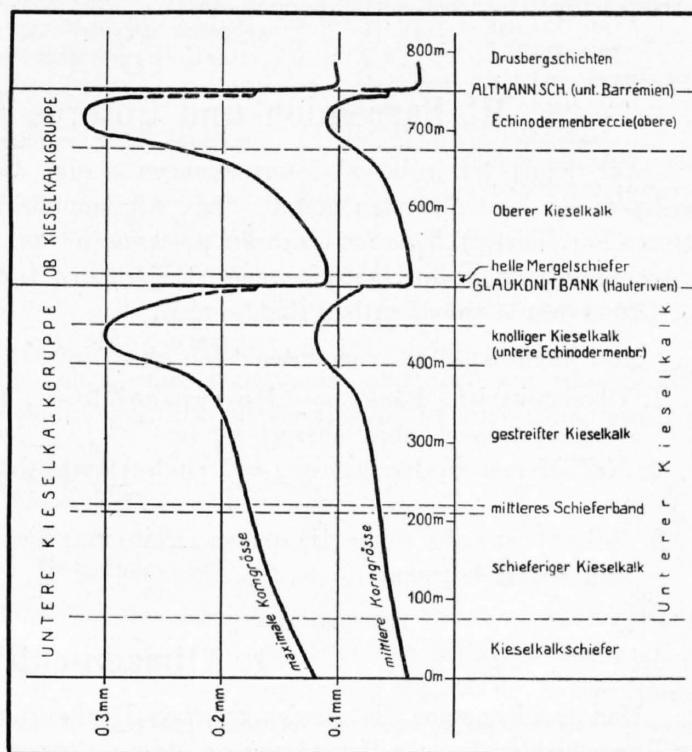


Fig. 3.

Grösse der Quarzkörner im Kieselkalk (Hauterivien).

¹⁾ Es werden in der Gegend von Sulzi offenbar auch in der «Diphyoidesalkbank» (= Gensmättelschicht = Valanginienglaukonitbank) Ammoniten gefunden (vgl. BAUMBERGER 1923, 42, p. 309—311). Es ist hier ausschliesslich von der durch KAUFMANN und BECK (loc. cit.) angegebenen Fundstelle Sulzi die Rede.

seits im Justistal bestimmbare Hauterivienammoniten zu finden sind, die sehr wohl aus der Glaukonitbank stammen könnten.

Zum Schluss könnte man noch folgende Überlegungen anstellen: Es scheint, dass die Glaukonitbank im E (Fluhbrig) hoch oben im Kieselkalk liegt, dass sie dagegen im W (Justistal, Morgenberghorn-Schwalmen-Gruppe) in die Mitte oder noch tiefer herunterrückt. Misst man der im Untersuchungsgebiet stellenweise beobachteten Diskordanz unter der Glaukonitbank regionale Bedeutung bei, so müsste sie den gleichen Effekt haben. Eine andere Erklärung liegt jedoch viel näher, dass nämlich die bedeutenden Mächtigkeitschwankungen (senkrecht zum Streichen) und auch die isopische Richtung in der untern Kieselkalkgruppe einerseits und in der obern andererseits nicht genau miteinander korrespondieren, was ja leicht möglich ist.

III. Barrémien und unteres Aptien (Bedoulien).

Auf Grund der früheren Untersuchungen werden die Ablagerungen, von denen hier die Rede ist, zu diesen beiden Stufen gestellt. Die Altmannschichten enthalten eine Ammonitenfauna des unteren Barrémien ¹⁾, Zone der *Pulchellia pulchella* (D'ORB.) und des *Holcodiscus caillaudianus* (D'ORB.). Das Alter der andern hier beschriebenen Ablagerungen konnte im helvetischen Gebiet vorläufig nicht auf Grund von Ammoniten bestätigt werden.

Man kann einteilen (von unten nach oben) in:

1. Glaukonitreiche Bänke = Altmannschichten, mit dem Liegenden durch Wechsellagerung verknüpft, nach oben übergehend in
2. Kalk-Mergel-Wechsellagerung = Drusbergschichten, mehr oder weniger deutlich abtrennbar von
3. Schrattenkalk (ohne die oberen Orbitolinaschichten), nach oben immer deutlich und meist sehr scharf begrenzt.

1. Altmannschichten.

Man bezeichnet so die glaukonitreichen Bänke, die an der Grenze zwischen Kieselkalk und Drusbergschichten liegen. Man nimmt an, dass sie überall dem untern Barrémien angehören, da an vielen Orten einzelne für diese Stufe bezeichnende Ammoniten gefunden worden sind.

Vorkommen und Ausbildung.

Die Altmannschichten sind durch ihre Lage zwischen Kieselkalk (Echinodermenbreccie) und Drusbergschichten immer leicht zu finden und an ihrem hohen Glaukonitgehalt leicht zu erkennen; sie stellen somit einen ausgezeichneten Leithorizont dar, der höchstens mit der Glaukonitbank im Kieselkalk (Schifflichichten) verwechselt werden könnte. Sie scheinen im Untersuchungsgebiet durchgehend vorhanden zu sein (entgegen den Angaben, die zum Teil über weiter westlich gelegene Gebiete gemacht werden), wenn sie auch sehr oft durch Schutt bedeckt sind.

In der Seelisbergfalte (I) existiert kein zugänglicher Aufschluss von Altmannschichten. In den Felswänden beim Gireneck (Schwendifluh) südlich vom Rütli erkennt man sie von weitem als dunkles Band.

In der Niederbauenfalte (II) ist am Nordhang des Niederbauen bei Ängstliboden ein Profil aufgeschlossen, das die Verhältnisse gut illustriert. Es findet sich im zweiten trockenen Bachgraben

¹⁾ Im Anschluss an KILIAN und die meisten Schweizer Autoren ist hier unter Barrémien nur die Zone der *Pulchellia pulchella* (D'ORB.) und des *Holcodiscus caillaudianus* (D'ORB.) und die Zone des *Macroscaphites yvoni* (PUZ.) und des *Heteroceras astierianum* (D'ORB.) verstanden, im Gegensatz zu HAUG, der noch die Zone der *Subsanyella sayni* (PAQUIER) und die Zone der *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) zum Barrémien rechnet (= oberer Teil des Hauterivien nach KILIAN).

westlich Ängstliboden, ungefähr 1465 m hoch (200375/684425). Man beobachtet dort von unten nach oben (siehe Figur 4):

1. dickbankiger, bräunlichgrauer, feinspätiger Kalk = Kieselkalk-Echinodermenbreccie, ca. 35 m aufgeschlossen; im unteren Teil einzelne grob-spätige Partien, die obersten 10 m frei davon. Die obersten 10 cm sind ziemlich reich an fein verteiltem Pyrit.
2. 35 cm grauer mergeliger Kalk voll Glaukonit. Der Glaukonit beginnt unten an einer scharfen, etwas unebenen Grenze und nimmt nach oben langsam ab.
3. 30 cm leicht spätiger grauer Kalk mit wenig Glaukonit.
4. 25 cm feinspätiger grauer Kalk, ohne Glaukonit. Nach Gestein und Dünnchliff ist diese Bank noch Kieselkalk. Scharfe Grenze, dann:
5. 105 cm grünlichschwarzer, etwas spätiger Kalk voll Glaukonit, unterste 25 cm etwas schieferig, obere 80 cm massig mit kopfgrossen glaukonit-freien Partien;
6. 8 cm schieferige Lage, glaukonitreich;
7. 35 cm grauer Mergelkalk, der Glaukonitgehalt nimmt nach oben rasch ab, verkieselte *Belemniten*;
8. Mergelschiefer mit einzelnen härteren kalkigen Lagen. Wenig Glaukonit, der nach ca. 60 cm ganz verschwindet.

Die Dünnchliffe zu diesem Profil sind weiter unten zusammengestellt (p. 30).

In andern Teilen der Niederbauenfalte und in der Oberbauenfalte (III) sind die Altmannschichten mit kleinen Variationen, aber doch sehr ähnlich ausgebildet. Oft treten 3—4 glaukonitreiche Bänke auf. Die untere Grenze ist auch nicht immer so deutlich wie im Profil von Ängstliboden.

Die Mächtigkeit schwankt etwa von 2—4 m.

Gesteine.

a) **Grünsandbänke** (unterer und mittlerer Teil der Altmannschichten): Dieses charakteristische Gestein ist ein kalkiger, sehr glaukonitreicher Grünsand (Glaukonitit) mit geringem Quarzgehalt. Frisch grünlichschwarz, oft schlierig, zum Teil etwas spätig; Anwitterung sandig, braun wie Kieselkalk oder auch grün. Enthält oft verkieselte *Belemniten* und mehr oder weniger phosphoritische *Ammoniten*reste. In seinem ganzen Habitus gleicht das Gestein sehr dem untern Teil der Glaukonitbank im Kieselkalk («Schiffschichten»).

b) **Glaukonitischer Mergelkalk** (oberster Teil der Altmannschichten): Dichter, ziemlich hellgrauer Mergelkalk mit wenig, oft unregelmässig verteiltem Glaukonit; Bruch muschelrig; Anwitterung hellgrau bis leicht bräunlich. Zuweilen nussgrosse Pyrit- oder Markasitkonkretionen. Dieses Gestein ist dem obern Teil der Glaukonitbank im Kieselkalk («Schiffschichten») zu vergleichen.

Dünnchliffe.

a) **Grünsandbänke** (unterer und mittlerer Teil der Altmannschichten, 4 Schliffe):

Grundmasse: Braun.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet, meist 0,02—0,15 mm, maximal 0,32 mm, 1—10 %.

Glaukonitkörner: Meist rundlich, häufig mit eingewachsenen Calcit rhomboedern (Glaukocalcit), 0,05—0,50 mm, maximal 1,0 mm, 20—80 %.

Calcitische Schalenreste (vorwiegend Echinodermengitter): 0,05—0,20 mm (und grösser), 2—50 %.

Foraminiferenreste: Selten.

Phosphorit: Vereinzelte Körner, bis 0,4 mm.

? Ankerit: In der Grundmasse eingewachsene Rhomboeder, bis 0,05 mm, bis 2 %.

Pyrit: In feinen Körnchen, oft reichlich.

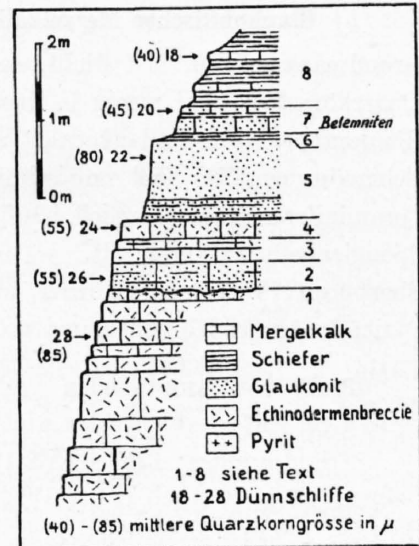


Fig. 4.
Profil der Altmannschichten bei
Ängstliboden (Niederbauen).

b) Glaukonitischer Mergelkalk (oberster Teil der Altmannschichten, 3 Schliffe):

Grundmasse: Grau, fast dicht, calcitisch.

Quarzkörnchen (und wenig Feldspat): Meist 0,01—0,05 mm, maximal 0,15 mm, bis 1 %.

Glaukonit (teilweise Glaukocalcit): 0,05—0,50 mm, meist 0,10—0,20 mm, 1—5 %.

Echinodermengitter und unbestimmte Schalenreste: 0,02—0,20 mm (und grösser), um 5 %.

Foraminiferenreste: Ziemlich häufig, darunter *Ammodiscus*.

Spongiennadeln: Vereinzelt.

Phosphorit: Vereinzelte Körner, um 0,1 mm.

Pyrit: In feinen Körnchen und grösseren Aggregaten, ziemlich reichlich.

Profil von Ängstliboden (vgl. Tabelle): Die folgende Zusammenstellung orientiert über die vertikalen Veränderungen der wichtigsten Gesteinskomponenten im Profil der Altmannschichten.

Erläuterungen: Für Schliff 18—28 vergleiche Figur 4; Schliff 142 stammt von oberhalb Ober Bolgen, 300 m westlich Hütte 1973 (südlich Schwalmis), Schliff 394 vom Steinalperjochli (nordöstlich Brisen). Bei den Meterangaben links in der Tabelle entspricht 3,00 m der Untergrenze der Altmannschichten; etwa bei 6,00 m kann man den Übergang in die Drusbergsschichten ansetzen. Scharfe Grenzen (Diskontinuitäten) sind durch Wellenlinien (~~~~) angedeutet.

Nummern der Schliffe	Laufende Meter	Quarzkörner				Glaukonit und «Glaukocalcit»				Calcitische Schalenrümmer (meist Echinodermengitter)		
		Vorherrscher Durchmesser	Mittlerer Durchmesser	Grösster beobachteter Durchmesser	Anteil am Gestein	Beobachtete Dimensionen	Mittlerer Durchmesser	Anteil am Gestein	Glaukocalcit-Körner	Beobachtete Dimensionen	Mittlerer Durchmesser	Anteil am Gestein
Nr.	m	mm	mm	mm	%	mm	mm	%		mm	mm	%
394	9,00	0,01—0,05	0,03	0,10	1	0,02—0,09	0,04	0,01	—	0,01—0,30	0,05	5
18	6,00	0,02—0,05	0,04	0,15	1/4	0,02—0,20	0,05	1	—	0,02—0,55	0,10	2
20	5,30	0,02—0,05	0,045	0,18	1	0,05—0,45	0,15	10	wenig	0,03—1,00	0,15	5
22	4,70	0,03—0,18	0,08	0,32	1	0,05—0,50	0,25	80	vorherrschend	schlecht erkennbar	wenig	
24	3,80	0,03—0,08	0,055	0,17	2	0,02—0,15	0,05	0,25	—	0,03—0,40	0,10	15
26	3,15	0,02—0,09	0,055	0,20	5	0,05—1,00	0,30	40	wenig	0,03—1,80	0,15	5
28	2,40	0,04—0,15	0,085	0,23	2	0,05—0,40	0,15	1	—	0,04—0,80	0,20	40
142	0	0,05—0,15	0,09	0,26	10	0,03—0,17	0,09	0,1	—	0,05—0,50	0,20	40

Fossilien.

a) Unterer bis mittlerer Teil der Altmannschichten (Grünsandbänke): Der untere Teil scheint fossil-leer zu sein. Die folgenden meist phosphoritischen Fossilien aus glaukonitreichem Gestein dürften alle aus dem mittleren Teil der Altmannschichten stammen. Das Gestein entspricht dem Dünnschliff 22 von Ängstliboden.

Fossilfundstellen:

R = Riesetestock, Nordabdachung des Gipfels (P. 2295).

G = Glattegrat (westlich Riesetestock), Nordseite, verschiedene Stellen, um 2150 m hoch.

1. *Mesohibolites minaret* (RASP.), häufig; R, G und andere Stellen.
2. *Nautilus sp. ind.* (cf. *neocomiensis* D'ORB.), sehr schlecht erhalten; R 1 Exemplar, G 2 Exemplare.
3. *Lytoceraidae*, unbestimmbar, R, G.
4. *Barremites sp. div. indet.*, R, G.

5. Andere *Desmoceratidae*, unbestimmbar, R, G.
6. *Holcodiscus fallax* (Coq.), 1 halber Umgang, R.
7. *Holcodiscus perezianus* (D'ORB.), UHLIG, 1 Exemplar, R.
8. *Ancyloceras?* sp. ind., R, G, je 1 Fragment mit Umbiegung.
9. *Ostrea* (?) sp. ind., grosse Austern, vereinzelt; G, und Zelgligraben 1315 m hoch.
10. *Pleurotomaria* sp. ind., R, G, je 1 kleines Exemplar.
11. *Terebratulina moutoniana* D'ORB., 1 schlechtes Exemplar, R.
12. *Toxaster* (*Miotoxaster*) *ricordeanus* (COTTEAU), ziemlich gut erhaltene Steinkerne; R, G, je 1 Exemplar.

b) **Oberster Teil der Altmannschichten** (glaukonitärer Mergelkalk). Dieser Teil ist im allgemeinen nicht gut aufgeschlossen. Am Nordhang des Glattegrat bildet er jedoch grosse Schichtplatten, die mir eine ziemlich reiche Ausbeute lieferten. Die Fundstelle liegt ca. 2120—2130 m hoch, Koordinaten 195650/678500 bis 195700/678600 (siehe Vierwaldstätterseekarte, 28). Sie wurde von G. NIETHAMMER entdeckt. Das Niveau entspricht den Dünnschliffen 18 bis 20 von Ängstliboden.

Ein analoges Vorkommen findet sich am Haldigrat (westlich Brisen, nordwestlich P. 2080, beim g von Haldigrat). Auf einer Schichtplatte sieht man dort riesige Ammoniten (bis 70 cm), die — wenigstens zum Teil — zu *Paraspticerias* gehören.

Fauna des Glattegrat:

1. Knochenfragment.
2. Fischzähne, ziemlich häufig.
- B↑ 3. *Duvalia grasiana* (DUVAL), 2 Exemplare ¹⁾.
- B↑ 4. *Mesohibolites minaret* (RASPAIL), massenhaft.
- W 5. *Mesohibolites gladiiformis* (UHLIG), 1 Exemplar.
- (↑) 6. *Mesohibolites* cf. *carpathicus* (UHLIG), 1 Exemplar.
- (↓) 7. *Nautilus* sp. ind. (cf. *neocomiensis* D'ORB.), 1 Fragment.
- ↓ 8. *Phylloceras thetys* (D'ORB.), 1 sehr schönes Exemplar und 1 Fragment.
- B 9. *Lytoceras anisoptychum* UHLIG, 1 halber Umgang.
10. *Lytoceratidae*, unbestimmbar, ziemlich häufig.
- B* 11. *Barremites difficilis* (D'ORB.), 1 sehr schönes Exemplar.
- B* 12. *Barremites psilotatus* (UHLIG), 1 gutes Exemplar.
- (B) 13. *Barremites* sp. div. indet., sehr häufig.
- B* 14. *Holcodiscus caillaudianus* (D'ORB.), UHLIG, 3 Exemplare.
- B* 15. *Holcodiscus seunesi* KILIAN, 1 halber Umgang.
- (B*) 16. *Holcodiscus* cf. *gastaldianus* (D'ORB.), UHLIG, 2 oder 3 schlechte Exemplare.
- B* 17. *Holcodiscus fallax* (COQUAND), 2 gute und 2 schlechte Exemplare.
- B* 18. *Holcodiscus perezianus* (D'ORB.), UHLIG, 1 gutes Exemplar.
- B 19. *Holcodiscus ziczac* KARAKASCH, 2 schlechte Exemplare und 3 gute Fragmente, nicht über 25 mm Durchmesser.
- B(*) 20. *Paraspticerias* cf. *guerinianum* (D'ORB.), (UHLIG), 2 kleine Exemplare, die nicht ganz miteinander übereinstimmen.
- B* 21. *Pulchellia didayana* (D'ORB.), 1 etwas zerdrücktes Exemplar.
- B↑* 22. *Crioceras* (*Acrioceras* HYATT) *dissimile* (D'ORB.), 2 gute Exemplare.
23. *Hamulina* cf. *distans* HOHENEGGER, 1 Exemplar.
24. *Pecten* sp. div., 2 schlechte Fragmente.
- ↓↑ 25. *Terebratulina moutoniana* D'ORB., häufig, meist zerdrückt.
- ↓↑* 26. *Rhynchonella lineolata* PHILIPPS (= *Rh. dollfussi* KILIAN), 1 gutes Exemplar.
- (↓) 27. *Toxaster* sp., ziemlich häufig, immer zerdrückt; soweit erkennbar gute Übereinstimmung mit *Toxaster* (*Miotoxaster*) *ricordeanus* (COTTEAU).

¹⁾ Eines davon gefunden von W. BRÜCKNER, cand. geol., Basel.

Dies dürfte wohl eine der besten Faunen sein, die bis jetzt aus dem Barrémien der helvetischen Decken bekannt geworden sind. Alle angeführten Formen kommen auch anderwärts im Barrémien vor. Angabe der vertikalen Verbreitung:

B = charakteristisch für Barrémien	} nach den Angaben von KILIAN 1910 (85).
* = charakteristisch für unteres Barrémien	
↑ = Vorkommen auch höher als Barrémien	
↓ = Vorkommen auch tiefer als Barrémien	
W = Wernsdorfschichten (Barrémien der Karpathen) nach UHLIG.	

Von den 10 sicher bestimmten Ammonitenspecies sind 8 charakteristisch für unteres Barrémien (Zone des *Holcodiscus caillaudianus* und der *Pulchellia pulchella*).

Die Fauna vom Glattegrat zeigt eine bemerkenswerte Übereinstimmung mit der Fauna von Combe-Petite (Montagne de Lure, siehe KILIAN 1888, 84, p. 225—235). Man kann deshalb daran denken, dass die Fauna des Glattegrat dem Niveau der Fauna von Combe-Petite angehört, die nach den Angaben von KILIAN im oberen Teil des unteren Barrémien liegt (KILIAN 1910, 85, Tabelle p. 278). Immerhin kann man sich fragen, ob eine derartige Parallelisierung heute statthaft ist, um so mehr, als unsere Kenntnis der Fauna der Altmannschichten immer noch sehr unvollkommen ist; es finden sich nämlich unter unserem Material vom Glattegrat noch eine Reihe von Ammonitenformen, die wegen ihrer schlechten Erhaltung unbestimmbar sind, unter denen aber noch verschiedene weitere Genera und Species vertreten sein dürften.

Zusammenfassung: Der obere Teil der Altmannschichten enthält am Glattegrat eine reine und einwandfreie Unter-Barrémien-Fauna. Ein Altersunterschied zwischen den Faunen aus verschiedenen Niveaux der Altmannschichten konnte nicht konstatiert werden (vgl. hiezu p. 100).

Die Fauna der Altmannschichten ändert ihren Charakter von unten nach oben. *Austern* findet man ausschliesslich im unteren bis mittleren Teil (vgl. obere Kieselkalk-Echinodermenbreccie, p. 26). Oben folgt eine fast reine Cephalopodenfauna von vorwiegend bathyalem¹⁾ Charakter, deren Zusammensetzung mit der klassischen Fauna der «fosse vocontienne» ganz erstaunlich übereinstimmt.

Bemerkung.

Die Altmannschichten entsprechen der Senkungsperiode (Transgressionsphase) zwischen dem Sedimentationszyklus (Emersionszyklus) der oberen Kieselkalkgruppe (unten) und dem Sedimentationszyklus (Emersionszyklus) der Drusbergschichten (oben). Im Profil von Ängstliboden (Figur 4, p. 29) muss schon die untere Diskontinuität (zwischen 1 und 2 der Figur 4) einer Vertiefung des Meeres entsprechen (vgl. die Grösse der Quarzkörner, Figur 4 und Tabelle p. 30); aber erst über der oberen Diskontinuität (zwischen 4 und 5 der Figur 4) setzt die eigentliche Altmannschicht mit phosphorischen Ammoniten ein.

Ganz analoge Verhältnisse hat A. BUXTORF im Profil Kriesloch-Klimsenhorn am Pilatus beobachtet (Geologischer Führer der Schweiz 1934, Exkursion 43): Zwischen der grobspätigen Kieselkalk-Echinodermenbreccie und den glaukonitischen Kalken der Altmannschicht liegen dort etwa 3½ m glaukonitischer Kieselkalk mit *Toxaster*, nach unten und oben scharf begrenzt. Zweifellos handelt es sich am Pilatus und bei Ängstliboden um dieselbe Erscheinung; ob allerdings die 3½ m Kieselkalk am Pilatus tatsächlich dieselbe und gleichaltrige Schicht sind wie die Nummern 2 bis 4 des Profils von Ängstliboden, oder ob die Verhältnisse komplizierter liegen, möchte ich mangels genügender Grundlagen nicht entscheiden. (Man vergleiche hiezu auch die Verhältnisse in der oberen Kieselkalk-Echinodermenbreccie, p. 25, und zuoberst im unteren Kieselkalk, p. 19; ferner p. 100.)

¹⁾ Nach KILIAN 1910 (85, p. 278) sind bezeichnend für die bathyale Schlammfazies unter anderem: *Lytoceras anisoptychum*, *Barremites difficilis*, *Barremites psilotatus*, *Holcodiscus fallax*, *Holcodiscus seunesi*.

2. Drusbergsschichten.

Die Drusbergsschichten kann man definieren als mergelige Kalke und Schiefer zwischen Altmansschichten (unten) und Schrattenkalk (oben). Die Mergelfazies des Schrattenkalks, die einzelne Autoren noch zu den Drusbergsschichten rechnen, ist hier mit dem Schrattenkalk behandelt. Im Untersuchungsgebiet kann man unterscheiden (von unten nach oben):

- a) schieferige Basisschichten, allmählich übergehend in die
- b) Hauptmasse der Drusbergsschichten, Wechsellagerung von Kalk und Schiefer. Die obersten Bänke kann man mit F. J. KAUFMANN 1867 (81, p. 95) als
- c) Grenzschiefer unterscheiden.

Die Abgrenzung nach unten, gegen die Altmansschichten, ist unbestimmt; praktisch kann man die Drusbergsschichten dort beginnen lassen, wo der Glaukonit der Altmansschichten verschwindet. Die obere Grenze, gegen den Schrattenkalk, ist meist deutlich: über der obersten dicken Schieferlage beginnt der massige Schrattenkalk. Im südwestlichsten Teil des Gebiets, wo die Vermergelung des Schrattenkalks beginnt, ist man im Gelände allerdings oft völlig im unklaren, wo die Grenze zu legen sei.

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Nur in den unzugänglichen Felswänden der Schwendifluch südlich vom Rütli ist das ganze Profil der Drusbergsschichten aufgeschlossen. Am Zingelberg und Stützberg westlich Seelisberg sieht man nur ihren oberen Teil ¹⁾. Unterhalb Känzeli ist im obersten Schieferband *Toxaster collegnii* häufig. Mächtigkeit: Ca. 100—110 m.

Niederbauen- und Oberbauenfalte (II und III): Über den Altmansschichten folgen zunächst meist einige Mergelkalkbänke und dann etwa 10 m weiche Schiefer (vgl. A. BUXTORF, 1910, 49, p. 27 und Tafel II), die als breites Grasband auffallen. Alle Passübergänge über den Hauptkamm des Untersuchungsgebietes benützen diese Schichten (Vorderjochli, Hinterjochli, Steinalperjochli).

Über diesen schieferigen Basisschichten folgt eine mehr oder weniger regelmässige Wechsellagerung von mergeligen, oft knolligen Kalkbänken und schieferigen Schichten. Die Dicke der Kalkbänke ist ziemlich variabel, meist etwa $\frac{1}{2}$ —1 m, kann aber auch mehrere Meter erreichen, besonders im oberen Teil. Unten überwiegen die Schiefer, oben die Kalkbänke.

Die obersten, dicken Kalkbänke enthalten oft Kieselknollen und sind relativ reich an organischen Resten. Verkieselte *Exogyren* findet man vereinzelt auch noch in der Oberbauenfalte. An einer Stelle im Fernital führt der obere Teil der obersten Drusbergkalkbank etwas Glaukonit, daneben auch reichlich Pyrit und schlechte Fossilreste (siehe p. 35). Dieselbe Bank findet sich auch oberhalb Vorder Bauberg wieder, nur ist dort der Glaukonit makroskopisch kaum erkennbar. Man möchte annehmen, dass es sich um dieselbe Bank handelt, die ARN. HEIM 1916 vom Kopf in der Alviergruppe erwähnt (70, p. 389 und Figur 105). KAUFMANN hat übrigens schon 1867 in seinen Grenzschiefer am Pilatus Glaukonit beobachtet (81, p. 96).

Mächtigkeit: Falte II ca. 110—120 m, Falte III ca. 130—140 m.

Gesteine.

a) **Schieferige Basisschichten:** Vorwiegend hellgraue feine Mergelschiefer und untergeordnet Kalkbänke, die sich von gewöhnlichen Drusbergsschichten durch ihre hellere Farbe und feineres Korn unterscheiden. Pyritkonkretionen ziemlich häufig.

¹⁾ Die Darstellung von G. NIETHAMMER auf der Rigihochnfluhkarte (27) und der Vierwaldstätterseekarte (28) ist hier unrichtig. Der grosse Komplex westlich der Kirche von Seelisberg bis gegen Triglis besteht aus oberem Kieselkalk und Echinodermenbreccie, nicht aus Drusbergsschichten.

b) Hauptteil der Drusbergschichten: Das Gestein der Kalkbänke ist frisch grau bis dunkelgrau, etwas spätig; Bruch uneben muschelig, etwas rau; Anwitterungsfarbe hell gelblichgrau.

c) Oberste Bänke (Grenzschichten): Gestein wie *b*, aber eher grobkörniger und oft auch heller grau. Kieselknollen sind besonders in der Oberbauenfalte (III) in diesem Niveau sehr verbreitet, kommen aber auch schon in tieferen (und in höheren) Lagen vor.

Dünnschliffe.

a) Schieferige Basisschichten (2 Schliffe, Schiefer und Kalk):

Grundmasse: Fast dicht, calcitisch, bräunlichgrau.

Quarzkörnchen: Eckig oder schlecht gerundet;

Feldspat: Kristalle, oft mit zackigem Rand, mit Zwillingslamellen, zum Teil mit Einschlüssen von Grundmasse; Quarz und Feldspat zusammen 0,02—0,10 mm, ca. 1/2 %, mehr Feldspat als Quarz. Unbestimmte calcitische Schalenreste: Ca. 5 %, meist kleiner als 0,05 mm, vereinzelt aber auch bedeutend grössere Schalenreste und Echinodermengitter.

Spongiennadeln: Wenig.

Radiolarien: Ganz vereinzelt.

Pyrit: Körnchen um 0,01 mm, ziemlich reichlich.

Das Schliffbild erinnert sehr an die grauen Mergelschiefer über dem Diphyoideskalk (Schiefer der Kieselkalkbasis) und auch an die Mergelschiefer an der Basis des obern Kieselkalks (oberes schyniges Band).

b) Kalkbänke aus verschiedenen Schichthöhen (gewöhnliche Drusbergschichten, 9 Schliffe):

Grundmasse: Fast dicht, calcitisch, grau.

Quarzkörner: Unregelmässig begrenzt bis eckig oder schlecht gerundet, in tieferen Lagen 0,02—0,10 mm, 1/2—1 %, in höheren Lagen 0,02—0,15 mm (maximal 0,18 mm), 1/2—2 %.

Feldspat: Spärlich, oben seltener.

Glaukonit: Fehlt vollständig.

Unbestimmte Schalenreste: Oft verschwommen; meist 0,05—0,20 mm und daneben einzelne grössere; um 20—30 %.

Spongiennadeln: Wenig.

Foraminiferen: In höheren Lagen reichlich; Textulariden, Milioliden, ? Rotaliden.

Pyrit: In feinen Körnchen, spärlich.

c) Glaukonitführende Bank von Fernital und Vorder Bauberg (3 Schliffe): Ähnlich wie gewöhnliche Drusbergschichten.

Grundmasse: Wie oben.

Quarz und Feldspat: 0,02—0,15 mm (maximal 0,17 mm), bis 3 %.

Glaukonit: In Schlieren etwas angereichert; unregelmässig begrenzte Körner, enthalten oft eingewachsene kleine Calcit rhomboeder, bis 0,3 mm, höchstens 5 %.

Schalenreste: Oft bis 0,5 mm und mehr, gegen 50 %, viel Echinodermengitter, Serpuliden.

Foraminiferen: Ziemlich reichlich, Textulariden, Milioliden, ? Cristellarien.

Pyrit: Reichlich.

Ein Schliff aus dem obersten Schieferband mit *Toxaster collegnii* vom Känzeli bei Seelisberg enthält ebenfalls einzelne Glaukonitkörner, zum Teil mit kleinen eingewachsenen Calcit rhomboedern.

Fossilien.

a) In den **schieferigen Basisschichten** findet man gelegentlich Fossilien, die man noch zur Fauna im obern Teil der Altmannschichten rechnen kann:

Mesohibolites minaret (RASPAIL), ca. 250 m westlich Hinter Bauberg, oben an der 6 von P. 1896.

Nautilus sp. ind. (cf. *neocomiensis* D'ORB.), grosses, schlecht erhaltenes Fragment, und

Ammonit, grosses Fragment, enggenabelt, hochmündig, mit dichtstehenden, stark geschwungenen Rippen, Lobenlinie ähnlich wie *Barremites*; beide vom Steinalperjochli, ca. 5 m über den Altmannschichten.

b) Die **Hauptmasse der Drusbergsschichten** ist fast fossilleer.

Nautilus sp. ind. (cf. *neocomiensis* D'ORB.), kleines Fragment vom Haldigrat, höchster Punkt zwischen P. 1938 und P. 2080, ca. 40 m über den Altmannschichten.

Collyrites? sp., klein, kugelig, schlecht erhalten, von der Steinalp, am Weg Kreuzhütte-Käserstad, 1610 m hoch; Schiefer im oberen Teil der Drusbergsschichten.

c) Der **oberste Teil der Drusbergsschichten** (Grenzschichten) ist relativ fossilreich.

Glaukonitführende Bank im Fernital, am oberen Weg von Rigital, ca. 1560 m, ca. 197575/681010: *Belemniten*; *Terebratula*; *Pecten*?; *Toxaster*-Querschnitte; *Serpuliden*, glatt oder mit 4 Längswülsten.

Aus derselben glaukonitführenden Bank, oberhalb Vorder Bauberg, gegen P. 2121, ca. 197900/684200, ca. 2020 m hoch: *Ammoniten*reste; *Belemniten*; *Exogyra* (*Aetostreon*) *latissima* (LMK.)¹⁾, 2 Exemplare; *Pecten*; *Toxaster*-Querschnitte; *Serpuliden*.

Aus entsprechender Bank oberhalb Furkelen, am Grat gegen Vorder Bauberg, ca. 197525/685020, ca. 1695 m hoch: *Toxaster* (*Miotoxaster*) *collegnii* (SISM.), (= *T. brunneri* MERIAN), mehrere Exemplare.

Aus der obersten Schieferlage (über der glaukonitführenden Bank) vom Oberbauenstock-Westgrat, ca. 2070 m hoch: *Toxaster*, schlecht erhalten.

Aus der obersten Schieferlage unterhalb Känzeli, westlich Seelisberg, ca. 203190/686890, ca. 960 m hoch: grosse *Auster* (18 cm), wahrscheinlich eine monströse *Exogyra latissima* (LMK.); *Toxaster* (*Miotoxaster*) *collegnii* (SISM.), 7 Exemplare.

Aus der Grenzregion von Drusbergsschichten und Schrattenkalk stammen folgende Funde aus Schutt: *Barremites* cf. *difficilis* (D'ORB.), Fernital, am Fuss der Schwalmisostwand; *Pygaulus desmoulinsi* AG., im Bach 300 m westlich Kreuzhütte (Steinalp), 1440 m hoch; ferner: *Ammonit*, weit genabelt, Gigi, 100 m östlich P. 1922; *Exogyra*, Fernital. Der *Barremites* und die *Exogyra* dürften nach dem anhaftenden Gestein aus der glaukonitführenden Bank stammen.

Resultat: Aus diesen Aufzählungen ergibt sich ganz klar, dass die Fossilien in den Drusbergsschichten ungleichmässig verteilt sind. Im grössten Teil der Drusbergsschichten sind Fossilien äusserst selten, während in ihrem obersten Teil allenthalben Fossilien gefunden wurden. Nach F. J. KAUFMANN (1867, 81, p. 96) ist am Pilatus *Toxaster brunneri* (= *T. collegnii*) bezeichnend für die obersten Bänke (Grenzschichten), die auch dort durch ihren relativen Fossilreichtum hervortreten.

Bemerkung zu den Drusbergsschichten.

Die Drusbergsschichten haben, so wie sie oben beschrieben wurden, grosse Ähnlichkeit mit einem Sedimentationszyklus, mit den Altmannschichten als Basis und der glaukonitführenden, relativ fossilreichen Bank als Dach. Vielleicht wird es noch gelingen, im Niveau dieser glaukonitführenden Bank an einem andern Ort eine bestimmbare Ammonitenfauna zu finden und damit ihr Alter festzulegen.

3. Schrattenkalk.

Unter Schrattenkalk ist hier der Schichtkomplex zwischen den Drusbergsschichten (unten) und den oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten, oben) verstanden, einschliesslich der vermergelten Fazies im SW des Untersuchungsgebiets. Dieser Schichtkomplex entspricht wahrscheinlich dem oberen Teil des Barrémien und dem untern Aptien (Bedoulien); die Grenze zwischen Barrémien und Aptien pflegt man an die Basis der untern Orbitolinabänke zu legen.

Man kann den Schrattenkalk einteilen von unten nach oben in:

- a) untern Schrattenkalk;
- b) (untere) Orbitolinabänke;
- c) oberen Schrattenkalk.

¹⁾ Es handelt sich um die gewöhnliche Form der Drusbergsschichten, über deren Benennung die Meinungen etwas differieren (vgl. KILIAN 1913, 85, p. 359; ARN. HEIM 1916, 70, p. 390; S. GILLET, *Lamellibranches néocomiens*, 1924, p. 69).

Diese Einteilung, die in nördlicherer Fazies (Alpenrandketten) oft schon von weitem in die Augen springt, lässt sich im Untersuchungsgebiet nicht überall im Gelände mit Sicherheit durchführen. Die Zweiteilung des Schrattenkalks durch die Orbitolinabänke ist jedoch offenbar eine weitverbreitete gesetzmässige Erscheinung, die nur im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets meist nur schwer zu erkennen ist, da sich das Gestein der Orbitolinabänke dort nicht deutlich vom Schrattenkalk unterscheidet.

Vorkommen und Ausbildung. (Vgl. Tafel I.)

Seelisbergfalte (I): Am Stützberg und Zingelberg (westlich Seelisberg) ist der Schrattenkalk ca. 180—190 m mächtig, weiter südlich am Urnersee ca. 160—170 m. Der untere Teil (unterer Schrattenkalk) ist massig. Darüber bemerkt man ein durchgehendes weiches Band, das im Breitband (unterhalb Sonnenberg) massenhaft *Orbitolinen* führt. Dieses Orbitolinaband liegt am Zingelberg ca. 70 m über den Drusbergschichten, beim Breitband und Tannwald ca. 65 m; man kann es als Basis der Orbitolinabänke betrachten. Darüber folgen noch ca. 50 m ziemlich massiger Schrattenkalk, dann eine deutlicher gebankte Zone und schliesslich wieder massiger Schrattenkalk (oberer Schrattenkalk), der zuoberst oft ganz mit *Requienien* erfüllt ist (Brennwald, Oberwald). In der Schlucht nördlich von Sagendorf (Emmetten) sieht man am Weg (150 m südlich P. 729) eine orbitolinenreiche Mergellage, ca. 70 m unter der Obergrenze des Schrattenkalks.

Wegen der ungewohnten kalkigen Ausbildung der Orbitolinabänke ist ihre Abgrenzung unsicher; es ist hier angenommen, dass sie mit der orbitolinenreichen Mergellage des Breitband beginnen und mit der in der Schlucht nördlich Sagendorf aufhören.

Niederbauenfalte (II): In der Stirnschuppe der Falte II ist längs dem Weg von Emmetten ins Kohltal ein fast vollständiges und bequem zugängliches Profil durch den Schrattenkalk aufgeschlossen. Man findet dort von unten nach oben:

- a) unterer Schrattenkalk, nicht vollständig aufgeschlossen, zuoberst etwas mergelig und fossilreich (*Toucasia carinata*, *Requienia ammonica* etc., vgl. p. 38);
- b) Orbitolinabänke, ca. 40 m, beginnen mit einer weichen Mergellage (50 cm, anstehend am Nordende der eisernen Brücke, ca. 200700/682500) mit reicher Foraminiferenfauna: *Cyclamina* (*Choffatella*) *decipiens*, *Orbitolinopsis* sp., *Haplophragmium*, einzelne *Orbitolinen* (vgl. p. 38). Darüber folgt schrattenkalkartiges Gestein in etwa meterdicken Bänken, zwischen denen hie und da mergelige Lagen mit *Orbitolinen* eingeschaltet sind; man zählt deren 11 in unregelmässigen Abständen. Im oberen Teil wird das Gestein massiger; nach der letzten Mergellage kann man den
- c) oberen Schrattenkalk beginnen lassen (ca. 55—60 m). Er ist ziemlich massig, nur hie und da sieht man eine Schichtfuge. Darüber folgen dann beim Reservoir mit scharfer Grenze die oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten).

An andern Stellen bildet der Schrattenkalk entweder unzugängliche Felswände oder, wenn er zugänglich ist, so ist er schlecht aufgeschlossen oder von Brüchen zerhackt. Hie und da stösst man auf orbitolinenreiche Mergellagen, deren stratigraphische Stellung meist nicht festzulegen ist. Vergeblich sucht man in der Bankung der Felswände die Orbitolinabänke zu erkennen; man sieht zwar, dass im allgemeinen im mittleren Teil des Schrattenkalks die Bankung am deutlichsten ist, doch darf man es kaum wagen, danach die Orbitolinabänke abzugrenzen.

Der oberste Teil des Schrattenkalks, der in der Falte I noch ziemlich reich ist an *Requienien*, wird nach S ebenso fossilarm wie der übrige Schrattenkalk.

Am Niederbauen beträgt die Mächtigkeit des Schrattenkalks ca. 150—160 m.

Oberbauenfalte (III): Nach S setzt allmählich die Vermergelung des Schrattenkalks ein. In den relativ mergeligen Orbitolinabänken macht sie sich zuerst bemerkbar, so dass man diese am Oberbauenstock, Zingel, Schwalmis und Schinberg mit Leichtigkeit schon aus der Ferne erkennt. Die Orbitolinabänke sind an einigen Stellen ziemlich reich an schlecht erhaltenen Fossilien, und zwar am Schwalmisüdhang mit massenhaft *Orbitolinen*, bei Käserstad (Steinalp) ohne *Orbitolinen*.

Die Mächtigkeit des Schrattenkalks beträgt in der Gegend des Schwalmis ca. 150 m, wovon 75—80 m auf den untern Schrattenkalk entfallen, 40—45 m auf die Orbitolinabänke und 30 m auf den obern Schrattenkalk.

Vermergelung des Schrattenkalks: Die Vermergelung der Orbitolinabänke setzt ein auf einer Linie, die im E den Nordabsturz des Oberbauenstock und des Zingel tangiert (verkehrter Schenkel der Falte III), dann nördlich am Fernital vorbeigeht und etwa bei der Gewölbeumbiegung der Falte III an den Geissplatten in den Boden sticht und weiter im W bei den Hüethütten (Steinalp) kurz über der Gewölbeumbiegung der Falte III wieder zum Vorschein kommt. Am Oberbauenstock-Zingel und am Schwalmis (Südseite) beobachtet man auch, wie die untere Hälfte des untern Schrattenkalks etwas mergelig wird und sich, obgleich sie noch massig ist, wenigstens durch ihre dunklere Anwitterungsfarbe deutlich von der weisslich anwitternden oberen Hälfte des untern Schrattenkalks abhebt.

Im südöstlichsten Teil der Falte III macht die Vermergelung weitere Fortschritte, doch lässt sie sich dort nicht mehr so genau verfolgen. An der Gigi (östlich Wolfenschiessen) scheint die Mächtigkeit des untern Schrattenkalks stark reduziert, ob primär oder infolge der Abspaltung von mergeligen Schichten an der untern Seite, lässt sich wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse und wegen tektonischer Komplikationen nicht sicher feststellen. Die Orbitolinabänke sind dort durch fossilere bräunliche Mergelkalke und Schiefer repräsentiert. Die Gigi ist das südwestlichste Schrattenkalkvorkommen des Untersuchungsgebiets; auf der Westseite des Engelbergertals geht dann die Vermergelung, nach den Angaben der Vierwaldstätterseekarte (28) zu schliessen, noch weiter.

Es hat den Anschein, dass im W des Untersuchungsgebiets die Vermergelung des Schrattenkalks weiter nach N greift als im E. Bei Wolfenschiessen ist in der Scheitelregion der Niederbauenfalte (II) der untere Schrattenkalk zum grössten Teil in grauliche, leicht mergelige Kalkbänke aufgelöst, und die Orbitolinabänke bilden eine relativ weiche, meist mit Schutt bedeckte Zone, während der obere Schrattenkalk noch kaum angegriffen ist (Hummligen-Grunggis). Allerdings scheint hier dann nach S der Schrattenkalk auf eine gewisse Strecke wieder kompakter zu werden, denn in den steilen Felswänden der Vesperfluh oberhalb Wolfenschiessen (Falte II) bemerkt man nichts von Vermergelung, nicht einmal die Orbitolinabänke sind erkennbar. Man gewinnt deshalb den Eindruck, die beginnende Vermergelung bei Hummligen-Grunggis sei nur eine vorübergehende Episode und die endgültige Vermergelung trete auch im W erst in der Oberbauenfalte (III) ein. Man könnte allerdings auch daran denken, dass die südliche Mergelfazies im W auf nördlichere tektonische Elemente übergreift, ähnlich wie wir das bei den oberen Orbitolinaschichten und beim Albien und dem Seewerkalk konstatieren werden (p. 42 und 72)¹).

Schichtfolge, Gesteine.

a) **Unterer Schrattenkalk:** Mehr oder weniger massiger Kalk; frisch hell bräunlichgrau, mit zerstreuten, oft groben Spatkörperchen; Bruch unregelmässig, ziemlich spröde; Anwitterungsfarbe weisslich. Die Untergrenze ist meist deutlich und durch die glaukonitführende Bank im Dach der Drusbergschichten gekennzeichnet. Wo die Orbitolinabänke deutlich ausgebildet sind, ist die Obergrenze des untern Schrattenkalks oft auffällig scharf und deutlich (z. B. am Schwalmis; vgl. auch A. BUXTORF 1910, 49, p. 27). Die Vermergelung scheint den untern Schrattenkalk in erster Linie von unten her anzugreifen. Die Mächtigkeit ist im N nicht ganz sicher anzugeben (ca. 70 m), im S (Schwalmis) beträgt sie gegen 80 m.

b) **Untere Orbitolinabänke:** Wechsellagerung von bräunlichgrauen Mergeln mit mehr oder weniger dicken Kalkkomplexen, die dem Schrattenkalk meist ähnlich sehen. Gelegentlich findet man auch sandig aussehende Kalke und Mergel, die fast nur aus feinen Carbonathomboedern zusammengesetzt sind. *Orbitolinen* sind im allgemeinen charakteristisch für diese Schichten, aber sie können fehlen; manchmal reichen sie auch bis weit in den obern Schrattenkalk (Schosswald ob Isenthal, Bühlalp am Schwalmis; vgl. auch unter Dünnschliffe).

c) **Oberer Schrattenkalk:** Gestein wie unterer Schrattenkalk. Soweit sich der obere Schrattenkalk überhaupt von den Orbitolinabänken abtrennen lässt, kann man im N mit einer Mächtigkeit von 50—70 m rechnen, die dann im S (Schwalmis, Schinberg) bis auf 30 m abnimmt. Die Obergrenze, gegen die oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten) ist messerscharf.

Dünnschliffe.

a) **Unterer Schrattenkalk** (14 Schliffe): Mehr oder weniger klare Calcitgrundmasse; darin dicht gedrängt organische Reste, besonders Foraminiferen: Milioliden, Textulariden, Rotaliden, *Orbitolinopsis* (selten), *Salpingoporella mühlbergii* LORENZ; *Orbitolina* (abgerollt) nur in einem Schliff.

¹ Nach ARBENZ 1911 (32) ist im Melchtal schon in der Niederbauenfalte (II) der untere Schrattenkalk vermergelt; demnach würde also dort die Vermergelung im untern Schrattenkalk bedeutend weiter nach N greifen als am Urnersee. Andererseits hat es, wie oben ausgeführt wurde, den Anschein, dass die Orbitolinabänke im Untersuchungsgebiet an einer ziemlich geraden Linie vermergeln, die mit der Stirn der Oberbauenfalte (III) ungefähr parallel läuft.

Quarzkörner bis maximal 0,20 mm, meist unter $\frac{1}{2}$ % (grösstes Korn in jedem Schliff 0,07 bis 0,20 mm, im Mittel 0,17 mm). Die untere, graue Hälfte des untern Schrattenkalks in der Falte III zeichnet sich durch einen hohen Quarzgehalt aus (bis 5 %, im Mittel 2 %).

b) Untere Orbitolinabänke (16 Schliffe): Die *Orbitolina*-führenden Mergellagen besitzen einen relativ hohen Gehalt an feinen Quarzkörnchen, unten bis 5 %, oben weniger; Korngrösse im Mittel 0,05 mm, meist nicht über 0,15 mm, maximal 0,20 mm (grösstes Korn in jedem Schliff 0,08—0,20 mm, im Mittel 0,13 mm). Glaukonit vereinzelt.

Die Kalkbänke ähneln mehr oder weniger dem Schrattenkalk, zeichnen sich aber wie die Mergel oft durch einen relativ hohen Gehalt an feinen Quarzkörnchen aus.

c) Oberer Schrattenkalk (13 Schliffe): Gestein und organische Einschlüsse wie beim untern Schrattenkalk. Quarz meist unter $\frac{1}{2}$ %, zuoberst bis 0,24 mm (grösstes Korn in jedem Schliff 0,06 bis 0,24 mm, im Mittel 0,14 mm). *Orbitolina* verbreitet (in 7 Schliffen), manchmal massenhaft.

Fossilien.

a) Unterer Schrattenkalk: Im allgemeinen fast fossilleer.

Eine bessere Ausbeute lieferten einzig die obersten, z. T. etwas mergeligen Bänke unmittelbar unter den Orbitolinabänken bei der eisernen Brücke am Kohltalweg bei Emmetten. Ich fand dort (alles schlecht erhalten): *Toucasia carinata* (MATH.), häufig; *Requienia ammonica* (GOLDF.); *Janira* sp.; verschiedene *Lamellibranchiata* und *Gastropoda*; Korallenstöcke von Hühnereigrösse liegen zuoberst.

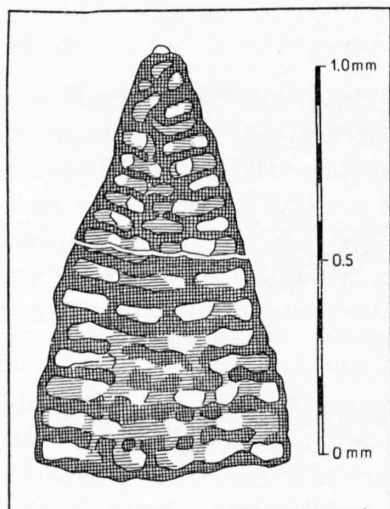


Fig. 5.

Orbitolinopsis sp.

Basis der unteren Orbitolinabänke, am Weg ins Kohltal bei Emmetten. Axialschnitt, Schliffdicke ca. 0,07 mm.

b) Untere Orbitolinabänke: Oft besonders im untersten Teil fossilreich.

Am Kohltalweg bei Emmetten enthält die unterste Mergellage der Orbitolinabänke eine individuenreiche Foraminiferenfauna, die sich durch Ausschlämmen des verwitterten Mergels leicht gewinnen lässt. Die Stelle liegt am Nordende der eisernen Brücke, kurz nachdem der Weg ins Kohltal einbiegt; Koordinaten ca. 200700/682500 (vgl. Profilbeschreibung p. 36):

Cyclamina (*Choffatella*) *decipiens* (SCHLUMBERGER), (Bull. Soc. Géol. France (4), tome 4, 1904, p. 763, pl. XVIII), megasphärisch und mikrosphärisch, sehr häufig.

Haplophragmium sp. und ähnliche Formen, häufig.

Orbitolinen, vereinzelt, schlecht erhalten.

Orbitolinopsis sp.¹⁾, sehr häufig. Siehe Figur 5. Im Längsschnitt sieht man etwa 15 flache Querböden übereinander; die Zwischenräume sind in einige wenige Kammern eingeteilt. Im Querschnitt wird ein äusserer Kranz von Kammern durch etwa 20 radial einspringende, einfache Septen gebildet; das Innere ist durch anscheinend labyrinthische Kammern ausgefüllt; die Querböden werden von feinen Poren durchbohrt, die mehr oder weniger regelmässig in einigen konzentrischen Kreisen angeordnet sind. Die Höhe des Gehäuses beträgt etwa 0,90—1,20 mm, der Durchmesser etwa 0,95—0,95 mm; das Verhältnis des Durchmessers zur Höhe schwankt ungefähr von 0,60 bis über 1,00, im Mittel 0,70—0,75. Ich habe diese Form nur an der oben angegebenen Stelle am Kohltalweg häufig gefunden; sonst sieht man sie hier und

da in Dünnschliffen aus Schrattenkalk der Zentralschweiz. Im Untersuchungsgebiet konnte ich sie vom untern Schrattenkalk (oberes Barrémien) bis in die Basisbreccie der oberen Orbitolinaschichten (Basis des oberen Aptien) nachweisen.

Basis der Orbitolinabänke am Südhang des Schwalmis: *Ostrea* sp. ind., Fragmente; *Echiniden*; *Chaetopsis* sp., Stöcke von Baumnussgrösse; Korallenstöcke von Hühnereigrösse. *Orbitolinen* fehlen in diesem Niveau, etwas höher am Abhang, im oberen Teil der Orbitolinabänke, sind sie dagegen ausserordentlich häufig.

Westlich Käserstad (Steinalp) fand ich zwischen verrutschten Schrattenkalkblöcken: *Ammonit*, unbestimmbares Fragment; *Belemnit*, Fragment; *Ostrea* sp. ind.; *Toxaster?* sp., 8 Exemplare, alle zerdrückt; andere *Echiniden*; *Terebratula* cf. *sella* Sow., 1 Exemplar, 17 mm lang; *Chaetopsis* sp., wie am Schwalmis; *Serpuliden*; *Bryozoen*. Der *Ammonit* und der *Belemnit* stammen nach dem Gestein unzweifelhaft aus den Orbitolinabänken. *Orbitolinen* fehlen hier.

Die nussgrossen *Chaetopsis*-Stöcke findet man auch sonst hie und da in den Orbitolinabänken der Falte III. Schlecht erhaltene *Rhynchonellen* aus der Gruppe der *Rh. gibbsiana* Sow. fanden sich im untersten Orbitolinenband der Falte I, im Breitband und beim Känzeli westlich Seelberg.

¹⁾ Als *Orbitolinopsis* bezeichnet A. SILVESTRI (Palaeontographia Italica, vol. XXXII, 1932, p. 160) die Gruppe der *Chapmania kiliani* und *Chapmania silvestrii* PREVER; das Genus ist nach SILVESTRI nur aus dem Barrémien bekannt.

c) **Oberer Schrattenkalk:** Im allgemeinen fossilleer. Im N sind die obersten Bänke oft gespickt voll unbestimmbare *Requienien*.

Orbitolinen: Die Orbitolinen aus den unteren Orbitolinabänken und dem oberen Schrattenkalk stimmen gut überein mit den Orbitolinen vom Gänsestad bei Weesen, deren megasphärische Form H. DOUVILLÉ als *Orbitolina conoidea* GRAS bestimmt hat (siehe ARN. HEIM 1916, 70, p. 379). Wie am Gänsestad ist aber die mikrosphärische Form zu klein für *Orbitolina discoidea*, welche sonst *O. conoidea* begleitet; sie erreicht im Untersuchungsgebiet häufig 5 mm, maximal 6 mm Durchmesser (am Gänsestad nach ARN. HEIM bis 8 mm). Es dürfte sich im Untersuchungsgebiet um dieselbe Species handeln wie am Gänsestad; wie diese aber nun zu bezeichnen ist, entzieht sich unserer Beurteilung, um so mehr, als *Orbitolina discoidea* und *conoidea* nach KILIAN (1913, 85, p. 397) erst im Gargasien auftreten und die früher oft zitierte *Orbitolina lenticularis* nach DOUVILLÉ (1912, 58, p. 572) einem noch höheren Niveau des Aptien angehört (vgl. p. 43).

IV. Oberes Aptien (Gargasien und Clansayes-Zone).

Das Alter der hier beschriebenen Schichten ist nur zum Teil durch Ammoniten ermittelt, nämlich nur für den Fossilhorizont des Luitere Zug, der im Untersuchungsgebiet die klassische Fauna des oberen Gargasien mit *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINZOW) und *Chelonicerias burxtorfi* (JACOB) enthält ¹⁾.

Zur Besprechung teilen wir ein von unten nach oben in:

1. Obere Orbitolinaschichten (Gibbsischichten), nach unten und oben deutlich und meist sehr scharf begrenzt (im S etwas weniger scharf).
2. Fossilhorizont des Luitere Zug (oberes Gargasien);
3. Glaukonitführende Schiefer und Grünsandsteine, nach oben mehr oder weniger deutlich begrenzt gegen die
4. Echinodermenbreccie (Brisibreccie), nach oben immer deutlich begrenzt.

Literatur: Oberes Aptien und Albien der helvetischen Alpen bildeten vor zwei Jahrzehnten den Gegenstand eingehender stratigraphischer Untersuchungen. Auf die drei wichtigsten Arbeiten sei hier ein für allemal hingewiesen: CH. JACOB, *Partie moyenne des terrains crétacés* (1907, 75); ARN. HEIM, *Churfürsten-Mattstockgruppe*, 1. und 2. Teil (1910/13, 70); E. GANZ, *Stratigraphie der mittleren Kreide* (1912, 18).

1. Obere Orbitolinaschichten (Gibbsischichten).

Unter diesem Namen sind hier verstanden die spätigen und sandigen Schiefer und Kalke zwischen dem obern Schrattenkalk (unten) und dem Fossilhorizont des Luitere Zug (oben). Diese oberen Orbitolinaschichten bilden einen durchaus selbständigen Schichtkomplex, dessen Fazies zwischen den liegenden Urgonkalken und den hangenden Grünsanden und Echinodermenbreccien vermittelt (über die Benennung dieser Schichten vgl. p. 44).

Im Untersuchungsgebiet sind diese Schichten schon seit 1899 (A. TOBLER, 9, p. 151) unter dem Namen Gibbsischichten bekannt, während sie merkwürdigerweise in andern Gegenden südlicher helvetischer Fazies nur von wenigen Autoren erwähnt werden. Teilweise mag das daran liegen, dass sie von E. GANZ (1912, 18, Figur 20) irrtümlicherweise mit dem obern Schrattenkalk und den unteren Orbitolinabänken parallelisiert worden sind. Es schien aus diesen Gründen wünschenswert, diese Schichten hier besonders eingehend zu beschreiben, um ihre Identifizierung an andern Orten zu erleichtern.

¹⁾ Aus praktischen Gründen ist hier im Anschluss an HAUG und ARN. HEIM die Zone von Clansayes noch zum Aptien gerechnet. Das obere Aptien umfasst somit von unten nach oben die Zone der *Dufrenoyia furcata* (Sow.) und der *Adolphia nesus* (D'ORB.), = Zone II a JACOB, die Zone des *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINZOW) und des *Chelonicerias burxtorfi* (JACOB), = Zone II b JACOB, und die Zone des *Acanthoplites bigoureti* (SEUNES) und des *Chelonicerias nodosocostatum* (D'ORB.), = Zone III JACOB; Zone II a und II b = Gargasien KILIAN, Zone III = Horizon de Clansayes.

Vorkommen und Ausbildung (siehe Fig. 6).

Seelisbergfalte (I): In den nördlichsten Aufschlüssen (Steinbrüche an der Risleten östlich Beckenried) fehlen die oberen Orbitolinaschichten. Der Fossilhorizont des Luitere Zug liegt direkt auf der knolligen Oberfläche des oberen Schrattenkalks, doch kommt hier in diesem Fossilhorizont die typische grosse *Terebratula sella* Sow. vor, die ich sonst nur in den oberen Orbitolinaschichten gefunden habe; man kann deshalb die Möglichkeit in Betracht ziehen, dass die wenig mächtigen oberen Orbitolinaschichten hier aufgearbeitet worden seien (vgl. p. 48).

Weiter südlich, in der Umgebung von Emmetten (Gruobli, Reketen, Meinig), erscheinen dann die oberen Orbitolinaschichten als eine scharf begrenzte, etwa meterdicke Bank von grauem spätigem

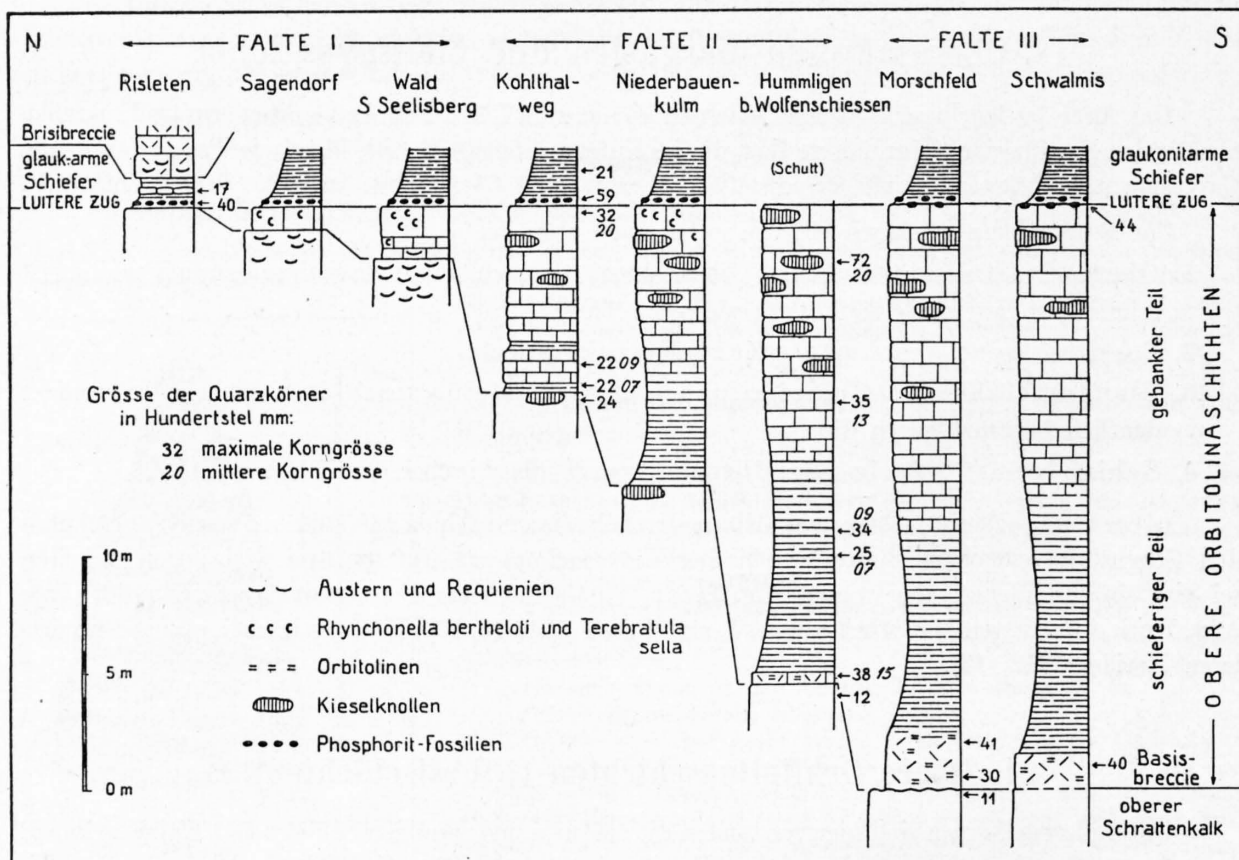


Fig. 6. Faziesveränderungen der oberen Orbitolinaschichten (Gibbschichten).

Kalk, der sich durch seine rauhe und dunkle Anwitterung deutlich vom hellen, glatt anwitternden Schrattenkalk abhebt.

Östlich vom Seelisbergerseeli, bei Wald, sind die oberen Orbitolinaschichten schon 2 bis 2½ m dick. Ihr unterer Teil ist etwas mergeliger und schieferiger als der fast massige obere Teil. Die Grenze gegen den Schrattenkalk, dessen oberste Bänke von *Requierien* erfüllt sind, ist etwas uneben, aber völlig scharf. Schwarmweise treten *Rhynchonellen* und *Terebrateln* auf, lassen sich aber meist nur schwer unversehrt herauschlagen.

Niederbauenfalte (II): Südlich von dieser Stelle findet man die oberen Orbitolinaschichten im verkehrten Schenkel der Falte II wieder, in fast gleicher Ausbildung (südlich Lätten; obere verkehrte Serie südlich vom Seelisbergerseeli; südöstlich Lauenen).

Am Weg von Emmetten ins Kohltal (Stirnschuppe der Falte II = untere verkehrte Serie südlich vom Seelisbergerseeli) sind sie schon auf 8 m angewachsen. Sie beginnen mit einer glaukonitführenden,

feinsandigen Schieferlage und bestehen hauptsächlich aus bräunlich anwitterndem, feinspätigem, etwas sandigem Kalk mit einzelnen Kieselknollen; ihr oberster Teil erinnert in Handstück und Dünnschliff an Schrattenkalk.

Weiter südlich, im Gebiet der Niederbauenalp, nimmt die Mächtigkeit weiter zu (10 bis 15 m), im Übrigen bleibt die Ausbildung ungefähr dieselbe: unten bräunliche, sandige Schiefer, die mit völlig scharfer Grenze auf dem Schrattenkalk liegen; nach oben ganz allmählicher Übergang in bräunlich anwitternden, sandigen, meist gut gebankten Kalk mit grossen fladenförmigen Kieselknollen. Diese Kieselknollen findet man besonders im obersten Teil der oberen Orbitolinaschichten und ebenso treten sie auch an einigen Stellen an der Oberfläche der obersten Schrattenkalkbank auf.

Im westlichen Ausstreichen der Falte II hat die Fazies einen südlicheren Typus (wie im Albien), denn schon im verkehrten Schenkel nördlich von Hummligen bei Wolfenschiessen misst man 20 m obere Orbitolinaschichten. Sie beginnen mit einer 50 cm dicken, scharf begrenzten Bank von dunkelgrauer Echinodermenbreccie. Darüber folgen 4 m hell bräunlichgraue, blättrige, sandige Schiefer, die durch 6 m sandig-schieferigen Mergelkalk und 2 m dünnbankigen Kalk allmählich überleiten zu 8 m gutgebanktem (Bänke 10—15 cm), bräunlich anwitterndem Kalk mit Silexlagen.

Oberbauenfalte (III): Im E, beim Schwieren am Oberbauenstock (verkehrte Serie), beträgt die Mächtigkeit ca. 16 m, doch scheint der untere Teil ausgequetscht zu sein. *Orbitolinen* sind hier häufig, besonders im obern Teil. Die Obergrenze ist nicht mehr so scharf wie weiter im N: glaukonitische Schlieren dringen etwas in die oberste Bank ein.

Weiter westlich, bei Morschfeld (normale Serie), sind die oberen Orbitolinaschichten ca. 25 bis 30 m mächtig. Die Echinodermenbreccie an der Basis ist hier 2 m dick und liegt mit scharfer Grenze auf der unebenen Schrattenkalkoberfläche. An dieser Grenze findet man etwas Glaukonit, Pyritkonkretionen und als Seltenheit *Belemniten*reste. Die Echinodermenbreccie enthält zum Teil *Orbitolinen* und geht nach oben in orbitolinenreiche Mergel über, aus denen sich dann die üblichen spätigen, sandigen Kalke entwickeln.

In den südlichsten Aufschlüssen, am Schwalmis, beginnen die 25 m mächtigen oberen Orbitolinaschichten wieder mit einer 1½ m mächtigen Bank von Echinodermenbreccie mit *Orbitolinen*, die nach unten unscharf begrenzt zu sein scheint. Darüber folgen sandige Schiefer ohne *Orbitolinen* (ca. 10 m) und sandige Kalke mit Kieselknollen (ca. 13 m). Die Obergrenze, gegen den Fossilhorizont des Luitere Zug, ist hier (wie auch schon bei Morschfeld) etwas verwischt.

Gesteinsfolge.

Den ganzen Komplex der oberen Orbitolinaschichten erkennt man meist schon aus der Ferne an einem gewissen fahl bräunlichgrauen, ins Violette spielenden Farbton.

a) **Basisbreccie** der oberen Orbitolinaschichten: Grobspätiges, frisch dunkelgraues Gestein vom Aussehen einer Echinodermenbreccie ¹⁾; Anwitterungsfarbe gelblichgrau bis bräunlich; zähes Gestein. Nur im S und SW vorhanden; untere und obere Grenze werden nach S etwas weniger scharf; die Mächtigkeit nimmt nach S zu bis auf 2 m. *Orbitolinen* besonders im S (im Dünnschliff immer vorhanden).

b) **Schieferiger Teil** der obern Orbitolinaschichten (= «Sammtmergel» E. GANZ, 1912, 18, Figur 19): Feinsandige, oft etwas blättrige, mergelige Schiefer; frisch ziemlich dunkel, angewittert hell bräunlichgrau. Nach oben ganz langsamer Übergang. Nördlichstes typisches Vorkommen am Kohltalweg bei Emmetten. Die Mächtigkeit nimmt nach S zu bis auf ca. 10 m. Stellenweise *Orbitolinen*, besonders im S.

¹⁾ Nach dem Aussehen würde man dieses Gestein als Echinodermenbreccie bezeichnen. Nach den Dünnschliffen ist es jedoch vorwiegend aus abgerollten Resten von Bryozoen, Muschelschalen und Orbitolinen zusammengesetzt; Echinodermenreste sind untergeordnet.

c) **Gebankter Teil** der oberen Orbitolinaschichten: Meist gut gebankter, ziemlich feinspätiger, sandiger Kalk; frisch grau, ziemlich zäh; Anwitterung bräunlich, etwas sandig; mehr oder weniger fladenförmige Kieselknollen häufig. *Orbitolinen* kommen vor im S (Schwieren und Zingel am Oberbauenstock). Die Mächtigkeit nimmt nach S zu bis ca. 15 m. Nördlichste Vorkommen in der Scheitelregion der Falte I. *Terebrateln* und besonders *Rhynchonellen* kommen besonders im N vor, wurden aber auch noch am Zingel (Oberbauenstock, Falte III) beobachtet.

Allgemein für den Komplex der oberen Orbitolinaschichten gilt, dass die Grenzen nach S etwas weniger scharf werden und dass sich die Unterschiede zwischen den verschiedenen Unterabteilungen im S etwas verwischen (vgl. Dünnschliffe). Auffällig ist die rasche Mächtigkeitszunahme von 0 m (im N) bis gegen 30 m (im S), und ebenso die Tatsache, dass man in der gleichen tektonischen Einheit im W eine südlichere Fazies findet als im E, mit andern Worten, dass die Richtung der Isopen (= Linien gleicher Fazies) stark von der allgemeinen Streichrichtung abweicht, eine Erscheinung, die im Albien und beim Seewerkalk wiederkehrt (vgl. p. 72).

Dünnschliffe.

a) **Basisbreccie** (4 Schliffe): Schrattenkalkartig, mit mehr oder weniger klarer Calcitgrundmasse:

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet; vorwiegend 0,05—0,20 mm, maximal 0,30—0,41 mm; bis 1 %.

Glaukonit: um 1 %.

Abgerollte Schalenreste: Häufig Bryozoen, Lamellibranchier, Echinodermen; seltener Serpuliden, *Salpingoporella*.

Foraminiferen: Häufig *Orbitolina* (meist gerollt), Milioliden; seltener *Orbitolinopsis*, Textulariden, Crustellarien, *Haplophragmium*.

b) **Schieferiger Teil** der oberen Orbitolinaschichten:

Untere Hälfte des schieferigen Teils (2 Schliffe):

Grundmasse: Bräunlichgrau, fleckig.

Quarzkörner: Meist eckig; vorwiegend 0,02—0,10 mm, maximal 0,22—0,25 mm; 5—15 %.

Glaukonit: 1—2 %.

Calcitische Schalenreste: Spärlich, meist unter 0,20 mm.

Foraminiferen: Textularien, spärlich.

Obere Hälfte des schieferigen Teils (2 Schliffe):

Grundmasse: Graulich, schmutzig.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,05—0,10 mm, maximal 0,22—0,34 mm; 2—4 %.

Glaukonit: 1/2—1 %.

Calcitische Schalenreste: Häufiger als im unteren Teil.

Foraminiferen: Textularien, nicht häufig; Milioliden vereinzelt.

Spongiennadeln: In einem der Schliffe häufig (Kohlthalweg).

c) **Gebankter Teil** der oberen Orbitolinaschichten (6 Schliffe):

Grundmasse: Vorwiegend calcitisch, meist grau, zum Teil auch schrattenkalkähnlich.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet; vorwiegend 0,10—0,20 mm, maximal 0,30—0,72 mm; 1/2—10 % (meist 2—5 %).

Glaukonit: Immer vorhanden, nie über 0,1 %.

Calcitische Schalenreste, meist unbestimmt: Reichlich, darunter Echinodermen.

Foraminiferen: *Orbitolina* im S; Textularien und Milioliden spärlich.

Nach diesen Schliffen zu urteilen verschärft sich der Gegensatz zwischen dem schieferigen und dem gebankten Teil der oberen Orbitolinaschichten von S nach N, was sich besonders am Quarz-

prozentgehalt zeigt. Im N (Kohltalweg bei Emmetten) findet man unten 15 % und zuoberst noch $\frac{1}{2}$ % Quarz, während weiter im S der Quarzgehalt von unten bis oben ähnlich bleibt. Der Unterschied in der Quarzkorngrösse zwischen unten und oben besteht dagegen im N wie im S.

Fossilien.

Fossilien sind im allgemeinen selten, besonders im S (ausgenommen die schon mehrfach erwähnten *Orbitolinen*).

a) **Basis der oberen Orbitolinaschichten:** Bei Morschfeld (im Bachgraben 250 m westlich Hütte 1585, 197100/677650):

Belemnites sp. (dick), 2 Fragmente, auf der Schrattenkalkoberfläche.

Ostrea sp. (1,5 cm lang), in der Basisbreccie, 40 cm über dem Schrattenkalk.

Bei Wald südlich Seelisberg, 60 m nördlich von den Häusern, am Weg, sieht man den Querschnitt einer grossen *Ostrea*? (oder *Exogyra*), unmittelbar über dem Schrattenkalk.

b) **Schieferiger Teil** der oberen Orbitolinaschichten: abgesehen von *Orbitolinen* fossilieer.

c) **Gebankter Teil** der oberen Orbitolinaschichten: *Rhynchonellen* und *Terebrateln* in Falte I meist häufig, aber schwer herauszuschlagen.

Rhynchonella bertheloti D'ORB., KILIAN (1913, **85**, p. 361, pl. 11, Figur 10; JACOB et FALLOT, 1913, **77**, p. 63, pl. IX, Figuren 7—10); 2 gute Exemplare vom Niederbauenkulm, 100 m südsüdöstlich P. 1926,7; 2 Exemplare von Lätten südlich Seelisberg, 100 m südlich P. 802. Offenbar handelt es sich um die früher als *Rh. gibbsiana* Sow. zitierte Form (vgl. p. 44).

Terebratula sella Sow., (D'ORB., Pal. fr., pl. 510, Figuren 6—9; DAVIDSON, Cretaceous Brachiopoda, pl. VII, Figur 6), 28—32 mm lang, mit scharfen, ziemlich gleichmässigen Falten; 1 Exemplar vom Niederbauenkulm (siehe oben); 2 Exemplare von Lätten (siehe oben).

Orbitolinen: Die Orbitolinen der oberen Orbitolinaschichten sind klein und dünn im Vergleich zu den Orbitolinen der unteren Orbitolinabänke und des oberen Schrattenkalks (vgl. p. 39). Möglicherweise handelt es sich um *Orbitolina lenticularis* (BLUMENBACH), doch ist mit unserem Material an eine exakte Bestimmung nicht zu denken.

Alter.

Die oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten) werden von den meisten Autoritäten ins untere Gargasien gestellt, in die Zone der *Dufrenoyia furcata* und der *Adolphia nesus* = Zone II a JACOB, was ja sehr wahrscheinlich ist, da sie das unmittelbare Liegende der Fauna des Luitere Zug (Zone II b JACOB) bilden (JACOB et TOBLER, 1906, **14**, p. 25; KILIAN in ARN. HEIM, 1913, **70**, p. 355, Zeile 23 ¹⁾). Das Auftreten der *Rhynchonella bertheloti* D'ORB., KILIAN, stützt diese Annahme, da *Rh. bertheloti* nach JACOB und FALLOT (1913, **77**, p. 64) nur aus diesem Niveau bekannt ist (Couches supérieures à Orbitolines von Les Ravix, Vercors).

Bemerkung.

Die oberen Orbitolinaschichten stellen offenbar für sich einen Sedimentationszyklus dar, wie dies auch H. KNECHT (1925, **22**, p. 337) annimmt. An ihrer Basis könnte man eine Cephalopodenfauna erwarten, die im Untersuchungsgebiet allerdings nur durch die Belemnitenreste bei Morschfeld angedeutet ist. Vielleicht ist es die Fauna mit *Dufrenoyia furcata*, die ARN. HEIM (1919, **72**, p. 464) am Grünten im Allgäu in südlicher helvetischer Fazies aufgefunden hat.

¹⁾ Die dort erwähnte «Nr. 2 des Profils von Morschach» ist identisch mit unseren oberen Orbitolinaschichten.

Benennung.

C. BURCKHARDT hat 1896 (48, p. 70) für den oberen Teil unserer oberen Orbitolinaschichten den Namen Gibbsschichten (nach der *Rhynchonella gibbsiana*) eingeführt, während er ihren untern Teil obere Orbitolinaschichten nannte. Da es sich aber offenbar um einen einheitlichen, selbständigen Schichtkomplex von nicht sehr grosser Mächtigkeit (maximal 30 m) handelt, ziehe ich es vor, nur einen Namen zu gebrauchen. Es ist hier die Bezeichnung obere Orbitolinaschichten verwendet, weil sie allgemeiner verständlich ist und weil ich vermute, dass unsere *Rhynchonella bertheloti* dieselbe Form ist wie die, nach welcher BURCKHARDT die Gibbsschichten benannt hat (vgl. BURCKHARDTS Beschreibung seiner *Rh. gibbsiana*, 1896, 48, p. 73); dies ist auch deshalb nicht unwahrscheinlich, weil *Rh. bertheloti* D'ORB., KILIAN zum erstenmal 1913 abgebildet worden ist.

2. Der Fossilhorizont des Luitere Zug (oberes Gargasien).

So bezeichnet man seit JACOB und TOBLER 1906 (14) den dünnen phosphoritischen und glaukonitischen Fossilhorizont, der bei vollständiger Entwicklung der Schichtserie an der Grenze zwischen den oberen Orbitolinaschichten (Gibbsschichten, unten) und den glaukonitführenden Schieferen und Grünsandsteinen (= Luitere mergel, Gamserschichten und Brisisandstein, oben) liegt und der im Luitere Zug und an anderen Stellen eine reiche Fauna des oberen Gargasien mit *Chelonicerias subnodosocostatum* und *Chelonicerias buxtorfi* enthält.

Das Vorkommen im «Luitere Zug» bei Dallenwil, das im Untersuchungsgebiet liegt, ist von JACOB zur klassischen Lokalität des oberen Gargasien erhoben worden [Zone des *Chelonicerias subnodosocostatum* (SINZ.) und des *Chelonicerias buxtorfi* (JACOB) = Zone II b JACOB]. Dieses Vorkommen bildete vor bald 30 Jahren den Ausgangspunkt zur detaillierten Erforschung des helvetischen oberen Aptien, um die sich besonders ARN. HEIM und auch E. GANZ verdient gemacht haben.

Literatur: TOBLER und BUXTORF, 1906, 13, p. 48 ff.; JACOB und TOBLER 1906, 14; JACOB 1907, 75; ARN. HEIM 1909, 17; E. GANZ 1912, 18; ARN. HEIM 1910/13, 70; JACOB 1913, 76, p. 117—123.

Vorkommen und Ausbildung.

An der klassischen Lokalität Luitere Zug ¹⁾ (Stirn der Falte II) liegt auf der unebenen Oberfläche der oberen Orbitolinaschichten eine ca. 20 cm dicke, ziemlich harte, mergelige, glaukonitische Bank. Ihr unterer Teil (5—10 cm) ist besonders zäh und erfüllt von kleinen phosphoritischen *Ammonoidea*, *Discoides* und *Terebratula*; der obere, mergelige Teil (10—15 cm) enthält viel weniger Fossilien, hauptsächlich *Neohibolites* und *Plicatula*, daneben auch grössere, mergelig erhaltene *Ammonoidea*. Darüber folgen dunkle, glaukonitarmer Schiefermergel (= Luitere mergel ARN. HEIM).

Weiter östlich am Eingang des Kohltals bei Emmetten (Stirnschuppe der Falte II) ist die Ausbildung ähnlich; ebenso an den Lokalitäten Lauenen, Seelisbergerseeli und Lätten (verkehrter Schenkel der Falte II), nur ist dort der Fossilhorizont stark tektonisch beansprucht.

In der Falte I findet man zwischen Emmetten und Seelisberg eine Anzahl kleiner Relikte auf den oberen Orbitolinaschichten, die jedoch keine nennenswerte Ausbeute geliefert haben. Im Steinbruch Cernik an der Risleten östlich Beckenried ist eine schöne Schichtplatte von Schrättensalk aufgeschlossen, auf der grösstenteils der Fossilhorizont noch erhalten ist. Im untersten Teil enthält er riesige Ammoniten (? *Chelonicerias*) und grosse Austern (? *Exogyra*), nach oben folgen *Terebratula* und *Neohibolites* und zuletzt hauptsächlich *Plicatula*.

Weiter im S, auf Niederbauenkulm (normaler Schenkel der Falte II), ändert der Fossilhorizont sein Aussehen. Statt schwarzgrün wird er grau, sandig und glaukonitärmer. Die Fauna ist ähnlich

¹⁾ Die genaue Lage der hier erwähnten Lokalitäten wird weiter unten angegeben, unter Fossilfundstellen, p. 45.

zusammengesetzt wie im Luitere Zug; einzelne Ammoniten besitzen noch ihre Perlmutterchalen (vgl. E. GANZ, 1912, **18**, p. 83, Kleiner Sternchen).

Am Schwieren am Oberbauenstock (ebenso am Zingel und im Oberschachenwald, verkehrter Schenkel der Falte III) sieht der Fossilhorizont aus wie auf Niederbauenkulm, enthält jedoch keine bestimmbareren Fossilien.

In den südlichsten Aufschlüssen, am Ostgrat und in der Westflanke des Schwalmis und bei Morschfeld (normaler Schenkel der Falte III) liegen die phosphoritischen Fossilien zum Teil in der obersten Bank der oberen Orbitolinaschichten, die etwas Glaukonit und viel Quarz enthält (*Colombiceras*, *Rhynchonella*, *Holaster*, *Cyclolites*, *Neohibolites* etc.). Der andere Teil der Fauna liegt in der Basis der dunklen glaukonitarmen Schiefer (= Luitereemergel) (*Neohibolites*, *Terebratula*). Die ganze Zusammensetzung der Fauna ist anders als im N: *Chelonicer* und *Discoides* fehlen hier fast vollständig, während sie im N das charakteristischste Element der Fauna bilden.

Dünnschliffe.

Falten I und II (9 Schliffe):

Grundmasse: Meist bräunlich, tonig.

Quarzkörner: Schlecht gerundet, vorwiegend ca. 0,10—0,30 mm, maximal 0,43 (Falte I) bis 0,60 mm (Falte II); ca. 10—25 %.

Glaukonit: Mehr oder weniger rundliche Körner, Dimensionen annähernd wie Quarz, ca. 2—10 %.

Phosphorit: Grosse rundliche Knollen.

Foraminiferen: Vereinzelt in den Phosphoritknollen, u. a. Textulariden.

Pyrit: Oft sehr reichlich.

Falte III (oberer Teil der obersten Kalkbank der oberen Orbitolinaschichten, 1 Schliff):

Grundmasse: Bräunlichgrau, mit feinen Quarzkörnchen um 0,02 mm.

Quarzkörner: Schlecht gerundet, vorwiegend 0,15—0,25 mm, maximal 0,44 mm, ca. 10 %.

Glaukonit: Wie oben, ca. 1 %.

Calcitische Schalenreste (zum Teil Echinodermengitter): um 0,2—0,3 mm, ca. 20 %.

Phosphorit: Spärliche Körner.

Foraminiferen: Vereinzelt.

Pyrit: Ziemlich reichlich.

Fossilfundstellen.

Erklärung der in der Fossiliste verwendeten Bezeichnungen für die ausgebeuteten Fossilfundstellen.

1. Risleten, Steinbruch Cernik an der Risleten östlich Beckenried (= 2. Steinbruch westlich vom Kohltalbach) am Seeufer, ca. 202200/682250.
2. Seelisbergerseeli, mehrere Fundstellen südlich vom Seelisbergerseeli im verkehrten Schenkel der Falte II:
 1. südsüdöstlich Lauenen am Weglein nach Ängstliboden, 950 m, 201150/685400;
 2. Felsbänder südlich vom Seelisbergerseeli;
 3. südöstlich Lätten, ca. 815 m, 201230/687425.
3. Kohltal:
 1. an der unteren Ecke des Reservoirs am Weg von Emmetten ins Kohltal, 870 m, 200900/682510;
 2. Kohltaleingang Ostseite, zwischen Sagendorf und Bruders, 840 m hoch, 200985/682840.
4. Luitere Zug, Schichtplatten in dem «Luitere Zug» genannten Bachgraben oben an Flüglistoh, unterhalb des Weges von Dallenwil nach Niederrickenbach, ca. 700 m hoch, Koordinaten 197800/673625. Abbildung der Lokalität in ARN. HEIM 1909, **17**, p. 103, Figur 1; Situationsplan in JACOB und TOBLER 1906, **14**, p. 6, Figur 2; siehe auch Vierwaldstätterseekarte, **28**; H. KNECHT 1925, **22**, pl. XIII, gibt die Lage unrichtig an.
5. Niederbauenkulm, zwei Stellen südöstlich unterhalb P. 1926,7 und eine Stelle ca. 80 m östlich P. 1887.
6. Morschfeld, im Bach 200 m nordnordöstlich von der Hütte 1695, 1690 m hoch, 196850/678175.
7. Schwalmis:
 1. Ostgrat, 200 m östlich von P. 2250, Nordseite des Grates;
 2. Westflanke, oberes Ende der Schichtplatten der oberen Orbitolinaschichten, 196750/679525.

Fossilliste.

In der folgenden Liste sind meine Fossilfunde zusammengestellt. Die Fundstellen sind von N nach S angeordnet.

Die Bestimmungen stützen sich in erster Linie auf die Bearbeitung der Luitere-Zug-Fauna durch JACOB und TOBLER (1906, **14**, p. 7—20), deren Originalsammlung im Basler Museum liegt. Wo nichts bemerkt ist, sind die Bestimmungen von JACOB ohne weiteres übernommen, jedoch unter Berücksichtigung der seither abgeänderten Genusbezeichnungen.

Fossilhorizont des Luitere Zug		Falte I	Falte II				Falte III	
Zeichenerklärung: Zahlen = Anzahl der gesammelten bestimmbaren Exemplare oder Fragmente; () = nicht sicher bestimmbar; + = vorhanden; zh = ziemlich häufig;		Risleten	Seelisbergerseeli	Kohltal	Luitere Zug	Niederbauenkalm	Morschfeld	Schwalms
		(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
1	<i>Neohibolites semicanaliculatus</i> (BLAINV.)	hh	hh	hh	hh	hh	hh	hh
2	<i>Nautilus neckerianus</i> PICTET et ROUX	1	—	(1)	—	—	—	1
3	<i>Nautilus clementinus</i> D'ORB.	—	(3)	2	(3)	1	—	—
4	<i>Phylloceras guettardi</i> (RASPAIL)	1	4	5	13	4	—	—
5	<i>Phylloceras spec. div. indet.</i>	3	—	4	1	—	1	—
6	<i>Tetragonites duvalianus</i> (D'ORB.)	—	3	2	1	(1)	(1)	—
7	<i>Tetragonites depereti</i> (KILIAN)	—	—	1	—	—	—	—
8	<i>Lytoceratidae indeterminatae</i>	—	—	—	1	2	—	—
9	<i>Melchiorites emerici</i> (RASPAIL)	1	—	3	2	—	—	—
10	<i>Puzosia sp. cf. angladei</i> (SAYN)	—	—	—	—	1	—	—
11	<i>Uhligella sp. aff. sequenzae</i> (COQUAND)	—	—	1	6	—	—	—
12	<i>Uhligella zurcheri</i> JACOB et TOBLER	2	—	3	6	—	—	—
13	<i>Colombiceras tobleri</i> (JACOB et TOBLER)	4	6	10	9	7	14	2
14	<i>Acanthoplites (?) sp. cf. nolani</i> (SEUNES)	2	2	(5)	?	4	—	—
15	<i>Parahoplites schmidti</i> JACOB et TOBLER	1	—	—	—	—	—	—
16-20	Gruppe des <i>Chelonicerases martini</i> (D'ORB.)	21	40	42	60	20	?	—
16	<i>Chelonicerases martini var. orientalis</i> (JACOB)	h	zh	h	zh	?	—	—
17	<i>Chelonicerases buxtorfi</i> (JACOB et TOBLER)	+	h	+	h	+	—	—
18	<i>Chelonicerases clansayense</i> (JACOB)	?	+	zh	zh	zh	—	—
19	<i>Chelonicerases subnodosocostatum</i> (SINZOW)	?	zh	zh	hh	h	—	—
20	<i>Chelonicerases subnodosocostatum var. pusilla</i> (SINZOW)	—	+	zh	zh	+	—	—
21	<i>Toxoceras (?) cf. honnoratianum</i> D'ORB.	—	1	1	2	2	—	—
22	<i>Hamites sp.</i> JACOB et TOBLER	—	2	4	3	—	—	—
23	<i>Hamites sp. cf. flexuosus</i> D'ORB.	—	1	1	2	1	—	—
24	<i>Ptychoceras puzosianum</i> D'ORB.	—	—	1	1*	—	—	—
25	<i>Baculites sp.</i>	—	—	—	—	—	—	1

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
26 <i>Pleurotomaria</i> sp. ind.	1	—	1	—	—	1	—
27 <i>Turbo</i> sp. (cf. <i>pictetianus</i> D'ORB.)	3	3	15	18	—	—	—
28 <i>Solarium</i> sp. (aff. <i>martinianum</i> D'ORB.)	—	—	1	—	—	—	—
29 <i>Solarium</i> sp. ind.	—	—	—	—	—	1	—
30 <i>Natica</i> sp. (cf. <i>truncata</i> PICTET et ROUX)	—	—	2	3	—	1	—
31 <i>Scalaria dupiniana</i> D'ORB.	—	—	—	1*	—	—	—
32 <i>Turritella</i> sp.	—	—	—	2*	—	—	—
33 <i>Aporrhais marginata</i> (SOWERBY)	1	—	—	—	—	—	—
34 <i>Aporrhais</i> sp. ind.	—	—	2	—	—	—	—
35 <i>Murex</i> cf. <i>sabaudianus</i> PICTET et ROUX	—	—	—	1*	—	—	—
36 <i>Gastropoda</i> , gen. et spec. div. indet.	—	+	2	+	+	+	+
37 <i>Hinnites studeri</i> PICTET et ROUX	—	—	—	1	—	—	—
38 <i>Plicatula inflata</i> Sow.	hh	h	12	hh	—	4	—
39 <i>Exogyra canaliculata</i> Sow.	—	—	2	2	1	—	—
40 <i>Exogyra arduennensis</i> D'ORB.	—	—	1	—	—	—	—
41 <i>Alectryonia milletiana</i> D'ORB.	—	1	2	1	—	—	—
42 <i>Arca</i> (<i>Grammatodon</i>) <i>carinata</i> Sow.	—	2	5	1	1	2	—
43 <i>Arca</i> (<i>Grammatodon</i>) <i>campichiana</i> PICTET et ROUX	—	—	—	1	—	1	—
44 <i>Opis sabaudiana</i> D'ORB.	—	—	4	1	—	—	—
45 <i>Venus vibrayeana</i> D'ORB.	2	—	—	2*	1	(1)	—
46 <i>Mactra gaultina</i> PICTET et ROUX	—	—	—	2*	—	—	—
47 <i>Panopaea</i> sp. (cf. <i>plicata</i> Sow.)	—	—	1	1*	—	—	—
48 <i>Lamellibranchiata</i> , gen. et spec. div. indet.	3	zh	zh	zh	zh	2	—
49 <i>Terebratula dutempleana</i> D'ORB.	7	6	21	hh	7	1	3
50 <i>Terebratula sella</i> Sow.	5	—	—	—	—	—	—
51 <i>Terebratella rhodani</i> PICTET et ROUX	—	—	—	—	—	1	—
52 <i>Rhynchonella deluci</i> PICTET	3	—	3	—	—	—	—
53 <i>Rhynchonella</i> sp. cf. <i>polygona</i> D'ORB.	3	—	9	6	1	—	—
54 <i>Rhynchonella</i> sp.	—	—	—	—	—	4	1
55 <i>Peltastes studeri</i> AGASSIZ	—	(1)	—	—	—	—	—
56 <i>Diplopodia brongniarti</i> AGASSIZ	3	—	(1)	2*	—	—	1
57 <i>Discoides decoratus</i> DÉSOL.	11	12	24	58	37	—	1
58 <i>Catopygus cylindricus</i> DÉSOL.	2	1	4	6	2	—	—
59 <i>Holaster perezii</i> SISMONDA.	—	—	—	—	—	2	—
60 <i>Epiaster ricordeauanus</i> D'ORB.	—	—	—	2*	—	—	—
61 <i>Cyclolites</i> sp.	—	—	—	—	—	h	h
62 cf. <i>Stylina micropora</i> Koby	—	—	—	—	—	h	h

Anmerkungen zur Fossilliste:

Die zitierten Ammonitengenera verteilen sich auf folgende Familien:

- 4—5 *Phylloceratidae*: *Phylloceras*.
- 6—7 *Lytoceratidae*: *Tetragonites*.
- 9—12 *Desmoceratidae*: *Melchiorites* (olim *Desmoceras* pro parte), *Puzosia*, *Uhligella* (olim *Desmoceras* pro parte).
- 13—15 *Parahoplitidae*: *Colombiceras* (olim *Parahoplites* pro parte), *Parahoplites*, *Acanthoplites* (?) (olim *Parahoplites* pro parte).
- 16—20 *Cheloniceratidae*: *Cheloniceras* (olim *Douvilleiceras* pro parte).

Folgende Formen geben Anlass zu Bemerkungen:

- 9 *Melchiorites emerici* (RASPAIL), (olim *Puzosia*). Meistens Fragmente, die nach dem Verlauf der Einschnürungen und nach der allgemeinen Form des Windungsquerschnittes auch mit *Melchiorites melchioris* (TIETZE) verglichen werden können, welcher sich jedoch durch eine geringere Dicke auszeichnet.
Puzosia mayoriana (D'ORB.), JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 9, Nr. 12, ist aus der Fossilliste des Luitere Zug zu streichen, da das Exemplar von JACOB und TOBLER am anhaftenden Gestein mit Sicherheit erkennen lässt, dass es nicht aus dem Luitere-Zug-Horizont stammen kann (wahrscheinlich stammt es aus dem Albien des Lochwald, aus dem *Varicosushorizont*).
- 10 *Puzosia* sp. cf. *angladei* (SAYN), siehe JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 9, Nr. 11.
- 11 *Uhligella* sp. aff. *sequenzae* (COQUAND), = *Desmoceras gr. de Sequenzae* COQUAND sp., JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 9, Nr. 13.
- 14 *Acanthoplites* (?) sp. cf. *nolani* (SEUNES), = *Parahoplites* sp. cf. *Nolani* SEUNES sp., JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 12, Nr. 16.
- 15 *Parahoplites schmidtii* JACOB et TOBLER, eine Species, die für den Luitere Zug aufgestellt wurde, scheint dort recht selten zu sein.
- 16—20 Gruppe des *Cheloniceras martini* (D'ORB.). JACOB bemerkt, dass die *Cheloniceras*-Formen des Luitere Zug meist keine Lobenlinie zeigen (1906, **14**, p. 13). Dies kommt daher, dass in vielen Fällen nur die Wohnkammer (ca. $\frac{2}{3}$ des letzten Umgangs) gerade bis zur ersten Kammerscheidewand erhalten ist. Die von JACOB nach der Skulptur unterschiedenen Typen sind in der Regel nur auf der Wohnkammer realisiert, während die inneren Umgänge an *Cheloniceras martini* var. *orientalis* oder an *Cheloniceras tchernyschewi* (SINZOW) erinnern. Da die verschiedenen Typen vollständig ineinander übergehen, wie dies ja schon JACOB beschrieben hat, konnte ich von meinen gegen 200 Exemplaren nur etwa $\frac{1}{4}$ mit mehr oder weniger Sicherheit bei den einzelnen Typen unterbringen. Es ist von einem gewissen Interesse festzustellen, dass als Seltenheit auch Exemplare vorkommen, die vom Typ des *Cheloniceras martini* var. *occidentalis* (JACOB) (Paléontologie française, pl. 58, fig. 9) kaum zu unterscheiden sind. Speziell ein 51 mm grosses, bis ans Ende gekammertes Exemplar vom Kohltalweg möchte man bis zu einem Durchmesser von 40 mm mit seinem flach gerundeten Rücken, über den die Rippen unverändert hinweglaufen, als var. *occidentalis* ansprechen; nachher wird dann allerdings der Querschnitt mehr sechseckig und die mediane Depression der Rippen deutlicher.
An der Fundstelle Risleten findet man häufig bis über 30 cm grosse Ammoniten, die anscheinend zu *Cheloniceras* gehören (die gewöhnlichen *Cheloniceras*-Formen sind bei ca. 5 cm Durchmesser ausgewachsen); mit ihren rundlichen, eng gerippten, knotenfreien Umgängen erinnern diese Ammoniten an *Procheloniceras*; innere Umgänge konnte ich nicht herauspräparieren. In Begleitung dieser Formen findet man auch weitnabelige flache Ammoniten derselben Grösse, die vermutlich zu *Colombiceras* zu stellen sind.
- 21 *Toxoceras* (?) cf. *honnoratianum* D'ORB., siehe JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 16, pl. II, fig. 9.
- 22 *Hamites* sp. JACOB et TOBLER, siehe JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 16, pl. II, fig. 10/11.
- 25 *Baculites* sp., ein gut erhaltenes Fragment vom Schwalmisostgrat. Steinkern, glatt, Querschnitt halbrund mit abgeplatteter Dorsal- (Antisiphonal-) Seite; Länge 13 mm, Höhe hinten 4,4 mm, vorn 4,3 mm, Breite hinten 5,7 mm, vorn 6,6 mm; Lobenlinie einfach, *lytoceratid*.
- 39—41 *Ostreidae*, bestimmt nach PICTET et CAMPICHE, Ste-Croix, tome 4, 1868—1871.
- 49 *Terebratula dutempleana* D'ORB., ausserordentlich variable Formengruppe (vgl. JACOB et TOBLER 1906, **14**, p. 19).
- 50 *Terebratula sella* Sow., nur an der Risleten beobachtet, in identisch gleicher Ausbildung wie in den oberen Orbitolinaschichten (siehe p. 43), von *Terebratula dutempleana* ohne weiteres unterscheidbar durch die kräftigen Frontalfalten (vgl. dazu auch p. 40).
- 54 *Rhynchonella* sp., grobgerippte Form, unbestimmbar.
- 57 *Discoides decoratus* DÉSOL. Wie JACOB bemerkt (1906, **14**, p. 20), kann man beim Bestimmen auch an *Discoides conicus* DÉSOL denken.
- 61 *Cyclolites* sp. Vergleichbar mit *Cyclolites aptiensis* FROMENTEL oder *C. ligerensis* EDWARDS and HAIME; ca. 90 bis 100 Septen, Durchmesser 16—19 mm, Höhe 6—7 mm.
- 62 cf. *Stylina micropora* Koby. Schwarze, 2—3 mm dicke Krusten, deren Aussehen oft an *Stylina micropora* Koby (Monogr. Polypiers crét. Suisse, Abh. Schw. Pal. Ges., Bd. XXIV, 1897, pl. VI, Figur 1) erinnert.

Horizontale Verteilung der Fauna.

In der Falte II hat der Fossilhorizont des Luitere Zug die reichsten Ausbeuten geliefert; weiter nördlich, in der Falte I, ist die Fauna anscheinend ähnlich zusammengesetzt. Gegen S ändert sich jedoch der Charakter der Fauna sehr rasch: am Schwalmis und auf Morschfeld fehlt *Chelonicerias* vollständig (bis auf ein zweifelhaftes Fragment eines inneren Umgangs) und ebenso *Discoides* (1 Exemplar gefunden), während umgekehrt einige wenige Species auftreten, die im N fehlen.

Diese Erscheinung erinnert in gewissem Sinne an die Nägelibergfauna von ARN. HEIM (1913, 70, p. 356), in der auch die typischen *Chelonicerias*-formen des Luitere Zug fehlen, was ARN. HEIM auf provinzielle Unterschiede der Fauna zurückführt. Im vorliegenden Fall muss man allerdings eher die Fazies oder sonst eine Ursache für die Unterschiede verantwortlich machen, da die Distanz zwischen den Fundstellen der Falten II und III viel zu gering ist, als dass man an Faunenprovinzen denken könnte.

Alter.

Was das Alter der Fauna des Luitere Zug betrifft, so stelle ich mich auf den Boden der Untersuchungen von JACOB.

Man darf wohl annehmen, dass der Fossilhorizont des Luitere Zug überall gleich alt ist, wo er in identischer stratigraphischer Lage wie im Luitere Zug auftritt, auch wenn nicht überall eine exakte paläontologische Altersbestimmung möglich ist.

3. Glaukonitführende Schiefer und Grünsandsteine.

Unter dieser Bezeichnung sind hier die Ablagerungen zwischen dem Fossilhorizont des Luitere Zug und der Echinodermenbreccie (Brisibreccie) zusammengefasst, die von ARN. HEIM und E. GANZ in eine Reihe von Unterabteilungen zerlegt worden sind (von unten nach oben: Durchgängschicht E. GANZ 1912, ? = Basisgrünsand ARN. HEIM 1913; Luitereemergel ARN. HEIM 1909; Gamserschichten ARN. HEIM 1910; Brisaisandstein ARN. HEIM 1910).

Im Untersuchungsgebiet kann man einteilen von unten nach oben (vgl. auch unten die Bemerkungen zur Parallelisierung):

- a) Basisgrünsandbank (=«Durchgängschicht»), nur an einer Stelle beobachtet (Schwierien am Oberbauenstock);
- b) glaukonitarmer Schiefer (= «Luitereemergel») bilden in der Regel das Hangende des Luitere-Zug-Fossilhorizontes, nach oben allmählich übergehend in
- c) schieferigen Grünsandstein (= «Gamserschichten»), allmählich übergehend in
- d) massigen Grünsandstein (= «Brisaisandstein»), darüber folgt die Echinodermenbreccie (Brisibreccie, siehe p. 52).

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Im N (Steinbruch Cernik an der Risleten östlich Beckenried) folgt über dem Fossilhorizont des Luitere Zug mit Übergang 1 m dunkler, glaukonitarmer Schiefer (b) mit einer 15 cm dicken Mergelkalkbank in der Mitte; darüber liegt mit glatter, scharfer Grenze die Basis-austernbank der Brisibreccie (vgl. Figur 6, p. 40). Am Ostende des Steinbruchs fehlen die Schiefer: die Brisibreccie liegt dort mit undeutlicher Grenze direkt auf dem Schrattenkalk und enthält an der Basis die Phosphoritfossilien des Luitere-Zug-Horizonts.

In der Umgebung von Emmetten werden die Schiefer mächtiger, ihr oberer Teil ist härter und sandiger (= schieferiger Grünsandstein, *c*).

Weiter südwestlich, bei einer Mächtigkeit von 10—15 m, setzt dann zuoberst auch massiger Grünsandstein (*d*) ein, etwa bei Aabig-Marchstein und nördlich vom Seelisbergerseeli.

Niederbauenfalte (II): Im verkehrten Schenkel südlich vom Seelisbergerseeli nimmt die Mächtigkeit weiter zu (vgl. E. GANZ 1912, **18**, Figur 18 und pl. V, Figur 39, doch scheinen mir die Mächtigkeiten dort zu gross angegeben). Am Kohltalweg bei Emmetten findet man bei einer Gesamtmächtigkeit von 28 m von unten nach oben 6 m glaukonitarmer Schiefer (*b*), übergehend in 5 m massigen Grünsandstein, übergehend in 3 m schieferigen Grünsandstein, 2 m Übergang zu 12 m massigem Grünsandstein (*d*); dabei ist nicht zu entscheiden, ob man den untern massigen Grünsandstein zur Abteilung *c* oder *d* rechnen soll.

Im W bei Hummligen (nördlich Wolfenschiessen) sind bei 24 m Gesamtmächtigkeit die untern 9 m schieferig ausgebildet (*b* und *c*), die oberen 15 m massiger Grünsandstein (*d*).

Im normalen Schenkel, im Gebiet der Niederbauenalp, beträgt die Gesamtmächtigkeit ca. 25 bis 30 m. Etwa die obere Hälfte ist massiger Grünsandstein (*d*), die untere Hälfte glaukonitarmer Schiefer (*b*) und schieferiger Grünsandstein (*c*).

Oberbauenfalte (III): Am Schwieren am Oberbauenstock liegt direkt über dem Fossilhorizont des Luitere Zug eine 40 cm dicke Bank von feinkörnigem Grünsandstein (*a*). Darüber folgen 9 m schieferiger Grünsandstein (*c*) und 4 m massiger Grünsandstein (*d*). Dieses Profil ist offenbar tektonisch gequetscht (verkehrter Schenkel).

An den Geissplatten am Schwalms beträgt die Gesamtmächtigkeit ca. 40 m.

Am Schinberg (Gesamtmächtigkeit 45—50 m) entfallen ca. 15 m auf die glaukonitarmer Schiefer (*b*), ca. 15 m auf den schieferigen Grünsandstein (*c*) und ca. 17 m auf den massigen Grünsandstein (*d*), der in den obersten 4 m hell anwitternde Knollen enthält (wie auch an den Geissplatten).

Gesteinsfolge.

a) **Basisgrünsandbank**, nur am Schwieren festgestellt: Sehr feinkörniger, zäher Glaukonitsandstein, graugrün, Anwitterung graubraun, Mächtigkeit 40 cm.

b) **Glaukonitarmer Schiefer** (Luitereemergel): Schwärzliche, ziemlich feste, etwas sandige, tonige Schiefer, mit etwas Glaukonit (der manchmal makroskopisch kaum wahrnehmbar ist); oft mit feinen Glimmerschüppchen. Nach oben nimmt der Glaukonitgehalt zu, das Gestein wird fester und sandiger und geht damit allmählich über in:

c) **Schieferiger Grünsandstein** (Gamserschichten): Teils glaukonithaltige, harte, sandige Schiefer, teils geschieferter, flaseriger Grünsandstein, oft schwer abzutrennen von:

d) **Massiger Grünsandstein** (Brisandstein): Massiger bis dickbankiger, kompakter, harter Grünsandstein; frisch schwarzgrün; Bruch uneben splittrig bis zackig, sehr zäh; bei der Verwitterung wird er bröckelig, grün bis rostbraun. Braust oft nicht mit verdünnter Salzsäure.

Dünnschliffe.

a) **Basisgrünsandbank** vom Schwieren (1 Schliff):

Grundmasse: Schmutzig.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet; Korngrösse ziemlich gleichmässig, vorherrschend 0,10 bis 0,20 mm, maximal 0,34 mm; ca. 80—85 %.

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, ca. 4 %.

b) Glaukonitarme Schiefer (4 Schliffe):

Grundmasse: Dunkel bräunlichgrau.

Quarzkörnchen: Vorherrschend unter 0,10 mm (oft auch vorherrschend unter 0,05 mm), maximal 0,15—0,23 mm, ca. 2—18 %.

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, 1/2—5 %.

c) Schieferiger Grünsandstein (4 Schliffe):

Grundmasse: Dunkel, bräunlich.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,05—0,15 mm, maximal 0,21—0,35 mm, 5—50 %.

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, 2—10 %.

d) Massiger Grünsandstein (5 Schliffe):

Grundmasse: Meist dunkel, manchmal calcitisch.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,10—0,20 mm, maximal 0,35—0,42 mm, 35—80 % (meist über 60 %).

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, ca. 5—20 %.

Calcitische Schalenreste: Manchmal vorhanden.

Textulariden: Selten.

In dieser Zusammenstellung sind auch einzelne Schliffe enthalten, bei denen man im Zweifel sein kann, zu welcher Abteilung sie zu stellen sind, entsprechend der Unsicherheit in der Unterscheidung dieser Abteilungen, die offenbar völlig ineinander übergehen. Trotz dieser Unsicherheit ergibt sich klar, dass von unten nach oben in den Abteilungen *b* bis *d* die Quarzkorngrösse ganz konstant zunimmt. Auch der Prozentgehalt an Quarz und Glaukonit nimmt zu, nur vielleicht nicht so regelmässig wie die Quarzkorngrösse.

Bemerkungen zur Parallelisierung.

Die glaukonitarmen Schiefer sind nach Definition identisch mit den «Luitere mergeln» ARN. HEIMS (1909, **17**, p. 103), deren Typ im Luitere Zug genommen wurde.

Der massige Grünsandstein unter der Echinodermenbreccie entspricht ganz offenbar dem «Brisisandstein».

Da nach ARN. HEIM zwischen den Luitere mergeln und dem Brisisandstein die Gamserschichten liegen und da im Untersuchungsgebiet die Schichtserie von den glaukonitarmen Schiefen zum massigen Grünsandstein offenbar kontinuierlich ist, muss man annehmen, dass der mittlere Teil der grünsandigen Schichten, unser schieferiger Grünsandstein, den «Gamserschichten» ARN. HEIMS entspricht, mit denen er ja ganz gut übereinstimmt.

ARN. HEIM hat aus dem Profil vom Hurst am Alvier abgeleitet, dass die Gamserschichten eine selbständige Schichtgruppe darstellten (1910, **70**, p. 267; 1913, **70**, p. 342 und 345). Es scheint mir jedoch unmöglich, im Untersuchungsgebiet die drei Unterabteilungen Luitere mergel, Gamserschichten und Brisisandstein voneinander zu trennen, so dass man sich fragen kann, ob die Gamserschichten wirklich ein selbständiger Komplex sind ¹⁾. Und wenn nun schon die Abtrennung der Gamserschichten fraglich ist, so scheint es noch mehr zweifelhaft, ob man berechtigt ist, einer selbständigen Gruppe von Gamserschichten eine Gruppe der Luitereschichten (= Fossilhorizont des Luitere Zug und Luitere mergel) und eine Gruppe der Brisischichten (= Brisisandstein und Brisibreccie) gegenüberzustellen.

Jedenfalls für das Untersuchungsgebiet ist nur die Einteilung in Fossilhorizont des Luitere Zug, glaukonitführende Schiefer und Grünsandsteine, und Echinodermenbreccie (Brisibreccie) konsequent durchführbar. Die weitere Unterteilung unserer «glaukonitführenden Schiefer und Grünsandsteine» wurde hier nur unternommen, um die vertikalen Faziesveränderungen dieser Schichtgruppe zu untersuchen (vgl. auch unten die Schlussfolgerungen zum oberen Aptien, p. 52).

¹⁾ Ausser vom Hurst ist in der Literatur nirgends eine scharfe Grenze zwischen Luitere mergeln und Gamserschichten bekannt.

4. Echinodermenbreccie (Brisibreccie).

Diese Abteilung ist im Untersuchungsgebiet überall vorhanden und daher ein zuverlässiger Leit-horizont; sie trennt die Grünsandbildungen des oberen Aptien von denen des Albien. Sie beginnt unten immer mit derselben Austernbank, über der im S noch eine grünsandige Zone folgt. In ihrem oberen Teil kann noch einmal eine Austernbank auftreten (Schwieren). Die obersten Meter sind im S oft auffällig hell gefärbt, so dass man den Eindruck gewinnt, das Gestein sei dort vor der Ablagerung des Albien ausgebleicht worden(?).

Mächtigkeiten:

Falte I: Risleten 25 m ¹⁾; Emmetten ca. 10 m; Seelisbergerseeli ca. 12 m.

Falte II: Nünig 11 m; Niederbauenalp ca. 12—15 m; Hummligen 14 m.

Falte III: Schwalmis und Schinberg 13—14 m.

Gestein.

Massige oder gebankte Echinodermenbreccie, manchmal oolithisch; frisch dunkelgrau, grob-spätig; Anwitterung hell gelbbraun bis grau, mit sehr rauher Oberfläche. Viel grobkörniger als die oberen Orbitolinaschichten.

Dünnschliffe.

a) Austernbank an der Basis (1 Schliff):

Grundmasse: Körniger Calcit bis dichter Kalk.

Quarzkörner: Vorherrschend 0,15—0,25 mm, maximal 0,41 mm, ca. 11 %.

Glaukonit: Dimensionen wie Quarz, 10 %.

Textulariden: Vereinzelt.

b) Echinodermenbreccie (7 Schliffe):

Grundmasse: Kristallisierter bis körniger Calcit.

Quarzkörner: Meist 0,15—0,30 mm, maximal 0,42—1,23 mm (oben), ca. 3—17 %, meist 5—10 %.

Glaukonit: Um ½ % (0—1 %).

Calcitische Schalenreste: Reichlich, meist um ca. 0,5 mm, oft mit Oolithrinden; Echinodermengitter sehr häufig, daneben Lamellibranchier, Bryozoen, Terebratuliden.

Foraminiferen: Spärlich; Textulariden verbreitet, Milioliden und *Orbitolina* nur oben.

Fossilien.

Ausser im untersten und obersten Teil der Echinodermenbreccie findet man keine erkennbaren Makrofossilien.

Die Austernbank an der Basis ist z. B. im Gebiet der Niederbauenalp sehr gut entwickelt. Ich fand dort u. a.: Schalenrümmer von zum Teil sehr grossen *Austern*, massenhaft; *Rhynchonellen*, *Pentacrinus*-Stielglieder, *Bryozoen*.

Aus der oberen Austernbank vom Schwieren (Oberbauenstock), 3 m unter dem Albien: Grosse und kleine *Austern*, *Rhynchonellen*.

Aus dem obersten Teil der Echinodermenbreccie von der Risleten (östlich Beckenried), in Verbindung mit den grobsandigen Schlieren der Albienbasisbildungen: *Rhynchonella* sp., häufig.

Schlussfolgerungen zum oberen Aptien.

Es wurde schon oben (p. 43) darauf hingewiesen, dass die oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten) für sich einen Sedimentationszyklus darstellen.

¹⁾ Nach DE QUERVAIN 1931 (24, p. 192 und 194, Figur 6) rund 15 m; diese Angabe stammt offenbar vom Westende des Steinbruchs, wo die Echinodermenbreccie längs einem schlecht aufgeschlossenen schiefen Bruch an die Knollenschichten stösst.

Aus der Gesteinsfolge vom Fossilhorizont des Luitere Zug bis zur Echinodermenbreccie (Brisibreccie) geht ohne weiteres hervor, dass man auch diese Schichtgruppe zusammen als einen Sedimentationszyklus betrachten kann, wie dies auch schon P. ARBENZ (1919, **39**, p. 254) ausgesprochen hat. Der phosphoritische Fossilhorizont an der Basis, die tonigen Schiefer darüber und die Echinodermenbreccie als Abschluss, sowie auch die konstante Zunahme der Quarzkorngrösse von den Schiefen (Luiteremergel) bis zur Brisibreccie sprechen für diese Auffassung.

Betrachtet man nun aber diese Schichten vom Fossilhorizont des Luitere Zug bis zur Brisibreccie als einen einfachen Sedimentationszyklus, so darf man sich fragen, ob die weitgehende stratigraphische Unterteilung von ARN. HEIM und E. GANZ in Durchgängbank, Luiteremergel, Gamserschichten und Brisandstein einen praktischen Wert hat oder ob man nicht besser auf die Unterscheidung der vielen Horizonte mit Lokalnamen verzichtet (ausgenommen natürlich für lokale stratigraphische Studien).

Jedenfalls scheint es vorläufig zweifelhaft, ob es je gelingen wird, das Alter dieser vielen Horizonte exakt festzulegen, besonders wenn man bedenkt, wie sehr das Alter des Fossilhorizonts des Luitere Zug, der als einziger brauchbare Ammonitenfaunen geliefert hat, umstritten war (siehe z. B. ARN. HEIM 1913, **70**, p. 353—356).

V. Albien, Cénomaniën, Turonien.

(Groupe Mésocrétacé HAUG, Mittlere Kreide.)

Die Grünsandbildungen im Hangenden der Brisibreccie bis zur Turrilitenschicht und der Seewerkalk werden hiehergestellt. Das Alter dieser Schichten ist jedoch nur zum Teil durch Ammoniten bestimmbar.

Zweck und Methode der Untersuchung.

Bekanntlich stösst die Erforschung der helvetischen Mittelkreide, insbesondere des Albien, auf nicht geringe Schwierigkeiten, die hauptsächlich bedingt sind durch die Aufhäufung von Fossilien in dünnen Horizonten und durch die oft sehr geringe Mächtigkeit der sterilen Gesteinskomplexe, die diese Fossilhorizonte voneinander trennen.

Nach den grundlegenden Arbeiten von JACOB (1906, **14**; 1907, **75**) haben die vorbildlichen Untersuchungen von ARN. HEIM (1909, **17**; 1910/16, **70**) und auch von E. GANZ (1912, **18**) eine wesentliche Abklärung der Verhältnisse gebracht. Neben manchen andern Resultaten zeitigten die Untersuchungen der beiden letzten Autoren jedoch auch Schlussfolgerungen, welche die paläontologischen Grundlagen der Stratigraphie bis zu einem gewissen Grade in Frage stellen und die in neuerer Zeit auch von AD. JAYET unterstützt worden sind (1928, **47**, p. 68).

Es schien deshalb wünschenswert, einige im Verlauf der vorliegenden Arbeit gewonnene Erfahrungen und Regeln (vgl. p. 96—105) auch auf die mittlere Kreide anzuwenden, um so auf neuer Grundlage an diese Probleme herantreten zu können. Da die zyklische Gliederung offenbar auch in der mittleren Kreide die ganze Erscheinungsform der Schichtfolge bedingt, versuchte ich, in erster Linie die zyklische Gliederung der mittleren Kreide klarzustellen, um dann die Fossilführung der petrographisch festgelegten Horizonte zu untersuchen.

Es ergab sich dabei das Resultat, dass im helvetischen Albien ein Horizont, der sich als Zyklengrenze (siehe p. 97) einwandfrei petrographisch verfolgen lässt, auch immer dieselben Leitammoniten führt, ausgenommen, wenn er mit einer andern Zyklengrenze untrennbar verschmilzt oder wenn er aufgearbeitete Fossilien enthält. Die beiden letzten Möglichkeiten lassen sich jedoch durch die petrographische Untersuchung näher umschreiben und einkreisen, so dass es möglich wird, auf Grund der Fauna einwandfreie Schlüsse zu ziehen über das Alter der einzelnen Fossilhorizonte.

Gliederung.

Um Unklarheiten möglichst zu vermeiden, seien zunächst die Ammonitenzonen und ihre Zuteilung zu den einzelnen Stufen festgelegt, nach HAUG, *Traité de Géologie* 1910, p. 1170. Diese Aufstellung soll nur den Überblick erleichtern, gegebenenfalls halten wir uns dadurch nicht für gebunden (vgl. p. 73 und 81/82). Von unten nach oben:

Albien	{	unteres	Zone der <i>Leymeriella tardefurcata</i> (LEYM.) = Zone IV JACOB.
		mittleres	Zone des <i>Hoplites dentatus</i> (SOW.) = Zone V JACOB.
		oberes	Zone des <i>Neoharpoceras hugardianum</i> (D'ORB.) = Zone VI a JACOB.
Cénomaniën	{	unteres	Zone des <i>Mortoniceras inflatum</i> (SOW.) = Zone VI b JACOB.
		mittleres	Zone des <i>Mantelliceras mantelli</i> (SOW.).
		oberes	Zone des <i>Metacanthoplites rotomagensis</i> (BRONG.).
Turonien			im helvetischen Gebiet keine Ammoniten bekannt.

Im Untersuchungsgebiet lässt sich die mittlere Kreide von unten nach oben gliedern in:

1. Basisbildungen, dünner Horizont unmittelbar über der Brisibrecce, charakterisiert durch sehr grobe Quarzkörner und gelb und erdig anwitternde Dolomitgeröllehen.
2. Kalksandstein, ? unteres Albien, nur im N entwickelt.
3. Concentricusschichten, vorwiegend schieferige Zone mit mehreren Phosphoritfossilhorizonten, die weiter unterteilt werden kann in:
 - a) Milletianushorizont, unteres Albien;
 - b) Mammillatus-escragnollensis-Schichten, mittleres Albien;
 - c) Varicosushorizont, oberes Albien;
4. Knollenschichten, können als oberes Albien bezeichnet werden.
5. Turrilitenschicht, Cénomaniën.
6. Seewerkalk, wahrscheinlich Cénomaniën-Turonien.
- 6a. konglomeratistische Seewerkalkfazies, wahrscheinlich Cénomaniën-Turonien, vertritt im S Knollenschichten und Seewerkalk.

Es sind hier einige neue Schichtnamen verwendet, da mehrere der von ARN. HEIM und E. GANZ geprägten Ausdrücke zu Unsicherheiten Anlass geben (für Einzelheiten vergleiche die betreffenden Abschnitte). Ich hielt es bei der Wahl neuer Namen für vorteilhaft, fossilführende Schichten nach verbreiteten und charakteristischen, allgemein bekannten Fossilien bezeichnen, wie dies auch früher der Brauch war.

Detailprofile.

Profil 1, Sagendorf-Schöneck.

(Falte I.)

Das Profil findet sich in der Schlucht des Kohltalbaches nördlich von Emmetten-Sagendorf bei Schwand. Die Concentricusschichten sind besser aufgeschlossen im Wald unterhalb Schöneck, im Graben südlich P. 603.

Basisbildungen	{	1	Brisibrecce;
		2.	an der Obergrenze der Brisibrecce undeutlich begrenzte glaukonitische Schlieren mit Quarzkörnern bis über 5 mm.
4 m	{	3.	4 m Kalksandstein, Oberfläche verwachsen mit
Kalksandstein		5.	20 cm Fossilhorizont mit <i>Lyelliceras pseudolyelli</i> (vgl. Fossiliste, p. 66, Kolonne 6).

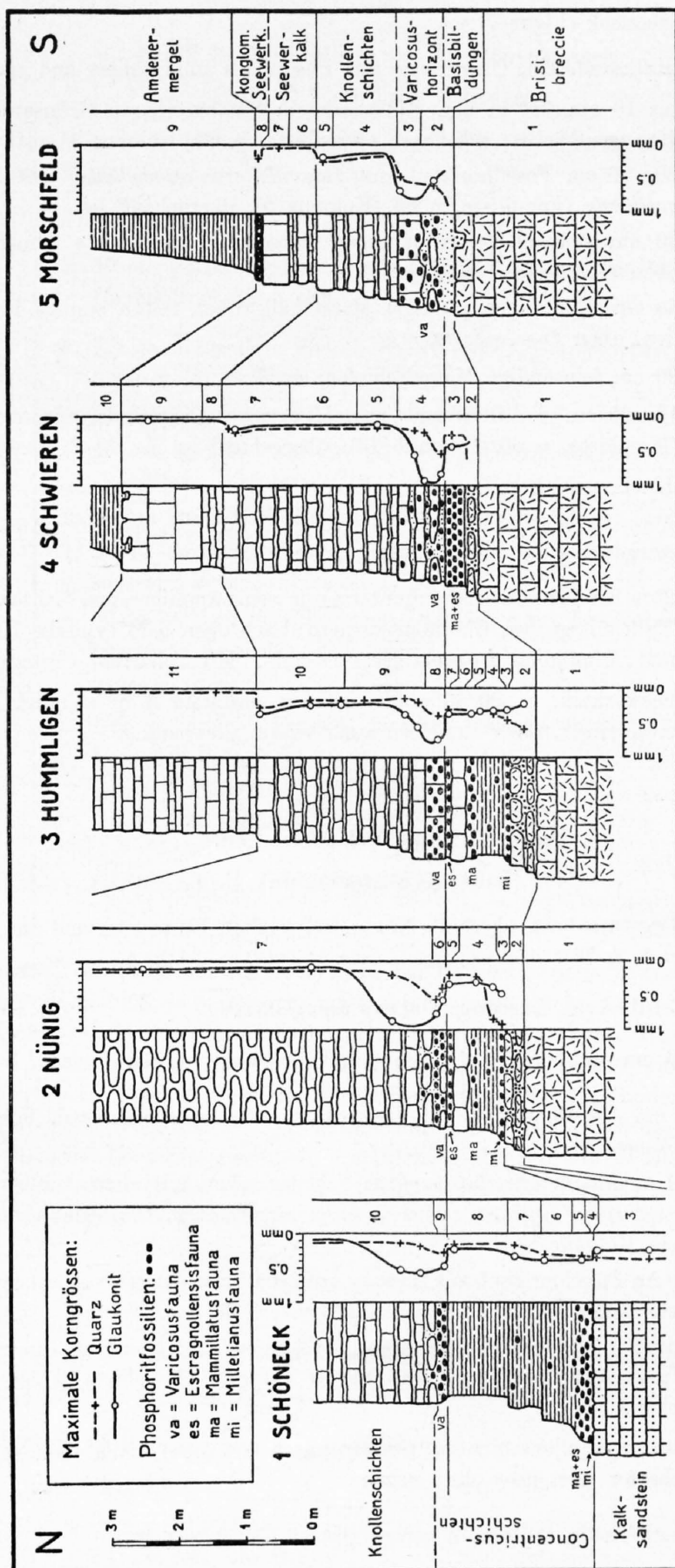


Fig. 7. Detailprofile durch die Concentricusschichten (Albien).

Man beachte das plötzliche Ansteigen der Korngrösse des Glaukonit beim Einsetzen der Varicosusfauna.

Fortsetzung bei Schöneck (Figur 7):

- | | | |
|-------------------------------------|---|---|
| 21½ m
Concentricus-
schichten | { | <p>3. Kalksandstein, Obergrenze mit Phosphorit imprägniert und etwas knollig;</p> <p>4. bis 10 cm tief in den Kalksandstein hinabgreifende Grünsandschlieren mit <i>Hypacanthoplites milletianus</i> (Fossilliste, p. 66, Kolonne 1).</p> <p>5. 20—30 cm Fossilhorizont mit <i>Douvilleiceras mammillatum</i> und <i>Hoplites escragnollensis</i> (Fossilliste, p. 66, Kolonne 5), übergehend in</p> <p>6. 50 cm ziemlich fester sandiger Mergelkalk, vereinzelte Phosphoritfossilien, oben <i>Hoplites sp. ind.</i>;</p> <p>7. 50 cm schieferiger, sandiger Mergelkalk, oben fester, wenige Phosphoritfossilien, oben <i>Inoc. sulcatus</i>;</p> <p>8. 90 cm feinsandige Mergelschiefer, steril.</p> <p>9. 10—20 cm Fossilhorizont mit <i>Hysterocheras varicosum</i>, <i>Inoceramus sulcatus</i> (Fossilliste, p. 66, Kolonne 13), übergehend in</p> <p>10. Knollenschichten.</p> |
|-------------------------------------|---|---|

Fortsetzung bei Sagendorf:

- | | | |
|-------------------------------|---|--|
| 23 m
Knollen-
schichten | { | 10. 23 m Knollenschichten; zuunterst nur wenig knolliger, fast dichter, dunkelgrauer Kalk mit groben Glaukonitkörnern; nach oben bald typische Knollenstruktur und allmählich grobspätigeres Gestein. Mit scharfem Gesteinswechsel folgt |
| über 20 m
Seewerkalk | { | 11. Seewerkalk, ca. 20 m aufgeschlossen, unterste 5 m ziemlich massig, dann schieferiger, oben zum Teil auch wieder dickbankig. |

Profil 2, Nünig bei Emmetten.

(Falte II, Stirnschuppe.)

In dem kleinen Bergsturzausschnitt oberhalb Nünig südwestlich Emmetten und im Bach westlich davon (vgl. Figur 7 und 8, p. 73).

- | | | |
|-----------------------------------|---|--|
| 0,3 m Basis-
bildungen | { | <p>1. Brisibreccie, Obergrenze etwas unregelmässig.</p> <p>2. 30 cm grobkörniger Grünsand mit Brocken von Brisibreccie.</p> |
| 1 m
Concentricus-
schichten | { | <p>3. 5 cm Fossilhorizont mit <i>Hypacanthoplites milletianus</i> (vgl. Fossilliste, p. 66, Kolonne 2).</p> <p>4. 70 cm glaukonitische, sandige Schiefer, oben mit einer knolligen Kalkbank; unter dieser Kalkbank <i>Douvilleiceras mammillatum</i>, <i>Inoceramus salomoni</i> (Fossilliste Kolonne 8).</p> <p>5. 10 cm Fossilhorizont mit <i>Hoplites escragnollensis</i>, <i>Inoceramus concentricus</i> (Fossilliste Kolonne 9).</p> <p>6. Ca. 20 m Grünsand mit hellen Kalkknollen und einzelnen Phosphoritfossilien, <i>Hysterocheras varicosum</i>, <i>Inoceramus sulcatus</i> (Fossilliste Kolonne 14), übergehend in</p> |
| 20½ m Knollen-
schichten | { | 7. 20,5 m Knollenschichten, Gestein unten fast dicht, nach oben spätig werdend; scharfer Gesteinswechsel gegen |
| über 10 m
Seewerkalk | { | 8. Seewerkalk, tektonisch verschuppt (? 10—15 m). |

Profil 3, Hummligen bei Wolfenschiessen.

(Falte II, verkehrter Schenkel.)

Nördlich Hummligen, ca. 100 m nördlich vom Bach bei P. 505, ca. 620 m hoch, Koordinaten 196850/673420 (vgl. Figur 7).

- | | |
|--|--|
| | 1. Brisibreccie. |
| 0,4 m Basis-
bildungen | { 2. 40 cm grober Grünsand mit gelben Körnern und Brocken von Brisibreccie, Quarzkörner bis 5 mm. |
| 1 1/4 m
Concentricus-
schichten | { 3. Einige Zentimeter Fossilhorizont mit <i>Hypacanthoplites milletianus</i> (vgl. Fossil-
liste, p. 66, Kolonne 3).
4. 45 cm feinsandige Schiefer, einzelne Phosphoritfossilien.
5. 15 cm härtere Schiefer mit vielen Phosphoritfossilien, <i>Inoceramus salomoni</i>
(Fossiliste, Kolonne 10).
6. 25 cm knollige Kalkbank, <i>Inoceramus concentricus</i> (kalkig).
7. 5—10 cm grünsandiger Fossilhorizont, <i>Hoplites escragnollensis</i> , <i>Inoceramus
concentricus</i> (Fossiliste, Kolonne 11).
8. 30 cm kalkiger Fossilhorizont, <i>Dipoloceras</i> sp., <i>Inoceramus sulcatus</i> (Varicosus-
horizont; Fossiliste Kolonne 15). |
| 2 1/2 m
Knollen-
schichten
(seewerkalk-
ähnlich) | { 9. 1,30 m Knollenschichten, ziemlich hellgrau, fast dicht.
10. 1,20 m sehr hellgrauer, knolliger Kalk, seewerkalkähnlich; im oberen Teil
ziemlich viel Glaukonit, scharfe Grenze mit Pyrit gegen |
| Ca. 5 m
Seewerkalk | { 11. Seewerkalk, 4,90 m aufgeschlossen. |

Die klassische Fossilfundstelle im Lochwald bei Dallenwil (siehe TOBLER und BUXTORF 1906, p. 48; JACOB et TOBLER 1906, p. 6, Figur 2) bestand aus verrutschten Blöcken, die völlig ausgebeutet sind. Das fossilführende Gestein entspricht der Schicht 8 von Hummligen. Hummligen ist das einzige gute Albienprofil in der näheren Umgebung des Lochwald (ausgenommen einige schwer zugängliche Stellen im Kohlertobel). Nach Abwicklung der Falten liegt es wenige hundert Meter nördlich vom vermutlichen Herkunftsort der Blöcke im Lochwald. Man darf wohl annehmen, dass die Schichtfolge, aus der die Fossilien des Lochwald stammen, annähernd gleich war wie bei Hummligen, da man auch an andern, weiter entfernten Stellen eine völlig analoge Schichtfolge vorfindet, so 300 m südlich Eiberg im Kohltal und am Nünig bei Emmetten (vgl. oben, Profil 2; vgl. ferner die Fossiliste, p. 66, Kolonne 16 und p. 71).

Profil 4, Schwieren am Oberbauenstock.

(Falte III, verkehrter Schenkel.)

100 m östlich P. 1876 (Figur 7).

- | | |
|-------------------------|---|
| | 1. Brisibreccie. |
| 0,2 m
Basisbildungen | { 2. 20 cm Schicht aus Knollen von Brisibreccie mit Adern von grobem Grünsand
dazwischen, Quarzkörner bis 4 1/2 mm, gelbe erdige Körner. |

- | | | |
|---|---|---|
| 1 m
Concentricus-
schichten | { | 3. 30 cm Fossilhorizont mit sehr viel Phosphorit, <i>Douvilleiceras mammillatum</i> , <i>Hoplites escragnollensis</i> (vgl. Fossiliste, p. 66, Kolonne 12).
4. 70 cm heller, knolliger Kalk mit Grünsandlagen, einzelne Phosphoritfossilien, besonders im Grünsand, <i>Hysterocheras varicosum</i> , <i>Inoceramus sulcatus</i> (Fossiliste Kolonne 17). |
| 2½ m
Knollen-
schichten
(seewerkalk-
ähnlich) | { | 5. 60 cm grauer dichter Kalk, schwach knollig, <i>Belemniten</i> 20 cm über der Basis, übergehend in
6. 1 m hellgrauer, schwach knolliger Kalk, übergehend in
7. 1 m heller Kalk, seewerkalkähnlich, noch schwach knollig, einzelne Glaukonitkörnerchen, <i>Haifischzahn</i> 20 cm vom Dach. |
| 1½ m
Seewerkalk | { | 8. 30 cm knolliger Seewerkalk mit etwas glaukonitischen Mergellagen, übergehend in
9. 1,20 m massiger Seewerkalk, fast weiss, <i>Rhynchonella cf. martini</i> einige Zentimeter unter der Obergrenze (vgl. p. 76); Oberfläche mit viel Pyrit, löcherig verwittert, völlig scharfe Grenze gegen
10. 15 m Amdenermergel (Leistmergel?), tektonisch reduziert, dann Wangschichten. |

Profil 5, Morschfeld nördlich Brisen.

(Falte III, normaler Schenkel.)

Bachgraben westnordwestlich Scheidegg, ca. 1530—1580 m hoch (Figur 7).

- | | | |
|--|---|---|
| Ca. 0,9 m
Basisbildungen
und Varicosus-
horizont | { | 1. Brisibreccie, Oberfläche etwas uneben.
2. Ca. 45 cm (stellenweise etwas mehr) glaukonitreicher Grünsand, an der Basis vereinzelter Brocken von Brisibreccie und Quarzkörner bis 2 mm, im oberen Teil einzelne hellgraue Kalkknollen und massenhaft phosphoritische Fossilien: <i>Hysterocheras varicosum</i> , <i>Inoceramus sulcatus</i> (vgl. Fossiliste, p. 66, Kolonne 18); Übergang in
3. 40 cm seewerkalkähnliche Bank mit weniger, meist phosphoritischen Fossilien, <i>Dipoloceras</i> , <i>Puzosia</i> , <i>Tetragonites</i> , <i>Belemniten</i> (Fossiliste Kolonne 18). |
| 1,2 m
Knollen-
schichten
(seewerkalk-
ähnlich) | { | 4. 95 cm seewerkalkartiges Gestein, knollig mit etwas mergeligen Schlieren, <i>Belemniten</i> 60—70 cm über der Basis.
5. 25 cm Kalkbank, fast wie Seewerkalk, doch etwas rauh anwitternd und dunkler; grosser <i>Fischwirbel</i> (?), mehr als faustgrosser ästiger <i>Korallenstock</i> (<i>Thecosmilia?</i> oder <i>Cladocora?</i>), <i>Seeigelreste</i> . |
| 0,8 m
Seewerkalk | { | 6. 40 cm Seewerkalk, etwas knollig;
7. 40 cm massiger Seewerkalk, Oberfläche glatt und mit Pyrit gepflastert, völlig scharfe Grenze gegen
9. Amdenermergel (Leistmergel?), ca. 40—50 m, dann Wangschichten. |

An einer Stelle beobachtet man:

- | | | |
|--|---|---|
| 0,1 m konglo-
meratischer
Seewerkalk | { | 7. Seewerkalk.
8. 10 cm seewerkalkartiges Gestein mit etwas Glaukonit, enthält bis 1 cm grosse Brocken von Seewerkalk, darüber scharfe Grenze gegen
9. Amdenermergel. |
|--|---|---|

1. Basisbildungen des Albien.

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir einen glaukonitführenden Horizont mit groben Quarzkörnern, dessen Mächtigkeit im Untersuchungsgebiet 40 cm nicht übersteigt und der an die Obergrenze der Brisibreccie gebunden ist. (Über Parallelisierung und Benennung vgl. unten.)

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): An mehreren Stellen (besonders in der Umgebung von Waldhofstatt [östlich vom Seelisbergerseeli] und an der Risleten) beobachtet man die Basisbildungen als eine nicht sehr klare, aber recht auffällige Erscheinung. Über der Brisibreccie folgt dort der Kalksandstein, der sich im Gelände nicht deutlich von ihr abhebt; in der Grenzzone zwischen beiden liegen die Basisbildungen, die sich bei günstiger Anwitterung als ausserordentlich grobsandige Schlieren zeigen, welche teils die Brisibreccie nach oben begrenzen und zum Teil auch bis $\frac{1}{2}$ m und mehr in sie hinabgreifen. Diese Schlieren enthalten neben Glaukonit massenhaft Quarzkörner bis 5 oder 6 mm und Geröllchen in ähnlichen Dimensionen, teils aus Phosphorit, teils von einem dichten grauen Gestein (Dolomit?), das gelb und erdig anwittert.

Niederbauenfalte und Oberbauenfalte (II und III): Hier sind die Basisbildungen sehr charakteristisch ausgebildet und immer leicht aufzufinden, weil der Kalksandstein fehlt, so dass sie an die Grenze zwischen der klotzigen Brisibreccie und den weichen Concentricusschichten zu liegen kommen. Sie bilden meist eine 20—40 cm dicke Schicht von Grünsand, in dem mehr oder weniger zahlreiche, im Durchschnitt etwa faustgrosse, rundliche bis fladenförmige Brocken von Brisibreccie liegen. Diese Brocken, sowie auch die obersten Zentimeter der Brisibreccie, sind in der Regel mit Phosphorit imprägniert, der die klare Calcitgrundmasse des Gesteins ersetzt. Der Grünsand enthält vereinzelte grosse Quarzkörner, die oft $4\frac{1}{2}$ —5 mm Durchmesser erreichen, ferner Geröllchen von Phosphorit und auffallende, leuchtend gelb verwitterte erdige Körner (Dolomit?) in ähnlichen Dimensionen.

Im äussersten S, bei Morschfeld, sind die Basisbildungen nicht mehr gut entwickelt und untrennbar mit dem Grünsand des Varicosushorizonts verschmolzen. Nur unmittelbar über der Brisibreccie sieht man im Grünsand kleine Austernschalen und verkieselte Bryozoenfragmente, die aus der Brisibreccie stammen dürften, und ganz vereinzelt grobe Quarzkörner bis ca. 2 mm Durchmesser.

Dünnschliffe (3 Schliffe).

Grundmasse vorwiegend calcitisch. Quarzkörner bis über 50 %, vorherrschend um 0,1 bis 0,2 mm, daneben alle Grössen bis ca. 6 mm, grosse Quarzkörner mehr oder weniger gerundet und oft mit einem Netzwerk von schwarzen oder glaukonitgefüllten Rissen durchzogen. Glaukonit um 10 %, in der Regel nicht über 0,35 mm.

Parallelisierung.

Dort, wo der Kalksandstein fehlt, bietet das Verfolgen der Basisbildungen nicht die geringste Schwierigkeit. Im N dagegen wiederholt sich im Profil von Schöneck (p. 56, Schicht 4) über dem Kalksandstein eine Fazies, welche an die typischen Basisbildungen der Falten II und III erinnert; denn die Grünsandschlieren mit *Hypacanthoplites milletianus* umschliessen mit Phosphorit imprägnierte Knollen von Kalksandstein und führen vereinzelte gelbe Körner, und unmittelbar darüber (Basis der Schicht 5) fand sich ein einzelnes Quarzkorn von 2,1 mm Durchmesser. Immerhin ist dies nur ein schwaches Abbild der richtigen Basisbildungen, und ich glaube nicht fehlzugehen, wenn ich das Hauptgewicht auf die riesigen Quarzkörner unter dem Kalksandstein lege, da ich bei der Parallelisierung — in Ermangelung von Fossilien — der Grösse der Quarzkörner entscheidenden Wert beimesse (vgl. p. 100). Auch bereitet es, wie weiter unten noch näher ausgeführt werden soll (p. 79), keine Schwierigkeiten anzunehmen, dass der Quarz und die gelben Körner durch Aufarbeitung aus den Basisbildungen über den Kalksandstein gelangt sind.

Benennung.

Nach der Beschreibung von ARN. HEIM (1913, 70, p. 312) ist es kaum zu bezweifeln, dass seine «unteren Durschlägischichten» (70, p. 318) dasselbe Schichtglied darstellen wie die Basisbildungen. Nach ihrer Lage zwischen Brisibrecce und Kalksandstein müssen die Basisbildungen wohl auch demselben Niveau angehören wie die «Unterniederischicht» von E. GANZ, obschon man in seiner Beschreibung die charakteristischsten Merkmale dieser Zone vermisst (1912, 18, p. 102)¹⁾. Weil aber vorläufig über die nach der Durschlägi und nach der Niederi benannten Schichtgruppen grosse Unklarheit besteht und die Meinungen der massgebenden Autoren sich zuwiderlaufen, ziehe ich es vor, diesen auffälligen Horizont als Albienbasisbildungen²⁾ zu bezeichnen; Basisbildungen deshalb, weil damit die Schichten beginnen, die man gewohnt ist, zum Albien zu rechnen (obschon es noch nicht genau feststeht, wo auf paläontologischer Grundlage die Untergrenze des Albien zu ziehen ist), aber auch deshalb, weil mit diesem Horizont ein neuer Abschnitt der Sedimentation, die transgressive Mittelkreide, einsetzt (vgl. p. 104 und Figur 13).

2. Kalksandstein (? unteres Albien).

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir einen feinspätigen, kalkreichen Sandsteinkomplex, der sich im N des Untersuchungsgebiets zwischen die Basisbildungen (unten) und die Concentricuschichten (oben) einschiebt; seine Mächtigkeit erreicht 6 m. Exakte Angaben über das Alter können nicht gemacht werden.

Vorkommen und Ausbildung.

Der Kalksandstein ist im Untersuchungsgebiet auf die Seelisbergfalte (I) beschränkt; weiter südlich findet man noch nuss- bis faustgrosse Brocken von Kalksandstein im Milletianushorizont (siehe p. 63), nach N reicht der Kalksandstein bis mindestens in die Bürgenstock-Teildecke (Felsenweg am Bürgenstock).

Das Gestein ist massig oder leicht gebankt, frisch ziemlich hellgrau, spätig und sehr regelmässig feinkörnig; Bruch uneben, hart und zähe; braust kräftig mit verdünnter Salzsäure; Anwitterung oft mit dicker brauner sandiger Rinde, dazwischen aber auch Lagen und Knollen von kalkig anwitterndem Gestein, die sich jedoch beim Anschlagen nicht von den sandig anwitternden Partien unterscheiden. Von der Brisibrecce unterscheidet man den Kalksandstein auf den ersten Blick durch sein viel feineres Korn.

Die Mächtigkeit nimmt in der Seelisbergfalte von N nach S ab; sie beträgt an der Risleten östlich Beckenried mindestens $5\frac{1}{2}$ —6 m (Hangendes nicht erhalten), bei Emmetten-Sagendorf (Profil 1, p. 54, Schicht 3) ca. 4 m, bei Waldhofstatt östlich vom Seelisbergerseeli (P. 855,4) $1\frac{1}{2}$ —2 m.

Wo die Untergrenze gegen die Basisbildungen oder die Brisibrecce sichtbar ist, scheint sie bei günstiger Anwitterung glatt und eben; meist ist sie jedoch nur durch Anschlagen festzustellen. Die Obergrenze ist scharf (vgl. Profil 1, p. 56).

Dünnschliffe.

Meine 6 Schliffe stimmen sehr gut miteinander überein.

Grundmasse: Kalkig, zum Teil kristallisierter Calcit.

Quarzkörner: Eckig bis schlecht gerundet, Korngrösse äusserst regelmässig, vorherrschend 0,10—0,20 mm (90 % der Körner), im Mittel 0,14—0,15 mm, grösstes Korn in jedem Schliff 0,34—0,38 mm; 25—50 %.

¹⁾ Leider lassen sich aus den Fossilien, die E. GANZ vom Pfannenstöckli aus der Unterniederischicht angibt (1912, 18, p. 102), keine stratigraphischen Schlüsse ziehen, da man die genaue stratigraphische Lage der Fundstelle kaum als gesichert betrachten darf.

²⁾ Der Ausdruck «Basisbildung des Albien» ist schon von ARN. HEIM (1910, 70, p. 229) verwendet worden für eine Ablagerung, die er 1913 (70, p. 359) mit Fragezeichen als obere Durschlägischichten bezeichnet.

Feldspat: Unregelmässig begrenzt, mit Zwillingslamellen, selten.

Glaukonit: Korngrösse ungefähr wie Quarz, doch meist nicht über 0,25 mm, 3—5 %.

Calcitische Schalenreste und Echinodermengitter: Ziemlich reichlich.

Foraminiferen: Textulariden, Rotaliden; ziemlich häufig.

Parallelisierung und Benennung.

Zweifelloos ist der Kalksandstein identisch mit A. Buxtorfs «kieseligen Kalken» der Alpenrandkette (1910, **49**, p. 29; 1916, **19**, p. 15). Es ist auch sehr wahrscheinlich, dass er der «Niederischicht» von E. GANZ entspricht, so wie er sie auf p. 106 (1912, **18**) charakterisiert; jedenfalls unterliegt es keinem Zweifel, dass GANZ in seinem Profil von Ingenbohl (1912, **18**, Figur 17) unsern Kalksandstein als Niederischicht bezeichnet.

Da ARN. HEIM (1913, **70**, p. 303) die Niederischicht von E. GANZ mit seinen Niederischichten parallelisiert, müsste man somit auch den Kalksandstein mit seinen Niederischichten identifizieren. Herr Prof. Dr. ARN. HEIM hatte jedoch die Freundlichkeit, mich auf die grosse lithologische Differenz zwischen dem Kalksandstein und seinen Niederischichten aufmerksam zu machen und mir mitzuteilen, dass er es für unwahrscheinlich hält, dass westlich der Linth noch echte Niederischichten vorkommen ¹⁾.

Ich möchte mich dieser Meinung insofern anschliessen, als es mir sehr gewagt erscheinen würde, den Kalksandstein ohne paläontologisches Beweismaterial mit einer Schichtabteilung zu parallelisieren, die sich durch ihr charakteristischstes lithologisches Merkmal, die Quarzkorngrösse, so sehr von ihm unterscheidet; denn nach ARN. HEIM (1913, **70**, p. 304) beträgt die durchschnittliche Quarzkorngrösse in den Niederischichten 0,05 mm und darunter, die maximale 0,15 mm, während man im Kalksandstein die mittlere Grösse auf ca. 0,15 mm veranschlagen kann und die maximale Grösse in 6 Schliffen zwischen 0,34 und 0,38 mm schwankt.

Es scheint somit, dass der Kalksandstein den Niederischichten ARN. HEIMS nicht entspricht, während er sehr wohl mit einem Teil dessen, was GANZ als Niederischicht bezeichnet, identisch sein kann. Diese Schichten sind deshalb hier einfach nach ihrem Gestein als Kalksandstein bezeichnet, womit wir aber in keiner Weise irgendeiner treffenderen Bezeichnung, die sich vielleicht später durch Abklärung der Altersfrage ergeben wird, vorgreifen wollen.

3. Concentricusschichten (unteres, mittleres und oberes Albien).

So bezeichnen wir in Anlehnung an C. BURCKHARDT (1896, **48**, p. 75) die Ablagerungen zwischen dem Kalksandstein (unten) und den Knollenschichten (oben), die an dem massenhaften Auftreten des *Inoceramus concentricus* PARK. stets leicht zu erkennen sind. Im Untersuchungsgebiet präsentieren sich die Concentricusschichten als eine höchstens 2½ m mächtige, vorwiegend schieferige Zone, die bei vollständiger Entwicklung unten und oben je einen, und im mittleren Teil einen oder zwei Phosphoritfossilhorizonte enthält. Praktisch lässt sich diese komplizierte Zone unterteilen in:

a) Milletianushorizont, Phosphoritfossilhorizont, wahrscheinlich identisch mit der Durchschlägischicht im Sinne von E. GANZ; enthält eine artenarme Fauna des untern Albien mit *Hypacanthoplites milletianus* und *Leymeriella tardefurcata*.

b) Mammillatus-escragnollensis-Schichten, feinsandige Schiefer und Phosphoritfossilhorizonte, dürften den Flubrigschichten und wohl auch den Twirrenschichten entsprechen; reiche Mittelalbienfauna mit *Douvilleiceras mammillatum*, *Hoplites escragnollensis*, *Anahoplites intermedius*.

c) Varicosushorizont, Phosphoritfossilhorizont, identisch mit der sogenannten «Lochwaldschicht» im Sinne von ARN. HEIM (1910/1913, **70**, und 1921, **21**) und E. GANZ (1912, **18**); enthält eine reiche Ammonitenfauna des oberen Albien mit vielen gekielten Ammoniten (*Dipoloceras*, *Mortoniceras*), darunter *Hysterocheras varicosum*, die verschieden ist von der durch JACOB und TOBLER (1906, **14**) beschriebenen Ammonitenfauna des mittleren Albien aus dem Lochwald.

¹⁾ Mündliche Mitteilung vom 3. Dezember 1931; Demonstration bei Buchs (St. Gallen) am 26. Mai 1933.

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Wie aus Profil 1 (vgl. Figur 7, p. 55) ersichtlich ist, beginnen die Concentricusschichten hier mit einem Fossilhorizont mit der Fauna der *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten. Bei Schöneck kann zwischen diesem Fossilhorizont und dem liegenden Kalksandstein auch noch die Milletianusfauna konstatiert werden. Über dem Fossilhorizont folgen Schiefer mit vereinzelt Phosphoritfossilien, übergehend in sterile Schiefer. Den obern Abschluss bildet der Varicosushorizont, der an der Basis der Knollenschichten liegt.

Die Verhältnisse liegen somit hier sehr ähnlich wie am Bürgenstock, wo auf dem Kalksandstein die «Concentricusbank» mit *Douvilleiceras mammillatum* und *Hoplites escragnollensis* liegt (vgl. Fossilliste, p. 66, Kolonne 4)¹⁾, und darüber 4 m sterile Schiefer und dann die Knollenschichten (vgl. A. BUXTORF 1906, **13**, p. 24; 1910, **49**, p. 30/31; E. GANZ 1912, **18**, pl. VI, Profil 46)²⁾.

Niederbauenfalte (II): An den wenigen Stellen, wo die Concentricusschichten aufgeschlossen sind, sieht man immer ungefähr dieselbe Schichtfolge (vgl. Nünig, Profil 2, Figur 7; Hummligen, Profil 3, Figur 7). Unmittelbar über den Basisbildungen liegen einzelne Phosphoritfossilien (Milletianusfauna); dann folgen sandige Schiefer, die in ihrem oberen Teil *Douvilleiceras mammillatum* und *Inoceramus salomoni* führen. Über einer fakultativen knolligen Kalkbank erscheint dann wieder ein Phosphoritfossilhorizont mit *Hoplites escragnollensis* und *Inoceramus concentricus*, der seinerseits vom Varicosushorizont unmittelbar überlagert wird, so dass es manchmal schwer hält, die Fossilien dieser beiden Zonen reinlich voneinander abzusondern (Fundstelle Nünig, Fossilliste p. 66; Kolonnen 9 und 14).

Vorausgesetzt, dass die Fossilien der *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten im allgemeinen nicht aufgearbeitet sind — und dies scheint mir zuzutreffen —, ergibt sich, dass die Schiefer mit *Douvilleiceras mammillatum* der Falte II nicht den Schiefen der Falte I entsprechen, obschon sie ihnen ähnlich sehen; man muss vielmehr annehmen, dass die gesamten *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten der Falte II in dem Fossilhorizont mit *Douvilleiceras mammillatum* und *Hoplites escragnollensis* der Falte I (wie auch der Falte III) enthalten sind und dass die Schiefer der Falte I einem etwas höheren Niveau angehören. Das Aufeinanderfolgen der Faunen innerhalb der *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten entspricht der Reihenfolge in den klassischen Gegenden, da nach SPATH (1923, **100**, p. 4) *Douvilleiceras mammillatum* unter *Hoplites escragnollensis* liegt und ebenso nach den Fossillisten von JACOB (1907, **75**) und JAYET (1926, **78**), *Inoceramus salomoni* in der Regel tiefer liegt als *Inoceramus concentricus*.

Oberbauenfalte (III): Nach S nimmt die Mächtigkeit der Concentricusschichten immer mehr ab und ihre tieferen Glieder scheinen allmählich auszukeilen. Die Milletianusfauna konnte in der Falte III nicht mehr sicher nachgewiesen werden. Im verkehrten Schenkel, am Schwierien (vgl. Profil 4, p. 58, und Figur 7), liegt über den schlecht entwickelten Basisbildungen ein Fossilhorizont, der die gesamte *Mammillatus-escragnollensis*-Fauna enthält, und unmittelbar darüber der gut entwickelte Varicosushorizont. Im normalen Schenkel der Falte III, bei Morschfeld (vgl. Profil 5, p. 58, und Figur 7), sind die *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten nicht mehr vertreten, die Grünsande des Varicosushorizonts verschmelzen mit den Basisbildungen.

Es scheint jedoch, dass die tieferen Glieder der Concentricusschichten, von denen man bei Morschfeld weder irgendwelche lithologische noch sichere paläontologische Anzeichen bemerkt (trotz der reichen Ausbeute, vgl. Fossilliste, p. 66, Kolonne 18), auch in dieser Region ursprünglich wenigstens stellenweise vorhanden waren, aber vor oder während der Ablagerung des Varicosushorizonts wieder abgetragen wurden; denn wenige hundert Meter südlich von Morschfeld, an der Scheidegg,

¹⁾ Bei dem von A. BUXTORF (1906, **13**, p. 24; 1910, **49**, p. 31) zitierten «*Parahoplites*» *milletianus* liegt eine unrichtige Bestimmung vor. Eine Präparation des anfänglich noch wenig freiliegenden Ammoniten ergab, dass es sich um *Anisoceras pseudopunctatum* PICTET et CAMICHE handelt.

²⁾ Der Varicosushorizont wurde am Bürgenstock bis jetzt nicht festgestellt, doch liegt in der Sammlung von Prof. A. BUXTORF ein Gesteinsstück mit *Dipoloceras cf. bouchardianum* und *Inoceramus sulcatus*, das aus diesem Horizont stammen dürfte (vgl. Fossilliste p. 66, Kolonne 4).

fand sich ein *Douvilleiceras* aus der Gruppe des *mammillatum* im Kalk des Varicosushorizonts (vgl. Fossiliste, p. 66, Kolonne 19), der im Dünnschliff mit keinem andern Gestein des Untersuchungsgebiets verwechselt werden kann (vgl. p. 64).

Dünnschliffe (Fig. 7, p. 55).

Die Beurteilung der Dünnschliffe aus den Concentricusschichten ist nicht leicht, da sich neben den Quarzkörnern, die zum normalen Sedimentmaterial gehören, auch häufig bedeutend grössere finden, von denen wir annehmen, dass sie aus den Basisbildungen aufgearbeitet sind (vgl. p. 79). Während sonst in der Kreideserie die Quarzkorngrösse in einem gegebenen Niveau annähernd konstant ist und somit ein wertvolles stratigraphisches Hilfsmittel bildet, versagt sie hier bis zu einem gewissen Grade.

a) *Milletianushorizont*, 5 Schliffe aus Falte II:

Grundmasse: Feinkörnig, vorwiegend calcitisch.

Quarz: Korngrösse sehr unregelmässig, vorherrschend unter 0,10 mm (meist ca. 0,02—0,06 mm), daneben bedeutend grössere Körner bis 1 mm und mehr.

Glaukonit: Vorherrschend um 0,05—0,20 mm, maximal 0,43 mm.

Phosphorit: Körner um 0,2—0,5 mm, ziemlich reichlich.

Abgesehen von den phosphoritischen Fossilien finden sich in der Falte II häufig phosphoritische Gesteinsbrocken, die, bis auf die phosphoritische Grundmasse, in allen Einzelheiten so vollkommen mit dem Kalksandstein übereinstimmen, dass über ihre Herkunft keine Zweifel bestehen können. In der Falte I und am Bürgenstock ist ja auch die Oberfläche des Kalksandsteins mit Phosphorit imprägniert (vgl. Profil 1, p. 56) und im Dünnschliff mit diesen Brocken völlig identisch. Da in der Falte II keine selbständige Schicht von Kalksandstein besteht, kann es sich nur entweder um Erosionsrelikte oder um von N hertransportierte Gerölle handeln. Aus Analogie mit den phosphoritischen Brocken von Brisibrecce in den Basisbildungen, bei denen kein Grund zur Annahme eines Transports vorliegt, hat die erste Möglichkeit viel mehr Wahrscheinlichkeit für sich.

b) *Mammillatus-escragnollensis-Schichten*, 25 Schliffe aus den Falten I, II und III:

Diese Schichten können paläontologisch unterteilt werden; nach den im Dünnschliff zu beobachtenden Eigenschaften der Gesteine ist eine sichere Unterteilung im Untersuchungsgebiet jedoch nicht möglich, da die Einzelbefunde stark voneinander abweichen, im ganzen aber grosse Einheitlichkeit herrscht. Folgende Diagnose gilt für den ganzen Schichtkomplex:

Grundmasse: Aus feinkörnigem Calcit oder tonig.

Quarzkörner: Korngrösse unregelmässig, vorherrschend unter 0,10 mm; daneben besonders in den Falten II und III bedeutend grössere Körner, die oft rissig sind wie in den Basisbildungen; bis ca. 40 %.

Glaukonit: Korngrösse etwas unregelmässig, im Durchschnitt grösser als die Quarzkörner; Maximum in der Falte I 0,41 mm, Falte II 0,44 mm, Falte III 0,44 mm; meist unter 20 %.

Phosphorit: Kleine Körner, verbreitet.

Foraminiferen: Fehlen in der Regel.

Calcitische Schalenreste: Vereinzelt.

Für einzelne Unterabteilungen ist noch folgendes zu erwähnen:

b1). Schiefer unter dem Niveau des *Hoplites escragnollensis* in der Falte II (13 Schliffe):

Quarzkörner: Vorherrschend unter 0,10 mm, im Mittel um 0,07 mm, meist nicht über 0,50 mm, selten über 1,00 mm.

b2). Niveau mit *Hoplites escragnollensis* (9 Schliffe, Falten I—III):

Quarzkörner: Vorherrschend unter 0,10 mm, im Mittel 0,05—0,06 mm.

Glaukonit: Vorherrschend ca. 0,02—0,15 mm.

b3). Schiefer über dem Niveau des *Hoplites escragnollensis* in der Falte I (3 Schiffe): Quarzkörner: Vorherrschend unter 0,05 mm, im Mittel um 0,04 mm.

Aus diesen Zahlen ist zu entnehmen, dass die Quarzkorngrösse nach oben abnimmt. Ich konnte jedoch keine Klarheit darüber erlangen, ob dieser Unterschied primär ist oder nur auf die Rechnung des aus den Basisbildungen aufgearbeiteten Quarz gesetzt werden muss.

c) **Varicosushorizont**, 19 Schiffe aus den Falten I, II und III:

Grundmasse: Wenn kalkig, dann seewerkalkähnlich (auch im N).

Quarzkörner: Eckig bis gerundet, grosse Körner hie und da rissig wie in den Basisbildungen; Korngrösse vorherrschend um 0,03—0,07 mm, im S daneben auch bedeutend grössere Körner; Maximum in der Falte I 0,20—0,27 mm, Falte II 0,30—0,54 mm (und mehr), Falte III 0,21—0,60 mm (und mehr); 2—25 %.

Glaukonit: Bedeutend grösser als Quarz; Maximum in den einzelnen Schiffen in der Falte I 0,40 bis 0,55 mm, Falte II 0,60—0,90 mm, Falte III 0,60—0,97 mm; 5—50 %.

Eisenreiches Carbonat: Einzelne kleine Rhomboeder, im Grünsand oft reichlich.

Foraminiferen: Im Kalk wie in Knollenschichten und Seewerkalk.

Die Glaukonitkörner im Varicosushorizont sind also im Untersuchungsgebiet immer bedeutend grösser als in seiner Unterlage (vgl. Figur 7); in den Falten II und III erreichen sie Dimensionen, die eine Verwechslung dieses Horizonts unmöglich machen (in der Falte I sind die stratigraphischen Verhältnisse in diesem Niveau ohnehin schon genügend klar). Ähnlich grosse Glaukonitkörner wurden im Untersuchungsgebiet nur in den Altmansschichten und in der Glaukonitbank im Kieselkalk («Schiffelschichten»), sowie im Eocän gefunden.

Fossilliste der Concentricusschichten.

Der Zweck der Fossilliste ist, zu zeigen, dass die Concentricusschichten mehrere verschiedenaltige Ammonitenfaunen übereinander enthalten, von denen jede in ihrer Zusammensetzung einigermaßen konstant ist.

Im grossen und ganzen dürfte die Fossilliste ein richtiges Bild der vertikalen Verteilung der Fauna geben. Immerhin muss man sich der ausserordentlichen Schwierigkeiten bewusst sein, die es praktisch unmöglich machen, die vertikale Verbreitung jeder einzelnen Species mit Sicherheit anzugeben; denn einerseits halte ich es für erwiesen, dass (besonders im S des Untersuchungsgebiets) aufgearbeitete Fossilien vorkommen (vgl. p. 63 und p. 83), andererseits ist es an gewissen Fundstellen nicht möglich, im Gelände die Grenze zwischen den Mammillatus-escragnollensis-Schichten und dem Varicosushorizont auf den Zentimeter genau anzugeben (Nünig, Schwierigkeiten).

Es erhellt daraus, dass man diese Fossilliste nicht als absolut zuverlässig betrachten darf, da die bei einer Schicht angegebenen Fossilien, soweit sie auch in einem tieferen Niveau angetroffen wurden, aus diesem aufgearbeitet sein können und da in einzelnen Fällen beim Aufsammeln eine gewisse (beschränkte) Unsicherheit nicht vermieden werden konnte.

Trotz dieser Fehlerquellen habe ich mich bemüht, die Liste mit grösster Sorgfalt aufzustellen und durch Anwendung von einigen Zeichen soweit als möglich sichere und unsichere Ergebnisse voneinander zu scheiden.

Zeichenerklärung zur Fossilliste:

- * = In den wenigen Fällen, wo von einer Species nicht phosphoritisch versteinerte (also sicher nicht aufgearbeitete) Exemplare gefunden wurden, ist dies durch ein Sternchen * angemerkt.
- † = Wo nicht sicher feststeht, ob alle Fossilien in einer Kolonne ausnahmslos aus der angegebenen Schicht stammen, wurde dies durch ein Kreuz (†) bei der Fundortsbezeichnung hervorgehoben.
- ° = Fossilien, die man als aufgearbeitet betrachten muss, sind durch das Zeichen ° kenntlich gemacht.
- []▲ = Eckige Klammern [] bedeuten, dass die stratigraphische Lage der betreffenden Funde nicht ganz sicher angegeben werden kann; dabei heisst ein aufwärtsdeutender Pfeil ▲, dass die angegebenen Exemplare auch aus der nächsthöheren Fossilschicht stammen könnten.

- () = Runde Klammern () bedeuten, dass die angeführten Exemplare nicht sicher zu der angegebenen Species gehören.
 ? = Fragezeichen? in den Quadraten bedeuten Unsicherheit in mehreren Beziehungen.
2, h = Durch fettgedruckte Zahlen und Buchstaben ist das Vorkommen einiger wichtiger Leitfossilien hervorgehoben.

Häufigkeitsangaben in der Fossiliste:

Zahlen = Anzahl der gefundenen bestimmbar Exemplare und Fragmente.

h = häufig, **hh** = sehr häufig, **zh** = ziemlich häufig;

s = selten,

+ = vorhanden (ohne Angabe der Häufigkeit).

Fossilfundstellen: In der Fossiliste ist die Ausbeute aller Fossilfundstellen des Untersuchungsgebiets, die eine nennenswerte Ausbeute geliefert haben, möglichst vollständig zusammengestellt. Berücksichtigt sind ferner die im Basler Museum aufbewahrten Aufsammlungen von A. TOBLER vom Lochwald, die mir durch die Freundlichkeit der Herren Dr. E. BAUMBERGER und Dr. R. RUTSCH zugänglich waren. Weiter überliess mir Herr Prof. A. BUXTORF die von ihm am Bürgenstock gesammelte Fauna zur Bestimmung und Verwertung. Schliesslich wurde noch das Auftreten der angeführten Species in Fossilisten von ARN. HEIM und E. GANZ angegeben. Im Prinzip sind die Fundstellen bei den einzelnen Schichten von N nach S angeordnet.

a) Milletianushorizont:

1. Schöneck, Profil 1 (p. 56), Schicht 4.
2. Nünig, bei Emmetten, Profil 2 (p. 56), Schicht 3.
3. Hummligen, bei Wolfenschiessen, Profil 3 (p. 57), Schicht 3.

b) Mammillatus-escragnollensis-Schichten:

4. Bürgenstock, «Concentricusbank» am Felsenweg (vgl. oben, p. 62), nach Sammlung A. BUXTORF.
5. Schöneck, bei Emmetten, Profil 1 (p. 56), Schicht 5.
6. Sagendorf, bei Emmetten, Profil 1 (p. 54), Schicht 5.
7. Lätten, östlich Seelisbergerseeli, ca. 20 m südlich P. 855,4, Fossilhorizont im untern Teil der Mammillatus-escragnollensis-Schichten.
8. Nünig, bei Emmetten, Profil 2 (p. 56), Schicht 4.
9. Nünig, bei Emmetten, Profil 2 (p. 56), Schicht 5.
10. Hummligen, bei Wolfenschiessen, Profil 3 (p. 57), Schicht 5.
11. Hummligen, Profil 3 (p. 57), Schicht 7.
12. Schwieren, am Oberbauenstock, Profil 4 (p. 58), Schicht 3.

c) Varicosushorizont:

13. Schöneck, bei Emmetten, Profil 1 (p. 56), Schicht 9.
14. Nünig, bei Emmetten, Profil 2 (p. 56), Schicht 6.
15. Hummligen, bei Wolfenschiessen, Profil 3 (p. 57), Schicht 8.
16. Lochwald, bei Dallenwil, nach JACOB und TOBLER (1906, 14), revidiert: Es sind nur die Stücke angegeben, die nach dem anhaftenden Gestein sicher aus dem Varicosushorizont stammen; die Nomenklatur ist mit unsern Bestimmungen in Einklang gebracht; von JACOB bestimmte Species, die nicht sonst schon in der Fossiliste figurieren, sind nicht einzeln aufgeführt (vgl. auch p. 57 und 71).
17. Schwieren, am Oberbauenstock, Profil 4 (p. 58), Schicht 4.
18. Morschfeld, nördlich vom Brisen, Koordinaten 677850/197130, Profil 5 (p. 58), Schicht 2 und 3.
19. Scheidegg, am Schinberg (östlich Morschfeld), 200 m südöstlich P. 1784, analoge Schicht wie bei Morschfeld.
20. Drusberggebiet, «Lochwaldschicht», nach E. GANZ (1912, 18, p. 121/122); da GANZ die Fundorte nicht angibt, ist ungewiss, ob alle Fossilien seiner Liste aus diesem Horizont stammen.
21. Churfürsten, «Lochwaldschicht», nach ARN. HEIM (1913, 70, p. 285—287).

Anmerkungen zur Fossiliste der Concentricusschichten.

Die zitierten Ammonitengenera verteilen sich auf folgende Familien:

- 3—4 *Phylloceratidae*: *Phylloceras*.
- 5—9 *Lytoceratidae*: *Kosmatella*, *Tetragonites*, *Gaudryceras*, *Pictetia*.
- 11—14 *Desmoceratidae*: *Puzosia*, *Desmoceras* (früher *Latidorsella*), *Beudanticeras* (früher *Desmoceras*).
- 16 *Parahoplitidae*: *Hypacanthoplites*.
- 17 *Douvilleiceratidae*: *Douvilleiceras*.
- 18—24 *Hoplitidae*: *Leymeriella*, *Pseudosonneratia* (früher zu *Parahoplites*), *Hoplites* (*dentatus*-Gruppe), *Anahoplites* (*splendens*-Gruppe), *Euhoplites* (*lautus*-Gruppe).
- 26 *Lyelliceratidae*: *Lyelliceras* (früher zu *Acanthoceras*).
- 27—29 *Dipoloceratidae*: *Dipoloceras* (früher zu *Schloenbachia*, *Mortonicer*, *Inflatoceras*).
- 30—35 *Mortoniceratidae* (früher *Inflatoceratidae*, *Pervinquieridae*): *Mortonicer* mit den Subgenera *Pervinquieria* (*inflatus*-Gruppe) und *Deiradoceras*; *Prohysterocheras* mit Subgenus *Goodhallites* (*candollianus*-Gruppe); *Hysterocheras* (früher *Brancoceras*); *Neoharpoceras* (*hugardianus*-Gruppe).

Fossiliste der Concentricusschichten		Milletianus- horizont (unteres Albien)		Mammillatus-escragnollensis-Schichten (mittleres Albien)							Varicosushorizont (oberes Albien)												
		Falte I	Falte II	Falte I		Falte II				Falte III	Falte I	Falte II		Falte III									
				Schöneck	Nüning	Hummligen	Bürgenstock (Sammlung A. Buxtorf)	Schöneck	Sagendorf			Lätten	Nüning (Mammillatusfauna)	Nüning (Escragnollensis- fauna)	Hummligen (Mammillatus- fauna)	Hummligen (Escragnollensisfauna)	Schwieren	Schöneck	Nüning	Hummligen	Lochwald (JACOB et TOBLER)	Schwieren	Morschfeld
		(1) Schöneck	(2) Nüning	(3) Hummligen	(4) Bürgenstock (Sammlung A. Buxtorf)	(5) Schöneck	(6) Sagendorf	(7) Lätten	(8) Nüning (Mammillatusfauna)	(9) Nüning (Escragnollensis- fauna)	(10) Hummligen (Mammillatus- fauna)	(11) Hummligen (Escragnollensisfauna)	(12) Schwieren	(13) Schöneck	(14) Nüning	(15) Hummligen	(16) Lochwald (JACOB et TOBLER)	(17) Schwieren	(18) Morschfeld	(19) Scheidegg	(20) Drusberggebiet (E. Ganz)	(21) Churfirsten (Arn. Heim)	
1	<i>Neobolobites</i> sp. ind.	—	+	—	1	—	—	—	—	+	1	—	+	—	—	—	1	—	—	—	—	—	+
2	<i>Nautilus</i> sp. div.	—	—	—	4	1	—	—	—	3	—	—	1	—	2	—	—	—	—	—	—	—	+
3	<i>Phylloceras subalpinum</i> (D'ORB.).	—	—	—	(1)	—	—	—	—	3	—	3	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	+
4	<i>Phylloceras</i> sp. div.	—	—	—	—	—	2	—	—	+	2	—	1	—	—	—	+	—	—	—	—	—	+
5	<i>Kossmatella agassiziana</i> (PICTET)	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	9*	—	—	—	—	—	1
6	<i>Kossmatella reurelensis</i> JACOB.	—	—	—	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	<i>Tetragonites timotheanus</i> (PICTET), JACOB	—	—	—	1	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	<i>Gaudryceras</i> sp.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
9	<i>Pictetia</i> sp. ind.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
10	<i>Lytoceras</i> sp. ind.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
11	<i>Puzosia</i> , Gruppe der <i>mayoriana</i> (D'ORB.).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
12	<i>Desmoceras latidorsatum</i> (MICHELIN)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
13	<i>Beudanticeras beudanti</i> (BRONG.), typ (JACOB) et var. (JAYET).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
14	<i>Beudanticeras walleranti</i> (JACOB).	—	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
15	<i>Desmoceras</i> sp. ind.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	<i>Hypacanthophiles milleanus</i> (D'ORB.).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	<i>Douvillerias</i> , Gruppe des <i>mammillatum</i> (SCHLOT- HEIM).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	<i>Leymeriella tardefurcata</i> (LEYM.).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	<i>Pseudosommeratia steinmanni</i> (JACOB).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	<i>Hoplites escragnollensis</i> SPATH.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	<i>Hoplites aff. mirabiliformis</i> SPATH.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
22	<i>Anahoplites intermedius</i> (SPATH).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
23	<i>Anahoplites planus</i> (MANTELL).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	<i>Euhoplites microceras</i> SPATH.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
25	<i>Hoplites diversae</i> indeterminatae	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	<i>Lyellceras pseudolyelli</i> (PARONA e BONARELLI).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27	<i>Diploceras cristatum</i> (DELUC).	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Häufigkeitsangaben:

Zahlen = Anzahl der gefundenen Exemplare oder Fragmente;

h = häufig, hh = sehr häufig, zh = ziemlich häufig,

s = selten;

fette Zahlen und Buchstaben = wichtige Fossilien;

+ = vorhanden; — = fehlt.

Folgende Bestimmungen bedürfen näherer Erläuterung:

- 11 *Puzosia*, Gruppe der *majoriana* (D'ORB.). Eine exakte Bestimmung ist meist nicht möglich; immerhin kann man wohl alle vorkommenden Formen in der im Sinne von JACOB (1907, *Ammonites crét. moy.*, p. 38) weit interpretierten *Puzosia majoriana* (D'ORB.) einbegreifen.
- 13 *Beudanticeras beudanti* (BRONG.). Die nach JACOB (1907, *Amm. crét. moy.*, p. 27) typische Form und die von JAYET (*Eclogae XIX*, 1925, p. 245) beschriebenen jüngeren Varietäten konnten nicht durchgehend voneinander getrennt werden; in der Regel findet man den Typ mit *H. escragnollensis* vereinzelt und die Var. mit *H. varicosum* häufig.
- 16 *Hypacanthoplites milletianus* (D'ORB.). Die spezifische Bestimmung ist nicht völlig sichergestellt, da es sich nur um kleine, nicht sehr gut erhaltene Exemplare und Fragmente handelt.
- 17 *Douvilleiceras*, Gruppe des *mammillatum* (SCHLOTH.). Sicher bestimmbar sind:
Douvilleiceras mammillatum (SCHLOTH.), Bürgenstock (4), Nünig (8), Schwieren (12).
Douvilleiceras mammillatum var. *baylei* SPATH, Schwieren (12).
 Ferner liegt im Basler Museum ein grosses *Douvilleiceras inaequinodum* (QUENST.) von Brunnen (Coll. U. STUTZ).
- 18 *Leymeriella tardefurcata* (LEYMERIE), ein Fragment, Hummligen (3).
- 19 *Pseudosonneratia steinmanni* (JACOB), [= *Hoplites* (Parahoplites) *steinmanni* JACOB, *Ammonites crét. moy.*, pl. VIII, fig. 5], ein halber Umgang.
- 20 *Hoplites escragnollensis* SPATH (= *Ammonites dentatus* QUENSTEDT, *Cephalopoden* p. 153, pl. X, fig. 11). Schöne Exemplare vom Bürgenstock (4), Schöneck (5), Lochwald (16).
- 21 *Hoplites aff. mirabiliformis* SPATH. Ein halber Umgang, etwas weiter genabelt als der Holotyp der Species (SPATH 1925, **100**, p. 125, pl. XI, fig. 6).
- 22 *Anahoplites intermedius* (SPATH), (früher oft als *Hoplites splendens* zitiert). Laterallobus symmetrisch (SPATH 1925, **100**, p. 124, Textfigur 32 c).
- 23 *Anahoplites planus* (MANTELL). Gutes Fragment von Morschfeld (18), mit ganz unsymmetrischer Lobenlinie (SPATH 1925, **100**, p. 140, Textfigur 40 a, b).
- 24 *Euhoplites microceras* SPATH, Fragment, gut erhalten.
- 26 *Lyelliceras pseudolyelli* (PARONA e BONARELLI), Fragment.
- 27 *Dipoloceras cristatum* (DELUC), ein Fragment von Schöneck (13).
- 28 *Dipoloceras pseudoon* SPATH, unvollständiges, aber schönes und typisches Exemplar von Morschfeld (18).
- 29 *Dipoloceras bouchardianum* (D'ORB.). Schönes Exemplar von Morschfeld (18), das etwas gegen die unten bei *Mortoniceras* zu besprechende Formengruppe hintendiert; sonst nur unsichere Fragmente.
- 30—32 *Mortoniceras* und *Prohysterocheras*. Die meisten gekielten Ammoniten des Varicosushorizonts sind hieher zu stellen; da aber der Erhaltungszustand oft sehr schlecht ist und da die spezifischen und generischen Unterscheidungen in dieser Gruppe in letzter Zeit sehr weit getrieben worden sind, so ist in der Mehrzahl der Fälle eine exakte Bestimmung nicht möglich.
Mortoniceras (Pervinquieria) pricei SPATH ist repräsentiert durch ein schönes grosses Exemplar von Morschfeld (18), das sich vom Typus durch etwas weiteren Nabel (37 %) und dichtere, stärker rückwärts gebogene Rippen unterscheidet (vergleichbar mit SPATH 1931, **100**, pl. 36, fig. 11). Ein Fragment vom Schwieren (17) nähert sich der Gruppe des *Mortoniceras (Pervinquieria) inflatum* (Sow.) durch die schwache Andeutung eines Knotens auf der Flankenmitte.
 Die übrigen Exemplare konnten nicht genauer identifiziert werden; doch scheint es sich zur Hauptsache um eine nach Skulptur und Loben ziemlich einheitliche Formengruppe zu handeln, der auch die oben als *Dipoloceras bouchardianum* und als *Pervinquieria pricei* bezeichneten Exemplare nahestehen. Diese Formengruppe kann, abgesehen von diesen beiden Species, besonders mit *Mortoniceras (Deiradoceras) (cunningtoni)*-Gruppe und *Prohysterocheras (Goodhallites) (candollianum)*-Gruppe und schliesslich mit *Dipoloceras* (Gruppe des *fredericksburgense* und *bouchardianum*) verglichen werden. Ein Fragment vom Schwieren (17) stimmt überein mit dem äussersten Umgang von *Mortoniceras (Deiradoceras) devonense* var. *compressa* SPATH (1932, **100**, pl. 39, fig. 1). Da SPATH (1932, **100**, p. 394) von Übergängen zwischen den in Frage stehenden, kaum voneinander abtrennbaren Formengruppen spricht, so können über die allgemeine Zugehörigkeit unserer Formen und über das Niveau kaum Zweifel bestehen.
- 33 *Hysterocheras* sp. div., Gruppe des *varicosum* (Sow.). Spezifisch bestimmbar sind:
Hysterocheras orbigny (SPATH), (D'ORBIGNY, *Pal. franç.*, pl. 87, fig. 3), Schwieren (17) und Morschfeld (18).
Hysterocheras varicosum (Sow.), Schwieren (17) und Morschfeld (18).
- 34 *Neoharpoceras* sp. 1 Fragment von Schöneck (13) mit der charakteristischen Lobenlinie, weiter genabelt als *Neoharpoceras hugardianum* (D'ORB.).
- 35 *Dipoloceratidae et Mortoniceratidae*. Um das Vorherrschen der gekielten Ammoniten im Varicosushorizont und ihre Beschränkung auf diesen Horizont zu demonstrieren, sind hier alle gefundenen Exemplare und Fragmente addiert, die bestimmbar und die unbestimmbar. Das Exemplar vom Lochwald (16) ist das von JACOB TOBLER zitierte *Brancocheras senequieri* (1906, **14**, p. 21, n° 17).
- 50 *Inoceramus spinatus* (BURCKHARDT), (1896, **48**, p. 123, pl. VII, fig. 14—16), typische Exemplare vom Nünig (9); scheint an das Niveau des *Hoplites escragnollensis* gebunden.
- 51 *Inoceramus sulcatus* PARKINSON, bei reduzierter Schichtfolge auf den Varicosushorizont beschränkt; bei vollständiger Schichtfolge tritt er auch darunter in den Schieferen über dem Niveau des *Hoplites escragnollensis* auf, siehe p. 56, Profil 1, Schicht 7.

Faunen und Alter der Concentricusschichten.

Voraussetzungen: Es ist hier angenommen, dass die in der Fossilliste als wahrscheinlich aufgearbeitet bezeichneten Ammoniten wirklich aufgearbeitet sind; die Begründung dieser Annahme folgt später in grösserem Zusammenhang (siehe p. 83). Was in der Fossilliste als irgendwie unsicher bezeichnet ist, kann hier nicht berücksichtigt werden. Ausserdem ist zu bedenken, dass jede Species, die in einem Horizont nur phosphoritisch versteinert gefunden wurde und die zugleich auch in einem tieferen Horizont auftritt, durch Aufarbeitung in den höheren Horizont gelangt sein kann.

Es soll hier lediglich konstatiert werden, was sich unter diesen Voraussetzungen aus der Fossilliste ergibt. Als Grundlage der Interpretation benutzen wir hier die Zonengliederung von JACOB (1907, 75; vgl. oben p. 54), deren Anwendbarkeit auf das helvetische Albien meist nicht bezweifelt wird. Um gesicherte Ergebnisse und Hypothesen möglichst wenig miteinander zu vermischen, soll der Versuch, die Faunen der Concentricusschichten in die Zonengliederung von SPATH einzuordnen, erst später unternommen werden (siehe p. 82).

Die Concentricusschichten enthalten mindestens drei, wahrscheinlich vier verschiedene, voneinander abtrennbare, verschiedenaltige Ammonitenfaunen:

a) **Milletianusfauna**, charakterisiert den Milletianushorizont. Die Ausbeute ist sehr spärlich; relativ häufig sind nur *Hypacanthoplites milletianus* und *Terebratula dutempleana*, daneben fanden sich *Leymeriella tardefurcata* und *Rhynchonella polygona*¹⁾. Es unterliegt keinem Zweifel, dass diese Faunula an mehreren Stellen des Untersuchungsgebiets immer in demselben Niveau auftritt. Ihr Alter ist offenbar unteres Albien, Zone IV JACOB.

b) **Mammillatus-escragnollensis-Faunen**, charakterisieren die Mammillatus-escragnollensis-Schichten. In der Niederbauenfalte (Nünig, Hummligen) kann man in diesen Schichten zwei Fossilniveaux unterscheiden, von denen jedes eine besondere Fauna enthält. Im N (Schöneck) und im S (Schwieren) können diese beiden Faunen praktisch nicht voneinander abgetrennt werden.

Die untere Fauna, Mammillatusfauna, enthält hauptsächlich *Douvillericeras*-Formen aus der Gruppe des *D. mammillatum*, daneben *Inoceramus salomoni* und *Gastropoda*.

Die obere Fauna, Escragnollensisfauna, enthält vor allem *Hoplites escragnollensis* und *Ana-hoplites intermedius*, daneben *Inoceramus concentricus* und *pinnatus* und viele *Gastropoda*.

Bei einer Anzahl von Species konnte nicht genauer festgestellt werden, in welcher der beiden Faunen sie auftreten. Die Escragnollensisfauna gehört zweifellos ins mittlere Albien (Zone V JACOB), die Mammillatusfauna kann man nach den Angaben von JACOB ebensogut in seine Zone IV wie V stellen. Man darf also die Mammillatus-escragnollensis-Faunen als mittleres Albien betrachten, ohne dass dies jedoch für die Mammillatusfauna bewiesen wäre.

c) **Varicosusfauna**, charakterisiert den Varicosushorizont. In dieser Fauna treten plötzlich massenhaft gekielte Ammoniten auf, wie *Dipoloceras*, *Mortoniceras* und *Hystero-ceras*; daneben *Kossmatella agassiziana*, *Inoceramus concentricus* und schliesslich *Inoceramus sulcatus*, der im Untersuchungsgebiet ein fast ebenso zuverlässiges Leitfossil dieser Fauna ist wie die gekielten Ammoniten (vgl. p. 68).

Nach den Angaben von JACOB muss man diese Fauna seiner Zone VI a (oberes Albien) zuweisen.

Folgerungen: Zusammenfassend ist festzustellen, dass sich jede einzelne dieser Faunen sehr wohl umschreiben lässt und dass diese Faunen voneinander getrennt und unabhängig sind; denn es können wohl zwei dieser Faunen miteinander auftreten, nie aber habe ich ein Zwischending zwischen zweien dieser Faunen finden können. Die scharfe Trennung ist besonders deutlich zwischen der Escragnollensisfauna und der Varicosusfauna; denn von den in der jüngeren Fauna so häufigen gekielten Ammoniten wurde in der älteren Fauna keine Spur gefunden, und umgekehrt treten z. B. im Lochwald, wo aufgearbeitete Ammoniten im Varicosushorizont vorkommen, neben Formen der Escra-

¹⁾ Eine *Leymeriella regularis* (BRUGUIÈRE) vom Lochwald, aufbewahrt im Basler Museum, kann nach ihrer Erhaltung aus demselben Niveau stammen (vgl. Tabelle, p. 82).

gnollensisfauna gleich auch Formen der Mammillatusfauna auf, so dass man nicht annehmen kann, die Lochwaldfauna stehe im Alter zwischen der Escragnollensis- und der Varicosusfauna.

Die Feststellung, dass die vier Faunen der Concentricusschichten voneinander scharf und deutlich getrennt sind, ist wichtig, da sie ausserordentlich gut mit den Schlussfolgerungen übereinstimmt, die weiter unten auf Grund der Zonengliederung von SPATH gezogen werden sollen (siehe p. 81—83 und Tabelle p. 82).

Parallelisierung und Benennung.

Concentricusschichten: Aus der Beschreibung und der Fossilliste von C. BURCKHARDT (1896, 48, p. 74, 82) geht hervor, dass er ungefähr dieselben Schichten mit dem Namen Concentricusschiefer belegt hat wie die, welche hier als Concentricusschichten ¹⁾ bezeichnet sind.

ARN. HEIM (1909, 17, p. 116) und E. GANZ (1912, 18, p. 114, 147) haben die Bezeichnung Concentricusschiefer fallen gelassen mit der Begründung, dass der *Inoceramus concentricus* vom Fossilhorizont des Luitere Zug (oberes Aptien) bis in die Turrilitenschicht (Cénomaniens) durchgehe. Nach den Fossillisten von CH. JACOB (1907, 75, p. 50, 54), AD. JAYET (1926, 78, p. 177, 180, 183, 188, 190, 191), ARN. HEIM (1910, 70, p. 209; 1913, 70, p. 287, 294, 300) und E. GANZ (1912, 18, 110, 114, 118, 121, 147) wurde *Inoceramus concentricus* häufig jedenfalls nur in JACOBS Zonen V und VI a gefunden. Ebenso konnten wir ihn mit Sicherheit nur in der Escragnollensisfauna und in der Varicosusfauna konstatieren.

Jedenfalls steht fest, dass *Inoceramus concentricus* weitaus das häufigste Fossil der Concentricusschichten ist und dass diese an ihm immer leicht erkannt werden können. Es scheint deshalb vorteilhaft, die Bezeichnung Concentricusschichten wieder aufzugreifen; als Sammelbegriff für die Phosphoritfossilhorizonte des Albien könnte sie auch in vielen Fällen Anwendung finden, wo bis jetzt in der Literatur schlechtweg von der «Lochwaldschicht» gesprochen worden ist.

Herr Dr. O. SEITZ in Berlin²⁾ hatte die Freundlichkeit, mich darauf aufmerksam zu machen, dass der alte *Inoceramus concentricus* in Zukunft in mehrere Species aufgespalten werden könnte; dies kann man in Kauf nehmen, wenn man die Bezeichnung Concentricusschichten, so wie ich es vorschlagen möchte, als einen bequemen und, wenn nötig, unscharf definierten Sammelbegriff verwendet.

Nach der Nomenklatur von E. GANZ umfassen unsere Concentricusschichten sehr wahrscheinlich seine «Durschlägi-Fossilschicht», «Flubrigschichten», «Twirrenschichten» und «Lochwald-Fossilschicht»; und nach der Nomenklatur von ARN. HEIM mindestens dessen «Flubrigschichten», «Twirrenschichten» und «Lochwaldschicht», während über die Stellung seiner «oberen Durschlägischichten» und «Niederischichten» keine Klarheit besteht.

Über die Unterabteilungen der Concentricusschichten ist folgendes zu bemerken:

a) **Milletianushorizont:** Dieser Fossilhorizont ist im Untersuchungsgebiet meist schlecht entwickelt, aber durch seine Fauna genügend charakterisiert. Nach der Darstellung von E. GANZ möchte man ihn mit seiner «Durschlägi-Fossilschicht» parallelisieren, wofür allerdings jegliches sichere paläontologische Beweismaterial fehlt; auch mahnt es zur Vorsicht, wenn GANZ in seinem Profil vom Bürgenstock (18, pl. VI, Profil 46) Buxtorfs «Concentricusbank», die *Douvilleiceras mammillatum* und *Hoplites escragnollensis* enthält (vgl. die Fossilliste, p. 66, Kolonne 4), unbedenklich als «Durschlägi-Fossilschicht, Zone IV» bezeichnet.

b) **Mammillatus-escragnollensis-Schichten:** Es ist nicht zu bezweifeln, dass dieser Komplex irgendwie mit den «Flubrigschichten» und «Twirrenschichten», teilweise auch (z. B. Bürgenstock) mit der «Durschlägi-Fossilschicht» (GANZ), zu parallelisieren ist; doch sind die Angaben von E. GANZ hier zu spärlich, als dass man ohne Gefahr auf weitere Einzelheiten eingehen könnte.

c) **Varicosushorizont:** Nach all den Unsicherheiten in allen tieferen Schichten des Albien freut es mich, erneut feststellen zu können, dass dieses Niveau einen ausgezeichneten Leithorizont darstellt, der sich von den Churfürsten bis in das Untersuchungsgebiet einwandfrei parallelisieren lässt,

¹⁾ Dieser Ausdruck Concentricus«schichten» ist schon von ARN. HEIM gelegentlich verwendet worden (1909, 17, p. 118).

²⁾ Brief vom 31. Januar 1933.

wie ARN. HEIM schon 1909 (17, p. 118), allerdings auf anderer Grundlage, richtig erkannt hat, und dies mit unvollkommenen Hilfsmitteln und trotz gewisser Schwierigkeiten, die ich glaube aus dem Wege räumen zu können.

Auf der Fossilliste springt es ohne weiteres in die Augen, dass die Fauna der Lochwaldschicht im Sinne von HEIM und GANZ völlig identisch ist mit unserer Varicosusfauna, die sich durch das ganze Untersuchungsgebiet verfolgen lässt. Es ist deshalb nicht zu bezweifeln, dass unser Varicosushorizont identisch ist mit ARN. HEIMS «Lochwaldschicht». Die Feststellung der Fauna der «Lochwaldschicht» (d. h. der Varicosusfauna) im Untersuchungsgebiet ist neu und ist geeignet, auf gewisse bis jetzt schwer erklärbar scheinende Beobachtungen neues Licht zu werfen.

Durch JACOB und TOBLER wurde nämlich 1906 (14, p. 20—22) eine Fauna beschrieben, die aus dem Lochwald bei Dallenwil stammt (vgl. oben, p. 57). JACOB erklärte diese Fauna für unzweifelhaftes Mittelalbien (Zone V). Kurz nachher (1907, 75, p. 283) bestimmte JACOB eine von ARN. HEIM in den Churfürsten (Brisi) an der Basis der Knollenschichten (in der «Lochwaldschicht») gefundene kleine Fauna mit *Hysterocheras varicosum* als oberes Albien (Zone VI a; vgl. auch ARN. HEIM 1909, 17, p. 117). ARN. HEIM vermutet 1909 (17, p. 118) den direkten stratigraphischen Zusammenhang (und damit die Gleichaltrigkeit) dieser beiden Vorkommen. Nach weiteren umfangreichen Untersuchungen glauben ARN. HEIM (1913, 70, p. 290) und E. GANZ (1912, 18, p. 118), diesen Zusammenhang sicher festgestellt zu haben. Es ergab sich also, dass derselbe Fossilhorizont im E jüngere Ammoniten enthält als im W. Diese Ammoniten hätten jedoch nach ARN. HEIM zu derselben Zeit gelebt; zur Erklärung führt er Faunenprovinzen ein, eine östliche Churfürstenprovinz mit gekielten Ammoniten und eine westliche Lochwaldprovinz mit Hoplitiden und *Phylloceras* (1913, 70, p. 289).

Es ist nun nicht mehr zu bezweifeln, dass der Fossilhorizont im Lochwald, der die von JACOB und TOBLER beschriebene Fauna geliefert hat, lithologisch-stratigraphisch derselbe Horizont ist wie die «Lochwaldschicht» von ARN. HEIM (vgl. auch p. 64 und 81). Dieser Horizont enthält im Untersuchungsgebiet die reine Varicosusfauna, überall, ausser im Lochwald selbst (und bei Scheidegg); es ergibt sich daraus, dass das Vorkommen der Mittelalbienammoniten im Lochwald eine rein lokale Erscheinung ist, die nicht durch Faunenprovinzen mit einer 50 km breiten Übergangszone (ARN. HEIM 1913, 70, p. 290) erklärt werden kann. Dagegen hat die Annahme, dass im Lochwald im Varicosushorizont aus der unmittelbaren Unterlage aufgearbeitete Ammoniten vorkommen, eine sehr grosse Wahrscheinlichkeit für sich (vgl. dazu p. 84), ganz abgesehen davon, dass auch bei gleicher Wahrscheinlichkeit für beide Annahmen diese Lösung vorzuziehen wäre.

Auf Grund dieser Überlegungen und in völliger Übereinstimmung mit allen andern in dieser Arbeit gewonnenen Erfahrungen scheint es mir also gerechtfertigt, anzunehmen, dass der Fossilhorizont im Lochwald zum Varicosushorizont gehört und daher identisch ist mit der «Lochwaldschicht» im Churfürstengebiet, wie dies schon ARN. HEIM und E. GANZ angenommen haben, dass dagegen die im Lochwald gefundenen Leitammoniten älter sind als die Fauna der «Lochwaldschicht» im Churfürstengebiet, wie dies schon JACOB festgestellt hat; d. h. die von JACOB und TOBLER beschriebene Lochwaldfauna hat, wenigstens was ihre Leitammoniten anbelangt, mit der «Lochwaldschicht» (HEIM und GANZ) nichts zu tun. jüngere

Es ist deshalb besser, die Bezeichnung Lochwaldschicht fallen zu lassen, um so mehr, als in der neueren Literatur Fossilhorizonte, die ganz andere Ammonitenfaunen als die Varicosusfauna und die Fauna des Lochwald enthalten, Lochwaldschicht genannt worden sind; bei manchen dieser Vorkommen wäre es wohl richtiger (und ausserdem für Nichtspezialisten leichter verständlich), einfach von Concentricusschichten zu reden.

4. Knollenschichten (oberes Albien).

Unter dieser Bezeichnung verstehen wir den Gesteinskomplex zwischen dem Varicosushorizont (unten) und der Turrilitenschicht (oben). Im Untersuchungsgebiet sind es im N dunkle, spätige und

relativ glaukonitreiche, im S helle, dichte und glaukonitarme Kalke, die sich in der Regel durch die bekannte Knollenstruktur (Kalkknollen zwischen grünsandigen oder mergeligen Schlieren) auszeichnen; ihr Hangendes bildet hier der Seewerkalk, da die Turrilitenschicht nicht deutlich ausgebildet ist. Dieser Komplex deckt sich im Prinzip mit den Knollenschichten von ARN. HEIM (1913, 70, p. 276) und nach der Ausdrucksweise von E. GANZ mit seinen «unteren Knollenschichten», «oberen Knollenschichten» und der «Aubrigschicht».

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Die Knollenschichten sind hier sehr typisch entwickelt und erreichen eine Mächtigkeit von 25 m. Ein durchgehendes Profil ist aufgeschlossen nördlich Sagendorf (Profil 1, p. 56). Im untern Teil ist der dunkelgraue, etwas glaukonitführende Kalk fast dicht und kaum spätig. Nach oben werden die Kalkknollen immer deutlicher spätig, bis ihr Aussehen einer feinkörnigen Echinodermenbreccie gleicht. Die Grünsandschlieren sind zuunterst oft ziemlich spärlich entwickelt, darüber folgt im Hauptkomplex der Knollenschichten die typische Knollenstruktur; zuoberst können die Grünsandschlieren derart vorherrschen, dass eine homogene Grünsandfazies entsteht (nur im N beobachtet, Wildwald), wie dies auch A. BUXTORF (1910, 49, p. 31) vom Bürgenstock erwähnt (= Fazies der «Aubrigschicht» E. GANZ 1912, 18, p. 127, pl. 6, Profil 46).

Niederbauenfalte (II): Im nordöstlichen Teil der Falte II sind die Knollenschichten analog entwickelt wie in der Falte I. Die homogene Grünsandfazies fehlt; dafür beginnt in den obersten Zentimetern eine Annäherung an die Seewerkalkfazies (vgl. unter Turrilitenschicht, p. 74). Die Mächtigkeit beträgt in der Stirnschuppe oberhalb Nünig (Profil 2, p. 56) $20\frac{1}{2}$ m, im Gebiet der Niederbauenalp (normaler Schenkel) ca. 10–15 m.

Im südwestlichen Teil der Falte II nimmt die Mächtigkeit der Knollenschichten immer mehr ab, dazu wird das Gestein auch im obern Teil feinkörnig bis fast dicht, seine Farbe wird heller grau, bis gegen weiss; damit gleicht dann das Gestein dem Seewerkalk, bis auf die knollige Struktur, die erhalten bleibt. Der Fazieswechsel vollzieht sich (anscheinend ziemlich rasch) in einer Zone, die etwa von Urwängi am Oberbauenstock (normaler Schenkel der Falte II) nach Hummligen bei Wolfenschiessen (verkehrter Schenkel der Falte II) verläuft. Die südliche, seewerkalkähnliche Fazies greift somit im W auf tektonisch nördlichere Elemente über als im E, ganz analog wie bei den oberen Orbitolaschichten (vgl. p. 42).

Oberbauenfalte (III): Hier wird die Fazies der Knollenschichten noch seewerkalkähnlicher, die Knollenstruktur ist nur noch durch leicht mergelige, zum Teil etwas glaukonitische Schlieren angedeutet. Auf Morschfeld (Profil 5, p. 58) sind Knollenschichten und Seewerkalk zusammen noch 2 m mächtig und im Handstück fast nicht zu unterscheiden; trotzdem ist es möglich, mit Hilfe von Dünnschliffen beide ungefähr voneinander abzutrennen (vgl. unten, p. 73). Nach S gehen dann beide miteinander in die «konglomeratische Seewerkalkfazies» über (vgl. p. 76–78).

Fossilien.

Im allgemeinen können die Knollenschichten wohl als fossilifer gelten. In den Falten I und II habe ich keinerlei Makrofossilien gefunden, ausgenommen im alleruntersten Teil (Übergangszone zum Varicosushorizont) und im allerobersten Teil (vgl. unter Turrilitenschicht, p. 74). In der südlichen, reduzierten, seewerkalkähnlichen Fazies sind *Belemniten* und *Seeigelreste* nicht selten (vgl. Profil 5, p. 58), doch bleibt es dort unsicher, ob man diese Fossilien den eigentlichen Knollenschichten oder den liegenden und hangenden Fossilniveaux zuschreiben soll.

Dünnschliffe.

Normale nördliche Fazies, 17 Schliffe aus den Falten I und II (vgl. dazu Figur 7 auf p. 55 und Figur 8):

Grundmasse: Körniger Kalk (in den Knollen) oder dunkel (in den Grünsandschlieren).

Quarzkörner: Meist eckig, Korngrösse sehr regelmässig, oben etwas grösser als unten; maximal unten 0,14—0,15 mm, oben gegen 0,20 mm, zuoberst bis 0,26 mm; ca. 1—25 %.

Glaukonit: Korngrösse wie Quarz; im untersten Meter bedeutend grösser, bis ca. 0,90 mm; ca. 1/2—20 %.

Foraminiferen: In den Kalkknollen massenhaft, ungefähr dieselbe Fauna wie im Seewerkalk.

Phosphorit: Im untersten und allerobersten Teil.

Südliche seewerkalkähnliche Fazies, 16 Schliffe aus den Falten II und III (vgl. dazu Figur 7 auf p. 55):

Grundmasse: Oft kaum zu unterscheiden von Seewerkalk.

Quarzkörner: Wie im N; Korngrösse unten maximal 0,16 mm, oben bis 0,28 mm; meist um 1 %, oben bis 5 %.

Glaukonit: In der Regel gleich gross wie Quarz, gelegentlich etwas grösser (Hummligen), zuunterst bis 1,00 mm; meist um 1/2 % oder auch weniger, im oberen Teil bis 5 %.

Phosphorit: Kleine Körner und Splitter, bis 1 %.

Foraminiferen: Wie im N.

Resultat: Die Quarzkorngrösse nimmt in den Knollenschichten von unten nach oben zu. Knollenschichten in seewerkalkähnlicher Fazies können im Dünnschliff sicher von Seewerkalk unterschieden werden durch ihre bedeutendere Quarzkorngrösse (im Seewerkalk nie über 0,06 mm, vgl. p. 75; vgl. auch Figur 10, p. 80).

Alter.

Nach ihrer Lage ist das Alter der Knollenschichten annähernd festgelegt (vgl. Tabelle p. 82). Mit den bestehenden stratigraphischen Einteilungen kommt man jedoch entweder für die Knollenschichten oder für die Turrilitenschicht mit der Grenze zwischen Albien und Céomanien in Konflikt. Unter diesen Umständen möchte ich vorschlagen, diesen sterilen Schichtkomplex rein konventionell als oberes Albien zu bezeichnen, in formeller Übereinstimmung mit ARN. HEIM 1913, 70, p. 280.

5. Turrilitenschicht (Céomanien).

Die Turrilitenschicht (Bergerischicht, «Bergeri-Etage») ist in nördlicherer Fazies (Bürgenstockteildecke, Säntisdecke etc.) sowohl wegen ihrer Lage zwischen den dunklen Knollenschichten und dem weissen Seewerkalk als wegen ihrer Fauna ein ausgezeichneter Leithorizont, der kaum verwechselt werden kann. Im Gegensatz zu andern Fossilhorizonten ist deshalb der Leitwert ihrer Fauna schon früh erkannt worden, wie dies schon die verschiedenen Namen andeuten.

In südlicher Fazies ist sie nicht mehr deutlich ausgebildet, und dort, wo die Knollenschichten eine seewerkalkähnliche Fazies annehmen, ist ihre Lage überhaupt nicht mehr ohne weiteres feststellbar.

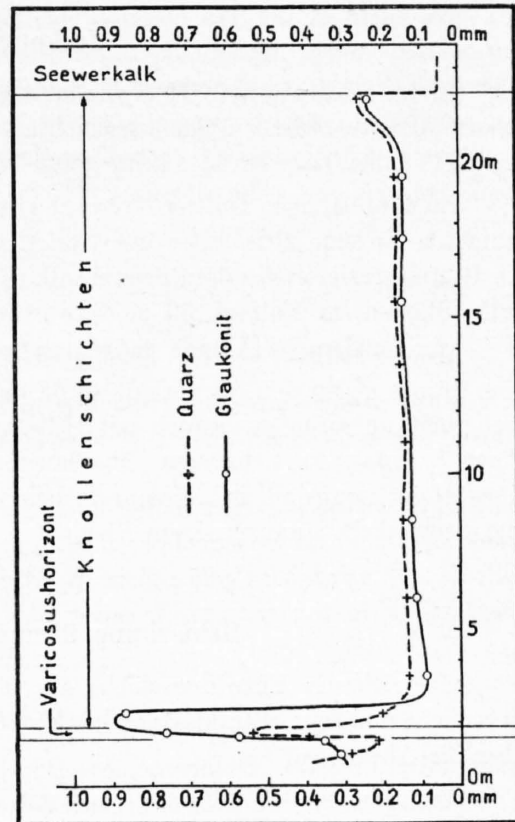


Fig. 8.

Maximale Korngrössen von Quarz und Glaukonit in den Knollenschichten (oberes Albien). Dünnschliffserie aus dem Bachgraben südlich Spis, west-südwestlich Emmetten; Stirnschuppe der Falte II.

Vorkommen und Ausbildung.

In der Seelisbergfalte (I) findet man an Stelle der Turrilitenschicht eine schlierige, aber völlig scharfe Grenze zwischen Knollenschichten und Seewerkalk (Hinterweid-Lätten östlich Seelisbergerseeli). Fossilien habe ich hier keine gefunden ¹⁾.

Im nordöstlichen Teil der Niederbauenfalte (II) enthalten die obersten Zentimeter der Knollenschichten einzelne *Belemniten* und *Seeigel*-Querschnitte, während sich gleichzeitig in diesem Niveau die Gesteinsfazies etwas dem Seewerkalk nähert; darüber folgt dann mit scharfer Grenze der Seewerkalk (Stärten im Kohltal, 50 m südwestlich P. 1038).

Weiter südlich, wo die Knollenschichten eine seewerkalkähnliche Fazies annehmen, ist ihre Grenze gegen den Seewerkalk (d. h. das Niveau der Turrilitenschicht) im Gelände oft nicht mit Sicherheit aufzufinden, jedoch mit Hilfe von Dünnschliffen einwandfrei feststellbar (vgl. p. 73 und Figur 7, p. 55). Am Schwieren (Oberbauenstock) fand sich im Schutt ein schlecht erhaltenes Exemplar eines *Mantelliceras sp. ind.*, das nach dem Gestein aus der Übergangszone zwischen Knollenschichten und Seewerkalk stammen kann (Schicht 8, Profil 4, p. 58 und Figur 7, p. 55) ²⁾.

Bemerkung über das Alter der Turrilitenschicht.

Obgleich die Turrilitenschicht an verschiedenen Orten ausserhalb des Untersuchungsgebiets eine reiche und sehr charakteristische Cephalopodenfauna enthält, bestehen keine klaren Vorstellungen über ihr Alter.

ARN. HEIM (1909, **17**, p. 117) hat mit Recht hervorgehoben, dass man die Turrilitenschicht nicht einfach mit JACOB in dessen Zone des *Mortoniceras inflatum* und *Turrilites bergeri* (Zone VI b) stellen kann, dass vielmehr in derselben Schicht auch jüngere Cephalopoden enthalten sind. ARN. HEIM hat deshalb die Turrilitenschicht ins Cénomaniens gestellt (1910, **70**, p. 224); daneben erwähnt er auch die Möglichkeit, dass die Turrilitenschicht mehrere paläontologische Zonen enthalten könnte, um sie dann aber gleich zu widerlegen (1910, **70**, p. 223; vgl. auch unten p. 100/101).

Es ist nun nach den Arbeiten von ARN. HEIM und nach den Angaben anderer Autoren ³⁾ kaum zu bezweifeln, dass die Turrilitenschicht nebeneinander Cephalopoden enthält, von denen man ohne schwerwiegende Konsequenzen nicht annehmen kann, dass sie alle zu derselben Zeit gelebt haben. Im speziellen dürften folgende Cephalopoden in der Turrilitenschicht nebeneinander vorkommen:

Mantelliceras, verschiedene Formen aus der Gruppe des *M. mantelli*;

Schloenbachia, Gruppe der *S. varians* und *coupei*;

Stoliczkaia dispar (D'ORB.);

Hoplitidae, aus der Gruppe des «*Hoplites*» *curvatus*;

Turrilites bergeri BRONG., *T. puzosianus* D'ORB., *T. morrisii* SHARPE.

ARN. HEIM (1910, **70**, p. 220—222) erwähnt daneben einige vereinzelte Fossilien, die sonst tiefere Schichten der helvetischen Serie (Concentricusschichten) charakterisieren; die meisten davon sind jedoch nach PICTET et CAMPICHE (Ste-Croix) 1858—1861 zitiert, bei den übrigen kann man an ungenaue Bestimmung («*Brancoceras varicosum*» = *Stoliczkaia*?) oder schliesslich an Aufarbeitung (?) denken.

¹⁾ U. STUTZ (1883, **5**, p. 468 und 470) erwähnt aus der unmittelbaren östlichen Fortsetzung der Falte I *Turrilites bergeri* von zwei Stellen (Umgebung von Brunnen und Morschach).

²⁾ In der Sammlung des geologischen Instituts in Basel liegt ein ähnliches Stück, gefunden von U. STUTZ, mit der Bezeichnung Oberbauenstock; beide Stücke sind nicht phosphoritisch, sondern seewerkalkähnlich.

³⁾ C. BURCKHARDT 1896, **48**, p. 84/85; E. GANZ 1912, **48**, p. 127 und 129; W. HAUSWIRTH, *Eclogae* 1913, p. 625/626; ARN. HEIM 1909, **17**, p. 117; 1910, **70**, p. 220—222; 1910, *Beiträge*, N. F. 24, p. 34; A. TOBLER 1897, *Verh. natf. Ges. Basel*, vol. XII, p. 76. Ferner: Sammlung Prof. A. BUXTORF vom Bürgenstock (Geologisches Institut Basel); Sammlung U. STUTZ von Wannenalp (Museum Basel); Aufsammlungen von W. BRÜCKNER, cand. geol., Basel, vom Griesstock; eigene Aufsammlungen vom Bürgenstock, vom Gänsestad (Walensee), vom Feuerberg am Glärnisch und aus dem Silbergebiet.

Auf weitere Einzelheiten kann ich ohne eine gründliche Revision der Fauna nicht eingehen; jedenfalls aber scheint es mir klar, dass in der Turrilitenschicht Cephalopoden nebeneinander vorkommen, die anderwärts Schichten wesentlich verschiedenen Alters charakterisieren. Da die Zusammensetzung der Fauna an allen mir aus der Literatur oder aus eigener Anschauung bekannten Fundstellen gleich ist, kann man wohl kaum an Aufarbeitung denken. Es drängt sich deshalb der Schluss auf, dass sich die Ablagerung (der Fossilien) der Turrilitenschicht über eine längere Zeitperiode ausgedehnt hat. (Über die Berechtigung und die Konsequenzen dieser Schlussfolgerung vgl. unten p. 83 und 101.)

6. Seewerkalk (wahrscheinlich Cénomani und Turonien).

Ausser dem eigentlichen Seewerkalk sind in diesem Abschnitt auch die «Seewerschiefer» (= oberer schieferiger Teil der Seewerschichten ARN. HEIM) behandelt, deren Alter nicht genau bekannt ist (vide ARN. HEIM 1910, 70, p. 200—203).

Der Seewerkalk ist im Untersuchungsgebiet im N nach unten scharf begrenzt gegen die Knollenschichten, nach oben wird er schieferig (Seewerschiefer) und geht (wahrscheinlich) in die Amdenermergel (? Leibodenmergel) über; im S dagegen ist er nach unten nicht völlig scharf von den Knollenschichten (in Seewerkalkfazies) abzutrennen, jedoch ist dort seine Obergrenze gegen die Amdenermergel (Leistmergel?) messerscharf (keine Seewerschiefer).

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Im N sind diese Schichten am mächtigsten entwickelt. Wegen der im kleinen ausserordentlich komplizierten tektonischen Verhältnisse (Brüche, Verschuppungen etc.) ist es fast ausgeschlossen, exakte stratigraphische Angaben zu machen. Zur Hauptsache handelt es sich um dickbankigen bis flaserig dünnbankigen Kalk (Seewerkalk), der zuoberst schieferiger wird (Seewerschiefer). Die Mächtigkeiten betragen ungefähr: Rüttenen bei Beckenried: ? gegen 50 m Kalk und Schiefer; Emmetten-Sagendorf: über 20 m Kalk; Schwanden östlich Seelisbergerseeli: um 30 m Kalk und Schiefer.

Niederbauenfalte (II): Die Mächtigkeit nimmt weiter ab, im Gebiet der Niederbauenalp beträgt sie um 10 m, dabei sind die Seewerschiefer nur noch als dünne Übergangszone zwischen Seewerkalk und Amdenermergel angedeutet.

Im südwestlichen Teil der Falte II bei Wiegerts (Niederrickenbach) und bei Hummligen (Wolfenschiessen) beträgt die Mächtigkeit noch ca. 3—5 m, die Obergrenze wird scharf.

Oberbauenfalte (III): Die Mächtigkeit nimmt ab bis auf ca. 1 m. Die Obergrenze gegen die Amdenermergel (Leistmergel?) ist scharf und eben: die Oberfläche ist mit grösseren und kleineren Pyrit- (oder Markasit-) Konkretionen gepflastert und wird löcherig, wenn diese herauswittern.

Gesteine.

a) **Seewerkalk:** Dickbankiger bis flaserig dünnbankiger Kalk; im Innern dicht, fast weiss, mit einem sehr hellen, mehr oder weniger gelblichgrauen Farbton, Anwitterungsfarbe rein weiss; Bruch muschelrig, glatt. Die rote Varietät wurde nirgends beobachtet.

b) **Seewerschiefer:** Mehr oder weniger schieferiges, seewerkalkähnliches Gestein, weder vom Seewerkalk noch von den Amdenermergeln mit Sicherheit abzugrenzen. Nur im N vorhanden.

Dünnschliffe.

Seewerkalk (18 Schliffe):

Grundmasse: Dichter Kalk.

Quarkörnchen: Sehr selten, meist unter 0,01 mm, maximal 0,06 mm.

Foraminiferen: Die bekannte Foraminiferenfauna, vor allem *Orbulinaria sphaerica* (KAUFMANN) und *O. ovalis* (KAUFMANN), die das ganze Gestein erfüllen.

Nach E. KRAUS (1929, 87) könnte man im Seewerkalk *Calpionella alpina* LORENZ erwarten. P. LIECHTI (1931, 88, p. 106) erwähnt *Calpionellen* aus Seewerkalk. Man kann nun nicht bestreiten, dass die *Orbulinarien* eine gewisse Ähnlichkeit mit schlecht erhaltenen *Calpionellen* besitzen, doch ist zu betonen, dass es mir nicht gelungen ist, in den 18 Dünnschliffen auch nur eine einzige typische *Calpionella* aufzufinden.

Seewerschiefer (1 Schliff): Das makroskopisch wie dünnschichtiger Seewerkalk aussehende Gestein unterscheidet sich im Dünnschliff durch eine dunklere, etwas bräunliche Grundmasse und enthält fast keine *Orbulinarien*.

Fossilien.

Makrofossilien sind im Seewerkalk selten; C. MOESCH (1894, 7, p. 30) zitiert einige wenige aus dem Untersuchungsgebiet. Besondere Erwähnung verdienen folgende Vorkommen:

«Hinter den Steinen» zwischen Niederbauenalp und Urwängi, ca. 150 m nördlich bis nordnordöstlich von P. 1599 (ca. 199350/684600), fand ich in den anstehenden und herumliegenden Seewerkalkplatten ziemlich häufig:

Terebratulina rigida (Sow.), (U. SCHLOENBACH, Palaeontographica Bd. XIII, 1866, p. 17, pl. I, Figur 10; kommt vor vom Cénomanien bis Maestrichtien). Diese zierlichen, 4—5 mm langen Brachiodenschälchen sind als Pyrit oder Brauneisen erhalten und lassen sich mit Salzsäure leicht herauspräparieren (selbst das Armgerüst). Daneben findet man an dieser Stelle *Seeigel*-Querschnitte und kleine *Inoceramen*.

Am Schwierigen am Oberbauenstock fand ich im Seewerkalk, einige Zentimeter unter der Obergrenze (vgl. p. 58):

Rhynchonella cf. martini (MANTELL), 1 Exemplar, Länge 11,4 mm, Breite 11,7 mm, Dicke 7,8 mm, grösste Breite bei $\frac{2}{3}$ der Länge vom Schnabel, Suture gerade, schwacher Sinus in beiden Klappen, ca. 35 Rippen.

6a. Konglomeratistische Seewerkalkfazies (wahrscheinlich Cénomanien und Turonien).

Im S findet man im Seewerkalk ganz aussergewöhnliche Verhältnisse. Es tritt hier nämlich ein Gestein auf, das in seinem Habitus zwar dem Seewerkalk ähnlich sieht, doch ist es etwas dunkler, graulich, führt Glaukonit und enthält massenhaft zerstreute Brocken von echtem Seewerkalk und von einem dunkleren Gestein. Diese Brocken sind meist schlecht gerundet, ihre Grösse schwankt von 1 mm bis über 10 cm. In Ermangelung eines besseren Ausdrucks bezeichne ich dieses Gestein als konglomeratistischen Seewerkalk.

Wahrscheinlich beziehen sich Bemerkungen von ARN. HEIM (1913, 70, p. 283) und E. GANZ (1912, 18, p. 78) über Grünsandbrocken im Seewerkalk des Forstberg und des Kleinen Sterns (Drusberggebiet) auf diesen konglomeratistischen Seewerkalk.

Vorkommen.

Anstehend fand ich den konglomeratistischen Seewerkalk nur an wenigen Stellen, fast nur im südlichsten Teil des Untersuchungsgebiets.

Schwalmis: An der Ostseite (Geissplatten, ca. 1820 m hoch) und in der Westflanke des Schwalmis ist je ein kleines Vorkommen aufgeschlossen. Die Lagerungsverhältnisse sind an beiden Stellen völlig analog: der konglomeratistische Seewerkalk liegt über der Brisibreccie, unmittelbar nördlich von dem Punkt, wo die transgredierenden Wangschichten die Schichtserie abschneiden, so dass man glauben könnte, der konglomeratistische Seewerkalk sei das Basiskonglomerat der Wangschichten.

Morschfeld-Schinberg: Wenn man dem Bach, der von der Scheidegg nach WNW fliesst, aufwärts folgt, so bemerkt man an einer Stelle (ca. 1570 m hoch, in unmittelbarer Nähe der Fossilfundstelle im Varicosushorizont) zwischen dem Seewerkalk und den Amdenermergeln eine 5—10 cm dicke Bank von konglomeratischem Seewerkalk, die nach oben und unten durch eine Rutschfläche begrenzt ist (vgl. Schicht 8 in Profil 5 auf p. 58 und Figur 7 auf p. 55). Kurz unterhalb der Scheidegg sieht man noch einmal genau dasselbe, während zwischenhinein die Amdenermergel direkt auf dem Seewerkalk liegen. Auf der Ostseite der Scheidegg liegen allenthalben Blöcke von konglomeratischem Seewerkalk, zum Teil noch halb anstehend. Steigt man nun die Nordkante des Schinberges hinauf, so kann man an einer Stelle (ca. 1940 m hoch) folgendes Profil beobachten (von unten nach oben):

1. Echinodermenbreccie (Brisibreccie);
2. 0,5 m Basisbildungen + Concentricusschichten, Ausbildung wie bei Morschfeld;
3. 1,3 m konglomeratischer Seewerkalk;
4. 0,6 m gewöhnlicher Seewerkalk;
5. ca. 0,7 m konglomeratischer Seewerkalk; Hangendes erodiert.

An einigen andern Stellen in der Nähe sieht man Ähnliches, doch scheint die Verteilung von Seewerkalk und Konglomerat von einer Stelle zur andern zu wechseln. Dies sind die südlichsten Aufschlüsse; gleich nachher streicht die Brisibreccie endgültig in die Luft hinaus, und wäre dies nicht der Fall, so würde die Fortsetzung durch die Wangtransgression abgeschnitten, genau wie am benachbarten Schwalmis.

Ausser diesen südlichen Aufschlüssen tritt der konglomeratische Seewerkalk auch an einer Stelle in der Falte II auf, «Hinter den Steinen» auf Niederbauenalp (auf der Karte am obern Ende des S von Steinen). Das Aussehen ist hier ähnlich wie in Falte III, nur sind hier an einer Stelle die eingestreuten hellen und dunkeln Gesteinsbrocken eigentümlich schlierig in die Länge gezogen. Das Konglomerat scheint hier im untern Teil des Seewerkalks zu liegen.

Zusammensetzung des Konglomerats, Dünnschliffe.

Grundmasse des Konglomerats (9 Schliffe):

Aussehen: Wie Seewerkalk, nur etwas dunkler.

Quarzkörner: Spärlich, grösstes Korn in jedem Schliff 0,18—0,24 mm.

Glaukonit: Spärlich, Korngrösse meistens wie Quarz, manchmal auch grösser.

Phosphorit: Vereinzelte Splitter.

Inoceramenprismen; Foraminiferen wie im Seewerkalk.

Komponenten: Schlecht gerundet, ca. 1 mm bis über 10 cm, bilden ca. 10—20 % des Gesteins. Vorwiegend bestehen sie aus gewöhnlichem Seewerkalk (heller als Grundmasse); daneben dunklere, die aus mehr oder weniger seewerkalkähnlichen Knollenschichten bestehen; andere (ältere) Gesteine sind nicht vertreten. Meistens sind die Brocken scharf begrenzt; beim Vorkommen «Hinter den Steinen» sieht es aus, als ob sie zum Teil in die Grundmasse übergingen.

Fossilien.

Fragmente von *Belemniten* sind am Schinberg nicht selten. Ein Fragment eines phosphoritischen *Beudanticeras*, gefunden in einem Block am Schinberg, ist offensichtlich aus den Concentricusschichten aufgearbeitet (vgl. p. 84).

Deutung der konglomeratischen Seewerkalkfazies.

Aus den Beobachtungen bei Morschfeld und am Schinberg geht hervor, dass der Seewerkalk und die Knollenschichten nach S ziemlich rasch durch die konglomeratische Fazies ersetzt werden.

Zur Erklärung der konglomeratischen Seewerkalkfazies könnte man an ein Strandkonglomerat oder ein Transgressionskonglomerat denken; der bei Morschfeld gefundene Korallenstock (p. 58) spricht ja offenbar für geringe Meerestiefe.

Folgende Gründe stehen jedoch dieser Deutung entgegen: Der Seewerkalk mit seinem verschwindend kleinen Gehalt an klastischem Material ist zweifellos ein küstenfernes Sediment. Da das Konglomerat mit gewöhnlichem Seewerkalk wechsellagert, muss es in demselben Sedimentationsraum abgelagert worden sein. Auch die Knollenschichten nehmen in der Nähe des Konglomerats eine seewerkalkähnliche, also ebenfalls küstenferne Fazies an. Eine bedeutende Aufarbeitung hat nicht stattgefunden, denn das Konglomerat enthält nur Brocken von Seewerkalk und Knollenschichten; ein einziges Stück wurde gefunden, das wahrscheinlich aus dem Varicosushorizont stammt (*Beudanticeras*), aber keine Spur von Material aus älteren Schichten.

Es ergibt sich also als wahrscheinlich, dass der konglomeratische Seewerkalk ein küstenfernes Sediment ist, das in geringer Meerestiefe abgelagert wurde. Die Entstehungsweise des Konglomerats kann man sich so vorstellen, dass die abgelagerten Gesteinsschichten zeitweise wieder aufgearbeitet und umgelagert wurden. Die beste Erklärung für diese Verhältnisse scheint mir die Annahme zu geben, dass etwa in der Gegend der Oberbauenfalte ein submariner Rücken bestanden habe, auf dem der konglomeratische Seewerkalk abgelagert worden sei.

Diese Annahme eines submarinen Rückens kann auch die auffallende Mächtigkeitsreduktion des Seewerkalks und der Knollenschichten erklären; die Mächtigkeit des Seewerkalks beträgt am Bürgenstock nach A. Buxtorf (1910, 49, p. 32) 80 m, auf Morschfeld (Falte III) ca. 1 m (ursprüngliche Distanz senkrecht zum Faltenstreichen um 15 bis höchstens 20 km). Weiterhin wäre dieser Rücken für das Auskeilen der tieferen Schichten des Albien (Figur 9 auf p. 80) verantwortlich zu machen und in den Concentricusschichten für die Aufarbeitung von Fossilien und Quarzkörnern (Figur 11 auf p. 83) und für den Transport von Quarzkörnern nach N (aus den Basisbildungen in die Concentricusschichten, Figur 10 auf p. 80).

Ferner würde durch die Annahme eines submarinen Rückens verständlich, weshalb das Konglomerat gerade dort auftritt, wo die Schichtserie durch die mit schiefer Winkel transgredierenden Wangschichten abgeschnitten wird, denn dieser Rücken wäre in erster Linie der Erosion der Wangtransgression zum Opfer gefallen. Auch im Lutétien macht sich dieser hypothetische submarine Rücken noch bemerkbar (Lithothamnienkalk in der Oberbauenfalte gegenüber Assilinengrünsand im N). Andererseits besteht im Untersuchungsgebiet in der gesamten Schichtserie unterhalb des Albien nicht die geringste Andeutung für das Vorhandensein eines solchen Rückens; er wäre deshalb erst nach dem oberen Aptien entstanden.

Zusammenfassung zur mittleren Kreide.

Schichtfolge und Sedimentationszyklen.

(Vgl. Fig. 9, p. 80.)

Die allgemeinen Erörterungen über die zyklische Sedimentation auf p. 96—105 müssen hier als bekannt vorausgesetzt werden, speziell die Begriffe «Emersionszyklus» und «Zyklengrenze» (p. 97) und ihre lithologischen Eigentümlichkeiten (p. 99/100).

Es erweist sich als praktisch, die mittlere Kreide genau wie die untere Kreide in Emersionszyklen und Zyklengrenzen zu gliedern. Man kann dies in folgender Weise tun (von unten nach oben):

- I. a) Zyklengrenze: Basisbildungen, Quarz bis über 15mal so gross als Glaukonit.
- b) Emersionszyklus: Kalksandstein, durchgehend gleichmässige Korngrösse von Quarz und Glaukonit.
- II. a) Zyklengrenze: Concentricusschichten, Glaukonit zum Teil bedeutend grösser als Quarz, Phosphoritfossilien.

- b) Emersionszyklus: Knollenschichten, gleichmässige Korngrösse von Quarz und Glaukonit, nach oben etwas zunehmend.
- III. a) Zyklengrenze: Turrilitenschicht, plötzliche Abnahme der Korngrösse von Quarz und Glaukonit auf ca. $\frac{1}{4}$, Phosphoritfossilhorizont im Untersuchungsgebiet nicht deutlich ausgebildet.
- b) Emersionszyklus: Seewerkalk, Korngrösse durchgehend gleichmässig. Fortsetzung nach oben nicht näher untersucht.

Man kann die Concentricusschichten als Ganzes als eine Zyklengrenze betrachten, besonders wenn sie nicht mächtig entwickelt sind. Sie dürften jedoch aus vier einzelnen Zyklengrenzen und dazwischen liegenden rudimentären Emersionszyklen zusammengesetzt sein. Die Basis der Concentricusschichten gibt sich durch die plötzliche Abnahme der Quarzkorngrösse und Zunahme der Glaukonitkorngrösse als Zyklengrenze zu erkennen (Milletianushorizont); zwei weitere Zyklengrenzen sind lithologisch nicht sicher festzustellen, aber je durch eine phosphoritische Fauna repräsentiert (Mammillatusfauna und Escragnollensisfauna); die vierte schliesslich (Varicosushorizont) ist als eigentliche Basis des Sedimentationszyklus der Knollenschichten zu betrachten und gehört, wegen des plötzlichen Ansteigens der Glaukonitkorngrösse in Verbindung mit der reichen Phosphoritfauna, zu den schönsten Zyklengrenzen, die uns bekannt sind.

Quarzkorngrösse.

(Vgl. Fig. 10, p. 80.)

Aus der Figur 10 ist ersichtlich, dass allein schon die Verteilung der Quarzkorngrösse ein bis in viele Einzelheiten getreues Abbild der Schichtfolge gibt. Im grossen und ganzen nimmt die Korngrösse von unten nach oben stufenweise ab, von maximal 6 mm in den Basisbildungen bis maximal 0,06 mm im Seewerkalk; das Volumen der grössten Quarzkörner im Seewerkalk verhält sich somit zum Volumen der grössten Quarzkörner in den Basisbildungen wie 1 : 1,000,000. Die Abnahme der Korngrösse findet jedesmal an der Basis der drei grossen Sedimentationszyklen statt, innerhalb der einzelnen Emersionszyklen bleibt dagegen die Korngrösse annähernd konstant (Kalksandstein, Seewerkalk) oder nimmt nach oben etwas zu (Knollenschichten).

Die allgemeine Verteilung der Korngrösse ist somit sehr einfach; an einzelnen Zyklengrenzen liegen die Verhältnisse jedoch etwas komplizierter.

An der Obergrenze des Kalksandsteins setzen sofort die feinen Quarzkörner der Concentricusschichten ein; daneben finden sich zunächst noch ziemlich häufig grössere Körner, welche die Grösse der Körner im Kalksandstein knapp erreichen und die nach oben rasch verschwinden ¹⁾; man darf vielleicht annehmen, dass diese Körner aus dem Kalksandstein stammen. Ausserdem kommen ganz vereinzelt Körner von bedeutender Grösse (über 1 mm) vor, die oft mit einem Netzwerk von Rissen durchzogen sind, wie man dies auch häufig in den Basisbildungen beobachtet. Es scheint mir, dass diese Körner aus den Basisbildungen aufgearbeitet sind; verfolgt man nämlich das Niveau der Obergrenze des Kalksandsteins (Milletianushorizont) nach S, so werden die groben Quarzkörner immer häufiger, und die Concentricusschichten verschmelzen nach Auskeilen des Kalksandsteins allmählich mit den Basisbildungen.

Ähnliches findet im Varicosushorizont statt: Während sich im N (Schöneck) seine Quarzkorngrösse nur schwach vom Liegenden und Hangenden abhebt, nimmt sie nach S immer mehr zu, bis schliesslich auch dieser Horizont mit den Basisbildungen verschmilzt (Morschfeld).

Es ist somit wegen der Verteilung der Quarzkorngrösse äusserst wahrscheinlich, dass die relativ kleinen Quarzkörner der Emersionszyklen zum normalen Sedimentmaterial gehören, dass dagegen die groben Körner an den Zyklengrenzen (Concentricusschichten), die nach S mit der Annäherung an die Basisbildungen immer grösser und häufiger werden, aus den Basisbildungen aufgearbeitet

¹⁾ Ganz analog wie z. B. in den Altmannschichten und in der Hauterivien-Glaukonitbank.

sind. Diese Hypothese wird unterstützt dadurch, dass in den Concentricusschichten die grossen (aufgearbeiteten) Quarzkörner oft sehr stark korrodiert sind, im Gegensatz zu den kleineren Körnern. Wenn man annimmt, dass diese Körner in den Basisbildungen korrodiert wurden (dort sehr häufig beobachtet) und von dort aus aufgearbeitet wurden, so muss man für diese Körner nur einen kurzen

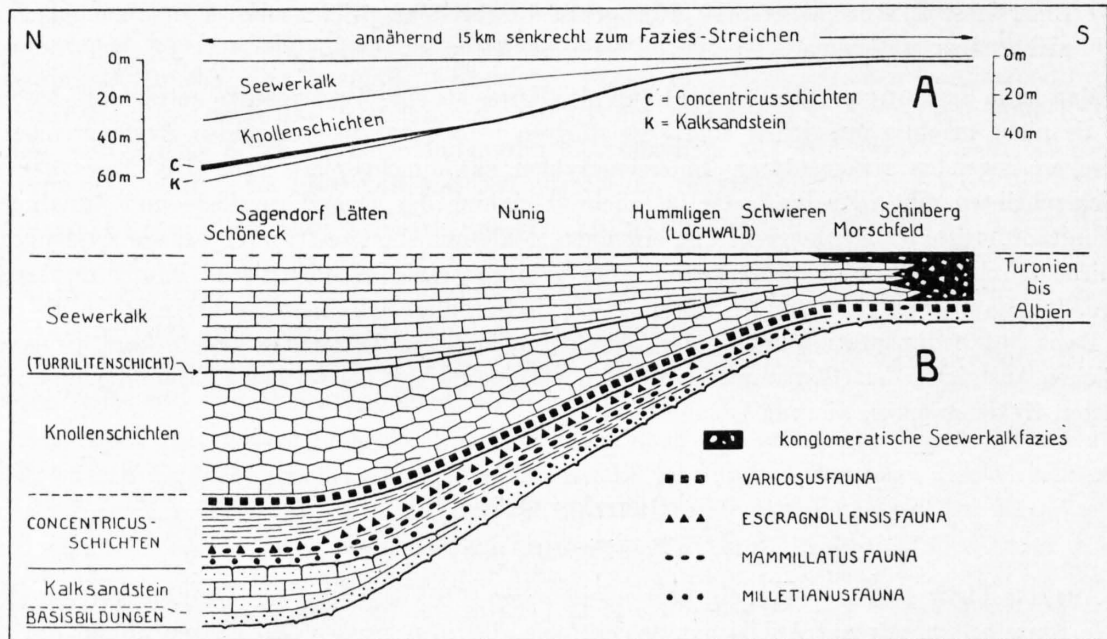


Fig. 9.

Übersicht der Schichtfolge und Fazies der mittleren Kreide.
A. Mächtigkeiten im richtigen Verhältnis. B. Schematisch.

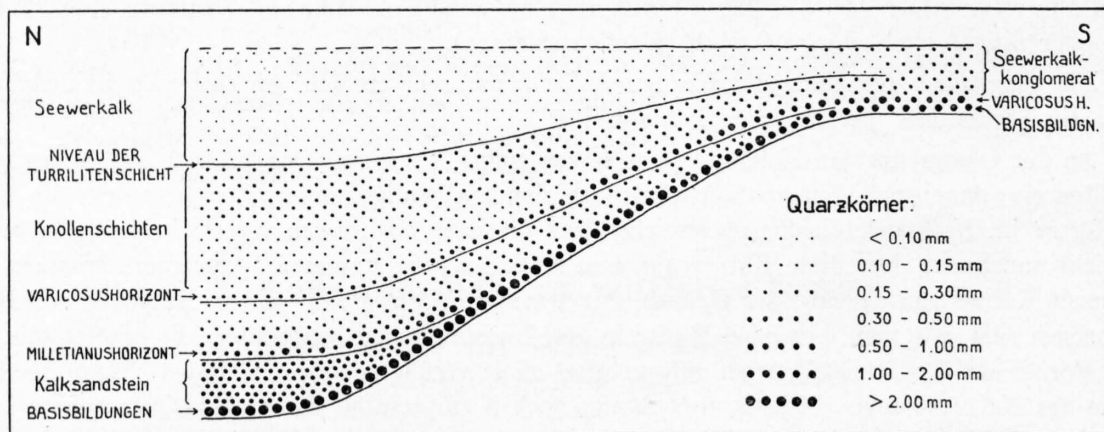


Fig. 10.

Maximale Grösse der Quarzkörner in der mittleren Kreide, dargestellt auf Grund von 126 Dünnschliffen.

Transport annehmen (einige Kilometer); bei einem sehr weiten Transport in diesem Zustand wären diese Körner wohl zertrümmert worden.

Ferner wird die Annahme der Aufarbeitung von Quarzkörnern aus den Basisbildungen in die Concentricusschichten dadurch unterstützt, dass man in ihrer Begleitung manchmal höchstwahrscheinlich aufgearbeitete Phosphoritfossilien findet (vgl. unten p. 84). Ebenso wurde die konglomeratische Seewerkalkfazies durch andauernde Aufarbeitung von Knollenschichten und Seewerkalk erklärt (vgl. oben p. 78), und entsprechend finden sich in diesem Gestein Quarzkörner von denselben Dimensionen

wie in den Knollenschichten auch dort, wo der konglomeratische Seewerkalk über echtem Seewerkalk liegt.

Wenn diese Annahmen über die Aufarbeitung von Quarz richtig sind, so ergibt sich Folgendes:

Im N, bei normaler Schichtfolge, ist die Quarzkorngrösse ein wertvolles Hilfsmittel zur Gliederung der Schichtfolge und zur Charakterisierung einzelner Horizonte; im S dagegen, bei reduzierter Schichtfolge mit starker Aufarbeitung, ist die Quarzkorngrösse nicht direkt stratigraphisch verwertbar.

Ausserdem ist die Quarzkorngrösse ein sehr empfindliches Reagens für die Aufarbeitung von Sedimentmaterial aus tieferen Schichten; man kann deshalb sagen, dass dort, wo sich kein aufgearbeiteter Quarz mehr bemerkbar macht, auch sicher keine aufgearbeiteten Fossilien mehr zu erwarten sind, da für ihren Transport viel bedeutendere Kräfte notwendig sind als für den Transport der Quarzkörner.

Glaukonitkorngrösse.

Die Regel, dass in den Emersionszyklen die Glaukonitkörner annähernd gleich gross sind wie die Quarzkörner, dass dagegen an den Zyklengrenzen beide wesentlich verschieden gross sein können, lässt sich ohne weiteres auf die mittlere Kreide anwenden. Immerhin ist bei der Interpretation der Schichtfolge auf dieser Grundlage eine gewisse Vorsicht am Platz, da in unseren Schemata (Figur 7, p. 55) jeweils nur die grössten beobachteten Körner berücksichtigt sind, so dass diese Schemata in den Concentricusschichten, wo diese aufgearbeitete grobe Quarzkörner enthalten, nicht ein unbedingt richtiges Bild der wahren Verhältnisse geben.

Jedenfalls aber ist aus der Figur 7 (p. 55) klar und eindeutig zu erkennen, dass mit der Varicosusfauna immer eine gewaltige Zunahme der Glaukonitkorngrösse einsetzt, die es gestattet, die Untergrenze des Varicosushorizonts genau festzulegen. Praktisch wichtig ist dabei, dass man den Varicosushorizont wegen der Grösse seiner Glaukonitkörner mit völliger Sicherheit von allen andern Horizonten der mittleren Kreide unterscheiden kann, obschon sein Gestein nach seinen andern Eigenschaften oft mit andern Sedimenten der Mittelkreide übereinstimmt; dies ist ganz besonders wichtig für den südlichen Teil des Untersuchungsgebiets, wo man sich wegen der Aufarbeitungserscheinungen zur Parallelisierung nicht auf die Quarzkorngrösse und manchmal auch nicht auf die Fossilien verlassen kann.

Es ist interessant zu beobachten, wie die Glaukonitkorngrösse im Varicosushorizont immer erst über dem Quarz und über dem Hauptfossilniveau ihr Maximum erreicht, wie man dies auch an andern Zyklengrenzen, an denen die Glaukonitkorngrösse die Quarzkorngrösse übersteigt (Altmannschichten, Hauterivien-Glaukonitbank), etwas weniger deutlich wiederfindet. Dies bestärkt mich in der Meinung, dass der Varicosushorizont eine Zyklengrenze sei, auf deren lithologische Parallelisierung man sich (wenigstens im Untersuchungsgebiet) unbedingt verlassen kann.

Die Ammonitenfaunen der mittleren Kreide.

Es ist längst bekannt, dass in einem Fossilhorizont wie die Turrilitenschicht im allgemeinen immer dieselbe Ammonitenfauna auftritt; auch für den Varicosushorizont wurde dies oben dargelegt. Es unterliegt deshalb keinem Zweifel, dass diese Ammonitenfaunen charakteristisch sind für die betreffenden Fossilhorizonte und dass sich die Altersbestimmung auf diese Faunen stützen muss.

Die weitere Interpretation der einzelnen Faunen ist natürlich abhängig von der Grundlage, auf welche man die Interpretation aufbaut. Als Grundlage benutzen wir im folgenden die Zonengliederung des Albien von L. F. SPATH, d. h. die minutiöseste Analyse der Albienfaunen, die heute existiert. Diese Zonengliederung ist hier wiedergegeben nach L. F. SPATH, Gault Ammonoidea, 100, p. 4, 1923 (siehe Tabelle, p. 82) ¹⁾.

¹⁾ Die Abgrenzung des Albien nach SPATH deckt sich nicht mit der oben (p. 104) reproduzierten Einteilung von HAUG; das ist jedoch in diesem Zusammenhang belanglos.

Einordnung der Ammonitenfaunen der Concentricusschichten in die Zonengliederung von L. F. SPATH.

Englisches Albien nach L. F. SPATH 1923		Helvetische Decken (Bauen-Brisen-Kette)	
Upper Albian (upper Gault)	Pleuro- hoplitan	<i>dispar</i>	<i>Stoliczkaia dispar</i>
		<i>substuderi</i>	
Middle Albian (lower Gault)	Pervin- quierian	<i>aequatorialis</i>	(Knollenschichten)
		<i>auritus</i>	
		<i>varicosus</i>	
	Dimorp- hoplitan	<i>orbigny</i>	Varicosushorizont
		<i>cristatus</i>	
Lower Albian	Hoplitan	<i>cornutus</i>	Concentricus- schichten
		<i>delaruei</i>	
		<i>intermedius</i>	
	Leymeriellan	<i>dentatus</i>	Eseragnollens- sisfauna
		<i>benettianus</i>	
		<i>inaequinodus</i>	Mammillatus- fauna
		<i>mammillatus</i>	
Lower Albian	Leymeriellan	<i>regularis</i>	Milletianushorizont
		<i>milletianus</i>	
	Acant- hoplitan	<i>schrammeni</i>	
		<i>jacobi</i>	
Lower Albian	Acant- hoplitan	<i>nolani</i>	

In der Tabelle (p. 82) sind die sicher bestimmbar, leitenden Ammoniten der Concentricusschichten und ihre Lage im SPATHschen Zonenschema angegeben, nach SPATH, 100, 1923—1932.

Man ersieht daraus zunächst, dass unsere vier Faunen in der normalen Reihenfolge übereinanderliegen; dies kommt so viel besser zum Ausdruck als nach der Zonengliederung von JACOB, wo diese vier Faunen in drei Zonen (IV, V und VI a) einzuordnen wären und deshalb als nicht scharf voneinander getrennt erscheinen würden.

Weiterhin ergibt sich die etwas verwirrende Tatsache, dass sich jede einzelne unserer Faunen über mindestens zwei der SPATHschen Zonen erstreckt. Dies könnte man dadurch erklären, dass das

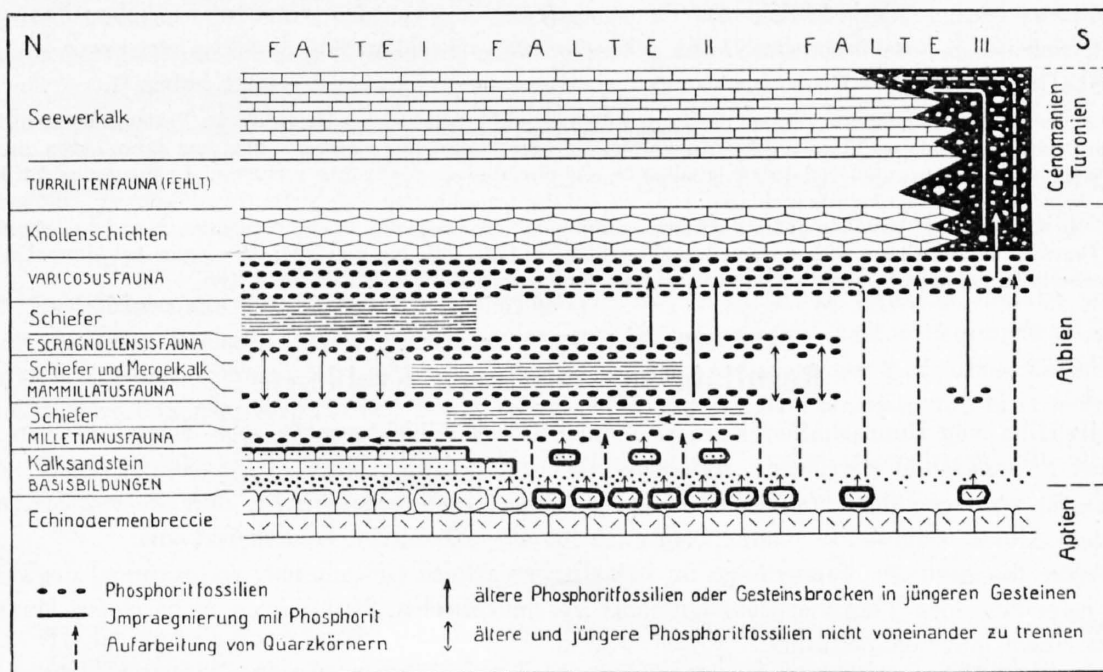


Fig. 11.

Schema der Ablagerung, Umlagerung und Aufarbeitung in der mittleren Kreide.

In vertikaler Richtung ist die Zeit abgetragen, innerhalb des Albien in einem annähernd einheitlichen Massstab. Die Gesteine und Fossilien sind bei dem Zeitpunkt hingezeichnet, wo sie zum erstenmal abgelagert worden sind. Die Imprägnierung der Bröcken von Echinodermenbreccie (Brisibreccie) mit Phosphorit hat wahrscheinlich nach Ablagerung des Kalksandsteins stattgefunden. Die Ablagerung des konglomeratischen Seewerkalks (schwarz mit weissen Flecken) hat vermutlich erst nach Schluss der Ablagerung der Knollenschichten begonnen.

Alter unserer Faunen jeweils zwischen dem der SPATHschen Faunen liege. Die Varicosusfauna erstreckt sich jedoch über mindestens drei Zonen und die vereinigten Mammillatus- und Escragnollensis-Faunen (die oft nicht voneinander zu trennen sind) über fünf Zonen. Wenn man ferner in Betracht zieht, dass die gesamte Fauna der Concentricusschichten (also etwa zwölf Zonen) im Vorarlberg in einem Horizont beieinanderliegen kann ¹⁾ und dass die Fauna der Turrilitenschicht schon bei einer viel größeren Zonengliederung nicht in einer Zone untergebracht werden kann (vgl. oben p. 74), so ergibt sich als naheliegende Folgerung, dass sich die Ablagerung der Fossilien eines jeden einzelnen Fossilhorizonts der helvetischen Mittelkreide über einen längeren Zeitraum erstreckt hat (vgl. dazu auch p. 101). Auf dieser Annahme beruht die Darstellung auf Figur 11.

Aus der Fossilliste (p. 66—67) ist ersichtlich, dass im Varicosushorizont gelegentlich Fossilien vorkommen, die zur Fauna älterer Schichten gehören (Lochwald, Scheidegg). Wenn man nun annimmt, dass die englische Faunenfolge auch nur einigermaßen für das helvetische Gebiet stimmt, so ist es unvermeidlich anzunehmen, dass diese Fossilien durch Aufarbeitung in den höheren Horizont gelangt

¹⁾ Mündliche Mitteilung und Demonstration von Herrn Prof. Dr. ARN. HEIM, für die ich ihm auch hier meinen verbindlichsten Dank ausdrücken möchte.

sind. Ein direkter und unwiderleglicher Beweis für diese Aufarbeitung steht noch aus ¹⁾; der Annahme der Aufarbeitung steht jedoch kein ernstlicher Grund entgegen, vielmehr wird sie durch eine ganze Reihe von Beobachtungen unterstützt, denn:

Aus paläontologischen Gründen bestimmt als aufgearbeitet zu betrachtende Fossilien wurden nur ganz lokal, aber dort dann relativ häufig gefunden (Lochwald; am Schinberg bei Scheidegg Fragment eines phosphoritischen *Beudanticeras* auch noch im konglomeratischen Seewerkalk, vgl. p. 77). Diese aufgearbeiteten Fossilien sind ausnahmslos phosphoritisch versteinert, also praktisch unzerstörbar. In Begleitung der aufgearbeiteten Fossilien findet sich immer aufgearbeiteter Quarz (vgl. oben p. 80), der aus einer tieferen Schicht (Basisbildungen) stammt, als die aufgearbeiteten Fossilien (aus *Mammillatus-escragnollensis*-Schichten). Es ist auch nicht notwendig, einen wesentlichen Transport der aufgearbeiteten Fossilien anzunehmen, vielmehr dürfte in jedem Fall eine Umlagerung an Ort und Stelle mit einer Bewegung von wenigen Zentimetern genügt haben ²⁾.

Es bleibt noch zu erwähnen, dass an der Fundstelle Lochwald, trotz reicher Ausbeute, im *Varicosushorizont* keine leitenden Cephalopoden dieses Niveaus gefunden wurden (dagegen *Inoceramus sulcatus*!); dies mag daran liegen, dass die *Varicosus*-auna dort zum guten Teil kalkig erhalten ist und dass deshalb die kräftig gerippten *Ammonites cristati* kaum aus dem kompakten Gestein herauszuschlagen sind, wie bei der benachbarten Fundstelle Hummligen, wo, bei normaler Faunenfolge und gleicher Ausbildung des *Varicosushorizonts* wie im Lochwald, in der Ausbeute die mehr oder weniger glatten *Desmoceratidae* weitaus vorherrschen (vgl. Fossiliste, p. 125—127, Kolonne 15); der einzige bei Hummligen im *Varicosushorizont* gefundene gekielte Ammonit war an der Gesteinsoberfläche herausgewittert.

Resultate zur mittleren Kreide.

Mit Hilfe von Dünnschliffen kann man unauffällige Schichtgrenzen sehr genau festlegen und auch bei Fazieswechsel zuverlässig verfolgen.

Es ist wahrscheinlich und bis zu einem gewissen Grade sogar sicher, dass die von SPATH im englischen Albien festgestellte Faunenfolge auch für das helvetische Faziesgebiet gilt.

Wenn die englische Faunenfolge im helvetischen Albien Geltung hat, so entspricht der Fossilinhalt jedes einzelnen Phosphoritfossilhorizonts der helvetischen Mittelkreide nicht einem Moment, sondern einem längeren Zeitraum.

Das Fehlen gewisser englischer Faunen im helvetischen Gebiet kann auf die Sterilität der helvetischen Sedimente entsprechenden Alters zurückgeführt werden.

Lokale Unstimmigkeiten in der Fossilführung lassen sich durch geringfügige Umlagerung an Ort und Stelle befriedigend erklären.

Die Bezeichnung «Lochwaldschicht» ist in Zukunft besser zu vermeiden.

VI. Obere Kreide.

Unter dieser Bezeichnung sind hier die Sedimente verstanden, die zwischen dem Seewerkalk oder Seewerschiefer (unten) und dem Assilinengrünsand oder Lithothamnienkalk des Lutétien (oben) liegen. Wie gewohnt kann man unterscheiden von unten nach oben:

1. Amdenermergel (Senonmergel), im N nicht scharf vom Liegenden abzutrennen, im S nach unten scharf begrenzt.
2. Wangschichten, liegen diskordant auf den älteren Schichten; darüber folgt mit scharfer Grenze das Lutétien, zum Teil mit schwachem Basiskonglomerat.

¹⁾ Es wäre verlockend, die Aufarbeitung mit Dünnschliffen nachzuweisen; da ich jedoch (abgesehen von der Sammlung TOBLER vom Lochwald) nur über ein kleines sicher aufgearbeitetes Stück verfüge (*Amm. mammillatus* von Scheidegg), muss ich darauf verzichten, um so mehr, als ohne ein umfangreiches Material kein einwandfreies Resultat zu erwarten ist, denn: Die Quarzkorngrösse ist nicht typisch, da es sich um ganz reduzierte Schichtfolgen mit aufgearbeitetem Quarz handelt; ebensowenig ist von der Untersuchung der Glaukonitkorngrösse zu erwarten, da die Phosphoritfossilien meist nur sehr wenig Glaukonit enthalten.

²⁾ Die oben vertretene Annahme, dass in einem Fossilhorizont mehrere Zonen miteinander verschmolzen sind, bringt es ebenfalls mit sich, an eine Umlagerung an Ort und Stelle innerhalb des Fossilhorizonts zu denken.

Für die paläontologische Altersbestimmung dieser Schichten konnte im Untersuchungsgebiet kein nennenswertes Material beigebracht werden. Wir halten uns daher an die Altersangaben in der Literatur (siehe besonders J. BÖHM und ARN. HEIM 1909, 46).

1. Amdenermergel.

(Coniacien? — Santonien — Campanien.)

Der grösste Teil dieser auch als Senonmergel bezeichneten Mergelmassen entspricht ungefähr der Definition der Leistmergel. Vermutlich ist, wenigstens im N, unten auch noch ein Äquivalent der Leibodenmergel vorhanden; irgendwelche sichere Anhaltspunkte für die Unterteilung der Amdenermergel habe ich jedoch im Untersuchungsgebiet nicht festgestellt.

Vorkommen und Ausbildung.

Seelisbergfalte (I): Hier sind die Amdenermergel fast nur zwischen Beckenried und Emmetten sichtbar. Es sind weiche Schiefermergel von hellgrünlichgrauer Farbe, deren Mächtigkeit gegen 100 m betragen dürfte.

Niederbauenfalte (II): Südlich der Niederbauenalp und im Bleikiwald (Kohlthal) sind die Amdenermergel in vielen Bachgräben sehr gut aufgeschlossen. In ihrem untern Teil enthalten sie gelegentlich Bänke von grünlichgrauem Mergelkalk, in höheren Lagen vereinzelt ca. 5 cm dicke Bänke von grauem bis grünlichem Sandkalk. Die Mächtigkeit mag auf Niederbauenalp 150 m erreichen.

Oberbauenfalte (III): Nach S nimmt die Mächtigkeit der Amdenermergel rasch ab, bis sie am Schwalmis durch die transgredierenden Wangschichten abgeschnitten werden.

Gestein.

Weiche mergelige bis tonige Schiefer, frisch grau bis etwas grünlich, Anwitterung hellgrau bis etwas gelblich, sehr feine Glimmerblättchen. Von den gelblichen eocaenen Stadschiefern, denen sie makroskopisch und mikroskopisch sehr nahe stehen, unterscheiden sich die Amdenermergel in erster Linie durch ihre grünlichere und dunklere Farbe.

Dünnschliffe.

Gewöhnliche Amdenermergel (Leistmergel, 3 Schliffe):

Grundmasse: Feinkörnig, bräunlich bis grau.

Quarzkörnchen: 0,01—0,05 mm (maximal 0,10—0,12 mm), ca. 10 %.

Glaukonit: Einzelne Körnchen immer vorhanden.

Fast vollständig steril.

Mergelkalkbank im unteren Teil der Amdenermergel (?Leibodenmergel), 1 Schliff, Kritersbach ostsüdöstlich Hoberg:

Grundmasse: Graulich, dicht.

Quarzkörnchen: Sehr spärlich, maximal 0,06 mm.

Phosphorit: Spärliche, meist eckige Körner, ohne Quarzeinschlüsse.

Inoceramenprismen: Reichlich.

Foraminiferen: Massenhaft, erfüllen das ganze Gestein; besonders *Globotruncana canaliculata* REUSS (= *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU etc.); daneben Globigeriniden, Textulariden, Rotaliden.

Sandkalkbänke im oberen Teil der Amdenermergel (Leistmergel), 2 Schliffe, Kritersbach und Bleikiwald:

Grundmasse: Graulich, calcitisch, körnig.

Quarzkörnchen: Meist unregelmässig begrenzt, vorherrschend 0,02—0,10 mm (maximal 0,11—0,16 mm), ca. 5—15 %.

Glaukonit: Korngrösse wie Quarz, ca. 1 %.

Foraminiferenreste: Schlecht erhalten, reichlich, meist unter 0,05 mm.

Fossilien.

Fossilien sind in den Amdenermergeln sehr selten. In der Oberbauenfalte (III) fand ich Abdrücke eines kleinen *Inoceramus* bei Rigithal (Schwalmis) und Scheidegg (Schinberg).

2. Wangschichten.

(Maestrichtien —? Danien.)

Als Wangschichten bezeichnet man den Komplex von dunkeln sandigen Schiefern und Kalken, die sich im südlichen Teil des helvetischen Faziesgebiets zwischen das Lutétien (oben) und die älteren Kreideschichten (unten) einschieben. Man nimmt an, dass die Wangschichten dem Maestrichtien, oben vielleicht auch dem Danien angehören (siehe ARN. HEIM 1921, 21, p. 318; A. OCHSNER 1921, 95, p. 57, 82, 84).

Vorkommen.

Die Wangschichten sind beschränkt auf die Oberbauenfalte (III) und auf den südöstlichsten Teil der Niederbauenfalte (II).

Von N her kommend findet man zuerst Wangschichten am Faulberg (südlich Niederbauenalp) mit ca. 100 m Mächtigkeit; ihre nördliche Fortsetzung ist erodiert. Nach S nimmt die Mächtigkeit rasch zu, im verkehrten Schenkel der Falte III am Oberbauenstock beträgt sie gegen 200 m, am Schwalmis steigt sie auf 250—300 m an.

Im Gebiet Schwalmis-Heitliberg-Bühlalp bilden die Wangschichten einen grossen zusammenhängenden Komplex im normalen Schenkel der Oberbauenfalte (III). Nach W reicht dieser Komplex noch etwa 400 m über den Bärfallenpass hinaus; die weitere Fortsetzung nach W ist samt den liegenden Amdenermergeln abgeschürft, so dass bei Ahorn der exotische Flysch unmittelbar auf das obere Aptien (Brisibrecce) zu liegen kommt. Man darf deshalb wohl die verschürften Wangschichten am Fuss des Buochserhorns aus der Stirn der Oberbauenfalte herleiten, um so mehr, als es scheint, dass die Wangschichten im W nordwärts nicht über die Oberbauenfalte (III) hinausgereicht haben, da bei Waseneggli (Mulde zwischen Falte II und III) der Lithothamnienkalk des Lutétien auf den Amdenermergeln liegt (vide p. 90 und 119).

Transgression der Wangschichten.

Die Wangschichten liegen im N auf den Amdenermergeln. Die Grenze ist scharf, aber oft nicht sehr deutlich; denn die untersten paar Meter der Wangschichten können den Amdenermergeln ähnlich sehen (wenn sie auch härter und sandiger sind), offenbar deshalb, weil sie aufgearbeitetes Material aus den Amdenermergeln enthalten.

Im S, am Schwalmis, transgredieren dann die Wangschichten sukzessive auf ältere Schichten. An den Geissplatten werden zunächst der konglomeratische Seewerkalk, die Brisibrecce und die Grünsande des oberen Aptien mit einem Mal abgeschnitten. Dann folgt die Transgression etwa 500 m weit den oberen Orbitolinaschichten, über denen die glaukonitführenden Schiefer (Luiteremergel) zum Teil noch erhalten sind. Auf der Südseite des Schwalmis, zwischen P. 2250 und P. 2194, werden dann kurz nacheinander die oberen Orbitolinaschichten und der obere Schrattenkalk abgeschnitten.

Nördlich von P. 2211 greift die Transgression tief in die untern Orbitolinabänke bis nahe über dem untern Schrattenkalk. Dann streicht die Transgressionsfläche nach S in die Luft hinaus.

In der Westflanke des Schwalmis sieht man dieselben Erscheinungen, nur wird hier die liegende Schichtserie noch rascher abgeschnitten als an den Geissplatten, unter einem Winkel von 10—12°.

Die Transgressionsfläche der Wangschichten ist nicht glatt und eben wie viele andere mehr oder weniger diskordante Schichtgrenzen der helvetischen Serie, sondern die härteren Schichten bilden scharfe Rippen, die genau dem heutigen Abwitterungsprofil entsprechen. Dies ist an den Geissplatten besonders deutlich zu beobachten (vgl. Tafel I und Tafel II, Profil 9 und 10).

Trotz dieser augenfälligen Erosion der Unterlage habe ich keine Gerölle oder Konglomerate an der Basis der Wangschichten gefunden.

Es wurde weiter oben (p. 78) versucht, die konglomeratische Seewerkalkfazies und die Mächtigkeitsreduktion des Seewerkalks durch einen submarinen Rücken zu erklären. Nimmt man an, dass diese relativ hochliegende Zone auch zur Zeit der Transgression der Wangschichten noch bestanden hat, so wird es verständlich, weshalb die Wangtransgression gerade im Gebiet der konglomeratischen Seewerkalkfazies besonders tief erodiert hat. Im benachbarten Frohnalpstockgebiet hat schon P. ARBENZ (1905, **11**, p. 33; 1912, **34**, p. 776) festgestellt, dass die tiefgreifende Erosion unter den Wangschichten mit einer ausgesprochenen Reduktionszone des Albien und des Seewerkalks zusammenfällt.

Gesteine.

Die Wangschichten sind leicht kenntlich an ihrem unscheinbar grau anwitternden, mehr oder weniger schieferigen Gestein, das beim Anschlagen manchmal stark bituminös riecht. Es sind sandige, etwas tonige, harte Kalkschiefer und dickbankige zähe Kalke; frisch dunkelgrau, feinspätig, mit unregelmässigem bis splittigem Bruch; Anwitterungsfarbe mausgrau.

A. OCHSNER hat die Wangschichten im subalpinen Flysch westlich vom Wägital in Wangschiefer und Wangkalk unterteilt (1921, **95**, p. 83). Eine ähnliche Unterteilung ist im Untersuchungsgebiet nicht durchführbar; immerhin sieht man deutlich, dass der untere Teil der Wangschichten zur Hauptsache aus plattigen Schiefern besteht, die nach oben allmählich durch dickbankiges Gestein ersetzt werden.

Vereinzelt beobachtet man in den Wangschichten mehr oder weniger grobkörnige Sandsteinbänke, ähnlich wie sie A. JEANNET (1923, **79**) aus der Gegend von Iberg beschreibt. Es sind diese Gesteine, deren Grundmasse dem Gestein der Wangschichten entspricht, in denen aber die Quarzkörner besonders angereichert sind. Sie sind wenig auffällig, da sie ähnlich wie gewöhnliche Wangschichten anwittern. Im Schutt findet man diese Sandsteine nicht sehr selten, anstehend kenne ich sie nur von wenigen Stellen, nämlich:

Faulberg (südlich Niederbauenalp), Westhang, 40 cm dicke Bank von sehr feinkörnigem Sandstein, 10 m über den Amdenmergen.

Geissbühl (Oberbauenalp), am Weglein nach Scheidegg, grobkörnige Sandsteinbänke, 5 m unter dem Lutétien.

Bühlalp (am Schwalmis). Südwestecke der untern Hütte (197400/678600), dicke Bank von grobem Sandstein, dürfte etwa im oberen Drittel der Wangschichten liegen, oder noch höher.

Dünnschliffe.

Gewöhnliche Wangschichten (3 Schliffe aus dem untern bis mittleren Teil):

Grundmasse: Dunkel, braungrau.

Quarzkörner: Eckig oder unregelmässig begrenzt, 0,02—0,10 mm (maximal 0,14—0,21 mm), ca. 5—50 %.

Glaukonit: Korngrösse wie Quarz, ca. 1/4—3 %.

Foraminiferen: Schlecht erhalten, Globigeriniden, Textulariden u. a. m.

Calcitische Schalenreste meist unter 0,1 mm; Inoceramenprismen; ? Spongiennadeln.

Feinkörniger Sandstein, unterer Teil der Wangschichten (1 Schliff vom Faulberg):

Grundmasse: Teils calcitisch, teils schmutzig bräunlich.

Quarzkörner: Unregelmässig begrenzt, meist 0,05–0,15 mm (maximal 0,35 mm), ca. 60 %.

Glaukonit: Korngrösse wie Quarz, ca. 5 %.

Carbonat: Kleine Rhomboeder und Körner mit schmutzigen Rändern, reichlich.

Grobkörniger Sandstein, oberer Teil der Wangschichten (3 Schliffe):

Grundmasse: Wie bei gewöhnlichen Wangschichten, eingestreute Quarzkörnchen unter 0,10 mm.

Quarzkörner: Meist gerundet, vorwiegend 0,50–1,00 mm (maximal 1,10–1,25 mm), ca. 20–50 %.

Glaukonit: Vorwiegend um 0,10–0,20 mm, ca. 1–5 %.

Phosphorit: Meist rundliche Körner um 1 mm, enthalten oft reichlich Quarzkörner unter 0,10 mm und auch Glaukonit; ausnahmsweise über 1 cm grosse Phosphoritknollen (im Anstehenden nicht beobachtet).

Carbonat: Wie oben, ziemlich reichlich.

Fossilien.

Die Wangschichten sind arm an Fossilien. Im Schutt findet man hie und da grössere oder kleinere *Inoceramen*. Im groben Sandstein bei Geissbühl (Oberbauenalp) fand ich ein *Belemniten*fragment und *Fischzähnen*; am Haldifeld (Bühlalp) Reste von kleinen *Austern* in Schiefer mit groben Sandkörnern. Die bezeichnende Serpulide *Jereminella pfenderae* LUGÉON («Wangnudel» A. TOBLER) ist selten; am Faulberg fand ich sie an mehreren Stellen zuunterst in den Wangschichten.

VII. Eocaen.

Das helvetische Eocaen spielt im Untersuchungsgebiet nur eine untergeordnete Rolle neben der mächtigen Kreideserie. Es liegt im N auf den Amdenermergeln, im S auf den Wangschichten. Darüber folgt der überschobene exotische Flysch.

Das Eocaen lässt sich von unten nach oben gliedern in:

1. Lutétien und «Auversien», im N über 15 m mächtig, im S ca. 4–8 m.
 - a) Assilinengrünsand (N) oder Lithothamnienkalk (S); im äussersten N durch das Konglomerat von Rüteneu repräsentiert; Lutétien;
 - b) oberer Grünsand (= Nummulinengrünsand A. Buxtorf);
 - c) Pectinitenschiefer (glaukonitführende Schiefer);
 - d) Hohgantsandstein (glimmerführende Sandsteinbank);
2. Stadschiefer (Priabonien?, eventuell auch «Auversien»), im N schätzungsweise 100 m mächtig, im S weniger.

Das Lutétien (1 a) ist meist ohne weiteres durch die Grossforaminiferen nachweisbar, während das Alter der hangenden Schichten im Untersuchungsgebiet nur auf Grund lithologischer Vergleiche annähernd bestimmt werden kann. Die übliche Stufenbezeichnung «Auversien» ist hier der Einfachheit halber beibehalten.

1. Lutétien und „Auversien“.

Normale Schichtfolgen kann man nur im S in der Muldenzone Urwägi-Oberbauenalp (Mulde II/III) beobachten. Die Schichtfolge im nördlichen Teil des Untersuchungsgebiets und damit der Anschluss an die Gegenden, in denen die Eocaenstratigraphie schon genau bekannt ist, muss wegen der starken tektonischen Verschiebung auf Grund von Analogien rekonstruiert werden.

Vorkommen und Ausbildung.

Beckenried-Emmetten (Stirn der Falte I und Mulde I/II): Im Ischenwald (östlich Beckenried) liegt eine ca. 5 m mächtige Grünsandbank ($a + b$) zwischen den Amdenermergeln und den Schiefen des Eocaen; sie ist vielfach zerbrochen und verschuppt, so dass sie z. B. beim Hauetli (süd-östlich Beckenried) fünfmal übereinander liegt (analog den Verhältnissen bei Kerns-Sachselsn, A. Buxtorf 1913, 51, p. 683). Die Grünsandbank enthält an ihrer Basis massenhaft *Assilinen*. Etwas höher am Abhang beobachtet man an wenigen Stellen eine gegen 5 m dicke Bank von ziemlich grobkörnigem, hellem Sandstein (d) mit Muskowitschüppchen, die nach Aussehen und Gestein mit Hohgant-sandstein übereinstimmt.

Bei Emmetten (Mulde I/II) ist die Lagerung weniger gestört, so dass man das unmittelbare Hangende der Grünsandbank ($a + b$) feststellen kann: Es sind ziemlich feste mergelige Schiefer (c) mit etwas Glaukonit, die im Schliffbild ausgezeichnet mit *Pectiniten*-schiefer (Hohgantschiefer) übereinstimmen; sie sind aufgeschlossen westlich Emmetten beim Spis (hinter dem oberen der beiden Häuser an der Strasse, ca. 820 m hoch, 200930/681300, mindestens 6—7 m mächtig) und beim Schin (unterstes Haus, 740 m, 201265/680990, unter dem Misthaufen). Der oberste Teil (b) der Grünsandbank (ca. 1—1½ m) besteht hier aus einem auffälligen, hellgrün punktierten, schwärzlichen Gestein, das im folgenden als oberer Grünsand bezeichnet ist (Aussehen des Gesteins wie der Hakengrünsand von F. J. Kaufmann 1872, 82, p. 178—180).

Urwängi-Oberbauenalp-Nieder-rickenbach (Rücken der Falte II, Mulde II/III und Stirn der Falte III): In der Muldenzone Faulberg-Geissbühl-Oberbauenalp ist das Eocaen fast ungestört gelagert (vgl. Figur 12). Auf den Wangschichten folgt hier eine dünne Schicht glaukonitreiches Gestein (a) mit vielen *Assilinen* und einzelnen phosphoritischen *Gastropoden*, übergehend in eine massige, 3½ m dicke Bank von glaukonitarmem, etwas spätigem Kalk (a), in dem man neben mikroskopischen *Orthophragminen* und einzelnen *Lithothamnien*-fragmenten nicht selten *Rotularia spirulaea* findet. Darüber folgt der 1½ m mächtige, hellpunktierte obere Grünsand (b) mit einer karrigen oder schlierigen Grenze; an seiner Basis sieht man häufig Abdrücke von *Pectiniden* und ähnlichen Mollusken.

Die Basisschichten des Eocaen (Bürgenschichten) zeigen hier also eine Dreiteilung, analog wie sie A. Buxtorf (1910, 49, p. 33—35) vom Bürgenstock beschrieben hat. Offenbar entspricht dabei der obere Grünsand dem Nummulinengrünsand von A. Buxtorf.

Nach oben geht der obere Grünsand über in 1½ m gelbliche Schiefer, die besonders an der Basis viel Glaukonit enthalten und den *Pectiniten*-schiefern (c) bei Emmetten entsprechen. Darüber

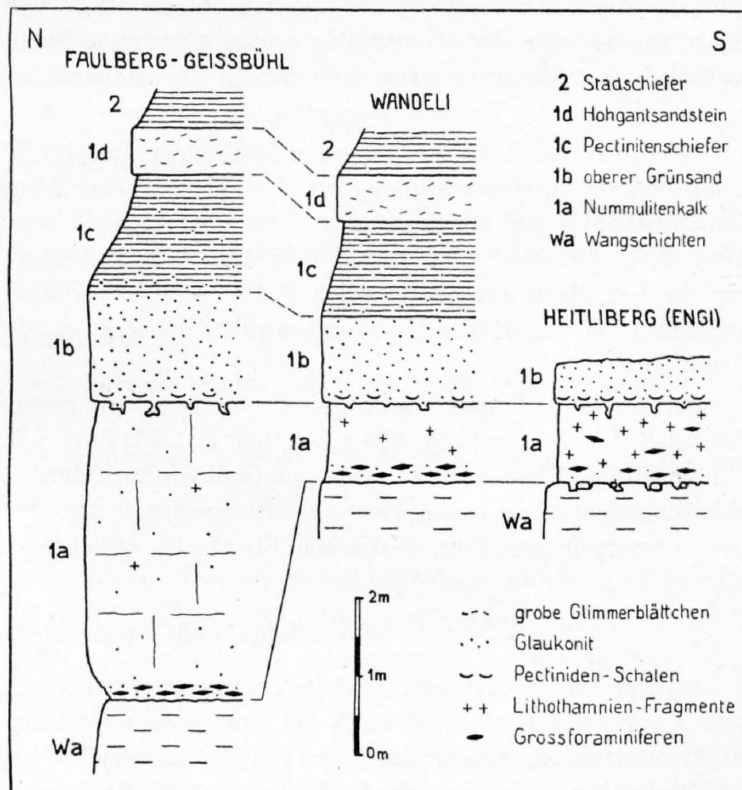


Fig. 12.

Basisschichten des Eocaen in der Mulde II/III und an der Stirn der Falte III.

liegt eine weithin verfolgbare, 60 cm dicke, glimmerführende Sandsteinbank (*d*), deren Gestein mit dem etwas grobkörnigeren Hohgantsandstein im Ischenwald übereinstimmt.

Im Bleikiwald im Kohltal (südlicher Teil der Falte II) sieht man eine ganze Anzahl verschleppte Grünsandlinsen (*a + b*), die zwischen den Amdenermergeln einerseits und Fetzen von Stadschiefern und dem exotischen Flysch andererseits liegen. Da ihre Fazies zwischen der glaukonitreichen Fazies im Ischenwald und der glaukonitarmen Fazies am Faulberg vermittelt (vgl. das Profil einer Linse bei MÄRKY 1926, **23**, p. 36), so ist anzunehmen, dass sie nicht weit hergeschleppt sind.

Folgt man der Mulde II/III von der Oberbauenalp nach W, so sieht man beim Wandeli (verkehrter Schenkel der Falte III, Figur 12), wie die Schichten (*a*) unter dem oberen Grünsand immer kalkiger werden. Am Fuss des Heitliberg, 150 m ost-südöstlich Engi (Stirn der Falte III, Figur 12), sind sie durch eine 1 m dicke, weisse Nummulitenkalkbank (*a*) ersetzt, voll «*Nummulina complanata*» (*Nummulites millicaput* B) und *Lithothamnien*-Fragmente. An der Basis ist dieser Nummulitenkalk etwas glaukonitisch und greift in Löcher und Karren der Oberfläche der Wangschichten hinab, so dass eine Art Basiskonglomerat zustande kommt. Über der Nummulitenkalkbank (*a*) liegt wieder mit karriger Grenze der schwärzliche, hellpunktierte obere Grünsand (*b*) mit *Pectiniden* an seiner Basis; die Fortsetzung nach oben ist abgewittert.

Nördlich der Bühlalp, zwischen Bachscheiti und Bärfallen, ist an einigen Stellen die *Nummuliten*-führende Lutétienausfüllung in den Karren der Wangschichtenoberfläche erhalten (Basis-konglomerat); auf ein derartiges Vorkommen bezieht sich vielleicht die Angabe von C. MOESCH (1894, **7**, p. 22), dass er *Nummuliten* in den Wangschichten gefunden habe. Das Basiskonglomerat wird in dem Bach westnordwestlich P. 1590 (197750/678025) unmittelbar von der hier etwas glaukonitischen, 40 cm dicken Hohgantsandsteinbank (*d*) überlagert, über der gleich der exotische Flysch folgt.

Schliesslich ist noch ein ganz isoliertes Lutétienvorkommen zu erwähnen: Beim Waseneggli südöstlich Niederrickenbach (400 m westlich P. 1101) liegt in der Mulde II/III eine anscheinend gegen 5 m mächtige Linse von weissem, nummulitenführendem *Lithothamnien*kalk (*a*), oder besser *Lithothamnien*breccie (siehe Vierwaldstätterseekarte, **28**). Sie liegt, soweit erkennbar, zwischen den Amdenermergeln und dem exotischen Flysch, in verkehrter Serie.

Schichtfolge und Faziesveränderungen.

a) Der Assilinengrünsand und der Nummulitenkalk, die A. BUXTORF (1910, **49**, p. 33) am Bürgenstock ausgeschieden hat, sind im N des Untersuchungsgebiets beide zusammen durch ca. 4 m Grünsand vertreten, an dessen Basis man massenhaft *Assilina exponens* findet. Weiter im S wird diese Schichtabteilung glaukonitärmer und geht nach SW allmählich in einen *Lithothamnien*kalk mit *Nummulina complanata* über.

b) Über dieser Abteilung folgt mit karriger oder schlieriger Grenze eine Grünsandbank mit auffälligem, hellpunktiertem Gestein, das an der Basis immer *Pectiniden* führt. Dieser obere Grünsand ist im ganzen Untersuchungsgebiet gleich ausgebildet, wenn er auch im N meist nicht ohne weiteres im Gelände von den liegenden glaukonitischen Schichten abgetrennt werden kann. Er entspricht nach seiner Lage dem Nummulinengrünsand von A. BUXTORF (1910, **49**, p. 35) und nach seinem Gestein dem Hakengrünsand von F. J. KAUFMANN (1872, **82**, p. 178—180).

c) Nach oben geht der obere Grünsand ziemlich rasch in Schiefer über, die besonders an ihrer Basis Glaukonit führen. Diese, im S nur noch wenig mehr als 1 m mächtigen Schiefer sind nach ihrer Lagerung, nach ihrem Gestein und nach ihrer Foraminiferenfauna den *Pectinitenschiefern* (Hohgantschiefern) gleichzusetzen.

d) Die *Pectinitenschiefer* werden überlagert von einer ziemlich grobkörnigen, glimmerführenden Sandsteinbank, deren Gestein mit dem Hohgantsandstein übereinstimmt. Die Sandsteinbank ist im N gegen 5 m mächtig, im S nur noch $\frac{1}{2}$ m.

Resultate: Die wahrscheinlich neritische Lithothamnienfazies des Lutétien tritt im südlichen und südwestlichen Teil des Untersuchungsgebiets auf, annähernd in derselben Region, für die oben (p. 78) angenommen wurde, dass sie schon zur Zeit des Albien relativ hoch lag.

Der obere Grünsand (Nummulinengrünsand), dessen Äquivalente man noch zum Lutétien (Bürgenschichten) rechnet, macht diesen Fazieswechsel nicht mit. Er kann daher besser mit den hangenden Schichten zu einer Einheit zusammengefasst werden. Die Frage, wo paläontologisch die Obergrenze des Lutétien zu ziehen sei, ist natürlich unabhängig von dieser Überlegung. Es wird sich vielleicht später herausstellen, dass die Vorkommen von Hakengrünsand im Einsiedler Flyschgebiet nicht nur petrographisch, sondern auch stratigraphisch mit dem oberen Grünsand übereinstimmen. Schon TOBLER und NIETHAMMER (1916, 20, p. 13) haben für ein Vorkommen des oberen Grünsands beim Flühli (Sachseln) die Vermutung ausgesprochen, dass er sowohl dem Nummulinengrünsand als dem Hakengrünsand der Haggenegg gleichzusetzen sei.

Da auch noch im S des Untersuchungsgebiets Äquivalente der Pectinitenschiefer und des Hohgantsandsteins («Auversien») vorhanden sind, so setzt hier die Sedimentation der Stadschiefer frühestens im «Auversien» ein, möglicherweise erst im Priabonien, aber jedenfalls nicht schon im Lutétien.

Dünnschliffe.

Da die hier dargestellte Auffassung der Schichtfolge sich auf zerstreute und nicht immer eindeutige Beobachtungen stützt, so ist es wichtig, durch Dünnschliffe die Parallelisierungen so weit als möglich zu kontrollieren.

a) Assilinengrünsand und Lithothamnienkalk.

Basis des Lutétien, Schliffe von Obgasse (Ischenwald) und Faulberg; unmittelbar über dem Liegenden.

Quarz: Korngrösse unregelmässig; vorherrschend 0,02—0,08 mm, Mittel 0,05 mm, maximal 0,81 mm (N), respective 0,31 mm (S); ca. 5 %.

Glaukonit: Rundliche Körner, bis 0,85 mm, bis ca. 20 %.

Glaukonitarmer, spätiger Kalk, oberer Teil der Schicht 1 a vom Faulberg (Figur 12).

Quarz: Korngrösse regelmässig, vorherrschend 0,02—0,08 mm, Mittel 0,045 mm, maximal 0,16 mm; ca. 15 %.

Glaukonit: Spärliche Körner, bis 0,70 mm.

Der Lithothamnienkalk enthält fast keinen Quarz.

b) Oberer Grünsand, 4 Schliffe von Langmatt (südlich Emmetten), Faulberg und Engi (Heitliberg).

Grundmasse: Dunkel, schmutzig, zum Teil glaukonitähnlich.

Quarz: Korngrösse unregelmässig; im Norden vorherrschend 0,01—0,18 mm, Mittel 0,07 mm, maximal 1,30 mm; im Süden vorherrschend 0,01—0,10 mm, Mittel 0,05 mm, maximal 0,73 mm; ca. 5—10 %.

Glaukonit: Ziemlich reichlich; zum Teil rundliche Körner bis 0,60 mm, meist undeutlich begrenzt und grünlichgrau gefärbt; häufig sogenannte Glaukocalcitkörner.

Phosphoritkörnchen und Pyrit häufig.

c) Pectinitenschiefer, 4 Schliffe von Spis (westlich Emmetten) und Geissbühl (Oberbauenalp).

Quarz: Korngrösse sehr regelmässig, vorherrschend 0,02—0,08 mm, Mittel 0,05 mm, maximal 0,15 bis 0,16 mm; ca. 5—15 %.

Glaukonit: Im N bis 0,40 mm, im S bis 0,90 mm; ca. 2—5 %.

Meist reich an kleinen organischen Resten, besonders Foraminiferen.

d) Glimmerführende Sandsteinbank (Hohgantsandstein), Schliffe von Hauetli (südöstlich Beckenried), Geissbühl (Oberbauenalp) und Bühlalp.

Grundmasse calcitisch.

Quarz: Korngrösse etwas unregelmässig (wie W. SCHNEEBERGER 1927, **97**, p. 87, Figur 23, Q 1); im Norden vorherrschend 0,05—0,80 mm, Mittel **0,22** mm, maximal **1,52** mm; im Süden vorherrschend 0,04—0,40 mm, Mittel **0,15** mm, maximal **0,84** mm; ca. 50—60 %.

Glaukonit: Selten, kleine Körnchen.

Resultat: Das Aussehen der Dünnschliffe und die Quarzkorngrössen bestätigen die Parallelisierung innerhalb des Untersuchungsgebiets. In den Schichten *a—c* ist der Glaukonit durchschnittlich bedeutend grösser als der Quarz, wie sonst bei reduzierter Mächtigkeit (Fazies der Zyklengrenzen, p. 99, 100); besonders deutlich ist dies bei den Pectinitenschiefern, wo mit abnehmender Mächtigkeit nach S die Glaukonitkörner grösser werden.

Fossilien.

a) Assilinengrünsand und Lithothamnienkalk:

Nummulites ¹⁾ *millecaput* BOUBÉE, A und B (*Nummulina complanata* LAM. und *N. helvetica* KAUFMANN), nur im S, meist mit Lithothamnienfragmenten zusammen, häufig bei Engi und Waseneggli. *Assilina exponens* (Sow.), A und B, besonders im N, Ischenwald-Emmetten und Bleikiwald massenhaft, Faulberg-Oberbauenalp.

Orthophragmina (*Discocyclina*) *discus* (RÜTIMEYER), A und B, sehr verbreitet, aber nicht besonders häufig, im N (Grünsand) *var. laevitenuis* ARN. HEIM, im S (lithothamnienführender Kalk) *var. granulotenuis* ARN. HEIM.

Serpula (*Rotularia*) *spirulaea* LAM., (= *Vermetus spirulaeus*), sehr verbreitet, Ischenwald, Bleikiwald, Oberbauenalp, Faulberg, scheint im SW zu fehlen.

Harpactocarcinus *sp. ind.*, im Schutt südwestlich Obgasse (Ischenwald) mit *Assilina exponens*.

Kleine *Orthophragminen*, sehr häufig, besonders im S.

b) Oberer Grünsand:

Orthophragmina discus (?), schlechte Exemplare, vereinzelt, immer an der Basis.

Kleine *Orthophragminen*.

Chlamys heeri (MAYER-EYMAR), Langmatt südwestlich Emmetten.

Harpactocarcinus *cf. punctulatus* DESM., gefunden im Schutt 150 m südlich Hauetli (südöstlich Beckenried), stammt wahrscheinlich aus dem oberen Grünsand.

c) Pectinitenschiefer:

Orthophragmina (*Discocyclina*) *pratti* (MICHELIN), (dünne, 6—7 mm grosse *Orthophragminen* mit starkem Zentralknopf), massenhaft bei Spis und Schin westlich Emmetten (Lage der Fundstellen siehe p. 89).

Operculina marginata KAUFMANN, Spis.

Kleine *Orthophragminen*, *Operculinen*, *Amphisteginen*, *Globigerinen* und andere organische Gebilde im N massenhaft; im S fast nur *Globigerinen* (Geissbühl).

d) Hohgantsandsteinbank:

Kleine *Nummuliten*, Hauetli südöstlich Beckenried.

Konglomerat von Rütenen bei Beckenried.

Dieses Konglomerat passt nicht ohne weiteres in das oben entworfene Bild des Lutétien, doch liegt es abseits, nördlicher als alle oben beschriebenen Vorkommen. Es ist nur bekannt aus den alten Mergelgruben bei Kell, zwischen Rütenen und dem St. Antoniwald, und aus deren unmittelbarer

¹⁾ *Camerina* nach CUSHMAN.

Umgebung (siehe Rigihoehfluhkarte, 27). Das Konglomerat wurde von A. Buxtorf (1916, 19, p. 43—47) entdeckt und eingehend beschrieben, so dass wir uns begnügen können, dieses Vorkommen mit der Schichtserie des Untersuchungsgebietes zu koordinieren.

Form und Grösse der Komponenten des Konglomerats weisen auf einen geringen Transport; nach dem Gestein können sie ausnahmslos aus der unmittelbaren Unterlage bis und mit dem Schrattenkalk stammen. Die gerundeten Quarzkörner des Bindemittels erreichen oft 2 mm und maximal ca. 5 mm Durchmesser; sie können somit auch aus der Unterlage stammen (Basisbildungen des Albien). Die unversehrten *Nummuliten* und *Assilinen* im Bindemittel beweisen, dass das Konglomerat im Lutétien abgelagert worden ist. Die Meerestiefe kann nicht sehr gross gewesen sein, da man hie und da auf den Geröllen aufsitzende *Austern* beobachtet.

Es ist somit anzunehmen, dass das Konglomerat eine lokale neritische Fazies des Lutétien darstellt; die von A. Buxtorf (1916, 19, p. 45, Figur 1, Nr. 3) erwähnte Grünsandlinse mit wenigen Geröllen kann man als verschlepptes Stück der Übergangsfazies zum Grünsand des Ischenwald betrachten.

Nach dem Vorgehen von A. Buxtorf wird die Bildung dieses und ähnlicher Konglomerate auf jungcretacische oder alteocaene tektonische Störungen (Verwerfungen) zurückgeführt (A. Buxtorf 1916, 19, p. 46; 1918, 53, p. 663; H. Mollet 1921, 93, p. 20/21; W. Schneeberger 1927, 97, p. 62/63).

Da jedoch eine mit dem Konglomeratvorkommen korrespondierende Störung bis jetzt nicht nachgewiesen werden kann (wodurch ihr eventuelles Vorhandensein in Anbetracht der lokalen Verhältnisse allerdings nicht ausgeschlossen ist), wäre auch die Tatsache in Betracht zu ziehen, dass das Vorkommen in der Stirnregion der Falte I liegt (vgl. Tafel II, Profil 7) und deshalb vielleicht durch eine frühe Faltungsphase erklärt werden muss (vgl. p. 118).

2. Stadschiefer.

(Priabonien?, eventuell auch «Auversien».)

Gestein: Helle, gelblich anwitternde Mergelschiefer mit sehr feinen Glimmerschüppchen; enthalten selten dünne, feinkörnige Sandsteinbänke; unterscheiden sich von den Amdenermergeln fast nur durch ihre bedeutend hellere, gelbliche statt grünliche Farbe, an der sie sicher erkannt werden können.

Im Dünnschliff (zwei Schlitze) enthalten sie wenig Quarz, Korngrösse meist unter 0,03 mm, Mittel ca. 0,02 mm, maximal 0,05 mm, der Quarz ist also bedeutend kleiner als in den Pectinitenschiefern und auch etwas kleiner als in den Amdenermergeln. Im Untersuchungsgebiet scheinen sie völlig steril zu sein.

Vorkommen: Im Ischenwald (östlich Beckenried) erreicht ihre Mächtigkeit wohl mindestens 100 m. In der Mulde II/III am Faulberg (westlich Urwängi) sind sie in typischer Ausbildung mindestens 30 m mächtig; im Muldenkern liegt dort ein vorläufig problematisches Vorkommen von dunkleren, bräunlichen Schiefern mit mächtigen braunen Sandsteinlinsen, die anscheinend das normale Hangende der gelben Stadschiefer bilden, die ich aber in einer anderen Umgebung nicht ohne weiteres von exotischem Flysch zu unterscheiden wagen würde; das Vorkommen ist hier deshalb zu den Stadschiefern gestellt, weil am Faulberg ein Homologon der an der Untergrenze des exotischen Flysch sonst immer vorhandenen Basiszone des Wildflysch und überhaupt jedes spezifische Merkmal des exotischen Flysch vollkommen fehlt. Im Gebiet von Staffel-Bühlalp-Bärfallen-Niederrickenbach sind die Stadschiefer an der Stirn der Falte III durch den exotischen Flysch von der Unterlage weggeschürft, bis auf einige, metermächtige Relikte am Bärfallenpass; dafür findet man sie weiter nördlich fast allenthalben als verschleppte Lappen und Linsen an der Basis oder im unteren Teil des exotischen Flysch.

Über das Alter der Stadschiefer vgl. oben p. 91.

C. Exotischer Flysch.

Der exotische Flysch liegt über der helvetischen Kreide-Eocaen-Serie der Drusbergteildecke und trägt die Klippen der Buochserhorn-Musenalp-Klewenstock-Gruppe. Man bezeichnet diesen Flysch als ultrahelvetisch.

Der exotische Flysch ist im Untersuchungsgebiet meist sehr schlecht aufgeschlossen wegen der starken Bedeckung durch Klippenschutt und Moränen. Am besten lassen sich diese Sedimente in den Gräben des Bleikiwald im Hintergrund des Kohltals studieren; ferner finden sich grössere Aufschlüsse im Lielibach oberhalb Beckenried.

Gliederung: Im Bleikiwald kann man zwei Abteilungen unterscheiden:

1. Basiszone des Wildflysch, mit exotischen Gesteinen, wenig mächtig; darüber folgt, nicht scharf abtrennbar,
2. gewöhnlicher Wildflysch, ohne exotische Gesteine, ziemlich mächtig.

Ob noch andere stratigraphische Elemente in dieser Zone auftreten, möchte ich bei den schlechten Aufschlussverhältnissen und bei meiner zu geringen Kenntnis der vom Helvetischen weiter abliegenden Vorkommen nicht entscheiden (vgl. auch unten, p. 95, Schlierenmergel).

1. Basiszone des Wildflysch.

An der Grenze zwischen den helvetischen Schiefern (Amdenermergel und Stadschiefer) und dem exotischen Flysch liegt meistens eine dünnere oder dickere Zone, in der diese Gesteine miteinander tektonisch vermengt sind. Fast immer findet man in dieser Zone Fetzen von Leimernschichten, hie und da auch Ölquarzite und bunte Breccien. Die exotischen Gesteine scheinen sich ausschliesslich an diese Zone zu halten.

Exotische Einschlüsse.

Leimernschichten: Weisse Kalke und grünlichweisse Mergelschiefer. Die Kalke unterscheiden sich vom Seewerkalk wie anderwärts immer durch das massenhafte Auftreten der Schälchen von *Globotruncana canaliculata* (REUSS), (= *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU)¹⁾, die das Gestein unter der Lupe dunkel punktiert erscheinen lassen. Die Schiefer unterscheiden sich von den Amdenermergeln durch ihre viel hellere Farbe. Grössere Vorkommen von Leimernschichten finden sich: 1. nördlich Staffel (südlich Klewenstock), angegeben auf der Vierwaldstätterseekarte (1916, 28) und bei R. MÄRKY (1926, 23, p. 36), der dieses Vorkommen als von der Drusbergdecke abgeschürften Seewerkalk deutet; 2. unterhalb Isenthalalp, im südlichsten Bachgraben des Bleikiwald, 200 m nördlich P. 1255, ca. 1250 m hoch. Kleinere, oft nur faustgrosse Linsen sind an der Untergrenze des exotischen Flysch wohl immer zu finden.

Dunkle, schieferige Kalke, ähnlich den Wangschichten; anstehend im Buholzbach östlich Wandfluh bei Niederrickenbach, ca. 100 m nördlich P. 892, und nördlich Eiberg (Kohltal) im Bach zwischen Luss und Schraktsitenberg, ca. 1100 m hoch; Lagerungsverhältnisse und Deutung ungewiss.

Exotische Nummulitenkalke habe ich nicht beobachtet; die vielen Assilinengrünsandlinsen im Bleikiwald sind unzweifelhaft helvetisch (vgl. p. 90).

¹⁾ Weitere Synonymie in P. LIECHTI 1931, 88, p. 125.

Ölquarzte: Verbreitet und ziemlich häufig, anstehend nur selten gefunden (Bleikiwald).

Bunte Breccien: Breccien und Konglomerate mit bis über 5 cm grossen Komponenten, unter denen die lauchgrünen Ölquarzte und leuchtend orange anwitternde Dolomite neben andern, zum Teil kristallinen Gesteinsbrocken am meisten auffallen. Häufig im Bachschutt im Bleikiwald; grobe Breccie anstehend bei Niederrickenbach, 200 m westlich der Häuser von Wandfluh, am Weg nach Dallenwil, sowie bei Rotiflüh (südlich Emmetten), P. 1143 (vgl. Vierwaldstätterseekarte, 28); feine Breccie anstehend im Bleikiwald.

Roter Granit (Habkerngranit): Blöcke bis 5 m³, nicht selten im Bleikiwald, anstehend nicht gefunden; die meisten Blöcke sind auf der Vierwaldstätterseekarte (28) und auf der Karte von R. MÄRKY (1926, 23, Beilage I) angegeben.

Grüner Granit: Ein kleiner Block bei Staffel (südlich Klewenstock), 200 m nördlich P. 1524 (siehe Vierwaldstätterseekarte, 28).

TOBLER und NIETHAMMER (20) erwähnen ferner: graue Granite und protoginartige Granite im Bleikiwald, Augengneis auf der Alp Isenthal.

2. Gewöhnlicher Wildflysch.

Wechsellagerung von bräunlichen Schiefen mit untergeordneten dünneren oder dickeren Sandsteinbänken; Lagerung ziemlich regelmässig. Der oberste Teil der Serie ist im Bleikiwald nicht aufgeschlossen. Die Gesamtmächtigkeit muss wohl über 100 m betragen.

Die Schiefer unterscheiden sich von den hellgelben helvetischen Stadschiefen, mit denen sie unten oft verknütet sind (bis 20 m mächtige Mischzone im Bleikiwald), durch ihre bedeutend dunklere, bräunliche Farbe.

Die Sandsteine sind ziemlich feinkörnig, Anwitterung braun. Hie und da sieht man Blöcke mit geborstener Oberfläche (nach Art der Brotkrustenbomben). Im Dünnschliff etwas Glaukonit und kleine *Nummuliten* (ein Schliff vom Bärfallenpass).

R. MÄRKY (1926, 23, p. 37) vergleicht den obersten Teil dieser Serie mit dem unteren Teil des Schlierenflysch, den Schlierenmergeln. Nach der Ansicht von Prof. A. BUXTORF müssen die höchsten im Bleikiwald aufgeschlossenen Flyschsedimente (Graben unmittelbar südlich P. 1332) noch als Wildflysch bezeichnet werden.

D. Zyklische Sedimentation.

Vielleicht die auffälligste stratigraphische Erscheinung der helvetischen unteren und mittleren Kreide ist die zyklische Gliederung der Sedimente, d. h. der stetige, gesetzmässige Wechsel der Fazies in einer immer wiederkehrenden Reihenfolge. Diese Erscheinung, die ja auch in vielen andern Gegenden bekannt ist, bildet seit langer Zeit eine der wichtigsten Grundlagen der stratigraphischen Stufengliederung.

Die Sedimentationszyklen der helvetischen Unterkreide, von denen im weitem hauptsächlich die Rede sein wird, sind in ihrer typischen Erscheinungsform folgendermassen aufgebaut: Über einem dünnen glaukonitischen Horizont, der oft viele phosphoritische Fossilien (Cephalopoden) enthält, folgen schieferige Schichten von relativ bathyalem Charakter, die nach oben allmählich in kalkigere Schichten von mehr neritischem Charakter übergehen. Dann folgt wieder ein glaukonitischer Fossilhorizont, und die Serie Schiefer—Kalk beginnt von neuem.

Wenn ich hier auf diese Erscheinungen näher eintrete, so möchte ich damit versuchen, die rein zyklisch bedingten Vorgänge zu erkennen, damit sie, im Interesse einer objektiven Erfassung der Tatsachen, von den zeitlich einmaligen Vorgängen abgetrennt werden können.

Historisches.

Zur Orientierung über frühere Arbeiten mögen die folgenden Notizen dienen. Soweit als möglich sind dabei nur Arbeiten über das helvetische Gebiet angeführt, da ich mich nicht vermessen möchte, Arbeiten über Gegenden zu beurteilen, in denen die Verhältnisse möglicherweise ganz anders liegen.

A. BUXTORF hat 1910 (49, p. 32/33) darauf hingewiesen, «dass innerhalb dieser Kreideserie» (gemeint ist die des Bürgenstock) «vom Valangien bis Albien eine rhythmische Wiederholung gleichartiger Sedimente unverkennbar ist». Über einem vorwiegend zoogenen Kalk setzt nach meist scharfer Grenze ein wenig mächtiger, stark glaukonitischer Horizont ein, der dann sehr rasch in kalkig-mergelige Schiefer übergeht. BUXTORF schliesst aus diesen Wiederholungen, «dass zu verschiedenen Zeiten in den Sedimentationsbedingungen ähnliche Wechsel statthatten; wir haben dies vielleicht in dem Sinne zu deuten, dass die zoogenen Kalke die jeweils geringste Meerestiefe, die nachfolgenden Glaukonitgesteine dagegen ein rasches Tieferwerden des Meeres anzeigen». Wir werden unten diese Auffassungen zum grössten Teil bestätigt sehen.

W. KLÜPFEL gibt 1916 (86) eine eingehende Darstellung der zyklischen Sedimentation im Lothringischen Jura. Er nennt die immer wiederkehrende Reihe von tonigen zu kalkigen Sedimenten einen Sedimentations- oder Emersons-zyklus. Er führt die Entstehung dieser Zyklen auf langsame, gleichmässige Hebungen und rasche, überall gleichzeitige Senkungen zurück.

P. ARBENZ bespricht 1919 (39) die zyklische Gliederung der helvetischen Sedimente, beleuchtet sie von verschiedenen Gesichtspunkten, vergleicht die Gliederung der helvetischen Serie mit der Gliederung der andern alpinen Sedimentserien und bringt die Gliederung der Sedimente in Beziehung zur Gebirgsbildung. Für die helvetische Kreide stellt er ein zyklisches Gliederungsschema auf. In einem Sedimentationszyklus unterscheidet er eine Transgressionsphase (glaukonitischer Fossilhorizont), eine Inundationsphase (Schiefer, relativ bathyaler Teil des Zyklus) und eine Regressionsphase (Kalk, ausgesprochen neritischer Teil des Zyklus).

Einige seiner Schüler haben dann die Sedimente der helvetischen Kreide nach sedimentpetrographischen Methoden untersucht. Dabei stellte es sich heraus, dass sich die verschiedenen Zyklen nicht mit Sicherheit rein petrographisch voneinander unterscheiden lassen (W. SCHNEEBERGER 1927, 97, p. 92; P. LIECHTI 1931, 88, p. 158).

Die folgenden Ausführungen stützen sich, neben wenigen der Literatur entnommenen Angaben, auf das in den Kapiteln A und B dieser Arbeit niedergelegte Beobachtungsmaterial. Ich habe mich bemüht, dieses Beobachtungsmaterial dort möglichst unvoreingenommen darzustellen; zur Erklärung der Verhältnisse im Albien schien es allerdings unumgänglich, die zyklische Gliederung als gegeben vorauszusetzen, um nicht in der Fülle der verschieden erklärbaren Einzelheiten die grosszügigen zyklischen Erscheinungen aus den Augen zu verlieren.

1. Emersionszyklen und Zyklengrenzen.

Eine Gesteinsreihe, die mit einem glaukonitischen Fossilhorizont beginnt, dann rasch in Schiefer übergeht, der allmählich zu Kalk überleitet, bildet in gewissem Sinn zusammen eine stratigraphische Einheit; sie ist ein *Sedimentationszyklus* im Sinne von P. ARBENZ, mit Transgressionsphase, Inundationsphase und Regressionsphase. Ein solcher Zyklus entspricht einer relativen Schwankung des Meeresspiegels, einem relativen Ansteigen und Zurückgehen.

Es scheint mir nun vorteilhaft, die Elemente der zyklischen Gliederung etwas anders zu definieren und damit die Diskussion etwas zu verschieben. Im Sinne von W. KLÜPFEL bezeichne ich hier eine allmählich von relativ bathyalen zu relativ neritischen Sedimenten überleitende Serie als einen *Emersionszyklus* (W. KLÜPFEL 1916, **86**, p. 98); der Emersionszyklus entspricht der Inundationsphase und der Regressionsphase von P. ARBENZ. Die Erscheinungen an der Grenze zwischen zwei solchen Emersionszyklen fasse ich hier zusammen unter dem Begriff *Zyklengrenze*; unter diesen Begriff fallen die glaukonitischen Fossilhorizonte, die der Transgressionsphase von Arbenz entsprechen.

Emersionszyklen.

Ein Emersionszyklus beginnt mit Gesteinen, die den Faziescharakter eines relativ tiefen Meeres tragen. Aus diesen entwickeln sich ganz allmählich Gesteine mit dem Faziescharakter eines weniger tiefen Meeres. Die Faziesveränderung kann zuweilen sprungweise vor sich gehen, aber in der Regel ist sie kontinuierlich. Ein ausgezeichnetes Beispiel dafür ist die obere Kieselkalkgruppe (Hauterivien) zwischen der Hauterivien-Glaukonitbank und den Altmannschichten. Die ganz allmähliche und kontinuierliche Zunahme der Dicke der Kalkbänke von unten bis oben und ebenso der allmähliche und kontinuierliche Übergang der Gesteine von hellen feinen Mergelschiefen über dichten und dann körniger werdenden Kieselkalk bis zu einer feinkörnigen Echinodermenbreccie ist ohne weiteres erkennbar. Daneben nimmt auch im Dünnschliff die Grösse der Quarzkörner und der andern Komponenten (z. B. Schalenfragmente) von unten nach oben ständig zu.

Man könnte denken, dass die Faziesveränderung einem unbekannten Gesetz folgt und die verschiedene Meerestiefe zu Beginn und am Schluss des Zyklus nur vortäuscht. Es scheint aber tatsächlich ein Unterschied in der Meerestiefe zu bestehen, denn auch die Fauna ändert sich entsprechend: Austern sind eine häufige Erscheinung im Dach der Emersionszyklen, während man im untern Teil desselben Emersionszyklus oft Spongiennadeln oder gar Radiolarien finden kann. Dieser Unterschied der Meerestiefe wird ganz allgemein angenommen.

Über die Entstehung der Emersionszyklen herrscht noch keine völlige Klarheit. In den mächtigen Zyklen der Unterkreide (Hauterivien-Kieselkalk) könnte man an eine Veränderung der Meerestiefe durch Auffüllung denken. Es gibt jedoch viele Zyklen, deren Mächtigkeit nicht genügt, um den Faziesunterschied zu erklären. W. KLÜPFEL (**86**, p. 105) betont, dass die Mehrzahl der Zyklen im Lothringischen Jura kaum durch Auffüllung entstanden sein kann. Man muss deshalb daran denken, dass die allmähliche Veränderung der Fazies auf ein Sinken des Meeresspiegels oder eine Hebung des Meeresbodens zurückgehe. Nach der allmählichen und kontinuierlichen Faziesveränderung zu urteilen, verläuft diese relative oder absolute Hebung des Meeresbodens in der Regel gleichmässig und offenbar sehr langsam (vgl. auch W. KLÜPFEL, **86**, p. 106).

Zusammenfassung: Ein Emersionszyklus ist eine gesetzmässige Reihe von Sedimenten, die in einem allmählich seichter werdenden Meer abgelagert wurden. Die Faziesveränderung folgt offenbar einer gleichmässigen und kontinuierlichen Tendenz zur Verflachung des Meeres.

Zyklengrenzen.

Zwischen den typischen Emersionszyklen der helvetischen Unterkreide liegen dünne glaukonitreiche Horizonte, die oft ganz erfüllt sind von Fossilien, welche phosphoritisch sein können. Diese Fossilhorizonte sind oft mit dem Hangenden durch einen raschen Übergang verknüpft; nach unten sind

sie häufig scharf begrenzt, können jedoch auch durch Übergänge oder Wechsellagerung mit dem Liegenden verbunden sein (vgl. Altmannschichten). Sie können aussetzen, dann tritt an ihre Stelle eine scharfe Grenze oder auch ein ganz allmählicher Übergang.

Es ist wohl vorläufig nicht möglich, alle Erscheinungen an den Zyklengrenzen mit Sicherheit zu deuten. Es steht jedoch fest, dass das Meer am Anfang eines Emersionszyklus tiefer war als am Schluss des vorhergehenden Zyklus. Man muss deshalb annehmen, dass die eigentümlichen Sedimente der Zyklengrenzen zeitlich der Vertiefung des Meeres entsprechen, wie dies schon A. BUXTORF (1910, **49**, p. 32) vermutet hat. Für die Altmannschichten z. B. wird dies auch durch die Verteilung der Fauna sehr wahrscheinlich, denn sie enthalten in ihrem untern Teil unter anderm grosse Austern, in ihrem obern Teil dagegen eine fast reine Cephalopodenfauna von bathyalem Gepräge (p. 32).

Es liegt wohl am nächsten anzunehmen, die Vertiefung des Meeres, die man an jeder Zyklengrenze mehr oder weniger sicher feststellen kann, sei der Anlass gewesen zur Ausbildung der Zyklengrenzen mit den eigentümlichen glaukonitischen Fossilhorizonten und allen andern Erscheinungen.

Verhältnis der Zyklengrenzen zu den Emersionszyklen.

Ein Emersionszyklus folgt einer Tendenz zur Neritisierung. In einem gewissen Moment wird er dann durch eine Zyklengrenze abgeschnitten. Das Eintreten der Zyklengrenze kann früher oder später erfolgen; der Emersionszyklus kann in einem Moment abgeschnitten werden, wo er schon eine ausgesprochene Seichtwasserfazies erreicht hat, oder auch schon früher. Im letzteren Fall entsteht ein unvollständiger Zyklus im Sinne von W. KLÜPFEL (**86**, p. 106); beispielsweise der Diphyoideskalk (s. str., Valanginien) und die Knollenschichten (Albien) schliessen ab, ohne eine ausgesprochene Seichtwasserfazies zu erreichen. Nach einer Zyklengrenze setzt dann ein nächster Emersionszyklus ein, der in derselben Meerestiefe beginnen kann wie der vorhergehende, oder auch in einer beliebigen andern.

Man kann daraus ableiten, dass die Erscheinungsform der Emersionszyklen von den Zyklengrenzen abhängig ist; denn ein Emersionszyklus kann von einer Zyklengrenze unterbrochen werden in einem Zeitpunkt, dessen Eintreten nicht durch den Verlauf des Emersionszyklus vorgezeichnet scheint.

Es scheint mir deshalb, dass der Ablauf der Emersionszyklen einem mehr oder weniger einfachen Gesetz folgt, dass dagegen die Zyklengrenzen das Abbild eines andern Vorgangs sind, der von aussen her in die Zyklsedimentation eingreift und den Anstoss zur Bildung der Emersionszyklen gibt.

Ursache der zyklischen Sedimentation.

W. KLÜPFEL (**86**, p. 105/106) führt die zyklische Gliederung auf periodisch wiederkehrende tektonische Bewegungen zurück, auf rasche, überall gleichzeitige Senkungen und langandauernde gleichmässige Hebungen; P. ARBENZ (**39**, p. 257/258) äussert sich nicht bestimmt über die Ursachen.

Dass auch die zyklische Gliederung der helvetischen Kreide zweifellos mit Schwankungen der Meerestiefe zusammenhängt, wurde weiter oben ausgeführt. Wenn man in Betracht zieht, dass wir uns am Rand der alpinen Geosynklinale befinden, kann man sehr wohl im Sinne von W. KLÜPFEL diese Schwankungen von tektonischen Bewegungen ableiten. Wie sich unten (p. 100, 101) noch ergeben wird, ist es wahrscheinlich, dass auch die Zyklengrenzen einer längeren Periode entsprechen, so dass man dann auch die Senkungen als sehr langsame Bewegungen auffassen kann. Dabei ist es wohl möglich, dass im Sinne der Ausführungen von P. ARBENZ (**39**, p. 257/258) diese Bewegungen nicht für alle Erscheinungen der zyklischen Sedimentation zur Erklärung herangezogen werden können; immerhin dürften sie wohl genügt haben, um die zyklische Sedimentation auszulösen.

Es wurde oben darauf hingewiesen, dass die Hebungs- und Senkungsvorgänge nicht direkt voneinander abhängig zu sein scheinen. Man könnte sich denken, dass zwei entgegengesetzte Kräfte im Spiel sind, die einander ablösen und von denen hie und da die eine die Wirkung der andern nachträglich wieder annähernd ausgleicht.

Die eigentliche Ursache, welche diesen tektonischen Bewegungen zugrunde liegt, bleibt vorläufig im Dunkel. Es dürfte jedoch dieselbe Ursache gewesen sein wie die, welche die grossen Transgressionen und Regressionen hervorgerufen hat; die Zyklengrenzen sind ja in vielen Fällen nichts anderes als kleine Transgressionen, und in andern Fällen liegt wenigstens ihr Zusammenhang mit Transgressionen klar zutage (vgl. p. 104).

2. Petrographie der Zyklengrenzen und Emersionszyklen.

Es wurde im vorhergehenden Abschnitt versucht, die Emersionszyklen und die Zyklengrenzen als prinzipiell verschiedene Erscheinungen auseinanderzuhalten. Die folgenden Ausführungen sollen dartun, dass diese Trennung auch einem tiefgreifenden Unterschied der Sedimentationsbedingungen entspricht.

Die Gesteine der Emersionszyklen sind gewöhnliche Gesteine, wie sie auch sonst vorkommen. Die Gesteine der Zyklengrenzen zeichnen sich dagegen aus durch eine eigentümliche Fazies, die sich schon durch die abnorme Fossilführung kundtut; denn die Fossilien sind oft aufgehäuft, und man kann Formen nebeneinander finden, die kaum in demselben Milieu gelebt haben dürften.

Eigentümlichkeiten der Zyklengrenzen.

Es sind hier einige Beobachtungen zusammengestellt, die an sich schon lange bekannt sind, die aber bis jetzt, wenigstens was Quarz und Glaukonit betrifft, nicht von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet worden sind. Es geht aus ihnen hervor, dass man ein Gestein, das von einer Zyklengrenze stammt, in vielen Fällen im Dünnschliff ohne weiteres als solches erkennen kann. Wir stützen uns hier auf mehrere hundert Dünnschliffe und auf Angaben aus der Literatur.

Quarzkörner: In den Emersionszyklen sind die Quarzkörner in einem Dünnschliff ziemlich gleichmässig gross (Beispiele: W. SCHNEEBERGER 1927, **97**, p. 87, Figur 23, G 2; p. 88, Figur 24, C 5, A 4). An den Zyklengrenzen dagegen ist die Quarzkorngrösse in einem Dünnschliff meist sehr unregelmässig und erstreckt sich über einen grossen Bereich; oft sieht man neben vielen kleinen Körnern einzelne ganz bedeutend grössere (Beispiele: W. SCHNEEBERGER 1927, **97**, p. 87, Figur 23, Co, F 1; p. 88, Figur 24, D 1, E 1).

Glaukonitkörner: In den Emersionszyklen kann Glaukonit sehr reichlich vorhanden sein; dabei sind die Glaukonitkörner immer annähernd gleich gross wie die Quarzkörner (der bekannte Dualismus zwischen Quarz und Glaukonit, vgl. z. B. ARN. HEIM 1913, **70**, p. 367). An den Zyklengrenzen dagegen kann die Grösse der Glaukonitkörner die Quarzkorngrösse wesentlich übersteigen, auch wenn reichlich Quarz vorhanden ist (z. B. Altmannschichten und Hauterivien-Glaukonitbank). Es gibt also zwei verschiedene Sorten von Grünsandgesteinen, die im Dünnschliff leicht voneinander zu unterscheiden sind (vgl. auch ARN. HEIM 1916, **70**, p. 564). Sogenannte Glaukocalcitkörner (siehe unten) pflegen dann aufzutreten, wenn die Glaukonitkörner grösser sind als die Quarzkörner.

Andere Mineralien als Quarz, Glaukonit und Calcit sind in den Emersionszyklen selten. An den Zyklengrenzen findet man dagegen bekanntlich häufig Phosphorit und Pyrit in beträchtlichen Mengen. Auch eisenreiche Carbonate scheinen sich in der Regel an die Zyklengrenzen zu halten.

Nach den Angaben in der Literatur und nach meinen Beobachtungen wurden im helvetischen Gebiet folgende Erscheinungen bis jetzt nur an den Zyklengrenzen gefunden:

Quarzkörner in zwei wesentlich verschiedenen Grössen nebeneinander ¹⁾.

Glaukonitkörner wesentlich grösser als die Quarzkörner.

¹⁾ In der Literatur bekannt für die Valanginienglaukonitbank (Gemsättelschicht; ARN. HEIM 1916, **70**, p. 24, Figur 4; W. SCHNEEBERGER 1927, **97**, p. 28) und für die Rahbergsschicht (ARN. HEIM 1916, **70**, p. 412).

Glaukocalcitkörner in ihrer typischen Form ¹⁾: rundliche Glaukonitkörner mit grossen, vom Rand her eingewachsenen Calcitrhoedern (siehe Abbildung in ARN. HEIM 1924, 74, p. 23, Figur 6) ²⁾.

Ferner spricht Phosphorit in nennenswerten Mengen meist ohne weiteres für eine Zyklengrenze. Ein hoher Gehalt an eisenreichen Mineralien kann auch sehr oft als Hinweis dienen (Glaukonit, Pyrit, Carbonate).

Petrographie der Emersionszyklen.

Die petrographischen Unterschiede zwischen Emersionszyklen und Zyklengrenzen sind oben angeführt.

Innerhalb eines Emersionszyklus ändert sich der Gesteinscharakter von unten nach oben ganz allmählich. Das empfindlichste und zuverlässigste Kriterium dafür ist die Grösse der Quarzkörner. Die Grösse der Quarzkörner in einem einzigen Dünnschliff (sofern er nicht zu wenig Quarz enthält) gestattet nach meinen Erfahrungen sichere Schlüsse auf die Schichthöhe innerhalb eines gegebenen Emersionszyklus. Diese Feststellung ist meines Wissens neu und dürfte praktisch recht brauchbar sein.

In einem relativ tiefen Sedimentationsbezirk verlieren die Sedimente der Zyklengrenzen allmählich ihre charakteristische Gesteinsfazies; sie können dann durch viel mächtigere Sedimente von der Fazies der Emersionszyklen ersetzt werden, in denen die Quarzkorngrösse nach oben abnimmt (vgl. die Zyklengrenze der Hauterivien-Glaukonitbank und die der Altmannschichten, p. 19, 21, 25, 32 und Figur 3, p. 27). Bei sehr reduzierter Mächtigkeit können die Gesteine der Emersionszyklen sich der Fazies der Zyklengrenzen nähern (vgl. Mammillatus-escagnollensis-Schichten, p. 63 und 78 und Figur 7 auf p. 55; Pectinitenschiefer, p. 92). Diese beiden Erscheinungen stützen die Auffassung, dass die Fazies der Zyklengrenzen, zum Teil wenigstens, durch langsame Sedimentation bedingt ist.

3. Altersbestimmung der zyklisch gegliederten helvetischen Sedimente.

Die Ammonitenfaunen der Zyklengrenzen.

In der helvetischen Kreide finden sich Ammonitenfaunen, die sich zu einer Altersbestimmung eignen, bekanntlich nur an den Zyklengrenzen; man kann also in erster Linie die Zyklengrenzen datieren, die Emersionszyklen dagegen meist nur indirekt.

Dabei ergeben sich nun aber unerwartete Schwierigkeiten. Es ist ja bekannt, dass sich zum Beispiel in der Turrilitenschicht leitende Cephalopoden aus verschiedenen paläontologischen Zonen nebeneinander finden (p. 74). Auch in den Ammonitenfaunen des Albien kann man dieselbe Erscheinung konstatieren, sobald man einen genügend feinen paläontologisch-stratigraphischen Massstab anlegt (p. 82). Dasselbe wird sich wahrscheinlich noch für andere Ammonitenfaunen der helvetischen Kreide nachweisen lassen.

Diese Erscheinung ist schon auf verschiedene Weise interpretiert worden. Man kann daran denken, die älteren Formen seien aufgearbeitet, und dann nur auf die jüngsten Formen Gewicht legen. Man kann auch annehmen, dass die Ammoniten, die sonst verschiedene Zonen charakterisieren, hier miteinander gelebt hätten.

Man kann daneben aber auch an eine dritte Hypothese denken, dass nämlich die leitenden Ammoniten hier zur gleichen Zeit gelebt haben wie anderswo und dass sich alle auf primärer Lagerstätte befinden; daraus würde sich ergeben, dass die Fossilhorizonte der Zyklengrenzen sehr langsam ab-

¹⁾ Nicht typische Verwachsungen von Glaukonit mit Calcit kommen auch in den Emersionszyklen vor; doch sind es meist nur bei sehr starker Vergrösserung wahrnehmbare Rhomboederchen im Innern der Glaukonitkörner.

²⁾ ARN. HEIM (1916, 70, p. 568) erwähnt Glaukocalcit aus Altmannschichten, Turrilitenschicht (und Überturrilitenschicht) und Assilinengrünsand; A. OCHSNER (1921, 95, p. 19, 22, 85) aus der Hauterivien-Glaukonitbank («Schifflichichten»), den Altmannschichten und aus der Basis des Lutétien; W. SCHNEEBERGER (1927, 97, p. 37) aus den Altmannschichten.

gelagert wurden, während einer Zeitspanne, die sich über mehr als eine paläontologische Zone erstrecken kann.

Diese Vermutung, dass in einem Fossilhorizont mehrere Ammonitenzonen beieinander liegen könnten, wurde schon von ARN. HEIM 1910 (70, p. 223) für die Turrilitenschicht angedeutet. Durch diese Annahme würde auch die Entstehung der Zyklengrenzen klarer, denn es wäre schwer vorstellbar, dass die vermutete Senkung sehr rasch vor sich gegangen wäre.

H. FREBOLD (1925, 60, p. 34) betont, dass im nordeuropäischen Lias die Sedimentation jedesmal an der Grenze zwischen zwei Sedimentationszyklen (Emersionszyklen) unterbrochen worden sei, da dort die Ammoniten-Stammlinien abreißen; auf die helvetischen Verhältnisse übertragen würde das heissen, dass die Zyklengrenzen jedesmal einem Zeitraum entsprechen, der gross genug ist, um paläontologisch nachgewiesen werden zu können.

Gleichzeitigkeit der Zyklengrenzen auf grössere Distanzen.

Nimmt man an, die Zyklengrenzen seien durch ein Absinken des Meeresbodens aus tektonischen Gründen zustande gekommen, so ist man versucht, ohne weiteres auch anzunehmen, dass sich diese Bewegung überall gleichzeitig ausgewirkt hat. Dies ist aber für das helvetische Gebiet vorläufig kaum strikte zu beweisen, weil über die Fossilführung der einzelnen Zyklengrenzen noch relativ wenig bekannt ist.

Es ist jedoch kaum zu bezweifeln, dass weitere Untersuchungen erneut bestätigen werden, dass die Ammonitenfauna einer gegebenen Zyklengrenze der helvetischen Kreide immer dieselbe ist. Einen negativen Beweis dafür kann man auch darin sehen, dass, obschon die Ammonitenfaunen der helvetischen Mittelkreide sehr gut mit den englischen Faunen übereinstimmen, trotzdem viele englische Faunen im helvetischen Gebiet vollkommen zu fehlen scheinen; dies erklärt sich ohne weiteres dadurch, dass die Sedimente des betreffenden Alters hier als fossilere Emersionszyklen entwickelt sind (im Sinne der Ansichten von S. S. BUCKMAN und L. F. SPATH).

Jedenfalls kann man also, mindestens als Arbeitshypothese, annehmen, dass eine gegebene Zyklengrenze im helvetischen Faziesgebiet überall gleich alt ist, wie dies z. B. auch P. ARBENZ (1919, 39, p. 256/257) für die jurassischen Sedimentationszyklen des Juragebiets ohne weiteres annimmt.

Gleiches Alter einer Zyklengrenze an verschiedenen Stellen ist allerdings kein sehr scharfer Zeitbegriff, da ja offenbar die Sedimente einer Zyklengrenze das Resultat einer längeren Zeitperiode darstellen. Trotzdem ist dies praktisch eine genügend scharfe Zeitangabe, denn ein Sedimentationszyklus ist die kleinste lithologisch-stratigraphische Einheit, die sich ohne Ammoniten auf grössere Distanzen einwandfrei verfolgen lässt.

Sedimentationszyklen und Stufen.

Da in der helvetischen Kreide bekanntlich bis jetzt nur die Fossilhorizonte der Zyklengrenzen zur Altersbestimmung geeignete Ammonitenfaunen geliefert haben, so ergibt sich eine gewisse Schwierigkeit für die Altersbestimmung der Emersionszyklen. Im allgemeinen werden deshalb die Emersionszyklen der helvetischen Unterkreide jeweils zu derselben Stufe oder Unterstufe gerechnet wie die darunterliegenden Zyklengrenzen, und dies mit vollem Recht, denn wohl die überwiegende Mehrzahl der Stufenbegriffe sind ursprünglich als Sedimentationszyklen (im weitesten Sinne) definiert.

Die Gegenden, in denen die Stufen der Unterkreide aufgestellt worden sind, liegen nicht so weit ab, als dass man nicht annehmen könnte, dass es sich dort im Prinzip um dieselben Sedimentationszyklen handelt wie im helvetischen Gebiet. Andererseits steht es aber doch nicht fest, inwiefern die Sedimentationszyklen der helvetischen Kreide genau mit den internationalen Stufen parallelisiert werden dürfen, und dies ist der Grund, weshalb in dieser Arbeit die Stufenbezeichnungen mit möglichster Zurückhaltung angewendet sind, um nicht Probleme in die Diskussion zu tragen, deren Beantwortung mir nicht zusteht und die vielleicht für das helvetische Gebiet, wenigstens vorläufig, nur eine rein konventionelle Lösung finden können.

4. Zyklische Gliederung der helvetischen Sedimente vom Argovien bis zum Turonien.

Die Darstellung der zyklischen Gliederung auf Figur 13 beruht auf folgenden Grundlagen: Praktisch kann man die Schichtfolge am einfachsten einteilen in Emersionszyklen und Zyklengrenzen. Die Zyklengrenzen entsprechen einem stratigraphischen Einschnitt, der sich in vielen Fällen datieren lässt; sie sind deshalb am ehesten geeignet, die Grundlage der stratigraphischen Einteilung zu bilden.

Diese Darstellung stimmt in vielen Teilen überein mit den Darstellungen, die P. ARBENZ (1919, 39, p. 254/255) und W. SCHNEEBERGER (1927, 97, p. 76) gegeben haben. Sie ist jedoch um einige Zyklengrenzen bereichert worden. Sie soll kein starres Schema sein, in das die Tatsachen hineingepresst werden; es lassen sich an vielen Stellen noch weitere Zyklengrenzen einfügen, die vielleicht später noch entdeckt werden, ohne dass das Schema dadurch gestört wird. Dies ergibt sich z. B. daraus, dass die kleine Zyklengrenze zwischen den Drusbergschichten und dem untern Schrattenkalk, die hier neu aufgenommen wurde, auch weggelassen werden kann; man erhält dann entsprechend der Darstellung von P. ARBENZ und W. SCHNEEBERGER einen grösseren Emersionszyklus, der die Drusbergschichten und den untern Schrattenkalk umfasst.

Die Darstellung auf Figur 13 gilt in erster Linie für das Untersuchungsgebiet; im «Gliederungsschema» ist, hauptsächlich nach den Angaben von A. BUXTORF, auch eine etwas nördlichere Fazies mitberücksichtigt, die etwa der Bürgenstock- und Pilatusteildecke und der Axendecke entspricht. Wo es mir vorteilhaft schien, habe ich auch weiter abliegende Gebiete zum Vergleich herangezogen (z. B. Eisenerz am Gonzen).

Die Interpretation der Schichtfolge ist naturgemäss nicht in allen Teilen gleich gut fundiert; dies dürfte aus der Detailbeschreibung in dieser Arbeit hervorgehen, aus der auch zu entnehmen ist, welche Gründe jeweils für die auf Figur 13 dargestellte Auffassung sprechen.

Einige spezielle Punkte sind hier noch zu erläutern:

Malm: Die hier angenommene zyklische Gliederung des Quintnerkalks springt nicht so in die Augen wie die der untern Kreide. Vergleicht man jedoch die früher gegebene Darstellung der Verteilung der Mikrofauna im Quintnerkalk des Gonzen und die daran geknüpften Betrachtungen (1931, 59, p. 223/224), so kann man sehr wohl in der auffälligen Grenze zwischen dem unteren Quintnerkalk und dem sogenannten Mergelband eine Zyklengrenze erblicken, um so mehr, als sich diese Grenze im Untersuchungsgebiet wiederfindet und sich an beiden Orten durch einen gewissen (allerdings sehr relativen) Reichtum an Cephalopoden auszeichnet. Wenn man nun die Grenze zwischen dem untern Quintnerkalk und dem Mergelband als Zyklengrenze betrachtet, so kann man den allmählich von Schiefer zu Kalk überleitenden Komplex Schiltschiefer—unterer Quintnerkalk als Emersionszyklus auffassen; dann zeigt wohl der faziell eigenartige und ammonitenreiche Schiltskalk wieder eine Zyklengrenze an. Vielleicht darf man auch in unseren schiltskalkähnlichen Bänken die Andeutung einer Zyklengrenze sehen.

Der Komplex Mergelband—oberer Quintnerkalk dürfte einen weiteren Emersionszyklus darstellen; eventuell muss dabei an der Basis der Schichten, die ich früher (1931, 59, p. 242, Figur) als «mergelbandähnliche Zone» bezeichnet habe, eine untergeordnete Zyklengrenze gesucht werden ¹⁾. Vermutlich stellen auch die Zementsteinschichten einen Emersionszyklus dar, doch sind die Verhältnisse hier noch sehr unklar. Als Zyklengrenze zwischen dem oberen Quintnerkalk und den Zementsteinschichten möchte ich die Ammonitenbank auffassen, die J. OBERHOLZER

¹⁾ Es scheint mir, dass das, was ARN. HEIM (1916, 70, p. 500, Figur 141) als «Ätztur im oberen Quintnerkalk, am Alpweg nach Vergode» (nordöstlich Wallenstadt) abgebildet hat, die Zyklengrenze an der Basis der «mergelbandähnlichen Zone» ist (Beobachtung anlässlich einer Begehung im Auftrag des Herrn Dr. R. HELBLING in Flums, im Herbst 1933). Ferner scheint es mir, dass die Schichten, welche ARN. HEIM (1916, 70, p. 489, Figur 139, Nr. 2, und p. 501) am Fläscherberg als Mergelband bezeichnet, in Wirklichkeit die «mergelbandähnliche Zone» repräsentieren, da man nordwestlich vom Mozentobel in einem tieferen Niveau noch ein mindestens ebenso deutliches Mergelband sieht.

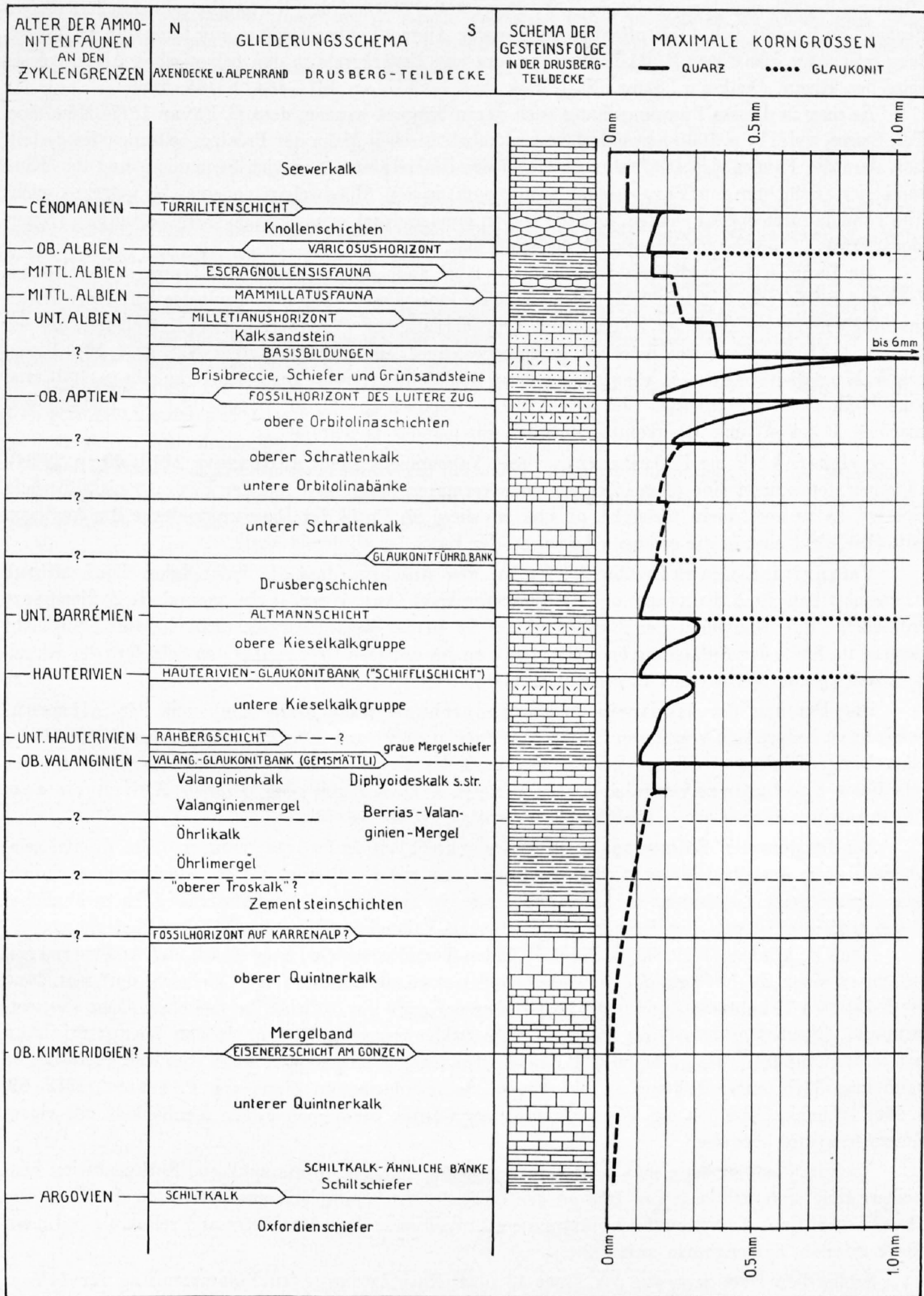


Fig. 13. Zyklische Gliederung des Malm und der unteren und mittleren Kreide mittlerer und südlicher helvetischer Fazies in der Zentralschweiz.

(Geologie der Glarneralpen, Beiträge N. F. 28, p. 284, 1933) auf der Karrenalp gefunden hat (Axendecke). Es handelt sich dabei offenbar um dieselbe Ammonitenbank wie an der Canisfluh im Vorarlberg (vgl. ARN. HEIM und E. BAUMBERGER, Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rhein, Denkschr. Schw. Natf. Ges., vol. LXVIII, p. 161—163, p. 165, 1933).

Es mag in diesem Zusammenhang auch daran erinnert werden, dass E. FAVRE 1877 (Mém. Soc. Pal. Suisse, vol. IV, p. 109), ausgehend vom ultrahelvetischen Malm der Préalpes externes, festgestellt hat, dass die Faunen des «Oxfordien» (= Calcaire concrétionné, Argovien-Séquanien) und des Kimmeridgien (Schichten mit *Physodoceras acanthicum*) in den Alpen scharf voneinander getrennt seien; dies kann dadurch erklärt werden, dass die beiden Faunen durch einen sterilen Gesteinskomplex (Emersionszyklus = unterer Quintnerkalk) getrennt sind.

Im Rahmen der zyklischen Sedimentation wird auch die merkwürdige Eisenerzschicht am Gonzen bei Sargans verständlicher: Es ist evident, dass dieses Vorkommen mit der auffälligen stratigraphischen Grenze zwischen dem unteren Quintnerkalk und dem sogenannten Mergelband, die wir nun als Zyklengrenze deuten möchten, in irgendwelchem Zusammenhang steht (vgl. 1931, 59). Eisenreiche Mineralien scheinen ja ganz allgemein an den Zyklengrenzen angereichert zu sein (p. 100), und ausserdem stellt K. HUMMEL 1922 (Geologische Rundschau, Bd. 13, p. 40—136) die Bildung von marinen Roteisen- und Glaukonitsedimenten miteinander in Parallele.

Spitzernkalk und Spitzernmergel (Valanginien; siehe A. BUXTORF 1910, 49, p. 23/24), zwischen denen man eine kleine Zyklengrenze vermuten kann, sind auf der Figur 13 nicht berücksichtigt, da es noch nicht feststeht, ob und wo diese im Profil der Drusbergteildecke ihr Analogon hat. (Vielleicht sind es die sandigen Lagen an der Basis des Diphyoideskalk?)

Valanginien-Glaukonitbank: Es hat den Anschein, dass die Valanginien-Glaukonitbank (Gemsstättschicht A. BUXTORF) und die Rahbergschicht (ARN. HEIM) je eine gesonderte Zyklengrenze darstellen. Ein Äquivalent der Rahbergschicht ist in der Zentralschweiz nicht bekannt; vielleicht muss es im Sinne der Auffassung von ARN. HEIM an der scharfen Grenze über den Schiefern der Kieselkalkbasis (graue Mergelschiefer) gesucht werden.

Die Deutung der Hauterivien-Glaukonitbank (Schiffelschichten) und der Altmannschichten bedarf keiner weiteren Erläuterung (vgl. p. 26/27 und 32). Die Zyklengrenze im Dach der Drusbergschichten (p. 35) und die an der Basis der unteren Orbitolinabänke scheinen keine sehr tiefen Einschnitte zu verursachen. Die weiteren Zyklengrenzen vom oberen Aptien bis zum Cénomanien wurden schon ausführlich besprochen (p. 43, 52, 78).

Bei den jüngeren Sedimenten, vom Seewerkalk an aufwärts, kann man im Zweifel sein, ob sie noch in derselben Weise zyklisch gegliedert sind wie die älteren. Es ist jedoch wahrscheinlich, dass die zyklische Gliederung weiter besteht, dass sie aber in den Amdenermergeln in ähnlicher Weise verwischt ist wie zum Beispiel in den Berrias-Valanginien-Mergeln südlicher Fazies.

Nach P. ARBENZ (1919, 39, p. 254/255) bilden Turrilitenschicht, Seewerkalk und Amdenermergel zusammen einen Zyklus, dem in den Wangschichten noch ein weiterer folgt. Vielleicht darf man dann die bekannten Grünsandeinlagerungen in der oberen Kreide der östlichen helvetischen Alpen (Seewergrünsand, Burgberggrünsand) als untergeordnete Zyklengrenzen auffassen. In den Wangschichten hat es den Anschein, die grobsandigen Bänke seien regellos eingelagert; wenn sich dies bestätigt, so kann man darin einen Anklang an die orogene Sedimentation im Sinne von P. ARBENZ (1919, 39, p. 260) erblicken, obschon die Wangschichten als Ganzes genommen grosse Ähnlichkeit mit einem Emersionszyklus aufweisen.

Auch im Eocaen kann man noch sehr deutliche Anklänge an die zyklische Sedimentation feststellen: Eine erste Zyklengrenze läge an der Basis des Lutétien und eine zweite an der Basis des oberen Grünsand (Nummulinengrünsand); eventuell wäre der obere Grünsand selbst als Sediment dieser zweiten Zyklengrenze aufzufassen.

Schliesslich kann man aus der Figur 13 noch einen interessanten Zusammenhang der Zyklengrenzen mit der grossen Mittelkreidetransgression (Cenomantransgression) herauslesen, auf den schon A. BUXTORF (1910, 49, p. 32/33) aufmerksam gemacht hat: Im Malm folgen sich die Zyklen-

grenzen in weiten Abständen, in der untern Kreide rücken sie näher aneinander, im Albien folgt eine auf die andere, bis dann schliesslich nach der Turrilitenschicht plötzlich Ruhe eintritt und die Sedimentation des küstenfernen Seewerkalks einsetzt.

5. Zusammenfassung.

Die zyklische Sedimentation wurde bis jetzt auf langsame Hebungen und relativ rasche Senkungen zurückgeführt; eine Reihe von Beobachtungen lassen jedoch darauf schliessen, dass auch die Senkungsbewegungen sehr langsam waren.

Während der Hebungsperioden wurden die Sedimente der Emersionszyklen abgelagert; innerhalb eines Emersionszyklus ist die Grösse der Quarzkörner charakteristisch für die Schichthöhe.

Die Sedimente der Zyklengrenzen wurden während der Senkungsperioden abgelagert; an ihrer Gesteinsfazies können diese Sedimente sicher erkannt werden.

Man kann somit die Schichtserie in Emersionszyklen und Zyklengrenzen gliedern; alle feststellbaren petrographischen und paläontologischen Merkmale der Schichtserie halten sich mehr oder weniger genau an dieses Einteilungsprinzip.

Eine praktische stratigraphische Einteilung muss sich möglichst vollkommen an diese natürliche Gliederung halten; dann können ihr petrographische und paläontologische Untersuchungen einen festen, exakten und eindeutigen Rückhalt geben.

E. Tektonik.

Als Illustration zu diesem Kapitel dient die Tafel II; die Abkürzung «Profil 6» im Text bedeutet Profil 6 der Tafel II. Die Tafel III ist als Exkursionsprofil gedacht.

Allgemeiner Bauplan.

Drei grosse liegende Falten, aufgebaut aus 1000 bis über 1500 m Kreide und etwas Eocaen, repräsentieren im Untersuchungsgebiet die Drusbergteildecke, d. h. die oberste (südlichste) helvetische Teildecke der Zentralschweiz (früher als mittlere helvetische Kreidekette bezeichnet). An ihrer Basis ist noch etwas Malm mitgeschleppt worden. Darüber liegt der exotische (ultrahelvetische) Flysch und die Klippendecke.

Die Kreidefalten sind hier wie auf den Profilen zur Vierwaldstätterseekarte (28) von N nach S als Falten I, II und III bezeichnet:

Falte I = Seelisbergfalte, nur im E sichtbar, im W durch die Klippen bedeckt.

Falte II = Niederbauenfalte, Hauptentwicklung im E (Niederbauen-Kohlthal), verschwindet im mittleren Teil unter den Klippen und wird im W durch das Tal der Engelberger Aa wieder angeschnitten.

Falte III = Oberbauenfalte bildet den Hauptkamm des Untersuchungsgebiets vom Urnersee bis zur Engelberger Aa (Oberbauenstock-Schwalms-Brisen); von einer S-förmigen Umbiegung im E entwickelt sie sich rasch zu einer weit nach N überliegenden Falte im W.

Es ist wahrscheinlich nicht ganz korrekt, hier von der Drusbergteildecke zu sprechen, da nach P. ARBENZ die Falte I der Rädertenteildecke entspricht (vgl. p. 113 und 115). Immerhin scheint mir kein Grund vorhanden, um die Falte I von den beiden höheren Falten abzutrennen und gesondert zu behandeln.

Tektonisches Verhalten der einzelnen Schichtglieder.

Der Bau des Untersuchungsgebiets ist im ganzen einfach; im einzelnen scheinen jedoch oft sehr komplexe Bewegungen stattgefunden zu haben, da sich die einzelnen Glieder der Schichtserie mechanisch ganz verschieden verhalten.

Malmkalk: Der Quintnerkalk ist als relativ dünne (130—150 m), starre Platte zwischen den Schiltschiefern und den mächtigen Berrias-Valanginien-Mergeln intensiv verschuppt und im einzelnen von den Kreidefalten mechanisch völlig unabhängig, wie dies auch sonst in den höheren helvetischen Teildecken bekannt ist (Alviergruppe, Engelberg-Meiringen, Berner Oberland). Man zählt im Schrindi-Maisander-Komplex sieben Schuppen übereinander, die zusammen als grosse Linse zwischen den Kreidefalten der Drusbergteildecke und den Kreidelappen der Axendecke schwimmen und die, wenigstens teilweise, passiv durch die Kreide der Drusbergteildecke nach N geschleppt worden sind.

Untere Kreide: Die gewaltige Hauterivien-Kieselkalkserie bildet mit der starren Schrattenkalkplatte (zusammen ca. 700—1100 m) das Grundgerippe der drei Kreidefalten. Die mächtige, sehr homogene Schichtfolge des Kieselkalks bedingt dabei einen äusserst einfachen Bau, während der Schrattenkalk vielfach zerbrochen ist und sich manchmal zu selbständigen Bewegungen von der Unterlage lostrennt. In ähnlicher Weise besitzt auch unten der Diphyoideskalk (s. str.) eine gewisse selbständige Beweglichkeit, da er vom Kieselkalk durch bis über 100 m Schiefer getrennt ist.

«Gault» s. l. (= oberes Aptien und Albien) und Seewerkalk: Diese wenig mächtigen Schichten machen die Bewegungen des Schrattenkalks meist völlig passiv mit. Die Brüche im Schrattenkalk durchsetzen immer auch den Gault, während sie sich im Seewerkalk oft nur als Flexur oder Schlepung auswirken.

Obere Kreide und Eocaen: Im N, wo die Wangschichten fehlen, sind diese Schichten, mit Ausnahme der 5 m dicken Basisbank des Eocaen, nur durch mächtige Schiefer repräsentiert. Durch die Bewegungen innerhalb dieser weichen Massen ist die Basisbank des Eocaen teils zu Linsen auseinandergezogen, teils als freischwimmende Schuppen zusammengeschoben. Im S sind die relativ starren Wangschichten massgebend; wo sie bis auf den Gault und Schrattenkalk transgredieren, schliessen sie sich den einfachen Bewegungen der untern Kreide an. In einer mittleren Zone dagegen, wo die Wangschichten zwischen den Amdenermergeln und den Stadschiefern liegen, lösten sie sich wegen ihrer geringen Beweglichkeit immer mehr von den Falten der untern Kreide los und wurden zum Teil durch die vorstossenden höheren Decken losgerissen und verschleppt.

Exotischer Flysch: Der exotische Flysch schliesst sich tektonisch eng an die Stadschiefer und Amdenermergel der Drusbergteildecke an und bildet mit diesen und der Klippentrias zusammen die Gleitzzone und Pufferzone zwischen den Unterkreidefalten der Drusbergteildecke und den starren Jura-Kreide-Komplexen der Klippendecke; dementsprechend ist der exotische Flysch oft intensiv mit den liegenden Schiefen verfaltet.

Historisches.

Das klassische Faltenprofil am Urnersee hat seit jeher die Aufmerksamkeit der Beschauer gefesselt. Die erste wissenschaftliche Darstellung stammt von LUSSE (1829, 1; 1842, 2). Später hat C. BRUNNER dieses Profil zum Ausgangspunkt zu Erörterungen über die Entstehung der Gebirge genommen (1852, 3). Während die Studien von U. STUTZ (1883, 5) und C. MOESCH (1894, 7) mehr in stratigraphischer Hinsicht wertvoll sind, gibt ALB. HEIM (1891, 6, pl. 3, Figur 3) eine meisterhafte zeichnerische Darstellung des Urnerseeprofiles.

Mit Beginn dieses Jahrhunderts rückt dann die Detailforschung immer mehr in den Vordergrund. So veröffentlicht 1905 J. J. PANNEKOEK eine Beschreibung der Tektonik der Seelisbergfalte und der angrenzenden Teile der Niederbauenfalte mit einigen Zeichnungen (10, p. 12—21, Figuren 1—8), und gleichzeitig P. ARBENZ eingehende Untersuchungen über das östlich anschliessende Frohnapfstockgebiet (1905, 11, p. 39—71, pl. I).

Die Vierwaldstätterseekarte (1916, 28; im Untersuchungsgebiet von A. TOBLER und seinem Mitarbeiter G. NIETHAMMER) bringt eine hervorragende Darstellung des Untersuchungsgebietes, die auch heute noch, nach der Neubearbeitung, in weitaus den meisten Teilen sehr brauchbar und zuverlässig ist. Leider wurde der Begleittext (20) zur Vierwaldstätterseekarte nie gedruckt; dagegen gibt ARN. HEIM (1921, 21, p. 422/423) eine kurze Darstellung der Tektonik, die sich auf die Vierwaldstätterseekarte stützt.

In neuester Zeit wurden die dem Untersuchungsgebiet aufliegenden Klippen durch H. KNECHT (1925, 22, Buochserhorn-Musenalp) und R. MÄRKY (1926, 23, Klewenstock) neu bearbeitet. H. KNECHT bringt einige Beobachtungen über die helvetische Unterlage; in seiner tektonischen Isohypsenkarte des Vierwaldstätterseegebietes (22, pl. 10) und dem Sammelprofil (22, p. 329, Figur 5) sind indessen gewisse Irrtümer der Vierwaldstätterseekarte derart vergrössert, dass beide, was die helvetische Unterlage anbelangt, ihren Zweck verfehlen. R. MÄRKY hat sich nicht näher mit dem Bau der helvetischen Unterlage befasst.

1. Malmzone Schrindi-Maisander-Spitzistein.

Der Bau dieser Zone ist im einzelnen äusserst kompliziert und kann nur auf Grund möglichst genauer Kenntnis der Stratigraphie einigermaßen auseinandergelesen werden. Die Darstellung von G. NIETHAMMER auf der Vierwaldstätterseekarte (28) wird den Verhältnissen nicht gerecht, da er die Überschiltschichten als Zementsteinschichten und die Schiltschiefer als Berrias-Valanginien-Mergel gedeutet hat.

Schrindi.

(Figur 14 und Profile 8 und 9.)

Drei Schuppen (I, II und III) von Quintnerkalk sind in die Zementsteinschichten eingedrungen; die beiden höheren Schuppen (II und III) sind um die Stirn der tiefsten Schuppe (I) herumgewickelt (Südosthang der Schrindi). Schuppe III enthält den gesamten Quintnerkalk mit dem Mergelband.

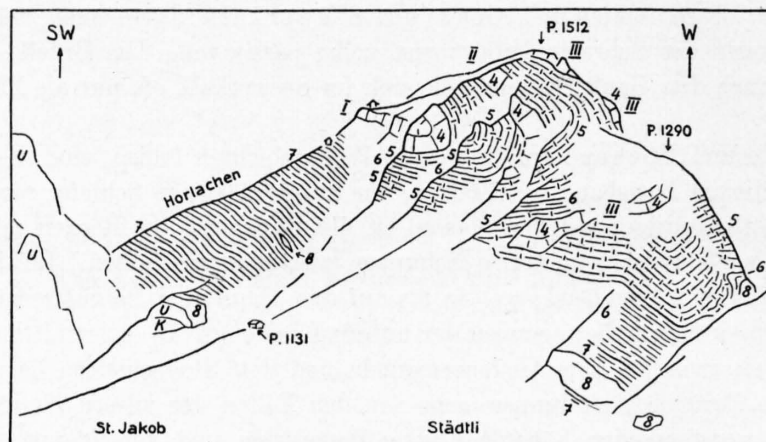


Fig. 14. Ansichtsskizze der Schrindi im Isental von Osten (P. 1021).
Drusbergteildecke: 4 = oberer Quintnerkalk, 5 = Zementsteinschichten, 6 = Mozenschiefer?, 7 = Berrias-Valanginien-Mergel, 8 = Diphyoideskalk.
Axendecke: K = Kieselkalk, U = Schrattenkalk, I—III = Numerierung der Malmschuppen.

Alpeler-Maisander.

(Figur 15 und Profile 10 a, 11, 12.)

Schuppe III lässt sich von der Schrindi mit einiger Sicherheit nach W weiterverfolgen (südlich an P. 1590 vorbei); sie bildet am Alpeler (Nordost- und Südostwand) das tiefste sichtbare Bauelement. Die nächste Schuppe (IV) bildet den Gipfel und den Nordwesthang des Alpeler; sie enthält an der Basis etwas Schiltschichten, dafür oben keine Zementsteinschichten mehr; 200 m südöstlich P. 1857 ist sie zu einer kleinen, nach NE überliegenden Falte zusammengestaucht.

Schuppe V zeigt am Grat von P. 1885 an westwärts ein schönes Profil von den Schiltschiefern bis in den oberen Quintnerkalk; nach W reicht ihr Quintnerkalk am Maisander-Südhang bis südlich

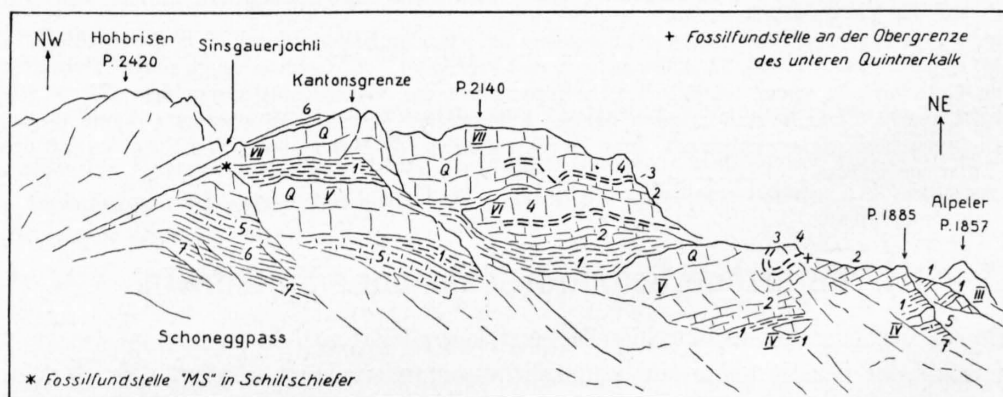


Fig. 15. Ansicht des Maisander von Süden vom Schoneggpass (P. 1927), nach Photographien.
1 = Schiltschichten, 2 = unterer Quintnerkalk, 3 = Mergelband, 4 = oberer Quintnerkalk, 5 = Zementsteinschichten, 6 = Mozenschiefer?, 7 = Berrias-Valanginien-Mergel, Q = Quintnerkalk im allgemeinen. III—VII = Numerierung der Malmschuppen.

vom Sinzgauerjochli. Das Mergelband der nächsten Schuppe (VI) streicht bei ca. 2110 m über den Grat und lässt sich mit kleinen Unterbrechungen nach N bis zur obersten der vier Hütten bei P. 1614 verfolgen. Schuppe VII bildet den Gipfelgrat und die Nordwand des Maisander; wie die Schuppen V und VI besteht sie aus einer vollständigen Quintnerkalkserie mit Schiltschiefer; an ihrem Nordrand

(südwestlich bis ost-südöstlich Pfaffen) sind längs Brüchen noch Relikte von Zementsteinschichten erhalten geblieben (Profil 11).

Beim höchsten Punkt des Maisander (Kantonsgrenze) ist am Südhang nur noch Quintnerkalk der Schuppen V und VII sichtbar, getrennt durch ein mächtiges Paket Schiltschiefer mit Fossilien (Fundstelle «MS», vgl. auch p. 3). Der gesamte Komplex spitzt nach W rasch aus, wobei sich nördlich und südlich unterhalb vom Sinzgauerjochli noch Zementsteinschichten einstellen, die 300 m westlich P. 2098, 2000 m hoch, zum letztenmal sichtbar sind.

Spitzistein.

(Figur 16 und Profil 13.)

Zwischen dem Sinzgauerjochli und dem Spitzistein ist kein Malm zu finden; der ganze Schuppenkomplex ist ausgequetscht, eine Verbindung in der Tiefe ist sehr wenig wahrscheinlich.

Man möchte nun erwarten, dass die sieben Schuppen der Schrindi und des Maisander hier westlich vom Brisen wieder einsetzen; eine Parallelisierung der Bauelemente des Spitzisteins mit jenen sieben Schuppen ist jedoch nicht möglich.

Der Gipfelklotz des Spitzisteins (P. 1832) besteht aus Quintnerkalk (Schuppe D), auflagernd auf mächtigen, aber schlecht aufgeschlossenen Schiltschiefern, die eine mit Gras bewachsene Terrasse bilden.

Darunter folgt ein komplizierter Komplex, den ich folgendermassen deuten möchte: Eine grosse Quintnerkalkschuppe (C) zieht von P. 1769 nach NE steil ins Haldibachtobel hinunter, wo teilweise noch Zementsteinschichten erhalten sind; das

hintere Ende dieser Schuppe C ist in der Wand unmittelbar südlich unterhalb P. 1769 zu einer Muldenumbiegung aufgebürstet. Darunter liegt eine dritte, N—S streichende, bis 45° nach W einfallende Schuppe B, die nur am Südhang sichtbar ist; an ihrem Hinterende bemerkt man eine schöne Muldenumbiegung im unteren Quintnerkalk (untere Felswand südlich P. 1832); unter ihr ist noch die steilstehende verkehrte Serie mit beginnender Muldenumbiegung erhalten (unterer Teil der Felswand zwischen Fluhhütte und P. 1769).

Unter diesem komplizierten, zur Hauptsache aus zwei Schuppen (C und B) aufgebauten Komplex folgt eine ausgedehnte Terrasse, die von den Berrias-Valanginien-Mergeln gebildet wird (nur am Nordhang aufgeschlossen), und dann zuunterst wieder eine mächtige, einfach gebaute Quintnerkalkschuppe mit Mergelband und Zementsteinschichten (Schuppe A), die die grosse Felswand nordöstlich oberhalb Oberriekenbach bildet.

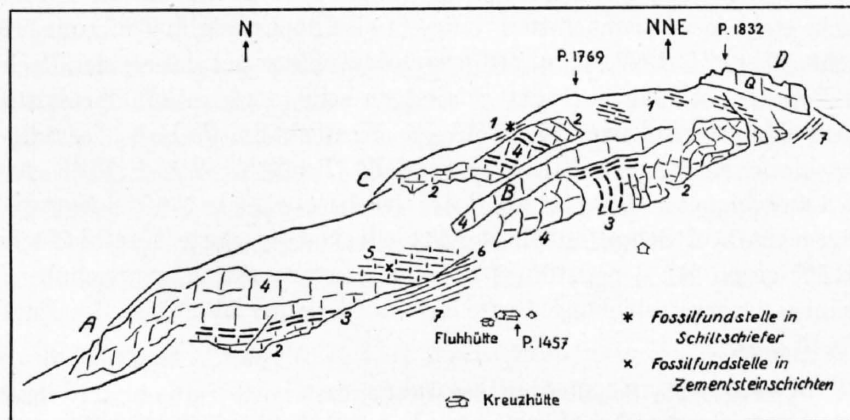


Fig. 16. Ansichtsskizze des Spitzisteins bei Oberriekenbach von Süden, vom Alpweg Sinzgau-Bannalp.

1 = Schiltschichten, 2 = unterer Quintnerkalk, 3 = Mergelband, 4 = oberer Quintnerkalk, 5 = Zementsteinschichten, 6 = Mozenschiefer?, 7 = Berrias-Valanginien-Mergel, Q = Quintnerkalk im allgemeinen, A—D = Numerierung der Malmschuppen.

Tektonische Stellung der Malmzone.

Die Malmschuppen gehören zusammen und bilden miteinander schon ursprünglich eine mehr oder weniger vollständige tektonische Einheit. Dies ergibt sich daraus, dass durchgehend die tieferen Schuppen aus jüngeren Schichten aufgebaut sind und die höheren aus älteren Schichten. Die

Schuppen wurden dann zu einem einheitlichen Paket zusammengeschweisst, das, von einem lückenhaften Mantel von Zementsteinschichten umgeben, in den Berrias-Valanginien-Mergeln schwimmt.

Dieses Schuppenpaket wurde an der Basis der Kreideserie mitgeschleppt und dabei in einzelne grosse Linsen zerrissen: Der Spitzstein ist eine solche Linse; ebenso Maisander und Alpeler zusammen, und schliesslich auch die Schrindi, die mit der Maisander-Alpeler-Linse anscheinend nur sehr lose zusammenhängt. Bei der Verschleppung an der Basis der Drusbergteildecke wurden die Schuppen II und III an der Schrindi um die Stirn der Schuppe I herumgewickelt, ganz analog zu den Bewegungen im Diphyoideskalk (vgl. unten).

2. Valanginienzone.

Die Berrias-Valanginien-Mergel sind die Gleitzzone an der Basis der Drusbergteildecke. Der Diphyoideskalk (s. str. = bathyaler Valanginienkalk) schliesst sich im ganzen an die Kieselkalk-Schrattenkalk-Falten an, doch ohne ihnen genau zu folgen.

Deckenüberschiebung: Die Überschiebungsfläche der Drusbergteildecke über die Axendecke steht meist ziemlich steil (junge Steilstellung nach A. Buxtorf [1912, 50, p. 166] und P. Arbenz [1913, 37, p. 24; 1927, 41, p. 243]), nach der Tiefe zu scheint sie sich flacher zu legen (Bauen, Tafel III). Stellenweise scheint sie leicht gefaltet zu sein (nordwestlich Firnhütte südlich Oberrickenbach, vgl. Vierwaldstätterseekarte, 28, Profil 7). Westlich St. Jakob (Isental) ist die Überschiebungsfläche durch eine Querverschiebung verstellt (Profil 8): Von P. 1131 südwärts bis zum Sulztalerbach liegt verschleppter Diphyoideskalk der Drusbergteildecke (auf der Vierwaldstätterseekarte, 28, als Eocaen angegeben) auf Schrattenkalk der Axendecke; die glatte Kontaktfläche streicht S—N und fällt mit ca. 50° gegen W; der Ostflügel muss mindestens 200 m vorgeschoben sein. Eine analoge, vielleicht kleinere Querverschiebung dürfte bei Sack an der Westseite des Furkelenpass stattgefunden haben (Profil 5 a).

Verschleppte Schollen an der Deckenbasis: Als Seltenheit beobachtet man an der Deckenbasis in den Berrias-Valanginien-Mergeln verschleppte Schollen von Kreide und Eocaen einer nördlicheren Fazies:

Am Schoneggpass (Profil 12) ein Komplex von Drusbergschichten (Sinuatabänke)-Schrattenkalk-Pectinitenschiefer bei P. 1927, vielleicht entsprechend dem 2 km weiter östlich erscheinenden Axen-Nordlappen (vgl. Vierwaldstätterseekarte, 28, Profile 5 und 6). Ferner zwei kleine Schollen von quarzreichem Kieselkalk, 350—450 m nördlich P. 1927, ca. 1880—1900 m hoch. Bei P. 1264, nordwestlich Firnhütte (südlich Oberrickenbach, Profil 15), fossilreiche Valanginienmergel (kleine Exogyren).

Diphyoideskalk: Der Diphyoideskalk ist im W (von St. Jakob im Isental bis zum Wellenberg westlich Oberrickenbach [Profile 8—15]), vielfach in kleine Falten und Schuppen gelegt; da er von den grossen Kreidefalten hier nur wenig ergriffen wird, hat sich die Verkürzung der höheren Kreideschichten durch die Faltung auf diese Weise ausgeglichen (Profil 14).

Im E ist der Diphyoideskalk gelegentlich von den Kieselkalkmulden abgeschürft infolge der Nähe der Axendecke; dies sieht man am Furkelenpass, 200 m nördlich P. 1156 (Profil 4 und Tafel III). Der schon von A. Buxtorf 1907 (15, p. 35, Figur 28) dargestellte, isolierte Diphyoideskalkkomplex am Seeufer unmittelbar nördlich Bauen könnte in ähnlicher Weise disloziert sein (Tafel III). Bei Laueli (westlich St. Jakob) ist der Diphyoideskalk zwischen der Mulde des Kieselkalks (Mulde II/III) und dem Malm der Schrindi ausgequetscht oder weggeschürft (Profil 9).

Verschleppte Diphyoideskalklinsen: Hie und da trifft man auch in den Berrias-Valanginien-Mergeln verschleppte Diphyoideskalklinsen, die von derartigen Stellen herkommen dürften:

Ein Vorkommen bei Sack (oberhalb Isental, Profil 5 a) liegt nahe der Deckenbasis und dürfte nach seiner Fazies und Lage von der Muldenumbiegung I/II stammen (auf der Vierwaldstätterseekarte, 28, als versackter Kieselkalk angegeben). Ferner ist hier der schon erwähnte Diphyoideskalk an der Querverschiebung bei P. 1131 westlich St. Jakob zu nennen, der mit dem Vorkommen nordwestlich Städtli zusammenhängen dürfte und somit von der Muldenumbiegung II/III stammt (Profil 8 und Figur 14 auf p. 108). Eine kleine Linse am Weg nach Horlachen (200 m westlich P. 1131,

Profil 9) wäre ebenfalls hier anzuhängen, während es sich bei den übrigen auf der Vierwaldstätterseekarte (28) in der Umgebung von Horlachen angegebenen Linsen einfach um kalkige Einlagerungen in den Berrias-Valanginien-Mergeln handelt.

Komplikationen im Diphyoideskalk: Schliesslich sieht man im Diphyoideskalk auch noch einzelne Komplikationen, die mechanisch schwer zu verstehen sind:

Eine nach S geöffnete (also verkehrt gerichtete) Mulde aus Diphyoideskalk lässt sich vom Singgauerjochli ca. 900 m weit nach W verfolgen, als zweites Diphyoideskalkband unter dem normalen Diphyoideskalk der Falte III (Profil 12); die Tatsache, dass diese Erscheinung mit der Ausquetschung der Malmzone zwischen Maisander und Spitzstein zusammenfällt, lässt an eine Ausgleichsbewegung denken. Die Doppelung des Diphyoideskalks nordöstlich Ebnet (nordöstlich Oberrickenbach) steht vielleicht mit einem Bruch in Zusammenhang (vgl. p. 118 und Figur 19). Eine kleine Falte im Diphyoideskalk bei P. 831 nordwestlich Bauen, im normalen Schenkel der Falte II, kann als Stauchung gedeutet werden, hervorgerufen durch den Widerstand der Muldenumbiegung I/II (Profil 4 und Tafel III).

3. Die drei Kreidefalten.

Es ist hier nur der Faltenbau besprochen, ein Abschnitt über die Brüche folgt anschliessend (p. 115).

Seelisbergfalte (I).

Die Seelisbergfalte erscheint im Urnerseeprofil als einfache Antiklinale mit flachem Südschenkel und einem nicht über 30° einfallenden Nordschenkel (Profile 1, 2 und Tafel III). Nach der allgemeinen geologischen Lage scheint es, dass es sich in Wirklichkeit um eine liegende Falte handelt, wie man dies seit LUGON 1902 allgemein annimmt. Allerdings besteht kein bestimmter Anhaltspunkt für diese Annahme, und es muss vielleicht mit der Möglichkeit gerechnet werden, dass die Falte I, besonders weiter im W, gar nicht (oder wenigstens nicht weit) über die nächstnördliche Mulde überschoben ist, sondern eine Knickfalte darstellt, ähnlich wie die Falte II im W (vgl. p. 113, unter: Zwei Faltungsphasen).

Nach W taucht die Falte allmählich ab (Profile 3, 4, 5, 6) und streicht unter die Klippen; das Gewölbe der unteren Kreide verschwindet bei Emmetten-Schöneck (Profil 7). Die Amdenermergel und die Stadschiefer sind im Ischenwald bis oberhalb Beckenried etwas von der Neocom-Urgon-Falte weggeschleppt worden (Profile 7, 8, 9).

Offenbar streicht die Mulde von Seelisberg (Mulde I/II) annähernd gleich wie die beiden anschliessenden Falten; die Muldenumbiegung muss deshalb bei Emmetten irgendwo unter dem hintersten Teil des Kohltals liegen (Profil 6), rund 2 km weiter südlich, als man bis jetzt angenommen hat (vgl. C. MOESCH 1895, 7, pl. VII, Figur 6, und pl. X, Figur 8; J.J. PANNEKOEK 1905, 10, p. 13 und 15, Figur 2; Vierwaldstätterseekarte, 28, Profil 4; R. MÄRKY 1926, 23, Beilage II).

Niederbauenfalte (II).

Im E am Urnersee ist die Niederbauenfalte ganz freigelegt (Profil 4 und Tafel III); die Stirn-umbiegung ist allerdings erst weiter westlich erhalten geblieben (im Kieselkalk am Schellenberg, Profil 5, Schrattenkalk-Gault im Niederbauenwald und Kohltal, Profil 6). Der verkehrte Schenkel ist ziemlich reduziert und zerrissen (Profile 3, 4 und Tafel III).

Im Kohltal sinkt die Falte II axial unter den exotischen Flysch und die Klippen (Profile 6, 7). Das Axialgefälle wird am Osthang des Kohltals durch einen schiefen Querbruch unterstützt, dessen Nordwestflügel um fast die ganze Schrattenkalkmächtigkeit tiefer liegt (Profile 6, 7, 2); der Bruch streicht ungefähr N 30° E (Streichen der Falte N 65° E) und fällt relativ flach gegen SE (im Krietersbach ca. 50°).

Die Formulierung: «Das Niederbauengewölbe bricht nach der Vierwaldstätterseekarte im Kohltal südlich Emmetten durch Bruch und Flexur plötzlich zur Tiefe und unter Wildflysch» (21, p. 422), erweckt übertriebene und unrichtige Vorstellungen; sie beruht auf der Deutung der Stirnschuppe bei Emmetten (siehe unten) als normale Stirn der Falte II, woraus sich eine ganz unrichtige Streichrichtung für diese Falte ergibt (vgl. 21, p. 432, Figur 143), die dann auch die Flexur vortäuscht.

Im W wird die Niederbauenfalte südlich Niederrickenbach durch den Buholzbach wieder angeschnitten und im Profil des Engelbergertals sieht man dann den ganzen normalen Schenkel und den Ansatz zum verkehrten Schenkel (Profile 13, 14).

Stirnschuppe der Niederbauenfalte.

An der Stirn der Falte II hat sich eine Schuppe von Schrattenkalk und Gault losgetrennt und ist dann nachher von der Falte II teilweise überfahren worden. Diese Verhältnisse wurden bis jetzt verkannt. Die Beobachtungen im E werden leicht verständlich, wenn man vom Profil des Engelbergertales zwischen Dallenwil und Wolfenschiessen (Profil 14) ausgeht (vgl. dazu auch Figur 17 und die Deutung der Stirnschuppe auf p. 113).

Dallenwil-Niederrickenbach: In der Fluh östlich gegenüber von Dallenwil ist der Schrattenkalk des normalen Schenkels mehr als 1 km über den verkehrten nach N hinausgeschoben (Profil 14). Der nördliche Teil dieser Schrattenkalkplatte löst sich gegen E an einem Bruch ab und wird vom Buholzbach im Kohlertobel wieder angeschnitten (Profil 13). Der südliche Teil macht sich gegen E ebenfalls frei und erscheint wieder im Höllwald (südlich Niederrickenbach), steil aufgerichtet (Profil 13). Am Südufer des Buholzaches, nordöstlich P. 1101 bis südsüdwestlich P. 1136 sieht man hier auch den südlich anschliessenden Schrattenkalk, von dem der Gault unter den Amdenermergeln weggeschürft ist. In der epigenetischen Schlucht südsüdwestlich P. 1136 ist an dem die Schuppe nach S begrenzenden Bruch etwas Senonmergel einige Meter tief unter den Schrattenkalk eingewalzt, was H. KNECHT (1925, 22, p. 329, Figur 5) in ganz übertriebener Weise zur Darstellung bringt (100mal zu gross!).

A. TOBLER hat den Zusammenhang des Gaultvorkommens im Kohlertobel mit der Stirn der Falte II vermutet (20), und von H. KNECHT wurde dann dieser Zusammenhang auch für den Schrattenkalk im Höllwald erkannt (1925, 22, p. 339). Durch die Fazies der mittleren Kreide (Seewerkalk ca. 3—5 m mächtig) werden diese Annahmen vollauf bestätigt.

Emmetten-Kohlal: Östlich von den Klippen taucht die Stirnschuppe der Falte II bei Rotifluh-Hammen südlich Emmetten wieder auf (Profile 6, 7). Die Schrattenkalk-Gault-Seewerkalk-Platte ist hier überkippt und fällt auf ihrer ganzen aufgeschlossenen Länge (ca. 2 km) ganz konstant mit ca. 65° gegen SSE, ohne von dem geringsten Bruch zerschnitten zu werden. Die Gaultvorkommen westlich Rotifluh und südlich Hammen bilden keineswegs den normalen Schenkel zum Schrattenkalk, sondern sind an seiner (stratigraphischen) Unterseite verschleppt (Profil 7). Nach E verschwindet die Schuppe ca. 150 m nordwestlich unterhalb Bruders unter Kohltalmoränen und Schutt (Profil 6 a), nachdem schon kurz vorher die unteren Partien des Schrattenkalks aussetzen. Die Stirn-umbiegung im Schrattenkalk der Falte II liegt völlig intakt hinter der Stirnschuppe, bei Hängelen-Bruders (Profil 6, 6 a); nur die oberen Teile des Gault sind westlich vom Kohlaltalbach am Schrattenkalk der Stirnschuppe hinaufgeschleppt (Profil 7); während östlich vom Bach sogar noch die Amdenermergel der Stirn der Falte II folgen und direkt an die stratigraphische Unterseite des Schrattenkalks der Stirnschuppe stossen (Profil 6 a). Die Gault-Fazies (Mächtigkeit der oberen Orbitolinaschichten) ist in der Stirnschuppe bei Emmetten deutlich nördlicher als in der dahinterliegenden Stirn-umbiegung der Falte II.

Die Stirnschuppe bei Emmetten wurde früher allgemein als Stirn der Falte II aufgefasst; H. KNECHT hat sich daraus seine Falte II a konstruiert (1926, 22, p. 335/336). Meine Auffassung stützt sich auf die völlige Analogie mit den Verhältnissen bei Niederrickenbach und vor allem auf die detaillierte Feldaufnahme, aus der sich beispielsweise ergibt, dass die von G. NIETHAMMER (28) am Westende des Saunwald (zwischen Rotifluh und Erlen) angegebene Gewölbe-umbiegung im Gault nicht existiert. Allein schon die Tatsache, dass der Schrattenkalk von Hammen-Rotifluh auf seiner ganzen Länge von Brüchen gänzlich frei ist, scheint mir darzutun, dass es sich um einen von der Falte II völlig losgelösten Komplex handelt.

Seelisbergerseeli: Südlich vom Seelisbergerseeli liegt unter der verkehrten Schrattenkalk-Seewerkalk-Serie der Falte II eine zweite verkehrte und reduzierte Schrattenkalk-Gault-Serie, die schon G. NIETHAMMER (27) beobachtet hat (Profil 3). Die obere verkehrte Serie biegt am Urnersee in der Mulde I/II zum normalen Schenkel der Falte I um (Profile 2, 4 und Tafel III). Die untere ver-

kehrte Serie ist im E und W durch Schutt begrenzt; in der Mulde I/II am Urnersee hat sie kein Analogon; die Fazies ihrer oberen Orbitolinaschichten weist auf einen südlicheren Ursprung als für die obere verkehrte Serie. Es muss also offenbar angenommen werden, dass man es mit einem unter die Falte II gewalzten Rest der Stirnschuppe zu tun hat.

Die Narbe, wo die Stirnschuppe ursprünglich am Schrattenkalk der Falte II hing, ist östlich der Klippen, bei Emmetten-Seelisberg, nicht mehr genau festzustellen. Sie muss im verkehrten Schenkel der Falte liegen, weiter von der Stirn als die tiefste im Kohltal aufgeschlossene Stelle, aber näher an der Stirn als die Felswände südlich vom Seelisbergerseeli (theoretisch dargestellt auf Profil 6). Komplikationen im Schrattenkalk und in den Drusbergsschichten deuten darauf hin, dass sie in dem schlecht aufgeschlossenen Gebiet südlich oberhalb der Dürrenseeallmeind (ca. 1½ km östlich Emmetten) versteckt ist (zwischen Profil 4 und Profil 5).

Zwei Faltungsphasen zur Erklärung der Stirnschuppe:

Um die angeführten Beobachtungen erklären zu können, scheint es mir notwendig, zwei aufeinanderfolgende Faltungsphasen anzunehmen. Schon H. KNECHT hat sich für die Umgebung von Niederrickenbach in diesem Sinne geäußert (1925, 22, p. 340).

In der ersten Faltungsphase bildete sich eine Falte mit flachem Südschenkel und kurzem, steilstehendem Nordschenkel (Knickfalte); der Schrattenkalk des Südschenkels wurde über den Nordschenkel überschoben (disharmonische Faltung). Dieses Stadium ist im W, bei Dallenwil, ziemlich unverändert erhalten geblieben (1 der Figur 17). Wenn man von der Scheitelüberschiebung absieht, findet man in der Drusbergteildecke ähnlich gebaute Knickfalten weiter im E, im Muotatal (P. ARBENZ 1905, 11, pl. I, Figuren 2 und 3) und bei Iberg (E. C. QUEREAU 1893, 96, p. 37, Figur 6; A. JEANNET 1933 in J. OBERHOLZER, Geologie der Glarneralpen, Beiträge N. F. 28, pl. 5, Profil 15), und im W im Melchtalgebiet (P. ARBENZ 1913, 35).

In der zweiten Phase entwickelte sich eine neue, sekundäre Stirnumbiegung der Niederbauenfalte, an einer Stelle, die bis dahin südlich vom Scheitel lag (+ auf Figur 17). Die überschobene Schrattenkalkplatte wurde abgeknickt (2 der Figur 17), wohl infolge des Widerstandes der Klippen (Profil 13), und von der Falte II losgelöst; damit wurde sie zur freischwimmenden Stirnschuppe (3 der Figur 17). Die nachdrängende sekundäre Stirn hat dann diese Stirnschuppe überkippt (4 der Figur 17) und schliesslich überfahren (5 der Figur 17). Der Hauterivien-Kieselkalk geht völlig konkordant mit der sekundären Schrattenkalkfalte.

Man darf vielleicht in diesem Zusammenhang noch weiter gehen: Es ist denkbar, dass die Kreide der oberen helvetischen Decke (Wildhorn-Drusberg-Säntis-Decke) während der oben unterschiedenen ersten Faltungsphase in der Zentralschweiz überall in Knickfalten gelegt wurde. Die zweite Phase hätte dann im E des Untersuchungsgebiets besonders die Niederbauenfalte (II) ergriffen, im W dagegen die Oberbauenfalte (III), die weiter im E als Knickfalte erhalten geblieben ist. Von diesem Gesichtspunkt betrachtet hat die Idee von P. ARBENZ (1912, 33, pl. 2; 1913, 37, p. 33, pl. 2), dass die Seelisbergfalte (I) im E zur Rädertenteildecke wird (vgl. auch p. 106, 111 und 115) und damit die Niederbauenfalte (II) bei Iberg zur Stirn der eigentlichen Drusbergteildecke, sehr viel für sich.

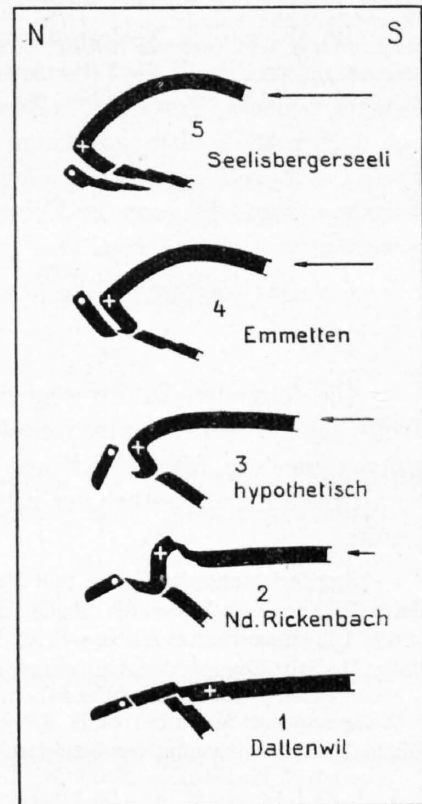


Fig. 17.

Schematische Profilserie zur Erläuterung der Entstehung der Stirnschuppe der Falte II, im Massstab 1:75,000. Schwarz = Schrattenkalk, Punkt = ursprüngliches Südende der Stirnschuppe, Kreuz = sekundäre Stirn der Falte II, Pfeile = Schub der zweiten Faltungsphase.

Oberbauenfalte (III).

Im E, am Oberbauenstock (Profile 4, 5, 6 und Tafel III), ist die Falte III nur schwach entwickelt, ähnlich wie am Hauserstock auf der andern Seite des Urnersees. Der normale Schenkel ist hier abgetragen und setzt erst westlich von Hinter Bauberg mit dem Kieselkalk ein (Profile 7, 8). Im Fernithal, am Fuss des Schwalmis, ist dann die Umbiegung im Schrattenkalk erhalten (Profile 8, 9). Von da an westwärts taucht der verkehrte Schenkel nördlich und südlich vom Hauptkamm in die Tiefe, und das ganze Gebiet bis an die Klippen im N und bis zur Malmzone im S wird vom normalen Schenkel eingenommen (Profile 10, 10 a, 11, 12).

Im W, südlich Niederrickenbach, wird dann der verkehrte Schenkel vom Buholzbach wieder angeschnitten (Profil 13); die Aufschlüsse östlich und südlich vom Waseneggli sind alle mehr oder weniger versackt (Profil 14), in Zusammenhang mit der grossen Sackung im Steinalperwald (Profil 13; vgl. auch p. 207), aber wohl kaum tektonisch zerrüttet, wie H. KNECHT angibt (1925, **22**, p. 338). Im Profil des Engelbergertales und anschliessend bei Oberriekenbach ist dann die ganze Oberbauenfalte freigelegt (Profil 14); aus der kleinen Umbiegung am Hauserstock ist hier eine weit überliegende Falte geworden, mit einem gewaltigen normalen Schenkel und einem unbedeutenden verkehrten Schenkel.

Geometrische Daten.

Die folgenden Zahlen können den Verlauf der Faltenachsen nur unvollkommen wiedergeben. Wollte man jedoch weiter ins Einzelne gehen, so könnte man sich nicht mehr auf direkte Beobachtungen stützen, sondern müsste sich auf mehr oder weniger unsichere Konstruktionen verlassen. Östlich vom Urnersee und westlich der Engelberger Aa sind die Angaben auf der Vierwaldstätterseekarte (28) benutzt.

Streichrichtung der Falten und Mulden:

- Falte I: Morschach-Emmetten annähernd N 65° E.
- Mulde I/II: Morschach-Seelisberg N 58° E (Umbiegung des Schrattenkalks).
- Falte II: Stirnbiegung der Altmannschichten:
 - Niederbauen-Wolfenschiessen annähernd N 65° E;
 - Wolfenschiessen-Melchthal ca. N 60° E.
- Mulde II/III: Umbiegung des Schrattenkalks:
 - Hauserstock-Furkelen ca. N 60° E;
 - Bauberg ca. N 65° E;
 - Hinter Bauberg-Wolfenschiessen ca. N 78° E.
- Falte III: Stirnbiegung der Altmannschichten:
 - Hauserstock-Zingel (Bauberg) ca. N 65° E;
 - Fernithal-Wolfenschiessen ca. N 78° E;
 - (scheinbares Streichen im normalen Schenkel Fernithal-Brisen N 65° E);
 - Wolfenschiessen-Melchthal ca. N 60° E.

Axialgefälle nach W (effektives Axialgefälle ohne Eliminierung der Brüche):

- Falte I: Schrattenkalkscheitel:
 - Seelisberg(Oberwald)-Emmetten(Schwanden), ca. 100 ‰;
 - Seelisberg(Sonnenberg)-Emmetten(Steingaden) ca. 15 ‰.
- Falte II: Schrattenkalkscheitel:
 - Niederbauen-Kohlthal ca. 250 ‰;
 - Kohlthal-Wolfenschiessen durchschnittlich 10 ‰.
- Falte III: Schrattenkalkstirn:
 - Oberbauenstock-Fernithal ca. 220 ‰;
 - Fernithal-Wolfenschiessen ca. 40 ‰.

Parallelisierung der Falten.

Zur Parallelisierung der Falten der südhelvetischen Kreide muss man wohl in erster Linie die Falten im Kieselkalk (Hauterivien) als massgebend betrachten; denn die auffälligeren Faltungen im Schrattenkalk zeigen oft Komplikationen und sekundäre Faltungen, denen mehr nur lokale Bedeutung zukommt.

Seelisbergfalte (I): Wie schon erwähnt (p. 106 und 113) hat P. ARBENZ das Gewölbe bei Seelisberg-Morschach nach E zu mit der Rädertenteildecke identifiziert (1912, 33, pl. 3; 1913, 37, p. 33, pl. 2). Aus der Literatur konnte ich keine eindeutigen Anhaltspunkte für diese Parallelisierung gewinnen, ebensowenig für die Fortsetzung der Falten II und III im Drusberggebiet (vgl. dazu: ALB. HEIM 1891, 6, p. 42—47; C. BURCKHARDT 1896, 48, pl. III; P. ARBENZ 1905, 44, p. 43/44, 56; ARN. HEIM, Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft, Bd. 57, p. 99, Figur 3, 1905; E. GANZ 1912, 18, p. 35; ARN. HEIM 1921, 24, p. 411, 432, Figur 143). Im W erscheint die Falte I wieder in der Melchaaschlucht zwischen Kerns und Sachseln (A. BUXTORF 1913, 54, p. 683; Vierwaldstätterseekarte, 28, Profil 9).

Niederbauenfalte (II): Diese Falte setzt sich östlich vom Urnersee bekanntlich im Frohnalpstock fort (ALB. HEIM 1891, 6, pl. III, Figur 3); dann spaltet sie sich nach der Vierwaldstätterseekarte (28, Profil 1) bald in zwei Teile, die nach A. TOBLER (20) bei Iberg als «Flexuren» 1 und 2 von E. C. QUEREAU (1893, 96, p. 37) wieder auftauchen (Literatur über andere Parallelisierungen siehe oben). Im W lässt sie sich nach P. ARBENZ (1913, 37, p. 30/31; 1922, 40, p. 327) bis in die Gegend des Wildhorns verfolgen; im einzelnen dürfte sich der Zusammenhang folgendermassen darstellen: untere Neocomfalte im grossen Melchtal (Vierwaldstätterseekarte, 28, Profil 9), ebenso im kleinen Melchtal und bei Kaiserstuhl (P. ARBENZ 1911, 32), Harderfalte bei Interlaken (F. L. MICHEL 1922, 92; P. BECK 1911, 44, pl. I und II), Morgenberghorn-Dreispielfalte (P. ARBENZ 1918, 38; K. GOLDSCHMID 1927, 65, pl. IV; P. LIECHTI 1931, 88, pl. II) und dann weiter zum Armighorn nach H. ADRIAN (1915, 30, p. 337).

Oberbauenfalte (III): Falte III setzt sich nach E fort am Hauserstock und bei Illgau im Muotathal (ALB. HEIM 1891, 6, p. 48; P. ARBENZ 1905, 44, p. 56); nach A. TOBLER (20) entspricht ihr bei Iberg die «Flexur» 3 von E. C. QUEREAU (1893, 96, p. 37; Literatur über andere Auffassungen siehe oben). Im W ist Falte III bis in die Brienzerrothornkette zu verfolgen (P. ARBENZ 1912, 33, p. 108), und zwar folgendermassen: obere Falte der Kernalpen (Vierwaldstätterseekarte, 28), obere grosse Neocomfalte zwischen dem Grossen Melchtal und dem Brünig (P. ARBENZ 1911, 32), obere grosse Neocomfalte am Brienzergrat (Brienzer Rothorn-Riedberg-Augstmatthorn. F. L. MICHEL 1922, 92; P. BECK 1911, 44).

4. Brüche.

Das Untersuchungsgebiet ist von mannigfaltigen Brüchen der verschiedensten Dimensionen durchsetzt. Es scheint zweckmässig, diese Brüche zur Besprechung nach ihrer Entstehungsweise zu gruppieren.

Gruppe A: Diagonales Bruchsystem im Schrattenkalk im Zusammenhang mit der Faltung.

Gruppe B: Schiefe Querbrüche (Streckungsbrüche) unter dem Einfluss des Alpenrandes.

Gruppe C: Querbrüche der Oberbauenfalte, zum Teil in Zusammenhang mit den Klippen und der Axendecke.

Ich möchte gleich vorausschicken, dass der Versuch, die Brüche in verschiedene Kategorien einzuordnen, auf grosse Schwierigkeiten stösst und keineswegs imstande ist, die tatsächlichen Verhältnisse voll und ganz zu erklären; denn einesteils lassen sich die unterschiedenen Gruppen nicht mit der wünschbaren Schärfe voneinander abtrennen, andernteils bleiben bei der Einteilung Brüche übrig, deren Zugehörigkeit zweifelhaft ist, und überhaupt lassen uns die Feldbeobachtungen oft gerade im entscheidenden Moment im Stich, da die Aufschlussverhältnisse meist nicht gerade glänzend sind.

Die meisten Brüche zeichnen sich morphologisch sehr gut ab, und man darf wohl sagen, dass die Brüche beim Herausmodellieren der heutigen Topographie eine wichtige Rolle gespielt haben. Man braucht da nur an den von Brüchen begünstigten Verlauf des Kohltals zwischen Grund und Hängelen zu erinnern, mit dem auch grosse Teile der Umrandung des Urnersees parallel laufen.

Gruppe A: Diagonales Bruchsystem im Schrattenkalk. (Fig. 18.)

Diese Kategorie von Brüchen ist weitaus am häufigsten. Die Verschiebung ist im allgemeinen nicht gross, meist unter 50 m. Diese Brüche sind an den Schrattenkalk gebunden; nach unten klingen sie meistens schon in den Drusbergsschichten aus; nach oben durchsetzen sie den Gault, der Seewerkalk ist oft nur noch geschleppt, und in den Amdenermergeln wird die Bewegung in der Regel vollständig ausgeglichen.

Vorkommen: Vor allem im E, besonders in den Falten I (Seelisberg-Emmetten) und II (Niederbauenalp) und auch in der Falte III (Oberbauenstock); wahrscheinlich auch bei Wolfenschiessen (Falten II und III). Anordnung: Schachbrettartig, diagonal zum Streichen der Faltenachsen;

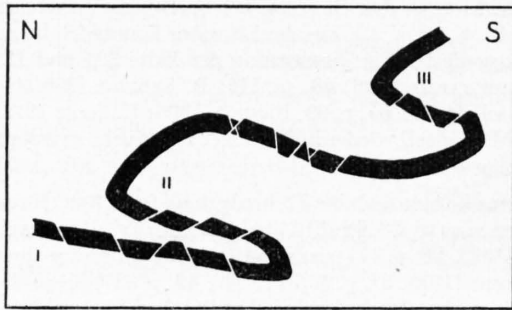


Fig. 18.

Schema der Diagonalbrüche im Schrattenkalk (Gruppe A), im Querprofil dargestellt. (Schematisches Profil aus der Gegend Seelisberg-Niederbauen-Oberbauenstock.)

Kieselkalkfalten die Bewegung übertragen haben, die sich dem Schub viel leichter anpassen konnten als die Schrattenkalkplatte.

Gruppe B: Schiefe Querbrüche (Streckungsbrüche).

Die Falten I und II werden im östlichen Teil des Untersuchungsgebiets von grossen, annähernd N 30—40° E streichenden Brüchen durchsetzt, längs denen jeweils der Ostflügel vorgeschoben und zugleich meistens abgesunken ist. Das flache Einfallen (um 45°) gegen SE ist charakteristisch für diese Brüche.

Die einzelnen Brüche sind hier mit griechischen Buchstaben (α — λ) bezeichnet wie auf der Tafel II.

In der Seelisbergfalte (I) ist in erster Linie der grosse Bruch westlich vom Seelisbergerseeli zu nennen (Gwand-Geissweg-Obrfrutt-Obermatt-Höllwald, β); dann ein dazu paralleler kleinerer Bruch bei Schwanden (östlich Seelisbergerseeli, α). Weiter westlich sieht man einen ganz analogen, grossen Bruch bei Emmetten (Steingaden-Gruobli, η) und einige kleine Brüche im Wilwald (θ , κ). Sehr wahrscheinlich sind zwischen Emmetten und Seelisberg noch eine Reihe weiterer Brüche hierherzuzählen (Pfandacher-Fedi, ζ ; Hattig-Meinig, ε ; Happlig-Birchern-Rüters, δ ; Marchstein-Oberschwand-Leutenfad, γ), die jedoch mehr nach NNE streichen, vielleicht infolge einer Reaktivierung von älteren Brüchen der Gruppe A.

Drei der genannten Brüche sind im verkehrten Schenkel der Niederbauenfalte (II) wiederzufinden (Happlig δ , Marchstein γ , Gwand β). Oben auf dem Plateau der Niederbauenalp erscheinen dann wieder völlig analoge Brüche (Trid β , P. 1585 γ , Kähli-Hoberg δ), für die man wohl mit den Brüchen im verkehrten Schenkel einen direkten Zusammenhang annehmen muss, welcher jedoch im schlecht aufgeschlossenen Kieselkalk des Gewölbekerns am Schellenberg nicht sicher nachzuweisen ist. Nach seinem Streichen und Einfallen gehört auch der schon erwähnte (p. 111) Bruch an der Ostseite des Kohltals (λ) zu diesem System. Im W ist wahrscheinlich hierher zu rechnen ein grosser Bruch im Tobel südöstlich Grunggis (nordöstlich Wolfenschiessen).

Ursache: Aus dem Verhalten dieser Brüche scheint hervorzugehen, dass ihre Ursache ausserhalb der Kreidefalten der Drusbergteildecke liegt, und zwar offenbar im N. Der grösste Bruch, der nordwestlich vom Seelisbergerseeli vorbeizieht (β) und der sich wahrscheinlich bis auf die Niederbauenalp fortsetzt (Trid), zielt ungefähr gegen das Ostende der Rigihoehfluhkette. Ich möchte deshalb vermuten, dass die schiefen Brüche irgendwie mit Widerständen oder Bewegungen am Alpenrand in Zusammenhang stehen, wo man ja z. B. am Bürgenstock ganz ähnlich streichende Streckungsbrüche findet (vgl. Vierwaldstätterseekarte, 28, und A. BUXTORF 1910, 49, p. 43, Tafel I).

Es ist jedoch darauf hinzuweisen, dass die grossen NW-SE streichenden Streckungsbrüche des Alpenrandes bei Gersau, an der oberen Nase, am Lopperberg etc. (vgl. A. BUXTORF 1916, 19, p. 20; 1924, 54, p. 13) im Untersuchungsgebiet keine Fortsetzung und kein irgendwie deutliches Analogon haben. Am auffälligsten ist das Fehlen einer Fortsetzung der Querverschiebung von Gersau; es wäre allerdings möglich, dass ein System von N 10—30° W streichenden Brüchen mit tiefer lie-

das eine System streicht etwa WNW—ESE, das andere ungefähr NNE—SSW. Einfallen: Meist ziemlich steil, in verkehrten Schenkeln auch weniger als 45°. Bewegungssinn: Die Bewegung tendiert in der Regel auf eine Streckung der Faltenschenkel hin, nach dem Schema der Figur 18.

Ursache: Aus den angeführten Beobachtungen scheint sich mir der Zusammenhang dieser Brüche mit der Faltung zu ergeben. Nachdem die Schichtserie in die relativ starren Falten gelegt war, hat die weitere Bewegung den Schrattenkalk zerbrochen und dabei den ursprünglichen Faltenwurf noch gesteigert und wohl auch die Falten aneinander angepasst. Innerhalb der Drusbergteildecke dürften dabei die grossen

gendem (oder vorgeschobenem) Westflügel und mit ganz geringer Verstellung im Gaultgebiet Sagen-dorf-Marchstein (östlich Emmetten) mit dieser Querverschiebung zusammenhängt; die mutmassliche Verschiebung längs diesem Bruchsystem steht jedoch in keinem Verhältnis zu den Dimensionen der Gersauer Querverschiebung. Zur Erklärung dieses verschiedenen Verhaltens der Alpenrandkette und der Falte I muss wohl das ehemalige Vorhandensein einer relativ tief liegenden Klippenmasse zwischen Beckenried und Gersau angenommen werden.

Gruppe C: Querbrüche der Oberbauenfalte.

1. **Östlicher Teil der Falte III**, verkehrter Schenkel: In der Nordwand des Oberbauenstocks und Zingel ist der Schrattekalk von einer ganzen Serie gleichsinniger Brüche zerschnitten, die sich auch auf der Südseite (Bauberg) bemerkbar machen. Sie streichen ungefähr NNW—SSE, also ungefähr senkrecht zur Faltenachse, und fallen gegen W (um 70°); der Westflügel ist jeweils beträchtlich abgesunken und möglicherweise auch etwas vorgeschoben. Etwa 100 m östlich P. 1963 sieht man sowohl nördlich wie südlich vom Grat, wie einer dieser Brüche einen flach nach NE einfallenden Bruch der Gruppe A verwirft. Die Querbrüche am Oberbauenstock unterstützen das Axialgefälle, im Gegensatz zu den schiefen Brüchen der Gruppe B.

Ursache: Die Ursache dieser Brüche ist nicht ganz klar ersichtlich; es besteht jedoch die Möglichkeit, sie mit der nachträglichen starken Überfaltung der Falte III während der oben (p. 113) angenommenen zweiten Faltungsphase in Zusammenhang zu bringen (Torsionsbewegung).

2. **Westlicher Teil der Falte III**, normaler Schenkel: Im Gebiet Schwalmis-Brisen-Haldigrat findet man ähnlich gerichtete Brüche, die aber wahrscheinlich mit den Querbrüchen am Oberbauenstock nicht zusammenhängen.

Östlich vom Brisengipfel (P. 2408) streichen die Brüche etwa NNW—SSE und fallen meist steil gegen W; der Ostflügel liegt jeweils höher und ist nach N vorgeschoben (nördlich Morschfeld 20° N fallende Rutschstreifen). Die grösste Verschiebung hat an dem Bruchbündel westlich vom Riesetestock stattgefunden, das fast die ganze Schichtserie durchschlägt; man kann es verfolgen von SW unterhalb Bärfallen (obere Orbitolinaschichten) über Morschfeld (Profil 11), Glattegrat (P. 2201), westlich oben an Pfaffen (Gitschenen) vorbei bis zum Maisander, wo es beim höchsten Punkt (Kantonsgrenze) den Quintnerkalk der Schuppe VII noch verwirft und dann im Schiltchiefer ausklingt (vgl. Figur 15, p. 108). Ferner sind zu nennen: ein Bruch am Vorderjochli, einer am Mittagser und einer zwischen Zwölfer und Einer.

Westlich vom Brisengipfel (P. 2408) verhalten sich die Brüche spiegelbildlich; Streichen N—S, Einfallen steil gegen E, Westflügel höher und vorgeschoben. Der einzige grössere Bruch in diesem Abschnitt zieht von der Haldialp nach N zwischen P. 1922 und P. 1879 über den Grat (flach östlich einfallende Begleitbrüche bei P. 1879) und bildet dann bis unterhalb P. 1579 den Westrand der alten Sackung im Steinalperwald; wegen seiner speziellen Verhältnisse muss dieser Bruch unten noch eingehender besprochen werden (p. 118).

Ursache: Die Ursache der Querbrüche im Gebiet Schwalmis-Brisen-Haldigrat ist wohl ausserhalb der Drusbergteildecke zu suchen. Vielleicht bildeten die Klippen einen Widerstand, dessen Schwerpunkt ungefähr vor dem Brisen lag. Derselbe Schub, der diese Brüche bedingte, dürfte sich auch in der südlich anschliessenden Axendecke ausgewirkt haben, denn in der Kaiserstuhl-Bärenstock-Kette (Kreide des Axensüdlappens) bemerkt man ganz ähnliche Brüche von beträchtlichen Ausmassen.

Alter der Brüche.

Es ist natürlich nicht möglich, irgendwelche genaue Angaben über das Alter der Brüche zu machen, aber es scheint doch ziemlich offensichtlich, dass nicht alle beschriebenen Brüche zu derselben Zeit entstanden sein können.

Die schachbrettartig angeordneten Diagonalbrüche der Gruppe A dürften in einer nicht allzu frühen Faltungsphase entstanden sein; sie sind eine Folgeerscheinung und gewissermassen eine Über-treibung der Faltung innerhalb der Drusbergteildecke, noch ohne einen erkennbaren Einfluss der im S und N angrenzenden tektonischen Einheiten.

Die schiefen Querbrüche (Streckungsbrüche) der Gruppe B sind offenbar jünger und sind wie die Querbrüche der Gruppe C 2 anscheinend in einem Moment entstanden, als die Drusbergteildecke schon an ihrem heutigen Platze lag. Für die Gruppe C 2 möchte man sogar annehmen, dass die Axendecke schon zu ihrer heutigen Steilstellung aufgerichtet war, ein Vorgang, der nach A. Buxtorf (1912, 50) und P. Arbenz (1927, 41) mit der jungen Aufwölbung des Aarmassivs in Zusammenhang steht. Auch die Querbrüche am Oberbauenstock (Gruppe C 1) dürften relativ jungen Datums sein, da einer von ihnen einen Bruch der Gruppe A verwirft (vgl. oben p. 117).

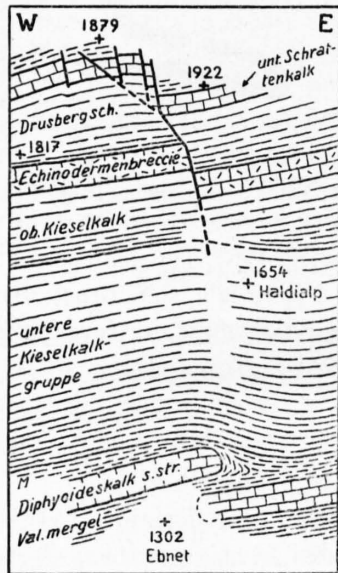


Fig. 19.

Querbruch bei Haldi nördlich Ober-
rickenbach, Massstab 1:20,000.
Die Projektionsebene streicht N
85° E und fällt mit 55° gegen S;
konstruiert nach der Feldaufnahme
1:25,000. M = graue Mergelschiefer
(Schiefer der Kieselkalkbasis).

Es ist noch der Versuch zu unternehmen, das Alter der Brüche mit den zur Erklärung der Stirnschuppe angenommenen zwei Faltungsphasen (p. 113) in Zusammenhang zu bringen. Mehr nur gefühlsmässig wäre die Gruppe A am ehesten in die zweite Faltungsphase zu stellen. Wenn die oben (p. 117) für die Gruppe C 1 als möglich erwähnte Erklärung zutrifft, muss auch diese Gruppe in die zweite Phase gestellt werden, obschon sie anscheinend jünger ist als die Gruppe A. Die Gruppe B ist sicher jünger als die zweite Faltungsphase, offenbar auch die Gruppe C 2.

Schliesslich möchte ich noch eine jüngste Gruppe von Brüchen ausscheiden, auf die man hie und da im Kieselkalk der Falte III stösst. Es sind dies meist steilstehende, annähernd quer zur Faltenachse streichende Klüfte mit ganz geringer Verschiebung, die sich oft ziemlich weit verfolgen lassen, da sie die Bildung von Bachrinnen begünstigten (z. B. Haldiwald nordöstlich Ober-
rickenbach). Zur Bildung derartiger Brüche muss man eine viel grössere Starrheit der Gebirgsmassen voraussetzen, als sie offenbar während der Bildung der älteren Brüche und während der Faltung bestanden hat.

Eigentümliche Verhältnisse beobachtet man an dem schon erwähnten (p. 117) westlichsten grossen Querbruch der Falte III (Haldi alp P. 1922, P. 1879, P. 1579). Einesteils fügt sich dieser Bruch

recht gut in die Gruppe C 2, andererseits aber hat es den Anschein, dass er von den Drusbergsschichten an abwärts nachträglich seitlich zusammengepresst worden ist (siehe Figur 19), was mit dem für die Gruppe C 2 angenommenen Alter schlecht in Einklang zu bringen ist. Eine eindeutige Beurteilung dieses Falles wird durch die starke Bedeckung mit Verwitterungsschutt noch ganz erheblich erschwert, so dass ich darauf verzichten muss, irgendwelche Schlüsse zu ziehen.

Vormittelleocaene Brüche, wie sie A. Buxtorf aus der Axendecke beschrieben hat (1918, 53, p. 664), konnte ich nicht nachweisen, es sei denn, dass das Lutétienkonglomerat von Rütönen bei Beckenried, wie A. Buxtorf vermutet (1918, 53, p. 663), mit einem solchen Bruch in Zusammenhang steht (vgl. hiezu p. 93).

Zum Schluss ist noch einmal zu konstatieren, dass es mir nicht möglich war, ein Schema zu finden, in das sich alle Brüche befriedigend einfügen lassen. Dies kommt wohl zum Teil daher, dass ältere Brüche in jüngeren Phasen wieder reaktiviert worden sind; die Überlieferung ist aber auch deshalb sehr mangelhaft, weil eigentlich der grösste Teil der drei Kreidefalten des Untersuchungsgebietes entweder zugedeckt oder abgewittert ist, so dass sich heute nur ein sehr willkürlicher Ausschnitt beobachten lässt, auf Grund dessen man leicht zu ganz falschen Schlussfolgerungen gelangen könnte.

5. Schiefer- und Flyschzone.

Amdenermergel, Stadschiefer und exotischer Flysch sind die Hauptelemente dieser Zone; im S kommen noch die Wangschichten dazu.

Im Ischenwald zwischen Beckenried und Emmetten (Profile 7, 8, 9) sind die Stadschiefer und Amdenermergel an ihrer Grenze miteinander verfaultet und verschuppt, so dass die Basisbank des

Eocaen vollständig in Linsen und Schuppen aufgelöst ist. Zwischen Schöneck und Rietli (westlich Emmetten) wird auch noch der Seewerkalk von der Schuppung erfasst (Profil 7).

Im Bleikiwald (Kohltal, Profile 8, 9) kommt der exotische Flysch dazu. Die Amdenermergel und die vielfach ausgequetschten Stadschiefer senden lange Zipfel in den exotischen Flysch; die Überschiebungsfläche zwischen der Drusbergteildecke und dem exotischen Flysch ist somit stark verfaltet, wie dies schon die Vierwaldstätterseekarte (28, aber nicht die Profile) zum Ausdruck bringt. Die Lutétienlinsen liegen an der Grenze zwischen Amdenermergel und Stadschiefer, nicht zwischen Stadschiefer und exotischem Flysch, wie man nach der Vierwaldstätterseekarte (28) und nach R. MÄRKY (1926, 23, Beilage I) annehmen müsste (was R. MÄRKY im Bleikiwald als Stadschiefer angibt, sind Amdenermergel). Ähnliche Verhältnisse wie im Bleikiwald trifft man auch im Lielibach oberhalb Beckenried (Profil 9) und im Rietlitobel am Westfuss des Buochserhorns.

Die Wangschichten transgredieren am Schwalmis bis auf die unteren Orbitolinabänke und machen dort deshalb die Unterkreidetektonik mit (Profil 9). In der Mulde II/III werden sie durch mächtige Amdenermergel von der Unterkreide getrennt, sind aber trotzdem im E (Urwängi-Heitliberg) noch in die Mulde eingefaltet, allerdings disharmonisch (Profile 5, 6, 7, 8, 9 und Tafel III); auch der exotische Flysch greift bei Wandeli (im Hintergrund des Kohltals) tief in die Mulde ein (Profil 8).

In der Gegend der Bühlalp, zwischen Heitliberg und Bärfallen, werden die Wangschichten, wo nicht noch etwas helvetisches Eocaen erhalten ist, direkt vom exotischen Flysch überlagert. Sie sind von vielen Brüchen, teilweise auch Überschiebungen durchsetzt; im zweiten Bachgraben östlich Rieteri beobachtet man, wie eine tiefe Mulde von exotischem Flysch in die Wangschichten eingreift (zwischen 1400 und 1450 m, Profil 11); damit beginnen sich einzelne Pakete von den Wangschichten loszulösen.

Westlich vom Bärfallenpass setzen die Wangschichten bald aus (Profil 12 a); bei Ahorn (Profil 12) liegt der exotische Flysch direkt auf der Brisibrecce (im Bach 200 m östlich P. 1348 und am Hügel 200 m südwestlich P. 1348). Die Wangschichten am Westfuss des Buochserhorns bei Niederbüren (von KNECHT 1925, 22, pl. XIII, irrtümlich als Amdenermergel angegeben) stammen offenbar von dieser oder einer analogen Stelle.

In der Gegend von Niederrickenbach (Höllwald, Waseneggli, Grunggis, Wandfluh, Kohlertobel) sind die Stadschiefer nur an tektonisch besonders geschützten Stellen erhalten (östlich Wandfluh, Profil 13); teilweise sind auch die Amdenermergel stark ausgedünnt (Kohlertobel, Profil 13) und vielleicht auch ganz weggeschürft (westlich Wandfluh, Profil 14), und nicht selten fehlt über dem Schrattenkalk der ganze Gault, auch wenn die Senonmergel noch erhalten sind (Höllwald, Profil 13; ? Grunggis-Hüttismatt, Profil 14).

6. Klippengruppe Buochserhorn-Musenalp-Klewenstock.

Da ich keine speziellen Studien in den Klippen anstellen konnte, stützen sich die folgenden Bemerkungen auf die Angaben in der Literatur. Unsere Profile (Profile 9, 10, 12, 13, 14) sind auf Grund der Angaben von A. TOBLER, H. KNECHT und R. MÄRKY konstruiert. Im einzelnen ist dazu Folgendes zu bemerken:

R. MÄRKY beschreibt eine Querfaltung in der Flyschunterlage der Klewenklippe (1926, 23, p. 43, Beilage III). Die Annahme einer Querfaltung passt jedoch schlecht zu den übrigen aus den Klippen der Zentralschweiz bekannten Erscheinungen. Im wesentlichen stützt sich R. MÄRKY hier auf seine Parallelisierung der einzelnen Teile der Klewenklippe, und die Querfaltung verschwindet, sobald man diese Parallelisierung abändert. Es scheint mir nun mit den bekannten Tatsachen durchaus vereinbar, die Synklinale am Stollen (Profil 9) mit der Synklinale im Kneiwald (Profil 10) zu verbinden; der Bachscheidossen wäre als die südliche Fortsetzung der normalen Serie im Kneiwald zu denken und der Klewenstock als ein höheres tektonisches Element zu betrachten, ganz im Sinne der Auffassung von A. TOBLER (Vierwaldstätterseekarte, 28, Profil 5). Es würde dadurch auch das Trias-Dogger-Vorkommen bei P. 1557 (Röten) ohne weiteres verständlich (vgl. R. MÄRKY 1926, 23, p. 49), und ganz allgemein würde unser Kneiwald-Klewen-Profil (Profil 10) den Übergang vom Faltenbau im Ostteil der Klewengruppe zum Schuppenbau der Musenalpgruppe erläutern.

In der Buochserhorn-Musenalp-Gruppe habe ich mich darauf beschränkt, auf den Profilen (Profile 12, 13, 14) nur soviel darzustellen, als aus den Kartierungen von A. TOBLER und H. KNECHT mit einiger Sicherheit entnommen werden kann, da Herr Dr. P. CHRIST (Basel), der zurzeit an der Revision der Buochserhorn-Musenalp-Klewenstock-Gruppe arbeitet, die Freundlichkeit hatte, mir mitzuteilen, dass nach seinen Untersuchungen der Bau des Buochserhorns wesentlich komplizierter ist, als man bis jetzt angenommen hat.

F. Quartaer.

1. Pleistocaene Talgletscher.

Das Untersuchungsgebiet wird im E (Urnersee) und im N (Gersauerbecken) vom Lauf des Reussgletschers eingefasst, der besonders in der Gegend von Seelisberg Moränenablagerungen hinterlassen hat. Im W hat der Engelberger Gletscher das Untersuchungsgebiet gestreift, doch ist an den Steilhängen oberhalb Wolfenschiessen nur wenig von seinen Spuren erhalten geblieben. Es wird deshalb im folgenden fast nur vom Reussgletscher die Rede sein.

Erratische Gesteine des Reussgletschers.

Als häufig sind zu nennen: Granit (Protogin), Gneis, Hochgebirgskalk (Malm), Altdorfersandstein, glimmerig-sandige Flyschschiefer; seltener: Echinodermenbreccie mit Dolomitbrocken (? Dogger oder Lias), Hauterivienechinodermenbreccie (Axendecke), unbestimmte mesozoische Gesteine von Kieselkalkhabitus, Taveyannazsandstein.

Ein Vorkommen bei Lätten südlich Seelisberg muss besonders erwähnt werden wegen der verschiedenen Deutungen, die es erfahren hat. Man sieht dort in der Wiese an einigen Stellen einen hellanwitternden, dichten, grauen, etwas schieferigen Kalk heraus schauen, den man für anstehend nehmen möchte; ein mehrere Meter tiefer Schacht bei dem Stall 80 m westlich P. 802 blieb nach den Aussagen der Anwohner in diesem Gestein. Da das Vorkommen im Kern der Mulde zwischen den Falten I und II liegt, hat es J. J. PANNEKOEK als Eocaen beschrieben (1905, **10**, p. 8 und Karte, **26**), während G. NIETHAMMER 1913 auf der Rigihochfluhkarte (**27**) an der Stelle Moräne angibt. Ein Fund von langgestreckten Belemniten beweist in Verbindung mit dem tektonisch stark beanspruchten Gestein, dass es sich um erratischen Malmkalk handelt (autochthon oder nordhelvetisch, vermutlich Schiltschichten).

Verteilung der erratischen Gesteine bei Seelisberg.

Die verschiedenen erratischen Blöcke sind bei Seelisberg ganz deutlich in Zonen angeordnet, wie dies teilweise schon L. RÜTIMEYER (1877, **4**, p. 102) und J. J. PANNEKOEK (1905, **10**, p. 9) beobachtet haben. Am Gehänge aufwärts lassen sich unterscheiden:

I. Zone: Granit (Protogin) und wenig Gneis. Obergrenze bei Mythen (südöstlich Treib) 640 m, Stockwald, dann einem undeutlichen Moränenwall (Mittelmoräne) folgend über Unter Aerlig-Volligen-Lehn P. 511.

II. Zone: Fast ausschliesslich Gneis, selten Granit, hie und da mesozoische Gesteine. Obergrenze: Boll bei Wyssig ca. 830 m, Beroldingen 860 m, Ostende des Seelisbergerseeli, undeutlicher Wall bei Frutt (westlich Sonnenberg) 925 m, Seelisberg-Kirchdorf 810 m, Frachig, Schwandli 740 m, Walchig 610 m.

III. Zone: Flyschsandsteine und Flyschschiefer, seltener Malmkalk. Südlich Seelisberg nicht von Zone V abtrennbar. Obergrenze: Egg (westlich Seelisberg) 1020 m, dann unterbrochen durch den Steilabsturz des Zingelberg, erscheint wieder bei Ebnet 710 m, Triglis, Steckenmatt, oberhalb Härggis 640 m.

IV. Zone: Gneis, hie und da mesozoische Gesteine. Einzelner Gneisblock bei Wichel (südöstlich Seelisbergerseeli) 1070 m; dann im Gebiet des Oberwald und Brennwald Südgrenze: südlich P. 1095 und 1102 (höchster Gneisblock 1101 m)¹⁾, nördlich von Oberschwand, Stützberg; dann hinüber an den Nordhang: Nördlich Haselholz 770 m, langsam abfallend gegen Schöneck 640 m, St. Antoniwald 600 m (nordwestlich P. 655), Obgasse 570 m.

¹⁾ Vgl. die von J. J. PANNEKOEK (1905, **10**, p. 9) angezeifelte Angabe von L. RÜTIMEYER (1877, **4**, p. 102).

V. Zone: Flyschsandsteine und Flyschschiefer, Malmkalk, Kreide der Axendecke. Vorder Bergli (nordwestlich Bauen), Malmmoräne 1050 m. In der Gegend Seelisberg-Emmetten Südgrenze: Seelisbergerseeli, Lauenen, Marchstein, Burch, Gruobli. Die Vierwaldstätterseekarte verzeichnet bei Auf der Weid (südlich Seelisbergerseeli) Reuss-Erraticum bis auf ca. 1260 m, an einer Stelle, die ich noch nicht besucht habe.

Die Verteilung der Blöcke in der Reihenfolge: Granit, Gneis, Flysch und Mesozoikum, entspricht der Verteilung der Gesteine im Einzugsgebiet des Reussgletschers. Man wird wohl kaum fehlgehen, wenn man in der Verteilung der Blöcke bei Seelisberg die Spuren von zwei verschiedenen Eisständen sieht, eines älteren höheren (Zonen IV und V) und eines tieferen jüngeren (Zonen I bis III). Der tiefere Eisstand dürfte mit der *Bühl*moräne zwischen den Nasen bei Vitznau korrespondieren. Der höhere Gletscher muss ebenfalls noch zum *Bühlstadium* gerechnet werden, da er bei Emmetten den *Bühl*gletscher des Kohltals ablenkt (vgl. unten, p. 122).

Spuren des Reussgletschers des Würmmaximums und der Risseiszeit, die auf der gegenüberliegenden Talseite am Gotthard (östlich Rigihochfluh) nach A. BUXTORF (1916, **19**, p. 49) bis auf 1370 m hinaufreichen, habe ich im Untersuchungsgebiet nicht gesehen. Ebenso wurden keine Moränen gefunden, die mit der Endmoräne zwischen Schwibogen und Kindlismord (östlich Gersau) korrespondieren würden; vielleicht liegen diese Moränen bei Treib noch unter dem Seespiegel.

2. Pleistocaene Lokalgletscher und Bergstürze.

Zur Zeit des maximalen Eisstandes lag das Untersuchungsgebiet, soweit es nicht dem Bereich der Talgletscher angehört, wohl überall über der Schneegrenze (ca. 1200—1300 m) und muss deshalb stark vergletschert gewesen sein. Deutliche Spuren haben jedoch nur die Rückzugsstadien der letzten Eiszeit hinterlassen, vor allem das *Gschnitzstadium*, zu dessen Zeit die Vergletscherung der Bauen-Brisen-Kette ungefähr der heutigen Vergletscherung der Urirotstockgruppe entsprochen hat.

Die Angaben über die Schneegrenzen und die Zuteilung zu den einzelnen Rückzugsstadien bei den unten zu besprechenden Lokalgletschern stützen sich auf folgende Grundlagen: Die Schneegrenze zu einer gegebenen Endmoräne kann man nach P. BECK (1926, **45**, p. 16) annähernd errechnen als mittlere Höhe des hydrographischen Einzugsgebiets. Die heutige Schneegrenze in der Bauen-Brisen-Kette ist nach den Angaben von J. JEGERLEHNER (1902, **80**, pl. V) bei ca. 2550 m anzunehmen; bei ausgesprochener Nordexposition etwa 50—100 m tiefer. A. PENCK gibt folgende Werte für die diluviale Absenkung der Schneegrenze: Würmmaximum 1200 m tiefer als heute, *Bühlstadium* 900 m, *Gschnitzstadium* 600 m, Daunstadium 300 m (**68**, p. 341).

Lokalgletscher des Nordhanges.

Am Nordhang des Hauptkammes reiht sich sozusagen ein Gletscherkar an das andere. Es sind dies von E nach W:

Urwängi: Endmoränen 1550 m, mittlere Höhe ca. 1750 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 700, *Gschnitz*.

Fernithal: Endmoränen bei 1650 m, mittlere Höhe 1800—1850, Absenkung der Schneegrenze ca. 650 m, *Gschnitz*.

Rigithal (Schwalmis): Undeutliche Endmoräne bei ca. 1450 m, mittlere Höhe ca. 1750 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 700 m, *Gschnitz*.

Mattalp: Endmoräne 1570 m, mittlere Höhe ca. 1800 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 700 m, *Gschnitz*.

Bühlalp: Schöne Gletscherzunge bei 1680 m, weiter unten treppenförmige Rundhöckerlandschaft, mittlere Höhe ca. 1900—1950 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 600 m, *Gschnitz*.

Morschfeld-Steinalp: Kare zwischen Schinberg und Elfer (Mittager), zwischen Elfer (Mittager) und Zwölfer und zwischen Zwölfer und Einer, Endmoränen in der Gegend von Brändlisboden-

Hüethütten ca. 1400—1450 m, mittlere Höhe ca. 1800 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 700 m, *Gschnitz*.

Brisen-Westhang: Endmoräne bei ca. 1970 m (zwischen P. 2008 und P. 2080), mittlere Höhe 2050—2100 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 400 m, *Dawn*.

Ferner sind zwei grössere Gletscher zu nennen:

Niederrickenbach: Einzugsgebiet Schinberg-Brisen-Haldigrat, unsichere Endmoränen bei Wandfluh (unterhalb Niederrickenbach) 850—900 m, mittlere Höhe ca. 1580 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 900 m, *Bühlstadium*.

Kohlthal: Die nach W gerichteten Endmoränen in Emmetten — Schulhaus und Kirche stehen auf einem der Wälle — stammen nach ihrer Zusammensetzung aus dem Kohlthal (Kreide vom Kieselkalk bis Wangschichten, seltener Assilinengrünsand und Klippenneocom). Mittlere Höhe des Einzugsgebiets ca. 1425 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 1025 m, *Bühlstadium*. Um die Stirn- und Seitenmoränen in Emmetten bilden zu können, musste der Gletscher nach seinem Austritt aus dem Kohlthal bei Sagendorf einen Winkel von mindestens 120° beschreiben und dann ein Gegengefälle von ca. 40 m überwinden. Normalerweise wäre der Gletscher bei Sagendorf nach NNE abgeflossen; in dieser Richtung findet man jedoch kein aus dem Kohlthal stammendes Material, sondern das Reusserratikum der Zone V. Es ergibt sich daraus, dass der *Bühl*gletscher des Kohltals durch den Reussgletscher der Zonen IV und V abgelenkt worden ist, der somit auch dem *Bühlstadium* angehört (vgl. oben p. 121).

Lokal- und Regionalgletscher im Gebiet von Isenthal.

Undeutliche Kare mit Moränenresten finden sich auf Vorder, Mittler und Hinter Bauberg; Vorder Bauberg: mittlere Höhe 1950 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 650 m, *Gschnitzstadium*. Südlich vom Schwalmis ist wohl der Kessel von Ober Bolgen und das weite, mit Wassertümpeln übersäte Becken zwischen Vorderjochli und Riesetestock der Eiswirkung zu verdanken. Vom Wildalpeli am Brisen floss ein Gletscher nach E und hat bei Pfaffen (Gitschenen), ca. 1720 m hoch, eine Endmoräne hinterlassen (auf der Vierwaldstätterseekarte, **28**, als Diphyoideskalk und Berrias-Valanginien-Mergel angegeben); mittlere Höhe 2050 m, Absenkung der Schneegrenze ca. 400 m, *Dawnstadium*. Weiter unten, bei Kneuwies-Eggen, folgt eine ausgedehnte Moränen- und Rundhöckerlandschaft (*Gschnitzstadium?*).

Das Grosstal ist ein ausgesprochenes Trogtal, dessen Gestalt jedoch unterhalb St. Jakob bis gegen Isenthal entstellt ist durch die gewaltigen Schutthalden des Bauberg, welche die Moränen fast restlos zugedeckt haben (Tafel II, Profile 5, 6, 7). Der Furkelenpass, 1224 m, vom Grosstal nach Bauen, hat, nach Moränenspuren mit Malmkalk zu schliessen, dem Gletscher des Grosstals zeitweise als Abfluss gedient.

Der Lokal- und Regionalgletscher von Oberrickenbach.

Kare sind am Südhang der Brisenkette im Einzugsgebiet des Seklisbaches nicht zu finden.

Der Talboden von Oberrickenbach ist bis hinaus zum Käpelistutz mit Moränen und Bachschutt aufgefüllt. In einigen Bachgräben oberhalb vom Käpelistutz kann man teilweise den etwas unregelmässig ausgeschliffenen Felsuntergrund des Taltrögs verfolgen.

Moränen mit Material aus der Axendecke (Kaiserstuhlkette) findet man auf der Nordseite des Tales oberhalb Schmidboden bis 1310 m. An charakteristischen Gesteinen sind zu nennen: Valanginienkalk, Hauterivien-Echinodermenbreccie, Sinuatabänke der Drusbergschichten, Nummulitenkalk, Pectinitenschiefer. Von Schmidboden folgt die Obergrenze der Axenmoränen einer undeutlichen Felsterrasse bis hinaus nach Wallibalm (1195 m) am Rand des Engelbergertals; der Gneis des Engelberger Gletschers reicht hier bis 860 m (ostnordöstlich P. 744). 2 km weiter talauswärts, bei Hütli, 1320 m, liegen wieder Oberrickenbacher Moränen mit Sinuatabänken der Drusbergschichten und Pectinitenschiefer, die wegen ihrer hohen Lage dem *Würmmaximum*, vielleicht sogar der *Riss-eiszeit* zugeschrieben werden müssen.

Diluviale Bergstürze.

Die meisten Bergstürze des Untersuchungsgebiets stehen mit dem Rückzug des Eises in Zusammenhang.

Bühlalp: Vom Schinberg ist eine Partie Schrattenkalk auf den *Gschnitzgletscher* gestürzt. Der Gletscher hat die Blöcke noch teilweise zu Wällen angeordnet, aber zu einem wesentlichen Transport hat seine Kraft nicht mehr ausgereicht.

Morschfeld: Infolge der rückwärtsgreifenden Erosion des *Gschnitzgletschers* zwischen Elfer (Mittager) und Zwölfer ist das geschwächte Verbindungsstück zwischen diesen beiden Schrattenkalktafeln, das bis zum Grat (P. 2219) hinaufreichte, nachgestürzt. Der Schutt liegt zwischen Morschfeld und Kreuzhütte (Tafel II, Profil 12 a), zur Hauptsache wohl auf den *Gschnitzmoränen*, aber untrennbar mit diesen verknüpft. Ein gewisses Alter des Bergsturzes ergibt sich auch daraus, dass die grössten Schrattenkalkblöcke von einem Mantel von Verwitterungsschutt umgeben sind und die kleineren zu Schuttpyramiden aufgelöst sind.

Steinalperwald: Ähnliche Vorgänge haben weiter westlich eine bedeutend grössere Schrattenkalkmasse ins Rutschen gebracht; offenbar wurde in der Gegend Alpboden-Wiegerts der Schrattenkalk so stark ausgeräumt (? durch den *Bühlgletscher*), dass die ganze Platte bis zum Haldigrat hinauf ihren Halt verloren hat und ein Stück weit abgesackt ist (Tafel II, Profil 13). Man sieht hier dieselben Verwitterungserscheinungen an den Schrattenkalkblöcken wie beim Bergsturz von Morschfeld. Jüngere Erosion des Buholzbachs hat dann an der Stirn dieser Sackung einen postglazialen Absturz ausgelöst (westlich Alpboden; Tafel II, Profil 12), der sich durch schöne konzentrische Blockwälle und unverwittertes Material von der alten Sackungsmasse sehr deutlich abhebt.

Fernthal: Der Absturz im knolligen Kieselkalk am Grat zwischen P. 2027 und P. 1999 steht offenbar mit der Erosion des *Gschnitzgletschers* in Zusammenhang.

Horlachen (Isenthal): Die grosse Bergsturzmasse bei Horlachen und Eggen (Tafel II, Profil 9) stammt von S, aus der Axendecke. Der Übergang von Grundmoräne in Bergsturzmateriel, die Verbreitung der Sturzblöcke längs den Moränenwällen und das hohe Aufsteigen der Blöcke am Nordhang sprechen dafür, dass der Bergsturz auf den Gletscher gestürzt ist, wahrscheinlich kurz vor dem Zurückschmelzen des Eises.

Die Beispiele für Bergstürze während der Rückzugsphasen der letzten Eiszeit liessen sich noch vermehren, doch ist der Zusammenhang mit den Moränen nicht immer so deutlich erkennbar. Jedenfalls scheint im Untersuchungsgebiet die Unterschneidung der Gehänge durch die Gletscher weitaus die häufigste Ursache für die heute noch erkennbaren Abstürze aller Dimensionen gewesen zu sein, die jeweils beim Rückzug des Eises erfolgt sind, als ihnen das Eis keinen Halt mehr bot (vgl. ALB. HEIM 1932, 69, p. 183, 185).

3. Holocaen.

Erosion: Nach dem Rückzug des Eises haben sich die Bäche in die Moränenmassen und ausgeschliffenen Talböden wieder eingeschnitten. So ist die Schlucht des Kohltalbachs oberhalb Sagen-dorf sicher und die Schlucht des Seklisbaches zwischen Wolfenschiessen Hinterdorf und dem Käpeli-stutz sowie die Schlucht des Isenthalerbaches zwischen Isleten und Isenthal sehr wahrscheinlich nach dem Rückzug der Gletscher entstanden.

Die Quelle beim Reservoir am Weg ins Kohltal tritt in der verkehrten Schichtserie aus, an der Grenze zwischen dem oberen Schrattenkalk und den oberen Orbitolinaschichten, 870 m hoch, gleich hoch wie die tiefsten Moränenspurten und in der Verlängerung des Talbodens im hinteren Teil des Kohltals. Unter normalen Bedingungen müsste die Quelle in der Schlucht austreten, in welche die Schichten steil hinunterstreichen. Ich kann mir den Quellaustritt an dieser Stelle nur so erklären, dass die Quelle schon vor dem Einschneiden der benachbarten tiefen Schlucht hier austrat und ihren einmal eingeschlagenen Weg beibehalten hat. Brüche, die den Quellaustritt an dieser Stelle motivieren könnten, fehlen vollständig (vgl. p. 112).

Epigenesen: Das komplizierte Entwässerungssystem zwischen der Niederbauenalp und der Oberbauenalp deckt sich teilweise sicher nicht mit dem System vor der letzten Vereisung. Die alten Bachgräben wurden teilweise mit Moränenmaterial aufgefüllt, und dann haben sich die Bäche,

von den Brüchen im Schrattenkalk am Rand des Kohltals ausgehend, erneut rückwärts eingeschnitten. In ähnlicher Weise hat sich der Bach zwischen Ahorn und Hüethütten (östlich Niederrickenbach), nachdem sein Bett durch Moränen zugeschüttet war, weiter nördlich einen neuen Weg gesucht, dessen geringes Alter durch den hohen Wasserfall 200 m ost-südöstlich Ahorn dokumentiert wird. Weiter unten, im Höllwald (südlich Niederrickenbach), wurde der Buholzbach durch den postglazialen Bergsturz von Alboden (p. 123) verschüttet und hat sich auf etwa 100 m Länge nördlich von der tieferen alten Rinne in den Schrattenkalk eingeschnitten (süd-südwestlich P. 1136).

Rezente Bergstürze: Die meisten heute noch sichtbaren Bergstürze des Untersuchungsgebiets sind beim Rückzug des Eises niedergegangen (siehe p. 123). ALB. HEIM (1932, **69**, p. 155/156) und J. J. PANNEKOEK (1905, **10**, p. 24/25) beschreiben einen mit Rutschungen kombinierten Absturz von Nünig oberhalb Schöneck westlich Emmetten (Mai 1885). Am Gireneck südlich Seelisberg stürzte am 8. Dezember 1769 eine Felspartie in den Urnersee (ALB. HEIM 1932, **69**, p. 69). Über den rezenten (postglazialen) Absturz westlich Alboden (Niederrickenbach) vgl. oben p. 123. Nach Alter und Entstehungsweise nicht sicher einzuordnen ist unter anderm die grosse Schuttmasse südöstlich oberhalb Emmetten-Sagendorf (Blätz-Rubi-Wollmig-Weiden-Bruders; Tafel II, Profil 6 a).

Seen: Die Seen des Untersuchungsgebiets sind genügend bekannt, dass ich mich darauf beschränken kann, neben einigen kurzen Bemerkungen die wichtigste Literatur anzugeben.

Vierwaldstättersee: Literatur: L. RÜTIMEYER 1877, **4**, p. 152—158; ALB. HEIM, Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees, Vierteljahrsschrift Natf. Ges. Zürich, Bd. XLV, p. 164—182, 1900; PENCK und BRÜCKNER, Alpen im Eiszeitalter, Bd. II, p. 537, 1909; A. BUXTORF 1916, **19**, p. 63—68; P. BECK 1926, **45**, p. 46—48, Figur 6.

Seelisbergerseeli: Nach M. LUGEON, A. BUXTORF und L. W. COLLET verdankt der See seine Entstehung im wesentlichen der Auslaugung des Schrattenkalks und ist somit als Doline zu betrachten. Dies scheint im Prinzip richtig, doch ist zu bemerken, dass sich das Becken den tektonischen Verhältnissen sehr gut anschmiegt, das heisst, dass jedenfalls keine sehr grossen Einstürze im Schrattenkalk stattgefunden haben. Die Abdichtung scheint neben der spärlichen Moränenauskleidung hauptsächlich durch die Gaultgesteine bewirkt zu werden. Wiederaustritt des Abflusses nach L. W. COLLET im Urnersee, ca. 200 m südlich vom Südende der Grashalde bei P. 471, Fels mit rotem Kreuz und Initialen C. K. und L. H. (Koordinaten nach den Angaben von A. BUXTORF ca. 687550/200950). Ein Versuch, das Becken zu stauen, blieb erfolglos. Literatur: L. RÜTIMEYER 1877, **4**, p. 98; J. J. PANNEKOEK 1905, **10**, p. 23/24; M. LUGEON et E. JÉRÉMINÉ 1911, **91**, p. 99—101; L. W. COLLET 1916, **57**, p. 58—60, pl. IX; A. BUXTORF 1916, **19**, p. 62 und p. 73/74.

Dürrensee: Sumpfwiese ca. 1½ km östlich Emmetten. Bei anhaltendem Regenwetter oder bei rascher Schneeschmelze wird gelegentlich die Strasse nach Seelisberg überschwemmt. Zufluss: Grundwasseraufstösse auf der Südseite; Abfluss: auf der Nordseite in den Schrattenkalk an zwei Stellen. Anlässlich einer Untersuchung, an der ich durch die Freundlichkeit von Herrn Dr. J. CADISCH (Basel) teilnehmen konnte, ergab es sich als wahrscheinlich, dass das Wasser in nordwestlicher Richtung im Schrattenkalk den Vierwaldstättersee erreicht; ein Färbungsversuch wurde nicht unternommen. Literatur: M. LUGEON et E. JÉRÉMINÉ 1911, **91**, p. 98; A. BUXTORF 1916, **19**, p. 62—63.

G. Zusammenfassung der Resultate.

Das untersuchte Gebiet umfasst die Drusbergteildecke (ehemalige mittlere helvetische Kreidekette) und den ihr unmittelbar aufliegenden exotischen Flysch, zwischen dem Urnersee (Tal der Reuss) und dem Tal der Engelberger Aa.

Schichtfolge der Drusbergteildecke.

Malm: Die tieferen Schichten des Malm wurden neu nachgewiesen. Die Gliederung des Malm ist ähnlich wie sonst im südhelvetischen Gebiet, mit starken Anklängen an die ultrahelvetische Fazies. An der Grenze zwischen den Schiltschiefern und dem unteren Quintnerkalk liegen Kalkbänke in der Fazies des Schiltkalks, die wahrscheinlich dem «calcaire concrétionné» gleichzustellen sind. Die Grenze zwischen dem unteren Quintnerkalk und dem Mergelband und damit das Niveau der Eisenerzschicht am Gonzen ist ins obere Kimmeridgien zu stellen. Im oberen Teil des oberen Quintnerkalks tritt *Calpionella* in grosser Zahl auf.

Untere Kreide. Berriasien und Valanginien: Die Zementsteinschichten führen massenhaft *Calpionella*, in ausgezeichneter Erhaltung. Auch noch in den «Mozenschiefern» (obere Zementsteinschichten) findet man immer *Calpionella*. Die Berrias-Valanginien-Mergel enthalten im mittleren Teil Mergelkalkbänke, die vielleicht den Öhrlikalk vertreten. Nur der untere Teil der bis dahin als Diphyoideskalk bezeichneten Schichten entspricht dem Valanginienkalk; über diesem unteren Teil folgt ein lithologisches Äquivalent der Gemsmätlischicht und dann Mergelschiefer, die den Schiefern der Kieselkalkbasis und den Criocerasschiefern gleichzusetzen sind.

Hauterivien: Der Kieselkalk lässt sich ausgezeichnet gliedern. In seinem oberen Drittel liegt eine Glaukonitbank mit Hauterivien-Cephalopoden, die mit der Sentisianusbank und den Schiffflschichten zu parallelisieren ist. Im helvetischen Gebiet gefundene Hauterivien-Cephalopoden sind, soweit sie nicht aus der Rahbergsschicht stammen, wahrscheinlich aus diesem Niveau her-zuleiten.

Barrémien: Die Altmannschichten lieferten eine reiche Ammonitenfauna des unteren Barrémien. An der Obergrenze der Drusbergsschichten wurde eine glaukonitführende Bank mit schlecht erhaltenen Fossilien entdeckt, die mit einem Vorkommen in der Alviergruppe zu parallelisieren ist. Der untere Schrattenkalk ist ausgebildet wie anderwärts.

Aptien: Die Orbitolinabänke sind im N kalkig entwickelt, nur im S, bei beginnender Vermergelung des Schrattenkalks, können sie sicher abgetrennt werden. Der obere Schrattenkalk ist ausgebildet wie anderwärts. Die oberen Orbitolinaschichten (Gibbsischichten) dürfen nicht dem oberen Schrattenkalk gleichgesetzt werden; sie sind wieder in das obere Aptien zu stellen; die namengebende *Rhynchonella gibbsi* wurde neu bestimmt als *Rhynchonella bertheloti* D'ORBIGNY, KILIAN. Der Fossilhorizont des Luitere Zug macht einen Fazieswechsel durch, der die Zusammensetzung der Fauna beeinflusst. Die anderwärts durchgeführte Unterteilung der Gruppe der glaukonitführenden Schiefer und Grünsandsteine ist nicht zu empfehlen; einzig die Brisibrecie lässt sich zuverlässig abgrenzen.

Mittlere Kreide. Die Streitfrage des Leitwertes der Ammoniten im Albien wurde auf einem neuen Wege geprüft mit dem Resultat, dass die Verhältnisse im helvetischen Albien übereinstimmend mit den ausseralpinen Gebieten gedeutet werden können. Neben diesem und anderen theoretischen Ergebnissen konnten auch manche Einzelheiten der Schichtfolge und der Sedimentationsverhältnisse aufgeklärt werden.

Albien: Zuunterst liegt ein auffallendes, durchgehendes Grenzniveau, die Basisbildungen. Es folgt ein steriler Gesteinskomplex, der Kalksandstein, der nur im N entwickelt ist. Die Concentricusschichten lieferten reiche Faunen, die als oberes Unterlabilien, als unteres und oberes Mittelalbien und unteres Oberalbien bestimmt werden konnten; die Bezeichnung Lochwaldschicht wird in Zukunft besser vermieden, da die im Lochwald gefundenen Fossilien höchstwahrscheinlich zum Teil aufgearbeitet sind. Die Knollenschichten nehmen im S bei reduzierter Mächtigkeit eine dem Seewerkalk ähnliche Fazies an; in dieser Fazies wurde ein Korallenstock gefunden; Knollenschichten in dieser Ausbildung können im Dünnschliff sicher von Seewerkalk unterschieden werden.

Cénomaniien-Turonien: Die Turrilitenschicht ist nicht deutlich entwickelt. Der Seewerkalk geht im S bei stark reduzierter Mächtigkeit in eine konglomeratische Fazies über, die durch Aufarbeitung auf einem submarinen Rücken erklärt werden kann.

Obere Kreide: Die Amdenermergel sind im untersuchten Gebiet nicht sicher in Leibodmergel und Leistmergel zu gliedern. Die Wangschichten transgredieren im S mit einem bis über 10° betragenden Diskordanzwinkel bis auf unterstes Aptien; sie enthalten manchmal Sandsteinbänke von flyschähnlichem Charakter.

Eocaen: Das Lutétien ist im S als Lithothamnienkalk ausgebildet, weiter im N als Assilinengrünsand und in der Gegend der Deckenstirn als Konglomerat. Darüber liegt eine durchgehend gleich ausgebildete Grünsandschicht (oberer Grünsand) vom Aussehen des Hakengrünsandes, die mit dem Nummulinengrünsand am Bürgenstock und wahrscheinlich auch mit dem Hakengrünsand des Einsiedlerflyschs zu parallelisieren ist. In ganz reduzierter Mächtigkeit folgen dann die Pectinitenschiefer und der Hohgantsandstein (beide «Auversien»), die bis jetzt in dieser Fazies nicht bekannt waren. Den Abschluss der Sedimentserie der Drusbergteildecke bilden die Stadschiefer.

Paläontologie der Drusbergteildecke.

Den **Ammonoidea** wurde besondere Aufmerksamkeit geschenkt. Grössere Ammonitenfaunen fanden sich im unteren Barrémien (Fauna mit *Holcodiscus caillaudianus* und *Barremites difficilis*), im oberen Gargasien (Fauna des Luitere Zug mit *Chelonicerias subnodosocostatum* und *Chelonicerias buxtorfi*), im mittleren Albien (Fauna mit *Hoplites escagnollensis* und *Anahoplites intermedius*) und im oberen Albien (Fauna mit *Hysterocherias varicosum* und *Mortonicerias pricei*).

Spezifisch bestimmbare **Foraminifera** wurden gefunden an der Barrémien-Aptien-Grenze (Fauna mit *Orbitolinopsis* und *Choffatella*), im Cénomaniien-Turonien (*Orbulinaria*), in der oberen Kreide (*Globotruncana*), im Lutétien (*Nummulites*, *Assilina*, *Discocyclina*) und im «Auversien» (*Discocyclina*, *Operculina*).

Calpionellaformen kommen vor im oberen Quintnerkalk (Portlandien), in den Zementsteinschichten (Berriasien) und in den «Mozenschiefern» (Berriasien). In dem tadellos erhaltenen Material aus den Zementsteinschichten lassen sich vier verschiedene Formen unterscheiden, die nachweisbar nicht durch Übergänge miteinander verbunden sind.

Ferner wurden spezifisch bestimmbare Fossilien aus folgenden Stämmen und Klassen gefunden: **Cephalopoda** im Kimmeridgien, Valanginien, Hauterivien, Barrémien, Aptien und Albien; **Gastropoda** im Aptien und Albien; **Lamellibranchiata** im Barrémien, Aptien, Albien und Eocaen; **Brachiopoda** im Argovien, Barrémien, Aptien, Albien und Cénomaniien-Turonien; **Vermes** im Maestrichtien (*Jerminella*) und Lutétien (*Rotularia*); **Echinoidea** im Barrémien, Aptien und Albien; **Anthozoa** im Aptien (*Cyclolites*) und Albien (*Trochocyathus*); **Algae** (*Salpingoporella*) im Barrémien und Aptien.

Paläogeographie der Drusbergteildecke.

Vom Albien an macht sich im südlichen Teil der Drusbergteildecke ein Rücken bemerkbar; dieser Rücken lässt sich nachweisen vom Albien bis Turonien, im Maestrichtien und im Lutétien. Möglicherweise ist auch das Lutétienkonglomerat von Rütönen durch einen Rücken an der Stirn der Drusbergteildecke zu erklären.

Praelutetiane Verwerfungen konnten nicht nachgewiesen werden.

Die Hypothese, dass im oberen Aptien und im Albien Faunenprovinzen bestanden hätten, lässt sich nicht halten.

Tektonik der Drusbergteildecke.

An der Basis der Drusbergteildecke liegt Malm als Deckenkern; der äusserst komplizierte Bau dieser Malmzone konnte einigermassen aufgeklärt werden.

Darüber ist die Kreide-Eocaen-Serie nach N vorgeschoben und bildet die drei vom Unersee bekannten grossen Falten, von N nach S: Seelisbergfalte (I), Niederbauenfalte (II) und Oberbauenfalte (III). Hauterivienkieselskalk, Drusbergschichten, Schrattenkalk und «Gault» sind das Grundgerippe der drei Falten; die tieferen Schichten (Berriasien und Valanginien) sind zum Teil zurückgeblieben und unter den Malm eingewalzt, die höheren Schichten (obere Kreide und Eocaen) sind mehr oder weniger nach N abgeschleppt.

Die komplizierten Verhältnisse an der Stirn der Niederbauenfalte (II) sind dahin zu deuten, dass eine durch Scheitelüberschiebung entstandene Schrattenkalkschuppe in einer späteren Phase durch die Falte II überfahren worden ist; bisher wurde diese durch das ganze untersuchte Gebiet verfolgbare Komplikation an den einzelnen sichtbaren Stellen von Fall zu Fall ganz verschieden gedeutet.

Es lassen sich mindestens drei verschiedene, zum Teil sicher verschieden alte Bruchsysteme unterscheiden; besonders zu erwähnen sind darunter ein diagonales Bruchsystem im Schrattenkalk als Begleiterscheinung der Faltung und grosse Streckungsbrüche, entstanden bei der Anpassung an die im N, gegen den Alpenrand zu, liegenden Massen.

In den Kreidefalten lassen sich zwei Faltungsphasen nachweisen, die sicher jünger sind als «Auversien». Das erste Anzeichen einer Faltung (submariner Rücken) wurde im Albien gefunden.

Exotischer Flysch.

Die exotischen Gesteine und die Leimernkalke mit *Globotruncana canaliculata* findet man immer nur an der Basis des Wildflysch. Der Wildflysch ist mit dem Eocaen und der oberen Kreide der Drusbergteildecke intensiv verfaltet. Die Linsen von Assilinengrünsand an der Basis des Wildflyschs sind alle helvetisch und stammen aus nächster Nähe.

Quartaer.

In den Moränen des Reussgletschers können bei Seelisberg nach der Verteilung der erratischen Gesteine zwei Eisstände unterschieden werden, die beide ins Bühlstadium zu stellen sind. Die Moränen der Lokalgletscher gehören den Rückzugsstadien der letzten Eiszeit an; auf Grund der Schneegrenzenberechnung werden die einzelnen Endmoränen den verschiedenen Rückzugsstadien zugeteilt. Die meisten Bergstürze sind beim Abschmelzen der Lokalgletscher niedergegangen.

Zyklische Sedimentation.

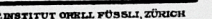
Die petrographische und paläontologische Untersuchung des Malm und der unteren und mittleren Kreide südlicher helvetischer Fazies zeigt, dass der zyklischen Gliederung dieser Sedimente eine viel grössere Bedeutung zukommt, als bis jetzt angenommen worden ist; denn nahezu alle feststellbaren Eigenschaften der Schichtserie sind dem Gesetz der zyklischen Gliederung unterworfen. Unter diesen Umständen muss sich die Stratigraphie die Gesetzmässigkeiten der zyklischen Gliederung zunutze machen. Es scheint dabei am zweckmässigsten, die untersuchte Serie in Emersionszyklen und Zyklengrenzen einzuteilen.

Eine Untersuchungsmethode, die sich auf die Korngrössen von Quarz und Glaukonit stützt, wurde zunächst in den Sedimentationszyklen der Unterkreide erprobt und dann auf die schwierigen

Verhältnisse des Albien angewendet. Es war auf diesem Wege möglich, genaueren Einblick in die Vorgänge der zyklischen Sedimentation zu erhalten. Die Senkung am Anfang eines Sedimentationszyklus scheint, entgegen der bisherigen Annahme, sehr langsam verlaufen zu sein. Mischungen verschiedenalteriger Faunen durch langsame Sedimentation einerseits und durch Aufarbeitung andererseits konnten auseinandergehalten werden.

Die zyklische Gliederung ist im helvetischen Gebiet im Malm auf Grund von Analogien deutlich zu erkennen; in der Unterkreide ist sie offensichtlich; in der Mittelkreide konnte sie nach Überwindung von Schwierigkeiten klargestellt werden; in der Oberkreide ist sie jedenfalls andeutungsweise vorhanden, und schliesslich im Eocaen spielt sie eine gewisse Rolle, deren Bedeutung noch genauer zu untersuchen ist.

SCHWALMIS-BRISEN FALTE III



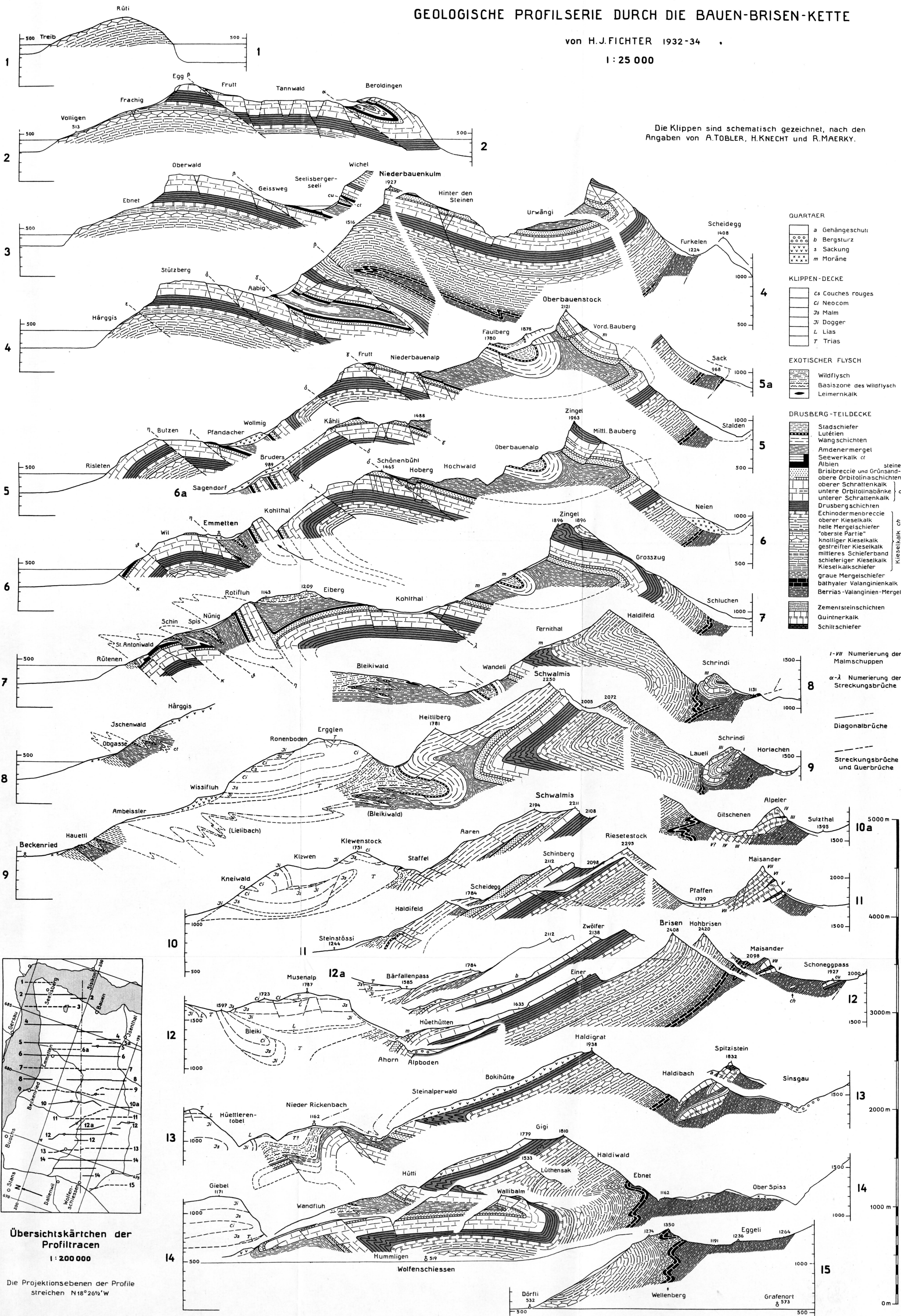
N

S

GEOLOGISCHE PROFILSERIE DURCH DIE BAUEN-BRISEN-KETTE

von H. J. FICHTER 1932-34

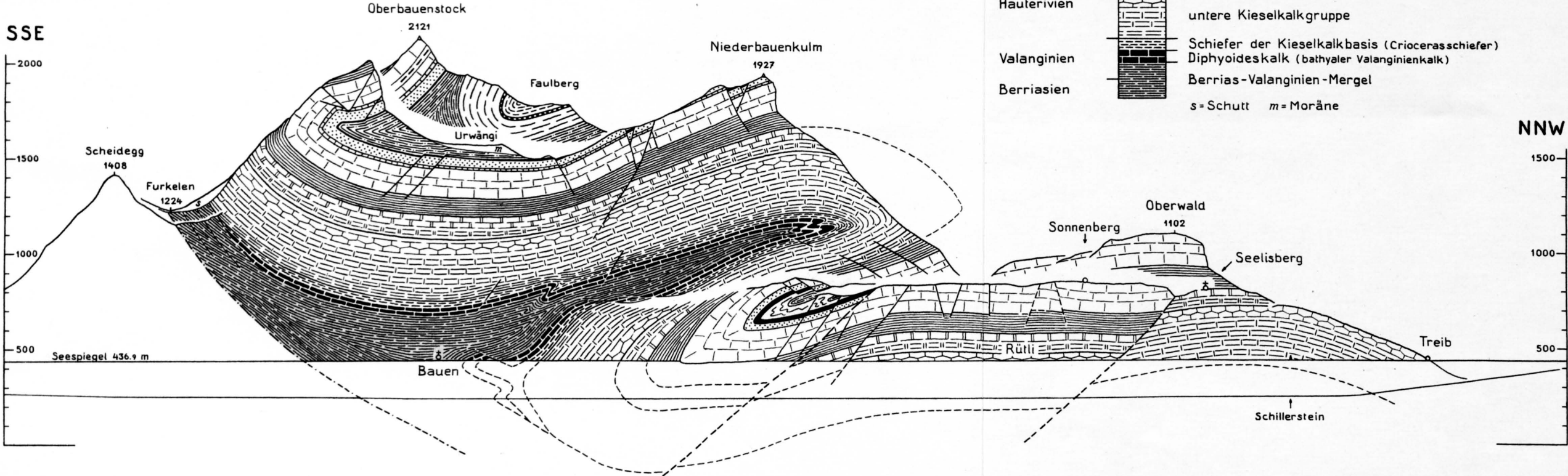
1 : 25 000



PROFILANSICHT DER DRUSBERG-TEILDECKE AM
WESTUFER DES URNERSEE

von H.J.Fichter 1933

1: 25 000



diagonales Bruchsystem, hauptsächlich im Schrattenkalk, streicht ungefähr ESE-WNW und SSW-NNE.

Streckungsbrüche, streichen ungefähr N30°E, SE-Flügel (links im Profil) tiefer und nach NE vorgeschoben.

Streichen der Faltenachsen N65°E.
Streichen der Projektionsebene N18½°W.