

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 54. Lieferung
III. Abteilung
Des ganzen Werkes 84. 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, 54^e livraison
III^e partie
84^e livraison de la collection entière

Geologische Beschreibung der **Blümlisalp-Gruppe**

Mit 10 Textfiguren und 1 Profiltafel
Vgl. dazu Spezialkarte Nr. 98: Blümlisalp-Gruppe 1:25,000

Von
Justus Krebs

(Ausgegeben im Oktober 1925)

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1925
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1925
Imprimé chez Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 6. Dezember 1924 legte Herr Justus Krebs das druckfertige Manuskript seiner Arbeit: «Stratigraphie der Blümlisalpgruppe» vor; diesem stratigraphischen Teil hat der Verfasser inzwischen einen zweiten, die Tektonik behandelnden Abschnitt beigelegt, so dass nun ein fertiger Erläuterungstext zur «Geologischen Karte der Blümlisalpgruppe» vorliegt, deren Drucklegung die Geologische Kommission schon am 12. Februar 1921 beschlossen hatte. Die genannte Karte, welche nach Norden ergänzt werden konnte durch Aufnahmen von H. ADRIAN, H. ALTHAUS und H. STAUFFER, wird im Laufe des Jahres 1925 als Spezialkarte Nr. 98 erscheinen.

Die Geologische Kommission beschloss am 18. April 1925 die Drucklegung und Aufnahme dieser «Geologischen Beschreibung der Blümlisalpgruppe» in die Serie ihrer «Beiträge», und zwar war ihr dies möglich, da sich der Verfasser bereit erklärte, die Druckkosten des stratigraphischen Textes vollständig zu übernehmen. Dafür sei dem Autor bestens gedankt.

Zur Erläuterung des Gebirgsbaues dient die beigelegte Tafel I «Geologische Profile durch die Blümlisalpgruppe».

Die gesammelten Belegstücke, Fossilien usw. befinden sich in der geologischen Sammlung des Naturhistorischen Museums in Basel.

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

Zürich, den 3. Juli 1925.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

Dr. **Alb. Heim**, a. Prof.

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

Vorwort des Verfassers.

Seit der Zeit, da B. STUDER (103) die Grundzüge des Baues der westlichen Schweizeralpen festgelegt hat und später v. FELLEBERG, BACHMANN, MÖESCH und ISCHER die geologische Karte dieses Gebietes in 1 : 100,000 erstellt haben, ist die Gebirgsgruppe Fisistöcke-Blümlisalp-Gspaltenhorn gelegentlich wieder in den Kreis geologischer Forschung einbezogen worden. Dies war zunächst der Fall, als es sich um die geologische Begutachtung des Lötschbergtunnels handelte, womit seinerzeit v. FELLEBERG, KISSLING und SCHARDT betraut worden waren (42). Die erste Untersuchung monographischer Art aber verdanken wir A. TROESCH, ED. GERBER und ED. HELGERS, welche das ganze Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee geologisch durchforscht haben.

Die vorliegenden Untersuchungen sind in gewisser Hinsicht direkt verknüpft mit dem Bau des Lötschbergtunnels. Es ist noch in aller Erinnerung, dass am 24. Juli 1908 ein katastrophaler Einbruch von Schlamm-, Sand- und Geschiebemengen aus der Quartär-Auffüllung des Gasterntales in den nördlichen Sohlstollen erfolgte, wodurch dessen Vortrieb zum Stillstand gebracht wurde. Es erhob sich für die Weiterführung des Baues die Frage, ob es möglich sein werde, den Tunnel in der bisherigen Richtung durch das Gasterntal zu führen, oder ob zu einer Umgehung des schutterfüllten Troges geschritten werden müsse.

Mit der Prüfung dieser Probleme, soweit sie sich auf die geologischen Verhältnisse bezogen, betraute die Tunnelbauunternehmung im August 1908 Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, der später die betreffenden Studien gemeinsam mit Herrn Prof. Dr. C. SCHMIDT fortsetzte und zu Ende führte.

Bei diesem Anlasse erstellte Prof. BUXTORF eine geologische Karte der Fisistockgruppe und des untersten Gasterntales und berücksichtigte dabei auch das Gebiet von Lötschenpass und Wildelsigen, sowie die Gegend des Stock am Gemmiweg. Über die Ergebnisse dieser Aufnahmen, die eine erwünschte Erweiterung fanden in gleichzeitigen Untersuchungen E. TRUNINGERS im hintersten Gasterntal und östlich des Lötschenpasses, liegt eine gemeinsame Arbeit von BUXTORF und TRUNINGER vor (29). Später hat jeder der Autoren weitere Beiträge geliefert (30, 64, 65, 119, 120), ausserdem hat Prof. SCHMIDT in kurzem Referate den Stand der damaligen Kenntnis zusammengefasst.

Die neuen und unerwarteten Gesichtspunkte, welche die Aufnahmen BUXTORFS und TRUNINGERS geliefert hatten — es sei erinnert an die neue Deutung der Kreidestratigraphie im Fisistockgebiet und an den Nachweis der Deckennatur von Doldenhorn und Blümlisalp — liessen für die ganze Blümlisalp-Gspaltenhornkette vom Kandertal weg bis gegen Mürren viel Neues und Interessantes erwarten, um so mehr, als gerade dieses Gebiet ein wichtiges Bindeglied darstellt zwischen den westlichen Schweizeralpen und den Gebirgen der Zentralschweiz.

So übernahm ich denn auf Anregung von Herrn Prof. BUXTORF diese Aufgabe. Die Sommermonate der Jahre 1917—1919 verwendete ich, soweit mich nicht Grenzbesetzungsdienst abhielt, zur Detailkartierung des Gebietes im Masstab 1 : 25,000 ¹⁾.

An dieser Stelle sei nicht versäumt, allen denen zu danken, die mir in irgendeiner Weise bei meiner Arbeit behilflich waren.

In erster Linie bin ich Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF verpflichtet für das grosse Interesse, das er meiner Arbeit stets entgegenbrachte. Er überliess mir seine Originalaufnahmen vom Fisistock und

¹⁾ Diese Karte, ergänzt durch Aufnahmen von H. Adrian, H. Althaus und H. Stauffer in den angrenzenden Gebieten, wird 1925 erscheinen unter dem Titel: «Geologische Karte der Blümlisalpgruppe, aufgenommen 1917—1919 von Justus Krebs, mit nördlichen Anschlüssen von Hans Adrian (Ärmighorn), Hans Althaus (Wild-Andrist) und Hans Stauffer (Schilthorn). Spezialkarte Nr. 98.» (Anmerkung während des Druckes.)

Gasterntal und unterstützte mich mit Rat und Tat sowohl auf Exkursionen im Felde als auch ganz besonders bei der Ausarbeitung der gewonnenen Resultate.

Des ferneren bin ich für Überlassung von Originalnotizen zu Dank verpflichtet den Herren Prof. C. SCHMIDT, Basel, A. TROESCH und Dr. H. ADRIAN, Bern.

Herr Prof. C. SCHMIDT gewährte mir Einblick in alle von ihm, Prof. BUXTORF und Prof. PREISWERK anlässlich des Lötschbergtunnelbaues verfassten Gutachten.

Herr Dr. A. TROESCH hatte nach Veröffentlichung seiner Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen noch weitere Untersuchungen im Fisistockgebiet angestellt, deren Ergebnisse er mir, begleitet von Belegmaterialien, in liberalster Weise zur Verfügung stellte.

Herr Dr. H. ADRIAN hatte im Anschluss an seine Studien im Bundstockgebiet noch orientierende Exkursionen in der Umgebung des Oeschinensees unternommen. Die betreffenden Materialien (Feldaufnahmen und zugehörige Notizen) wurden mir durch die freundliche Vermittlung von Herrn Prof. ARBENZ in Bern zugänglich.

Auch sonst bin ich Herrn Prof. Dr. P. ARBENZ für mannigfache Anregungen, die sich teils bei der Durchsicht und Besprechung der Sammlungen des geologischen Institutes der Universität Bern, teils auf gemeinsamen Exkursionen ergaben, sehr verpflichtet. Besonders wertvoll waren mir die Diskussionen über die siderolithischen Bildungen des Valangien.

Endlich gilt mein Dank auch den Herren Prof. L. W. COLLET, Genf; Dr. E. BAUMBERGER, Basel; Dr. ED. GERBER, Bern; FRANZ MÜLLER, Meiringen; Dr. H. STAUFFER und Dr. E. TRUNINGER, Bern, und überdies den Herren Apotheker F. ROSE in Kandersteg, J. BERNET in Bern, H. EGGENBERGER und E. TENGEL in Basel. Sie alle unterstützten mich, sei es durch Überlassung von Beobachtungsmaterial und Ratschläge wissenschaftlicher Art, sei es durch werktätige, treue Kameradschaft auf mancher schwierigen Tour in den herrlichen Bergen meines Untersuchungsgebietes oder aber durch ihre Gastfreundschaft.

Durch ihr überaus freundliches Entgegenkommen erleichterte mir auch die Direktion der Berner Oberland-Bahnen in Interlaken die Arbeit wesentlich.

Basel, im Oktober 1920.

Geologisch-paläontologische Anstalt der Universität.

Justus Krebs.

Bemerkung zum Vorwort des Verfassers.

Das Manuskript des Abschnittes «Stratigraphie» war schon im Oktober 1920 fertig abgeschlossen. Leider verzögerte sich aber die Drucklegung in unliebsamer Weise. Schon im Mai 1921 verreiste nämlich der Verfasser nach Südamerika. Damit fiel für ihn die Möglichkeit dahin, dem stratigraphischen Teil sofort eine schon 1920 begonnene und fast vollendete tektonische Beschreibung des Untersuchungsgebietes beifügen zu können; erst 1924/25 bot sich dem Verfasser Gelegenheit, den tektonischen Teil abzuschliessen, so dass nun Stratigraphie und Tektonik zusammen als «Geologische Beschreibung der Blümlisalpgruppe» dem Druck übergeben werden können.

Abgesehen von einigen unwesentlichen Kürzungen sind an dem von J. KREBS im Oktober 1920 verfassten Manuskript keine Änderungen vorgenommen worden. Immerhin hat die seither erschienene Literatur durch kurze Hinweise Berücksichtigung gefunden und ist auch im Literaturverzeichnis aufgeführt worden.

Basel, den 30. Juni 1925.

Prof. A. Buxtorf,

als Vorsteher der geologisch-paläontologischen Anstalt der Universität.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
Vorwort des Verfassers	III	IV. Kreide	29
Inhaltsverzeichnis	V	1. Berriasien	30
Literaturverzeichnis	VII	a) Oehrlikalk	30
Verzeichnis der Lokalnamen	XII	2. Valangien s. str.	31
I. Einleitung	1	a) Eisenschüssige Tonschiefer, Sand- steine usw.	31
1. Abgrenzung des Gebietes und geologische Übersicht	1	b) Schiefer	35
2. Historisches	2	c) Fossilführende Sandkalke und Echi- nodermenbreccien	35
3. Unveröffentlichte Beobachtungen von A. Troesch und H. Adrian	4	3. Hauterivien	36
II. Stratigraphie	5	V. Tertiär	38
A. Das kristalline Grundgebirge von Gastern- Lauterbrunnen	5	1. Eocän	38
B. Der autochthone Sedimentmantel des Gastern- massivs	6	a) Siderolithische Bildungen	38
I. Trias	6	b) Cerithienschiefer	41
1. Buntsandstein	7	c) Nummulitensandstein mit Basal- breccie und Lithothamnienkalk	43
2. Muschelkalk	7	d) Tertiäre Schiefer (Flysch)	45
Rötidolomit und Rauhwacke	7	2. Oligocän	46
3. Keuper	7	a) Taveyannazgesteine und oligocäne Flyschschiefer	46
a) Basalbreccie	8	Zusammenfassung der Stratigraphie der Dol- denhorndecke und Vergleich mit der autoch- thonen Serie	46
b) Equisetenschiefer und begleitende Sandsteine	8	Diskussion d. paläogeographischen Ergebnisse	48
c) Quartenschiefer	8	D. Der Kalkkeil der Jungfrau	50
4. Rhät	8	E. Die Diablerets-Gellihorndecke	51
II. Jura	10	1. Malm	51
1. Lias	10	a) Hochgebirgskalk	51
2. Dogger	10	b) Zementsteinschichten	52
a) Aalénien	10	2. Oligozän	52
b) Bajocien	11	a) Taveyannazgesteine	52
c) Bathonien und Callovien	11	F. Die Wildhorndecke	53
3. Malm	12	G. Die Wildflyschbildungen	53
a) Oxfordien	12	H. Zusammenstellung der Hauptresultate	55
b) Argovien	13	III. Tektonik	56
c) Sequanien-Kimmeridgien	14	A. Autochthoner Sedimentmantel des Gastern- massivs	57
d) Tithon	15	1. Zwischenbildungen	57
III. Kreide	15	a) Lauterbrunnental	57
IV. Tertiär	16	b) Gasterntal	59
1. Basisschichten (Kalkbreccie von Mürren)	16	2. Hochgebirgskalk s. l.	60
2. Obereocäne Schichten	18	3. Tertiär	60
Zusammenfassung der autochthonen Serie	19	B. Kalkkeil der Jungfrau	61
C. Die Doldenhorndecke	20	C. Doldenhorndecke	63
I. Kristalline Schiefer	20	1. Die südliche Gipfelreihe	63
II. Trias	20	a) Lias und Dogger	64
III. Jura	21	1. Der untere Gewölbezug (A 1)	64
1. Lias	21	2. Der mittlere Gewölbezug (A 2)	65
2. Dogger	22	3. Der obere Gewölbezug (A 3)	66
a) Aalénien	23	4. Der oberste Gewölbezug (A 4)	66
b) Bajocien	23	b) Malm	66
c) Bathonien und Callovien	24	c) Tithon	67
3. Malm	25	2. Die nördliche Gipfelreihe	67
a) Argovien	25	3. Allgemeine Bemerkungen über die Dolden- horndecke	71
b) Sequanien-Kimmeridgien	26	D. Diableretsdecke	72
c) Portland-Tithon	27	E. Wildhorndecke	74
		F. Wildflyschbildungen	74
		G. Zusammenfassung	75

Literaturverzeichnis.

I. Benutzte Literatur.

1. **Adrian, H.** Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 3, 1915.
2. **Arbenz, P.** Geologische Untersuchungen des Frohnalpstockgebietes. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 18. Liefg., 1905.
3. **Arbenz, P.** Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. IX, Nr. 4, 1907.
4. **Arbenz, P.** Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 24. Liefg., 1909.
5. **Arbenz, P.** Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. *Verh. d. Schweiz. Nat. Ges.*, Jahresversammlung 1911.
6. **Arbenz, P.** Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. *Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich*, 58. Jahrg., 1913.
7. **Arbenz, P.** Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Obwaldneralpen. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XII, Nr. 5, 1913.
8. **Arbenz, P.** Über den vermeintlichen Lias von Innertkirchen (Aalénien). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XII, Nr. 5, 1913.
9. **Arbenz, P.** Über ein Konglomerat aus dem Callovien der Urirotstockgruppe. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XII, Nr. 5, 1913.
10. **Arbenz, P.** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. «Heim-Festschrift». *Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich*, 64. Jahrg., 1919.
11. **Arbenz, P.**, und **Müller, F.** Über die Tektonik der Engelhörner und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Grindelwald und Engelberg. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, Nr. 1, 1920.
12. **Baltzer, A.** Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 20. Liefg., 1880.
13. **Baltzer, A.** Das Berner Oberland und Nachbargebiete, ein geologischer Führer. Berlin, Bornträger, 1906.
14. **Baltzer, A.** Erläuterungen zur geologischen Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee, von Ed. Gerber, Ed. Helgers und A. Troesch. In Kommission bei A. Francke, Bern 1907.
15. **Baltzer, A.** Zwei Querprofile durch Aarmassiv und Berner Oberland nach der Deckenhypothese. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. X, Nr. 1, 1908.
16. **Baumberger, E.** Über Facies und Transgressionen der untern Kreide am N-Rande der mediterrano-helvetischen Bucht im westlichen Jura. Wissenschaftliche Beilage zum Bericht der Töcherschule zu Basel, 1900—1901.
17. **Baumberger, E.** Die Eisenerze im Schweizerjura. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1907.
18. **Baumberger, E.**, **Heim, Arn.**, und **Buxtorf, A.** Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauterivien-Grenze. *Abh. d. Schweiz. paläont. Ges.*, Bd. 34, Nr. 2, 1907.
19. **Beck, P.** Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XI, Nr. 4, 1911.
20. **Beck, P.** Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XII, Nr. 1, 1912.
21. **Berner Alpenbahn-Gesellschaft (B. L. S.).** Schlussbericht an das eidgenössische Post- und Eisenbahndepartement über den Bau des Lötschbergtunnels der Berner Alpenbahn. 1906—1913. Bern; Selbstverlag der Gesellschaft, 1914.
22. **Bertrand et Golliet.** Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, tome 25, Paris 1897.

23. **Boussac, J.** Interprétation tectonique du Flysch dit autochtone de la Suisse centrale et orientale. *Comptes-rendus Acad. Sc. Paris*, mai 1910.
24. **Boussac, J.** Distribution des niveaux et des facies dans le Nummulitique dit autochtone de la Suisse orientale. *Comptes-rendus Acad. Sc. Paris*, mai 1910.
25. **Boussac, J.** Etudes paléontologiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. carte géol. France*, Paris 1911.
26. **Boussac, J.** Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. carte géol. France*, Paris 1912.
27. **Buxtorf, A.** Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. *Zeitschr. d. deutschen geol. Ges.*, 1908.
28. **Buxtorf, A.** Vorläufiges Gutachten über die geologischen Verhältnisse des untern Gasterntals und ihre Bedeutung für die Weiterführung des Lötschbergtunnelbaues, 1908 (Manuskript).
29. **Buxtorf, A., und Truninger, E.** Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. *Verh. d. Nat. Ges. Basel*. Bd. XX, 1909.
30. **Buxtorf, A.** Geologische Prognose für den nördlichen Teil des neuen Tracé des Lötschbergtunnels bis 8 km vom Nordportal, hierzu einige Bemerkungen über den bisherigen Befund. *Verh. d. Nat. Ges. Basel*, Bd. XXI, 1910.
31. **Buxtorf, A.** Über die tektonische Stellung der Schlieren- und der Niesenflyschmasse. *Verh. d. Nat. Ges. Basel*, Bd. XXIX, 1918.
32. **Collet, L. W.** Etude géologique de la chaîne Tour Sallière-Pic de Tanneverge. *Mat. p. la carte géol. Suisse*, nouv. série XIX, 1904.
33. **Collet, L. W.** Sur l'infravalangien du massif Dent du Midi-Pic de Tanneverge. *Arch. d. sc. phys. et nat.*, tome XXVIII, Genève 1909.
34. **Collet, L. W.** Les hautes Alpes calcaires entre Arve et Rhône. *Mém. Soc. phys. et d'hist. nat. Genève*, Vol. 36, 1910.
35. **Collet, L. W., Reinhard, M. et Paréjas, Ed.** Note préliminaire sur la géologie de la Jungfrau et le chevauchement du massif de l'Aar sur celui de Gastern. *Arch. d. sc. phys. et nat.*, 5^e période, vol. I, 1919.
36. **Collet, L. W., et Paréjas, Ed.** Le chapeau de sédimentaire des Aiguilles Rouges de Chamonix et le Trias du massif Aiguilles Rouges-Gastern. *Compte rendu Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, vol. 37, n^o 2, 1920.
37. **Douvillé, H.** Observations géologiques dans les environs d'Interlaken. *Bull. Soc. géol. France*, 3^e série, tome 28, 1900.
38. **Douvillé, H.** Les Ralligstöcke et le Gerihorn. *Bull. Soc. géol. France*, 4^e série, tome 3, 1903.
39. **Entreprise générale du chemin de fer des Alpes bernoises.** Rapport de la commission des experts désignés par «l'Entreprise générale d. c. f. d. a. b.» pour donner un avis sur la continuation des travaux du tunnel du Lœtschberg, Paris 1909 (Manuskript).
40. **Fellenberg, E. v.** Die Kalkkeile am N- und S-Rande des westlichen Teiles des Finsteraarhornmassivs. *Mitt. Nat. Ges. Bern*, 1881.
41. **Fellenberg, E. v.** Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassivs. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 21. Liefg., 1. Abt., 1893.
42. **Fellenberg, E. v., Kissling und Schardt, H.** Lötschberg- und Wildstrubeltunnel. Geologische Expertise. *Mitt. Nat. Ges.*, Bern 1900.
43. **Früh, J.** Zur Kenntnis der gesteinsbildenden Algen der Schweizeralpen mit besonderer Berücksichtigung des Säntisgebietes. *Abh. Schweiz. paläont. Ges.*, Vol. XVII, 1890.
44. **Gerber, Ed.** Vorläufige Mitteilung über das Eocän des Kientales. *Ecl. géol. Helv.*, Vol. VII, Nr. 4, 1902.
45. **Gerber, Ed.** Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. *Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwissenschaft.*, Bd. 40, Abh. 2, Zürich 1905.
46. **Gerber, Ed.** Über das Vorkommen von Rhät in den Zwischenbildungen des Lauterbrunnentals. *Mitt. Nat. Ges. Bern*, 1907.
47. **Gerber, Ed.** Über Facies und Deckenbildung zwischen Kiental und Lauterbrunnental. *Mitt. Nat. Ges. Bern*, 1909.
48. **Gerber, Ed.** Die Standfluhgruppe, ein wurzelloses Schollengebirge. *Ecl. géol. Helv.*, Vol. XI, Nr. 3, 1910.
49. **Gerber, Ed.** Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachsellaunen im Lauterbrunnental. *Ecl. géol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 3, 1915.
50. **Groll.** Der Öschinensee im Berner Oberland. *Jahresber. d. Berner geogr. Ges.* XIX, 1905.
51. **Gurtner, O.** Die Gspaltenhorngruppe. *Jahrbuch d. Schweizer Alpenklub*, LIII. Jahrg., 1918. Bern 1919.
52. **Dela Harpe, P.** Note sur la géologie des environs de Louèche-les-Bains. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, Vol. 15, 1878.

53. **Heim, Alb.** Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaziale Übertiefung des Gasterntales? *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*, Bd. 53, 1908.
54. **Heim, Alb.** Der Bau der Schweizeralpen. *Neujahrsbl. d. Nat. Ges. Zürich*, 1908.
55. **Heim, Alb.** Geologie der Schweiz. Leipzig, Herm. Tauchnitz, 1919—1920.
56. **Heim, Arn.** Gliederung und Facies der Berrias-Valangiensedimente in den helvetischen Alpen. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*, Bd. 52, 1907.
57. **Heim, Arn.** Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abh. d. Schweiz. paläont. Ges.*, Bd. XXXV, 1908.
58. **Heim, Arn.** Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 24. Liefg., 1910.
59. **Heim, Arn.** Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. 1.—4. Teil. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 20. Liefg., 1910—1917.
60. **Heim, Arn.** Das Valangien von St. Maurice und Umgebung, verglichen mit demjenigen der Ostschweiz. *Vierteljahrsschr. Nat. Ges. Zürich*, Jahrg. 62, 1917.
61. **Helgers, Ed.** Beiträge zur Geologie der westlichen Gehänge des Lauterbrunnentales. Inaug.-Diss. Bern, K. J. Wyss, Bern 1909.
62. **Helgers, Ed.** Einige Bemerkungen zur Tektonik der Berner Kalkalpen. *Geol. Rundschau*, Bd. 4, Heft 1, 1913.
63. **Hugi, E.** Vorläufige Mitteilungen über Untersuchungen in der nördlichen Gneiszone des zentralen Aarmassivs. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. IX, Nr. 4, 1907.
64. **Hugi, E. und Truninger, E.** Die geologischen Verhältnisse des Umgehungsstracés des Lötschbergtunnels, Bern 1909.
65. **Hugi, E. und Truninger, E.** Geologisches Längsprofil des Lötschbergtunnels. Bericht der Berner Alpenbahngesellschaft über den Bau des Lötschbergtunnels, 1914.
66. **Hugi, E.** Kontaktschollen im Gneis des obern Lauterbrunnentals. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XIII, Nr. 3, 1915.
67. **Hugi, E.** Zur Petrographie und Mineralogie des Aarmassivs. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XV, Nr. 4, 1920.
68. **Keller, W. A.** Die autochthone Kreide am Bifertenstock und Selbsanft. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 42. Liefg., 1912.
69. **Kilian, W.** Description géologique de la montagne de Lure (Basses Alpes). Thèse présentée à la Faculté des Sciences de Paris, etc., 1888.
70. **Kilian, W.** La montagne de Lure. Livret guide publié par le comité d'organisation du VIII^e Congrès géologique internationale, Paris 1900.
71. **Kilian, W., und Termier.** Note explicative de la feuille de Grenoble (2^e édition) de la carte géologique détaillée de la France. Grenoble, imprimerie générale 1909.
72. **Königsberger, J.** Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner-massiv. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. X, Nr. 6, 1909.
73. **de Loys, F.** Le décollement des terrains autochthones au col d'Emaney et au col du Jorat (massif de la Tour Salrière-Dent du Midi). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XV, Nr. 2, 1918.
74. **Lugeon, M.** Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. de France*, tome I, 4^e série, 1901.
75. **Lugeon, M.** Deuxième communication préliminaire sur la géologie de la région comprise entre le Sanetsch et la Kander. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. VII, Nr. 4, 1905.
76. **Lugeon, M., et Jérémie, E.** Les bassins fermés des Alpes suisses. *Bull. de l'Université de Lausanne*, 1911.
77. **Lugeon, M.** Les sources thermales de Loèche-les-Bains. *Mat. p. la carte géol. Suisse*, nouv. série 38, 1912.
78. **Lugeon, M.** Les hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (explication de la carte spéciale n° 60). *Mat. p. la carte géol. Suisse*, nouv. série, livraison 30, fascicules I—III, 1914—1919.
79. **Lugeon, M.** Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. *Ecl. geol. Helv.*, vol. XIV, n° 2, 1916.
80. **Morgenthaler, H.** Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Aarmassiv. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, Nr. 1, 1920.
81. **Morgenthaler, H.** Petrographisch-tektonische Untersuchungen am N-Rand des Aarmassivs. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, Nr. 2, 1921.
82. **Moesch, C.** Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge des nordwestlichen Kartengebietes von Blatt XVIII, umfassend die Kienteralpen usw. *Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, 21. Liefg., Abt. 2, 1893.

83. **Moesch, C.** Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen dem Reuss- und Kiental. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, 24. Liefg., Abt. 3, 1894.
84. **Moesch, C.** Geologischer Führer durch die Alpen. Pässe und Täler der Zentralschweiz. Zürich 1894 und 1897.
85. **Paréjas, Ed.** La géologie du Synclinal de Chamonix. Influence de la forme du rebord hercynien des Aiguilles Rouges-Arpille sur la tectonique du synclinal de Chamonix. *Compte rendu des séances de la Soc. de phys. et d'hist. nat. de Genève*, vol. 38, 1921.
86. **Penk und Brückner.** Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901.
87. **Van der Ploeg, P.** Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XII, Nr. 2, 1913.
88. **Renevier, E.** Monographie des Hautes-Alpes vaudoises. *Mat. p. la carte géol. Suisse*, livraison 16, 1890.
89. **Rothenbach, J. E.** Geologische Studien im Gebiete des Trümmletentales. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern* aus dem Jahre 1874/75.
90. **Salomon, W.** Der Einbruch des Lötschbergtunnels. *Verh. d. Nat. mediz. Vereins Heidelberg*, 1909.
91. **Schardt, H.** Géologie de la Suisse. Article extrait de «la Suisse», Neuchâtel. *Publ. d. Dict. géogr. de la Suisse*, 1908.
92. **Schardt, H.** Coup d'œil sur la géologie et la tectonique des Alpes du canton de Valais. *Bull. Soc. Murithienne d. sc. nat. du Valais*, XXXV, Sion 1908.
93. **Schmidt, C.** Über den sogenannten Taveyannazsandstein. *Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, II, 1888, Stuttgart, 1888.
94. **Schmidt, C.** Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. IX, Nr. 4, 1907.
95. **Schmidt, C.** Bild und Bau der Schweizeralpen. Basel 1907.
96. **Schmidt, C.** Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse, 1:500,000. *Matériaux pour la Géologie de la Suisse publiés par la Comm. géotechnique*, etc., Berne, A. Francke, 1920.
97. **Seeber, H.** Beitrag zur Geologie der Faulhorngruppe (westlicher Teil) und Männlichengruppe. Inaug.-Diss., Bern 1911.
98. **Staub, W.** Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., 32. Liefg., 1911.
99. **Staub, W.** Beobachtungen am Ostende des Erstfeldermassivs. *Geol. Rundschau*, Bd. III, 1912.
100. **Staub, R.** Über das Längsprofil Graubündens. «Heim-Festschrift». *Vierteljahrsschr. d. Nat. Ges. Zürich*, 64. Jahrg., 1914.
101. **Staub, R.** Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, Nr. 1, 1920.
102. **Stauffer, H.** Geologische Untersuchung der Schilthorngruppe im Berner Oberland. Inaug.-Diss., Bern 1919. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1920.
103. **Studer, Bernh.** Geologie der westlichen Schweizeralpen. Ein Versuch, 1834.
104. **Studer, Bernh.** Geologie der Schweiz. 1851.
105. **Studer, Bernh.** Zur Kenntnis der Kalkgebirge von Lauterbrunnen und Grindelwald. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1859.
106. **Studer, Bernh.** Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz, 1872.
107. **Stutz, U.** Über den Lias der sogenannten Kontaktzone in den Alpen der Urschweiz. *Neues Jahrb. f. Mineralogie*, Bd. II, 1884.
108. **Swiderski, B.** Sur les faciès de la couverture sédimentaire de la partie occidentale du massif de l'Aar. *Procès verbaux de la Soc. vaud. d. sc. nat.*, XII, 1917.
109. **Swiderski, B.** La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. *Mat. p. la carte géol. Suisse*, livraison XLVII, 1^{re} partie, 1919.
110. **Tobler, A.** Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am N-Rand des Aarmassivs. *Verh. d. Nat. Ges. Basel*, Bd. XII, 1897.
111. **Tobler, A.** Die Berriasschichten an der Axenstrasse. *Verh. d. Nat. Ges. Basel*, 1897.
112. **Tobler, A.** Über die Faziesunterschiede der untern Kreide in den nördlichen Schweizeralpen. *Neues Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Paläont.*, 1899, Bd. II.

113. **Tobler, A.**, und **Buxtorf, A.** Bericht über die Exkursionen der *Schweiz. Geol. Ges.* in die Klippenregion am Vierwaldstättersee. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. IX, Nr. 1, 1905.
114. **de Tribolet, M.** Sur le grès de Tavgliannaz du Kiental dans les Alpes bernoises. *Bull. Soc. géol. de France*, 3^e série, tome 3, 1875.
115. **Troesch, A.** Einige Korrekturen der geologischen Karte im Gebiete zwischen Kiental und Kandertal. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1903.
116. **Troesch, A.** Die Berriasstufe im Gebiete der Blümlisalp. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1905.
117. **Troesch, A.** Die Cerithienschichten am Hohtürli. *Mitt. d. Nat. Ges. Bern*, 1906.
118. **Troesch, A.** Beiträge zur Geologie der westlichen Kientaleralpen (Blümlisalpgruppe). Inaug.-Diss. Universität Bern. *Ecl. geol. Helv.*, Vol. X, Nr. 1, 1908.
119. **Truninger, E.** Kontaktmetamorphe Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs (Gasternmassiv). *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XI, Nr. 4, 1911.
120. **Truninger, E.** Geologisch-petrographische Studien am Gasternmassiv. Inaug.-Diss. Bern, 1911.
121. **Turnau, V.** Beiträge zur Geologie der Berneralpen. 1. Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. 2. Neue Beobachtungen am Gastern-Lakkolith. *Mitt. Nat. Ges. Bern*, 1906.

II. Geologische Karten.

(Publikation der Schweizerischen Geologischen Kommission.)

a) Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100,000.

1. *Kaufmann, Baltzer, Moesch*: Blatt XIII, Interlaken-Stans.
2. *Ischer, Favre, Renevier, Gerlach*: Blatt XVII, Vevey—Sion.
3. *Fellenberg, Bachmann, Moesch, Gerlach*: Blatt XVIII, Brig-Airolo.

b) Spezialkarten, 1 : 50,000.

4. *Gerber, Helgers und Troesch*: Geologische Karte der Gebirge zwischen Lauterbrunnental, Kandertal und Thunersee. Spezialkarte Nr. 43 a mit Profiltafel Nr. 43 b, 1907.
5. *Lugeon, M.*: Carte géologique des Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Carte spéciale n° 60, 1910.

III. Topographische Karten.

a) Topographische Karte der Schweiz, 1 : 100,000.

Blatt XIII: Interlaken-Stans.
Blatt XVII: Vevey-Sion.
Blatt XVIII: Brig-Airolo.

b) Topographischer Atlas der Schweiz (Siegfried Atlas), 1 : 50,000.

Blatt 395: Lauterbrunnen.
Blatt 463: Adelboden.
Blatt 473: Gemmi.
Blatt 488: Blümlisalp.
Blatt 492: Kippel.
Überdruckkarten: Lötschberggebiet (früher Gemmi-Blümlisalp).

Verzeichnis der auf der Siegfriedkarte nicht angegebenen, im Text vorkommenden Lokalnamen.

Vgl. die im Literaturverzeichnis angegebenen Topographischen Karten.

Für die genaue Nomenklatur der Gspaltenhorngruppe und des Sefinentales siehe O. GURTNER (51).

Blümlisalpattel: Sattel zwischen Blümlisalphorn und Blümlisalprothorn.

Boganggenhorn: P. 2446 südwestlich Boganggen; auf der Karte nur als «Horn» bezeichnet.

Brünnlital: Tal zwischen P. 2949 und P. 2790 am Fisistock mit Ausgang auf die Fisialp.

Ellstab: Das beinahe horizontale Gratstück südwestlich des Spitzhorns über dem Ober-Steinberg. Die Benennung von P. 2826 mit «Ellstab» ist nach Aussagen der Einheimischen unrichtig; der betreffende Punkt heisst «Tschingelfluh».

Erzplatz: Hütte zirka 200 m südlich «Rüti» bei Stechelberg im Lauterbrunnental.

Fisistock, Äusser: P. 2790; *Fisistock, Inner*: P. 2949.

Gabelbach: Entspringt in der «Gabel» südwestlich des Kl. Doldenhorns und mündet südlich des Inner-Fisistocks in die Kander.

Gamchischlucht: Schlucht nordwestlich «Gamchi», von «Hübeln» bis zum «Bundsteg» reichend.

Guggas: Die Wand zwischen «Gabel» und «Dolden», im SW-Fuss des Doldenhorns.

Grundbalm: Zirka 250 m nordwestlich der Hütten von «Thal» im mittleren Sefinental, zirka 1500 m ü. M.

Hirtleni: Auffällige, turmförmige Felsfiguren im Grat von der Büttlassenlücke zu P. 3197.

Hirtlenigletscher: Streicht von der Büttlassenlücke in nördlicher Richtung in die Büttlassen-Ostwand hinaus.

Jägerbalm: Balm zirka 500 m nordöstlich des Zungenendes des Hirtlenigletschers auf etwa 2600 m ü. M. in der Wand östlich P. 3052.

Jägerdossen: Umgebung von P. 2158 im W-Grat des Fisistocks.

Jegenen: Unterste Felspartie (zirka 200 m) der Büttlassen-Ostwand; direkt östlich P. 3052. Vom Quellbach der Sefinenlutschine durchlaufen.

Leitergrat: Auffällige, gezackte Partie ungefähr in der Mitte des Gspaltenhorn-N-Grates.

Löcher: die, oder «in den Löchern»: Felswände in der Umgebung des nordwestlichen Zungenendes des Kanderfirns, talauswärts bis zu dem Felsecouloir südlich des Fründenjochs reichend.

Löchergraben, Äusser und Inner: Die beiden ausgesprochenen Felsecouloirs «in den Löchern».

Lötschentalerrothörner: auch nur Rothörner: Gipfelgruppe südlich des Balmhorns, umfassend Ferden-, Faldum- und Restirothorn; Torrenthorn und Majinghorn.

Nasse Platten: Plattige Passage in der Westwand des Zahnes südlich der Sefinenfurgge.

Nasser Tritt: Felstreppe im Weg vom Gamchi zur Gspaltenhornhütte zirka 500 m südöstlich P. 1674.

Rossboden: Alpweide südöstlich Ober-Öschinen, westlich der linksseitigen Moräne des Blümlisalpgletschers.

Im Rücken- und Rückengraben: Schafweide und Bachrunse südlich des Fründenjochs im Nordhang des hintersten Gasterntales. Auf der Karte liegt die Runse westlich des nordwestlichen Zungenendes des Kanderfirns.

Schafschnur, untere: Scharf ausgeprägtes Grasband in halber Höhe der Lästerfluh, mit Weglein von Ober-Öschinen südwärts in die «Fründen».

Schafschnur, obere: Grasband an der scharfen W-Ecke des Blümlisalprothorns, auf zirka 2250 m, über den Felsen der Lästerfluh.

Schluchgraben: Flacher Graben südwestlich des Spitzhorns und westlich der Abzweigung des Weges über Amerten-Alp vom Weg nach Ober-Steinberg.

Sefinenflühe: Die Felswände südlich des Brünli bis gegen Ozen im Sefinental.

Sefinenhorn: Zweiter Gipfel nordöstlich von P. 3052 im NE-Grat der Büttlassen.

Sefinenschlucht: Ausgang des Sefinentales bei Stechelberg.

I. Einleitung.

1. Abgrenzung des Gebietes und geologische Übersicht.

Das Untersuchungsgebiet der vorliegenden Arbeit umfasst in der Hauptsache den schon orographisch gut hervortretenden Gebirgszug der Doldenhorn-, Blümlisalp-, Gspaltenhorngruppe im Berner Oberland. Es ist im E begrenzt durch das Lauterbrunnental und findet im S seinen natürlichen Abschluss durch Weisse Lütschine-Tschingelgletscher-Kanderfirn und den Grat vom Birghorn über Sack- und Hockenhorn zum Lötschenpass. Die SW- und W-Grenze bilden Lötschengletscher, Leitibach und Kander. Nach N ist die Grenze gegeben durch die Linie Kandersteg-Öschinenbach-Öschinenholz und von dort nördlich des Sees über Ober-Öschinen und Schafläger zum Schwarzhorn und Hohtürli. Von der Hohtürlihütte des S. A. C. verläuft sie längs dem orographisch deutlich hervortretenden Felsband bis nach Hübeln, steigt von hier in gerader Linie zur Sefinenfurgge an, folgt sodann dem Tal bis Boganggen und geht über Wasenegg und Gummelen zum Mürrenbach und diesem entlang zur Weissen Lütschine.

Das derart umschriebene Gebiet gelangt zur Darstellung auf der Überdruckkarte «Lötschberggebiet» (früher Gemmi-Blümlisalp), welche die Blätter 367 (Frutigen), 395 (Lauterbrunnen), 463 (Adelboden), 473 (Gemmipass), 488 (Blümlisalp) und 492 (Kippel) des topographischen Atlases der Schweiz (Siegfriedatlas), alle in 1 : 50,000, umfasst.

Seiner Geologie nach liegt das Gebiet am NW-Rand des Aarmassivs, und zwar da, wo sein kristalliner Kern westwärts unter den Ketten der Kalkalpen verschwindet.

Der Gneisgranit des Lauterbrunnentales und der Granitbatholith von Gastern reichen noch in das Untersuchungsgebiet hinein.

Am Aufbau der Kalkalpen beteiligt sich in untergeordnetem Masse der zum Massiv gehörende autochthone Sedimentmantel (Lauterbrunnental); wo derselbe fast fehlt, wie z. B. in Gastern, ruhen dem kristallinen Kern sofort die überschobenen Sedimente der helvetischen Decken auf. Unter diesen letzteren besitzt im Untersuchungsgebiet die Doldenhorndecke die grösste Bedeutung; sie zeigt in äusserst klarer Weise den Charakter einer parautochthonen Deckfalte und ist als wiederauf-tauchende Dent de Moreles-Decke zu bezeichnen. Mehr nur als dünne Lamelle lässt sich im Hangenden der Doldenhorndecke das Äquivalent der Diableretsdecke nachweisen. Endlich ist vom N-Rand des Gebietes noch die Wildhorndecke zu erwähnen, die ihre Hauptentwicklung erst weiter im Nordwesten besitzt.

Der Hauptanteil am Aufbau der untersuchten Gebirgsgruppe fällt auf die Doldenhorndecke. Ihre jurassischen Sedimente bilden die Reihe der südlichen Gipfel der Blümlisalpkette, die in jähren Wänden zum Kander- und Tschingelfirn abfallen. Von W nach E folgen sich Dolden-, Fründen- und Blümlisalphorn, Weisse Frau, Morgen- und Gspaltenhorn, Tschingelspitz und Tschingelgrat. Eine deutlich ausgeprägte Zone von Sattellücken trennt eine zweite, nördlichere Gipfelreihe von der bereits erwähnten. Sie umfasst Äusser- und Inner-Fisistock, Blümlisalpstock, Wilde Frau, Büttlassen, Boganggenhorn und Brünli; an ihrem Aufbau sind fast ausschliesslich Kreide und Tertiär beteiligt.

Die nördlich anschliessenden Teile des Gebietes endlich werden fast nur noch gebildet von den Sedimenten der Diablerets- und Wildhorndecke.

2. Historisches.

Seit den Zeiten BERNHARD STUDERS sind die Gebirge zwischen Lauterbrunnen- und Kandertal Gegenstand zahlreicher Untersuchungen gewesen, doch wurden dabei die südlichen Ketten nur wenig beachtet.

H. ADRIAN (1) gibt eine sehr eingehende Zusammenstellung der Resultate früherer Beobachter, so dass an dieser Stelle nur die wichtigsten Arbeiten, die sich speziell auf die Blümlisalpette beziehen, kurz genannt sein sollen.

B. STUDER (103) erwähnt vom Tanzboden im Lauterbrunnental schon 1834 in hellgrauen kristallinen Kalken (Marmoren) Quarzite und grünliche bis schwarze Schiefer, «von dicken, oft mehr als fusstarken eisenschüssigen Quarzadern durchzogen». Eine nähere Deutung dieser interessanten Bildungen wird aber nicht versucht.

Nur wenige Jahre später (1851) veröffentlichte B. STUDER eine Reihe von Beobachtungen aus dem Blümlisalpgebiet, die sich durch grosse Genauigkeit und Sorgfalt auszeichnen (104). Er weiss, dass im Lauterbrunnental «die zunächst am Gneis vorkommenden Petrefakten einer jüngeren Epoche» — als Lias — «angehören»; er kennt den Übergang des dunklen splitterigen Hochgebirgskalkes in einen grauen feinkörnigen Marmor und erwähnt die Gamchilücke als reiche Fundstelle von Pentacriniten.

Eingehender hat dann C. MOESCH (82) das Gebiet untersucht; jedoch lassen seine Beobachtungen, wie schon TROESCH (118) bemerkt, oft an Zuverlässigkeit zu wünschen übrig.

Sehr wichtige Feststellungen verdanken wir M. BERTRAND und H. GOLLIEZ (22) aus dem Jahre 1897. Auf Grund der damals aufkommenden Deckentheorie untersuchen sie die Tektonik des Gebietes. Sie verfolgen die Nummulitenbildungen längs des N-Randes des Aarmassivs und beweisen die Wurzellosigkeit der äusseren und mittleren helvetischen Kalkalpen. Die Arbeit bringt eine Fülle von sehr genauen Beobachtungen, die ihrer Zeit teilweise weit voraus sind. Es sei nur verwiesen auf das Profil der Sefinenfurge (loc. cit. pg. 586), wo die Unterlage des Taveyannazsandsteins richtig als Malm erkannt wird. Im Anschluss an die früheren Beobachter wird die Blümlisalp-Gspaltenhorngruppe noch als autochthoner Sedimentmantel des Aarmassivs betrachtet.

Den westlichen Teil des Gebietes berühren dann v. FELLEBERG, KISSLING und SCHARDT (42) in der geologischen Expertise über den Lötschberg- und Wildstrubeltunnel im Jahre 1900. Auch von ihnen wird die ganze Sedimentmasse der jetzigen Doldenhorn- und der Diableretsdecke als der in liegende Falten gelegte autochthone Sedimentmantel des Aarmassivs aufgefasst. Im Gegensatz zu MOESCH, der über das Vorkommen von Kreide im Gebiet von Doldenhorn und Fisistock im Zweifel ist, weisen sie einen beträchtlichen Teil der dortigen Gesteine der unteren Kreide bis und mit dem Urgonien zu.

Im gleichen Jahre veröffentlicht H. DOUVILLÉ (37) eine Reihe von Beobachtungen, wesentlich unter Berücksichtigung der Resultate von BERTRAND und GOLLIEZ. Die Tektonik sucht er durch die Annahme von drei Systemen klarzulegen. Er unterscheidet

1. System H, helvetische Facies, autochthon;
2. System BG, als grosse liegende Falte auf System H überschoben. Hierzu zählt er die Vorkommen von Taveyannazgesteinen;
3. System K, Klippenfacies, eingeschoben zwischen 1 und 2.

1903 baut DOUVILLÉ seine Beobachtungen weiter aus (38).

Im Jahre vorher, 1902, scheidet M. LUGEON (74) auf seiner Übersichtskarte im Blümlisalpgebiet schon die Diableretsdecke aus, während er die Blümlisalp selbst noch als autochthon ansieht.

1903 veröffentlicht A. TROESCH (115) eine vorläufige Mitteilung, nach welcher ein grosser Teil der von MOESCH als Jura kartierten Gesteine der Blümlisalp zur Kreide zu rechnen ist. 1905 (116) bestimmt er einen Teil dieser Kreide auf Grund von Fossilfunden als Berrias.

Im gleichen Jahre erschien ED. GERBERS Publikation (45) zur Geologie der östlichen Kientaler-alpen. Die inneren Kalkalpen (heutige Doldenhorn- plus Diableretsdecke) sieht er als autochthone Basis

an, während er die mittleren und äusseren Kalkalpen als zu einer überschobenen Decke gehörig bezeichnet.

Die 1907 erschienene Karte von GERBER, HELGERS und TROESCH (K. 4) sowie die zugehörigen Erläuterungen von BALTZER (14) bringen dieselben Auffassungen der Tektonik zur Darstellung.

Auch A. TROESCH (118) fusst in seiner 1908 erschienenen Arbeit über die westlichen Kientaleralpen ganz auf dieser Anschauung. Er trennt das Gebirge in Basis und Decke und zählt die jetzige Diableretsdecke noch zur Basis.

1909 erkennen A. BUXTORF und E. TRUNINGER (29), dass im Gasterntal der autochthone Sedimentmantel des Aarmassivs fast vollständig fehlt. Die bisher als solcher angesprochene Doldenhorn-Blümlisalpmasse entspricht als Ganzes der Stirn einer Deckfalte (Doldenhorn-Deckfalte). Die über diesen folgenden Serien werden als Gellihornzwischen- (Djableretsdecke LUGEONS) und Wildhorndecke unterschieden.

Ferner erkennen BUXTORF und TRUNINGER (29) die Wichtigkeit des sogenannten obern Kalkkeils der Jungfrau, der die Granitmassen von Gastern-Lauterbrunnen, d. h. das Gasternmassiv scharf trennt von den Gneisen und kristallinen Schiefern des südlich folgenden eigentlichen Aarmassivs. Diese Verhältnisse erfahren in den Profilen Nr. 2 und 3 der beigegebenen Tafel eine klare Darstellung.

Endlich legen die genannten Autoren die Stratigraphie der unteren Kreide am Fisistock klar.

Im gleichen Jahre bestätigt H. SCHARDT (92) die Auffassungen von A. BUXTORF und E. TRUNINGER (29). Diesen neuen Erkenntnissen trägt ED. GERBER (47) 1909 Rechnung. Er bestätigt die Zugehörigkeit von Büttlassen und Gspaltenhorn zur Doldenhorndecke und deutet die Stratigraphie im Sinne der an den Fisistöcken erlangten Anschauungen um. Er anerkennt auch die Diablerets-Gellihorndecke und weist ihr in Übereinstimmung mit den andern Autoren den Taveyannazsandstein zu.

Anlässlich der Besprechung der Prognose für das Umgehungstracé des Lötschbergtunnels, 1910, parallelisiert A. BUXTORF (30) den Jungfraukeil mit der Sedimentmulde von Chamonix und das Gasternmassiv mit dem der Aiguilles Rouges.

Die Gebirge im SW meines Untersuchungsgebietes stellt M. LUGEON (K. 5) in neuer Deutung auf seiner «Carte des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander» dar. Diese Karte zeigt die genaue Begrenzung von Doldenhorn (Dent de Moreles)-, Diablerets- und Wildhorndecke (78).

In den 1914—1919 publizierten Erläuterungstexten (78) erfahren die tektonischen Interpretationen von BUXTORF und TRUNINGER eine prinzipielle Bestätigung und weitgehende Vertiefung. Sehr wertvoll sind besonders LUGEONS Resultate über die Stratigraphie des Lias, der in meinem Gebiet in genau derselben Ausbildung auftritt.

Die Gebirge beiderseits des Kandertales untersuchte in der Folge H. ADRIAN (1). Seine 1915 publizierte Arbeit beschäftigt sich aber nur zum geringsten Teil mit den inneren Kalkalpen. Doch erkennt er, dass die Doldenhorndecke nur sehr wenig weit nach N ausgreift. Es gelingt ihm, die Stratigraphie und Tektonik der Diableretsdecke völlig klarzulegen. Im Gegensatz zu LUGEON und SCHARDT, die sie als unteren Teillappen der Wildhorndecke auffassen, betrachtet ADRIAN die Diableretsdecke als eine obere Abspaltung der Doldenhorndecke und stützt sich dabei besonders auf stratigraphische Gesichtspunkte. Das Hochtürliband erkennt er als ausgequetschten Malmkern der Diableretsdecke und beschreibt die Transgression des Taveyannazsandsteins über Eocän und Kreide bis hinunter auf diesen Malm. Ferner wird das passive Verhalten der Diableretsdecke bei der Überschiebung erwiesen.

Seither sind keine weiteren Arbeiten über das Blümlisalgebiet erschienen. Dagegen verdient eine in neuester Zeit (1919) von COLLET, REINHARD und PARÉJAS (35) veröffentlichte vorläufige Mitteilung über das Jungfraugebiet erwähnt zu werden, weil sie etwelche Anhaltspunkte liefert über die mutmasslichen tektonischen Zusammenhänge der Gebirge beidseitig des Lauterbrunnentales. Die noch 1911 von SEEGER (97) vertretene Ansicht BALTZERS, der Gneis des Lauterbrunnentals sei identisch mit demjenigen des Jungfraugipfels, wird dahin berichtet, dass der letztere, als zum Aarmassiv im engern Sinne gehörig, auf den Gneisgranit von Lauterbrunnen, welcher zum Gasternmassiv gestellt wird, überschoben sei.

Diese Überschiebung bedingt, ähnlich wie dies schon BUXTORF und TRUNINGER (29) für das Lauterbrunner Breithorn dargestellt haben, eine Zusammenstauchung und Faltung des Gasternmassivs und seines autochthonen Sedimentmantels. Faltungen und Überschiebungen innerhalb des letzteren erklären die enorme Mächtigkeit der autochthonen Sedimente im Lauterbrunnental. Die betreffenden Arbeiten sind noch nicht abgeschlossen, doch haben Besprechungen mit Herrn Prof. COLLET ergeben, dass eine Parallelisierung der beiden Seiten des Lauterbrunnentales auf Grund der beidseitigen Beobachtungen sehr wohl möglich ist ¹⁾.

Gleichzeitig mit der vorliegenden Arbeit entstand eine Neuaufnahme der Schilthorngruppe und der Gebirge beidseitig des Saustales durch H. STAUFFER (102). Auf der Linie Mürren-Sefinenfurgge stossen unsere beiden Untersuchungsgebiete zusammen. Es ergaben sich anfänglich Differenzen hinsichtlich der Deutung der Doldenhorn- und der Diableretsdecke auf der Strecke Boganggenhorn-Mürren. STAUFFER (102) rechnete die ganze Serie unter dem Dogger von Wasenegg-Brünli zur Diableretsdecke, während meine Untersuchungen im westlich benachbarten Gebiete ergaben, dass die Diableretsdecke ostwärts in die Luft ausstreicht und am Brünli nicht mehr sichtbar wird. Der dort auftretende Tavayannazsandstein ist der Doldenhorndecke zuzuweisen.

3. Unveröffentlichte Beobachtungen von A. Troesch und H. Adrian.

In den Jahren 1908—1910 hat A. TROESCH seine Untersuchungen in den westlichen Kientaleralpen fortgesetzt, seine Resultate aber nicht mehr veröffentlicht. Herr Dr. TROESCH hatte nun die grosse Freundlichkeit, mir seine Notizen aus diesen Jahren zur Benützung zu überlassen. Ebenso durchging er mit mir seine Aufsammlungen aus früheren Jahren und stellte mir seine Belegstücke und Schliffe zur Verfügung. Für dieses bereitwillige Entgegenkommen und manche Auskunft bin ich Herrn Dr. TROESCH zu grösstem Danke verpflichtet.

Seine Hauptresultate sind: die scharfe Abgrenzung der Gellihorn-Diablersdecke an der Birre und südlich des Öschmengrates; ferner die Umdeutung des Urgons des Blümlisalp nordhangs in Valangien und des darüberliegenden Tschingelkalkes in Hauterivien.

Im Herbst 1915 unternahm H. ADRIAN noch einige Exkursionen in der Umgebung des Öschinensees mit der Absicht, seine früheren Untersuchungen auf das Blümlisalpgebiet auszudehnen. Infolge Abreise nach Zentralamerika unterblieb dann aber die Weiterführung der begonnenen Arbeit. Seine Notizen deponierte er im geologischen Institut der Universität Bern und stellte sie zur Verfügung eines eventuellen Neubearbeiters der Blümlisalp. Leider hatte ich von der Existenz dieses Materials lange Zeit keine Kenntnis. Erst 1918, als meine Aufnahmen am Öschinensee und beim Hohtürli nahezu abgeschlossen waren, machte mich Herr Dr. STAUFFER in Bern auf die Notizen H. ADRIANS aufmerksam. Herr Prof. ARBENZ stellte mir das Material bereitwilligst zur Verfügung, wofür ich ihm sehr zu Dank verpflichtet bin. Es waren die Notizen von 8 Exkursionstagen und eine Originalkarte des Gebietes vom Öschinensee bis zum Hohtürli. Auch Herrn Dr. ADRIAN möchte ich an dieser Stelle für die Überlassung seines Beobachtungsmaterials verbindlichst danken.

Die Hauptresultate H. ADRIANS sind die Klarlegung der Stratigraphie und Tektonik der Lärstfluh am Öschinensee und der Nachweis der Überschiebung Blümlisalp nordhangs Nordufer Öschinensee. Ferner hat er das Hohtürliband auf seiner ganzen Länge zum Malm der Diableretsdecke gestellt, und die Verfaltungen der Doldenhorn-, Diablerets- und Wildhorndecke südlich des Öschmengrates erkannt.

¹⁾ Auf der Serie von «Querprofilen durch das Aarmassiv und seine Umrandung» in Band II der Geologie der Schweiz von Alb. Heim (55, Bad II, Tafel VII) wird leider diesen klaren Verhältnissen nicht genügend Rechnung getragen. Entgegen den beim Bau des Lötschbergtunnels gewonnenen Resultaten (veröffentlicht im «Schlussbericht über den Bau des Lötschbergtunnels», Tafel II), wonach der Jungfrau keil unmittelbar dem Gasternmassiv aufliegt und dieses von den kristallinen Schiefer des Aarmassivs im engeren Sinne scharf trennt, zeichnet Alb. Heim zwischen dem Keil und dem von Trias umhüllten Gasterngranit noch eine intermediäre Gneislamelle, für deren Vorhandensein keine Anhaltspunkte vorliegen.

II. Stratigraphie.

Im Untersuchungsgebiet ist die ganze Sedimentserie vom Oligocän bis zur Trias vertreten; ausserdem das prätriadische kristalline Grundgebirge.

Im Hinblick auf die Tatsache, dass einige neuere Arbeiten die Stratigraphie der Blümlisalpgruppe und ihrer Umgebung wesentlich geklärt haben, beschränke ich mich im Folgenden auf kurze Hinweise und behandle nur bisher nicht oder nur ungenügend bekannte Befunde und besonders wichtige ältere Beobachtungen etwas ausführlicher.

Dabei mag folgende Disposition eingehalten werden:

- A. Das kristalline Grundgebirge von Gastern-Lauterbrunnen.
- B. Der autochthone Sedimentmantel des Gasternmassivs.
- C. Die Doldenhorndecke.
- D. Der Kalkkeil der Jungfrau.
- E. Die Diablerets-Gellihorndecke.
- F. Die Wildhorndecke.
- G. Die Wildflyschbildungen.

A. Das kristalline Grundgebirge von Gastern-Lauterbrunnen.

(Gastern-Erstfeldermassiv nach W. STAUB.)

Wie bereits eingangs erwähnt wurde, reicht die nördliche Granitzone des Aarmassivs mit dem Gneisgranit des Lauterbrunnentals und dem Granitbatholithen von Gastern im S noch in das Untersuchungsgebiet hinein.

Die kristallinen Gesteine wurden jedoch nicht näher untersucht, da einerseits für das Gasternmassiv eine neue, sehr eingehende Arbeit von E. TRUNINGER (120) bereits vorliegt und andererseits E. HUGI (66) über den Gneis des oberen Lauterbrunnentales ebenfalls in letzter Zeit eine Reihe von Beobachtungen publiziert hat, denen er später eine ausführliche Arbeit folgen lassen will.

Die Hauptresultate der beiden Forscher seien kurz angeführt; über alle anderen Fragen geben die genannten Veröffentlichungen Aufschluss.

Der Kander-Tschingelfirn trennt das Granitgebiet von Gastern vom Gneisgranit des obersten Lauterbrunnentales.

Hinsichtlich Gastern sei auf die älteren Untersuchungen von E. v. FELLEBERG und C. SCHMIDT hingewiesen, ferner auf die Abhandlung von E. TRUNINGER (120), als deren wichtigstes Ergebnis der Nachweis eingeschlossener, kontaktmetamorpher Schollen im Granit zu bezeichnen ist. Da der Granit vortriadischen Alters ist, können die betreffenden Einschlüsse nur prätriadischen Sedimenten entstammen, in welche das granitische Magma «unter Aufschmelzung und teilweiser Assimilation batholithenartig...» (S. 94) eingedrungen ist.

«Mit den vorwiegend pneumatolytisch veränderten Kontaktsandsteinen (turmalinführenden Glimmerquarziten) schliesst das Massiv gegenüber den auflagernden, nicht veränderten Triassedimenten ab» (S. 95).

«Die tertiäre Gebirgsbewegung beschränkte sich auf passive Hebung und Faltung des Massivs. In den mechanisch schwächeren Randzonen lösten die Schubkräfte weiterhin schuppenartige Überschiebungen aus, die auf einzelnen Zonen zu einer gneisig flaserigen Ausbildung des Granites führten und in den extremsten Fällen eigentliche Reibungsbreccien erzeugten» (S. 96).

Auf derartige Erscheinungen wird im Abschnitt «Tektonik» noch einzutreten sein.

Für den Gneis des oberen Lauterbrunnentales weist E. HUGI (66) die eruptive Natur nach. Das Gestein ist ein Orthogneis, welcher wie der Granit von Gastern beim Empordringen zahlreiche Sedimentschollen aufgenommen und kontaktmetamorph umgewandelt hat.

Der Gasterngranit ist das geologisch Jüngere, erstreckt sich in der Tiefe ostwärts bis ins Lauterbrunnental und hat seine sauren Gangergüsse in die Klüfte des schon verfestigten nördlichen Granites (Granit des Lauterbrunnentales) hineingesandt.

Über die Erzführung des Lauterbrunnengneises hat E. v. FELLEBERG (41) eingehend berichtet und auch eine genaue Geschichte des aufgegebenen Bergbaues von Trachsellaunen gegeben. (Vgl. hierüber auch C. SCHMIDT, 96.)

Die kristallinen Gesteine der Gipfel vom Hockenhorn zum Tschingelhorn und Mutthorn sind überschobene Massen und werden im Abschnitt «Doldenhorndecke» behandelt.

B. Der autochthone Sedimentmantel des Gasternmassivs.

Für den westlichen Teil des Untersuchungsgebietes wiesen BUXTORF und TRUNINGER (29) das fast vollständige Fehlen des autochthonen Sedimentmantels nach. Der Lötschbergtunnel hat diese Auffassung bestätigt.

Nach allen früheren Autoren aber musste im obersten Gastern- und Lauterbrunnental ein Einsetzen der autochthonen Schichtserie nach E zu mit Bestimmtheit angenommen werden. Dadurch erwuchs die Aufgabe, die Grenze zwischen Autochthonem und Übersobenem im Felde genau festzulegen.

Ihre Lösung wurde ermöglicht durch das Verfolgen der das jüngste Glied des Autochthonen ausmachenden Eocänserie von Mürren, für deren älteste, Nummuliten führende Bildung H. STAUFFER (102) kürzlich den Namen «Kalkbreccie von Mürren» in Vorschlag gebracht hat.

Durch Verfolgen dieses charakteristischen Fossilhorizontes von Mürren aus nach W und S zu ist es mir gelungen, zuerst im Sefinental und später auch im S-Absturz von Spitzhorn, Ellstab und Tschingelgrat die Grenze zu legen zwischen einer normalen, von der Trias bis ins Tertiär reichenden Sedimentserie, die ich trotz sekundärer Störungen als autochthon betrachte, und einer sie überlagernden Schichtfolge, die unzweifelhaft zur Doldenhorndecke gehört.

Dabei ergab sich als ein weiteres wichtiges Resultat, dass zwischen Autochthonem und Decke scharfe facielle Unterschiede bestehen.

Bei der Besprechung des Autochthonen mag nach folgender Gliederung vorgegangen werden:

Trias (Buntsandstein, Rötidolomit, Keuper, Rhät). — Jura (Lias, Dogger, Malm).

Kreide. — Alttertiär.

I. Trias.

Die Trias, die in der für den N-Rand des Aarmassivs bezeichnenden, helvetischen Facies auftritt, zeigt nach den Angaben früherer Autoren und meinen eigenen Beobachtungen folgende Gliederung:

Infralias	Rhät	Wechsel von Quarziten, Sandkalken, Tonschiefern und Kalkbänken (Lumachelle).
Keuper	Norisch	Bunte Quartenschiefer, im Hangenden und Liegenden Dolomite, Quarzite, schwarze, glimmerhaltige Tonschiefer mit Pflanzenresten, Sandsteine, Konglomerate.
	Karnisch	
Muschelkalk	Ladinisch	Rötidolomit
	Anisich	Rauhwacke
Buntsandstein	Skytisch	Sandsteine, Quarzite, Tonschiefer.

1. Buntsandstein.

Den Gasterngranit und den Lauterbrunnnergneisgranit bedeckt allerorts eine aufs engste mit der Unterlage verknüpfte, wenig mächtige, granitische Breccie, deren Entstehung meines Erachtens mit der permischen Verwitterung und Umlagerung in Beziehung zu bringen ist (Verrucano auct.) und die als Aufbereitungszone bezeichnet werden kann [vgl. auch KÖNIGSBERGER (72), der zwar nur an ein triadisches Alter der Aufbereitung denkt]. Diskordanz zwischen ihr und dem Lauterbrunner Gneisgranit ist deutlich erkennbar.

Als sicheres Sediment, und zwar als Repräsentant des Buntsandsteines, sind dagegen die vorwiegend hellen, quarzitäen Sandsteine aufzufassen, die bei wechselnder Mächtigkeit durchgehend zu beobachten sind ¹⁾.

Nachgetragen sei hier noch, dass die von ED. GERBER (45) erwähnten grünen Schiefereinlagerungen in den Quarziten des Lauterbrunnentales auch im hintersten Gasterntal häufig zu konstatieren sind und sich nicht selten durch die Führung von Pyritwürfelchen auszeichnen. Der ganze Komplex erreicht im sogenannten «Rücken» (vgl. S. XII) 18 m Mächtigkeit.

2. Muschelkalk.

Rötidolomit und Rauhwaacke.

ED. GERBER (45) gibt einen Fund von *Pleuromya musculoides*, SCHL. aus dem Rötidolomit vom Steinberg (Lauterbrunnental) an, wodurch die von den meisten Autoren vertretene Parallelisierung mit dem germanischen Muschelkalk erhärtet wird. Neuere Fossilfunde sind seither in meinem Gebiet nicht mehr bekannt geworden.

Der Dolomit lässt sich als charakteristisches, gelb anwitterndes Band von Stechelberg im Lauterbrunnental bis zum Tschingelgletscher ununterbrochen verfolgen und tritt auch im hintersten Gasterntal unter dem Absturz des Alpetligletschers und «in den Löchern» (vgl. S. XII) in zwei, durch jurassische Schichten getrennten Bänken auf.

In kleinen Fetzen kann er auch am «Dolden» (südlich des Doldenhorns) unter der Überschiebungsfläche der Doldenhorndecke nachgewiesen werden.

Im Gasterntal sind unter dem Absturz des Alpetligletschers und am obersten Ende der rechtsseitigen Moräne Dolomite zu beobachten, die im frischen Bruch intensiv rot bis violett gefärbt erscheinen, äusserlich aber von dem normalen, im Bruch grauen Gestein nicht zu unterscheiden sind. P. VAN DER PLOEG (87) erwähnt vom Bockiberg im Reusstal ebensolche rote Dolomite und erklärt die Färbung durch Infiltration von Eisen.

In sämtlichen erwähnten Aufschlüssen findet sich auch Rauhwaacke in ziemlicher Mächtigkeit (6—20 m). Meist tritt sie nur in der Basis der Dolomite auf; sie kann diese aber lokal auch ganz verdrängen, z. B. im sogenannten «Rücken» (vgl. S. XII). Linsenförmige Einlagerungen von Rauhwaacke in Dolomitbänken sind im Gasterntal und am Schafläger (im obersten Lauterbrunnental) zu beobachten. Scharfe Grenzen zwischen Dolomit und Rauhwaacke treten nirgends auf; sowohl in seitlicher wie in vertikaler Richtung können nur kontinuierliche, mehr oder minder rasche Übergänge konstatiert werden. Im Schluchgrabenprofil (vgl. S. XII) ist die Basis der Dolomitbänke grob brecciös; diese Breccie leitet allmählich in typische Rauhwaacke über.

3. Keuper.

Die Keuperbildungen zeigen von oben nach unten eine deutliche Gliederung in:
Quartenschiefer (vertreten im Lauterbrunnen- und obersten Gasterntal).

Equisetenschiefer und begleitende Sandsteine } (nur im Lauterbrunnental vorhanden).
Basalbreccie. }

¹⁾ Wenn E. Truninger (120, 85 ff.) den untern Teil der Sandsteinserie als kontaktmetamorph verändert auffasst und von Kontaktsandstein spricht, so kann ich ihm nicht beipflichten. Dass diese «Kontaktsandsteine» jünger sind als die wohl jungkarbonische Intrusion des Gasterngranites und mithin nicht kontaktmetamorpher Natur sein können, ergibt sich schon aus dem ständigen Zusammenvorkommen der «Kontaktsandsteine» mit den darüber folgenden, ein normales Sediment darstellenden quarzitäen Sandsteinen.

a) Basalbreccie.

Über dem Rötidolomit tritt im ganzen Verbreitungsgebiet eine bis jetzt nirgends erwähnte Breccie auf, die am linken Hang der Sefinenschlucht mit zirka 4 m ihre grösste Mächtigkeit erreicht. In den übrigen Aufschlüssen schwankt diese zwischen 1,2 und 2 m.

Die Breccie geht nach oben in den quarzitischen Sandstein der Equisetenschiefer über. Die Grenze des Rötidolomites gegen die Breccie ist oft in der Weise ausgebildet, dass der Dolomit aufgearbeitet erscheint und dann ein Übergang besteht zu groben Breccien mit faustgrossen Dolomitkomponenten. Nach oben werden die letzteren immer kleiner, das quarzitisch-sandige Bindemittel nimmt mehr und mehr überhand. Auf diese Weise geht die Breccie rasch über in eine Quarzitbank, die schon in die Basis der Gruppe der Equisetenschiefer gehört. Ausser den teils eckigen, teils gut gerundeten Dolomitkomponenten schliesst das Gestein auch schwarze Kalkbrocken und Schieferfetzen ein. Das Bindemittel ist im untern Teil kalkig-sandig und zerfällt staubig, wird aber nach oben reich an Quarzkörnern.

An Stellen, wo die Quarzitbank in der Basis der Equisetenschiefer fehlt (z. B. Sefinenschlucht), schliesst die Basalbreccie mit scharfer Grenze gegen die hangenden Equisetenschiefer ab.

Dieser Breccienhorizont deutet auf eine Transgression der Serie der Equisetenschiefer über den Rötidolomit hin. Der autochthonen Serie scheinen demnach die untersten Bänke des Keupers zu fehlen; welche Horizonte ausgefallen sind, ist aber nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Da jedoch meiner Ansicht nach die hangenden Equisetenschiefer mit dem Schilfsandstein der germanischen Trias zu parallelisieren sind, würde die Lücke im Profil der autochthonen helvetischen Trias etwa dem germanischen Gipskeuper und der Lettenkohle entsprechen.

b) Equisetenschiefer und begleitende Sandsteine.

Die aus quarzitischen Sandsteinen und schwarzen Tonschiefern bestehende Schichtfolge schwankt zwischen 0,4 und 8,5 m Mächtigkeit (näheres siehe bei ED. GERBER, **45**, 72 ff., und **47**, 2 ff.). Es gelang mir, diesen Horizont auch in der Sefinenschlucht aufzufinden. Er führt allgemein neben dem von ED. GERBER erwähnten *Equisetum cf. Mytharum*, HR. (**45**, 72) auch gut erhaltene Stücke eines durch fast 1 cm breite Fiedern gekennzeichneten *Pterophyllum*.

ED. GERBER (**45**) vermutet in diesem Horizont das Äquivalent der Lettenkohle. Meiner Auffassung nach ist er aber eher mit dem Schilfsandstein zu parallelisieren. Das Auftreten von *Pterophyllum*, welches der Lettenkohle der germanischen Trias fehlt, aber im Schilfsandstein häufig ist, stützt diese Annahme.

c) Quartenschiefer.

Ausser im obern Lauterbrunnental sind diese Schiefer auch im Gasterntal in typischer Ausbildung aufgeschlossen. (Näheres bei GERBER, **45** und **47**).

4. Rhät.

Die Auffindung des Rhät in der autochthonen Serie des obersten Lauterbrunnentales geht auf ED. GERBER zurück, der die Profile vom «Schluchgraben» eingehend beschreibt (**46**, **47**, **49**). Eine entsprechende, aber etwas verschieden ausgebildete Serie fand ich auf dem «Schafläger» am obern Steinberg, wo sie sich folgendermassen gliedert (siehe Fig. 1):

Eine Quarzitbank von 60 cm Mächtigkeit bildet mit scharfer Obergrenze den Abschluss dieser Schichtserie gegen die hangenden Aalénienschiefer. Nach unten folgen 3,8 m sandige bis kieselige Kalke; sie wittern gelb bis rotbraun an und zeigen im frischen Bruch genau das Aussehen eines typischen Hauterivienkieselkalkes, von der bekannten graugrünen Farbe. Darunter liegt 1 m heller Quarzit, der unterlagert wird von 1,4 m rotbraun anwitterndem, feinsandigem, im Bruch graugrünen Kalk, welcher zahlreiche kleine, schlecht erhaltene Zweischaler einschliesst.

Im Liegenden folgt wieder eine Wechsellagerung von Sand- und Kieselkalken mit Quarziten; die Kalke sind aber nicht mehr fossilführend. Die Zone grenzt mit 20 cm Sandkalk an der Basis scharf ab gegen schwarze Tonschiefer und Kalke.

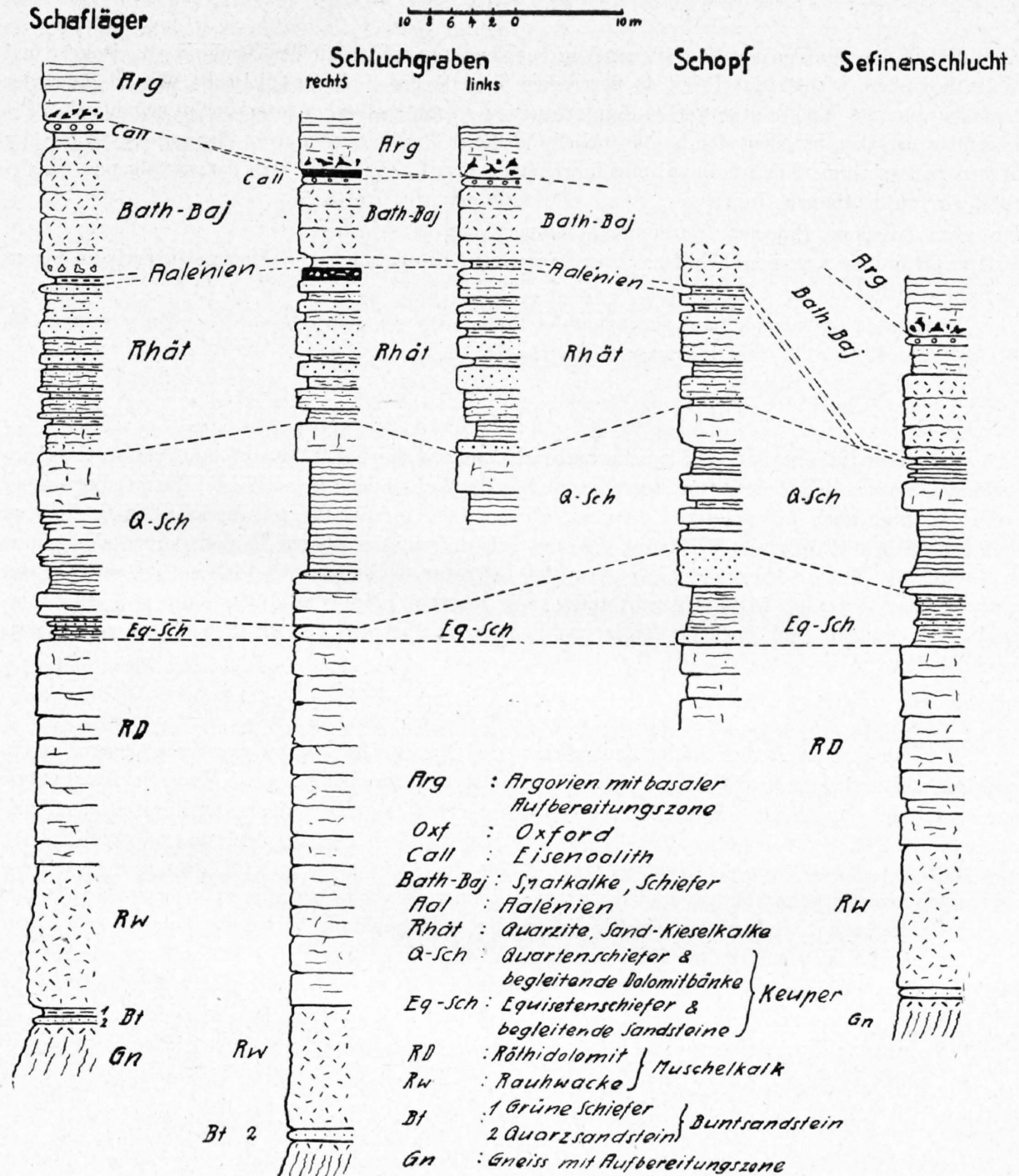


Fig. 1. — Profile der „Zwischenbildungen“ im oberen Lauterbrunnental.

Obwohl sichere paläontologische Anhaltspunkte für eine Zuteilung dieses Komplexes zum Rhät fehlen, so spricht doch der petrographische Charakter der Serie, welcher sich mit dem des «Schluchgrabenprofils» genau deckt, für rhätisches Alter. Auch die Mächtigkeit von 15 m stimmt fast genau mit den im «Schluchgraben» feststellbaren Verhältnissen (18 m) überein. Dazu kommt die scharf abgegrenzte Stellung im Schichtverband zwischen sicherem Dogger im Hangenden und typischen Quartenschiefern im Liegenden.

Im Gasterntal konnte Rhät nicht beobachtet werden.

II. Jura.

Neben den Profilen aus dem oberen Lauterbrunnental ist für das Studium von Dogger und Malm besonders wichtig das Profil an der linken Talseite der Sefinenschlucht. Es ist längs der Druckleitung des Elektrizitätswerkes Lauterbrunnen in Stechelberg relativ leicht zugänglich. Die folgenden Angaben beziehen sich hauptsächlich auf dieses Profil; es sei darum hier mit denjenigen des oberen Lauterbrunnentals im Detail angeführt (siehe Fig. 1). Es ergibt sich daraus folgende Gliederung des autochthonen Jura:

Dogger: Aalénien, Bajocien, Bathonien, Callovien.

Malm: Oxfordien, Argovien (Schiltschichten), Sequanien-Kimmeridgien (= Hochgebirgskalk im engeren Sinne), Tithon.

Die Profile des oberen Lauterbrunnentales finden sich genau beschrieben bei ED. GERBER (45, 51—54, und 47, 4—11) und H. SEEBER (97, 71—74).

1. Lias.

C. MOESCH (82) erwähnt aus der Sefinenschlucht und von der Lokalität «auf dem Schopf» *Gryphaea arcuata*, LAM. aus dem Schutt und begründet damit das Vorhandensein von Lias. Es ist aber seither weder GERBER noch mir gelungen, Lias aufzufinden oder im Schutt irgendwelche Liasfossilien zu sammeln. Auch H. SEEBER (97) kennt von der rechten Seite des oberen Lauterbrunnentales keinen sicheren Lias. Nach allen anderen Angaben der Literatur fehlt er im westlichen Aarmassiv in der autochthonen Serie des N-Randes vollständig. Die Angabe C. MOESCHS dürfte daher auf einer Verwechslung beruhen. (Vgl. auch die Notiz von P. ARBENZ über den vermeintlichen Lias von Innertkirchen, 8.)

2. Dogger.

Der autochthone Dogger ist im Lauterbrunnental von Stechelberg bis zum Tschingeltritt mehrmals gut aufgeschlossen und leicht zugänglich. Das beste zusammenhängende Profil der Doggerserie sowie auch der hangenden tiefsten Malmhorizonte findet sich, wie erwähnt, in der linksseitigen Wand der Sefinenschlucht, an der Druckleitung des Elektrizitätswerkes Lauterbrunnen (siehe Fig. 1).

Die Aufschlüsse über der rechtsseitigen Moräne des Alpetligletschers im hintersten Gasterntal und unter dem Gletscherabbruch sind für eine Gliederung des Doggers kaum zu verwerten; teils sind sie schwer zugänglich, teils ist das Gestein infolge der Gebirgsbildung hochgradig calcitisiert.

Im Anschluss an A. TOBLER (110), ED. GERBER (45), P. VAN DER PLOEG (87) und andere Autoren lässt sich folgende Gliederung des Doggers durchführen:

- a) Aalénien (untere Schiefer);
- b) Bajocien (Kieselknauerbank, Echinodermenbreccie, Spatkalk);
- c) Bathonien } (obere Schiefer, oberer Oolith).
- d) Callovien }

a) Aalénien.

Die Sedimente des Aalénien sind nur spurweise vertreten. ED. GERBER (45) vermutet den «Horizont der unteren Schiefer» (= Opalinusschiefer) in «rötlich-blauen Tonschiefern» ähnlich denen der Gamchilücke. H. SEEBER (97) erwähnt «an manchen Stellen ein dünnes Bändchen von schwarzen, glatten Schiefern, die den Opalinushorizont oder den Lias repräsentieren».

Solche schwarze, glatte Tonschiefer, durch scharfe Grenze vom Liegenden (Rhät) und Hangenden (Bajocien) getrennt, fand ich auch im Schaflägerprofil und in Spuren in der Sefinenschlucht. Sie erreichen maximal 15 cm Mächtigkeit und scheinen eine ganz selbständige Stellung im Schichtverband einzunehmen.

Nach Gesteinsbeschaffenheit und stratigraphischer Stellung repräsentieren sie wahrscheinlich die andern Orts am N-Rande des Aarmassivs auftretenden Aalénienschiefer, doch konnten bis

jetzt keine Fossilien gefunden werden. Nach W. scheinen sie langsam auszuweichen, wenigstens konnten sie im Gasterntal nicht mehr aufgefunden werden.

Die Vorkommen vom Kl. Hockenhorn gehören jedenfalls zur verkehrten Serie der Doldenhorn-
decke und sollen dort beschrieben werden.

Die an andern Orten (vgl. 87 und 110) auftretende «untere Echinodermenbreccie» scheint vollständig zu fehlen.

b) Bajocien.

1. Kieselknauerbank.

ED. GERBER (47) erwähnt Kieselknauern aus dem Bajocien des Schaflägerprofils; es handelt sich um die tiefste hier auftretende Bank, welche anderwärts zu fehlen scheint.

2. Echinodermenbreccie und Spatkalke.

Diese Serie bildet den ersten durchgehenden und leicht kenntlichen Horizont über dem Triasband und ist im Lauterbrunnental überall vertreten; in Gastern kenne ich sie nur unter dem Abbruch des Alpetligletschers und nordwestlich desselben; doch ist sie dort durch tektonische Vorgänge derart verändert, dass das Gestein oft nur aus einer Calcitmasse besteht, die noch da und dort Linsen typischer Echinodermenbreccie einschliesst.

Die Mächtigkeit schwankt stark; sie mag im Minimum 5 m betragen, erreicht stellenweise aber gegen 20 m; Mächtigkeiten von mehr als 10 m scheinen tektonisch bedingt zu sein.

In den unteren Partien ist das Gestein eine hellgraue, mässig grobe, typische Echinodermenbreccie von grosser Härte. Unbestimmbare Fossilreste sind häufig. Das Gestein verwittert schmutzgrün-grau und zeigt kleine Dolomitkörner an der Oberfläche, die jedoch lokal oft ganz fehlen.

Auffällig ist ein besonders am Tschingeltritt bedeutender Gehalt an Quarzkörnern; diese können die Echinodermenreste und Dolomitbröckchen lagenweise fast ganz verdrängen (vgl. auch 45, 71). Das Gestein ist dort auch ziemlich grob brecciös.

Im oberen Teil treten die Echinodermenreste etwas zurück; im Profil der Sefinenschlucht bilden 2,5 m graubraune, ruppig verwitternde, feinspätiige schwarze Kalke den oberen Abschluss. Sie schliessen nicht selten *Stephanoceras* (? *Humphriesianum*, Sow.) in leidlicher Erhaltung ein; daneben finden sich grosse *Zweischaler*. Der *Stephanocera*shorizont ist auch im Schluchgraben nachweisbar.

c) Bathonien und Callovien.

Die hierher zu zählenden Schichten sind nur im oberen Lauterbrunnental vertreten. Es ist nicht möglich, die beiden Stufen Bathonien und Callovien scharf zu trennen; in allen Aufschlüssen können Übergänge beobachtet werden. Unter Hinweis auf C. MOESCH (82) betont H. SEEGER (97), dass sich Callovienpetrefakten gemeinsam mit denjenigen der Parkinsonschichten in ein und demselben Lager vorfinden.

Dagegen ist nach der petrographischen Beschaffenheit eine Zweiteilung der Schichtserie in einen untern, kalkig-schieferigen, und einen obern, eisenoolithischen Teil durchführbar.

a) Bathonien.

Im Profil der Sefinenschlucht und auch anderwärts tritt an der Basis des unteren Teiles eine durchschnittlich 1,8 m mächtige harte, im frischen Bruch grauschwarze Kalkbank auf, die mit scharfer Grenze dem Liegenden aufruht und reich ist an schlecht erhaltenen *Belemniten*. Ammonitenreste sind selten; ganz an der obern Grenze fand ich eine fragmentäre *Parkinsonia*. Eisenoolithe finden sich nur in spärlichen Nestern.

Nach oben geht diese Bank über in eine 0,8—1 m mächtige Schieferserie, die schon reich ist an gestreckten Eisenoolithkörnern und dadurch überleitet zur obern Abteilung, dem Callovien-Eisenoolith.

β) Callovien s. str.

Dieser Horizont ist nur noch in seltenen Fetzen erhalten. So fand ich ihn östlich der Druckleitung in der Sefinenschlucht, ferner in Spuren auf dem «Schopf», am S-Abhang des Tanzbodens. Im Schluchgraben ist er ebenfalls, aber undeutlich, wiederzuerkennen. Ausserhalb meines Gebietes tritt er schön ausgebildet am «Erzplatz» bei Matten unterhalb Stechelberg und an der Alp Stufenstein auf. Hier wurde er früher auch abgebaut und verhüttet (vgl. E. v. FELLEBERG, 41, 125 ff.).

Die Ausbildung des Gesteins als Eisenoolith ist dieselbe wie anderwärts. Der Eisengehalt bedingt die roten, grünen und violetten Oxydationsfarben, welche die Bank leicht kenntlich machen.

Gut erhaltene Fossilien fehlen fast ganz. E. GERBER (45) erwähnt als wahrscheinlich *Perisphinctes Balinensis*, NEUMAYR.

Das vielfache Fehlen dieses typischen Oolithes findet seine Erklärung im Vorhandensein des sofort zu beschreibenden Oxfordien und der Basalkonglomerate der Schilt-schichten, welche massenhaft aufgearbeitete oolithische Partien und eisenschüssige Knollen enthalten.

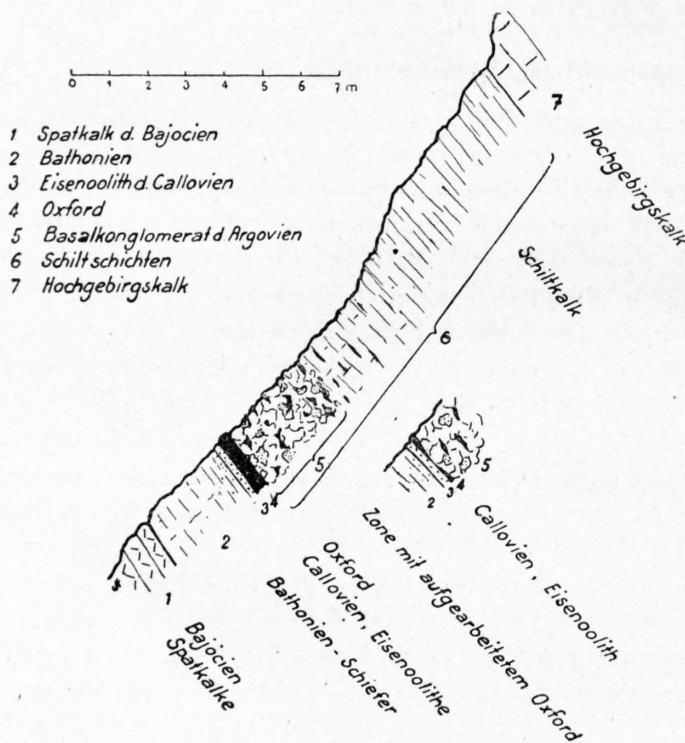


Fig. 2. — Profil der Dogger-Malmgrenze im Schluchgraben.

Argovien aufgearbeitet und abgetragen worden ist. Dasselbe gilt für das Oxfordien, das ich bis jetzt nur von einer Stelle, dem «Schluchgraben» kenne (Fig. 2).

Hier findet sich nämlich, eingeschaltet zwischen Callovieneisenoolith und Schiltkalk, eine maximal 32 cm mächtige Bank eines ausserordentlich charakteristischen, feinst-spätigen, eisenreichen Kalkes. Das im frischen Zustande grauschwarze, gelbbraun verwitternde Gestein ist von einzelnen dunklen Tonhäuten durchzogen und schliesst ausserdem kleine Brocken von frischem Callovieneisenoolith und schwarzen Kalken (? des Bathonien) ein. Die äussere Verwitterungsrinde ist leuchtend dunkelgelb. An Fossilien fand ich bis jetzt nur einen kleinen, schlecht erhaltenen *Ammoniten*, der aber sehr wohl zur Gattung *Cardioceras* gehören kann.

Wenn ich trotz dieses dürftigen paläontologischen Beweises diese Bank dem Oxford zuweise, so geschieht dies einerseits wegen ihrer klar abgegrenzten stratigraphischen Stellung zwischen Callovien und Argovien, dann aber auch wegen der vollständigen Übereinstimmung des Gesteins mit dem von U. STUTZ¹⁾ entdeckten und von A. TOBLER (110) und W. STAUB (98) näher beschriebenen Oxford der Windgälle (Ribiboden). Auf diese lithologische Übereinstimmung wurde ich von Herrn Prof. Buxtorf aufmerksam gemacht.

¹⁾ U. Stutz: Die Kontaktlinie zwischen Urgebirg und Sediment vom Urbachtal bis zum Kistenpass. Manuskript, aufbewahrt in der Universitätsbibliothek in Basel.

3. Malm.

Autochthoner Malm findet sich nur im oberen Lauterbrunnental. Im Gastertal fehlt er, doch ist es möglich, dass ein Teil der am Lötschenpass und am Hockenhorn gefundenen Malmvorkommen dem Autochthonen angehört. Die Tektonik ist dort aber so verwickelt, dass die betreffenden Malmvorkommen ebensogut zum verkehrten Schenkel der Doldenhorndecke gestellt und mit dieser besprochen werden können.

a) Oxfordien.

Bei der Beschreibung des Callovien-Eisenoolithes wurde erwähnt, dass derselbe nicht durchgehend vorhanden, sondern stellenweise bei der Transgression des untern

Wie an der Windgälle, so handelt es sich auch beim Oxfordien des Lauterbrunnentals um ein Erosionsrelikt. Die vollständige Übereinstimmung der beiden Vorkommen berechtigt zum Schluss, dass wahrscheinlich ehemals das Oxford im Gebiet der autochthonen Serie auf weiten Strecken in gleicher Ausbildung zum Absatz gelangte, aber schon durch die Argovientransgression zerstört wurde.

Weitere Anhaltspunkte für die ehemalige Ausdehnung des Oxfordmeeres ergeben sich aus dem Auftreten der gelben Knollen und Flecke im Schiltkalk der helvetischen Decken.

Die mikroskopische Untersuchung einer grösseren Serie von Dünnschliffen aus dem Oxford und den gelbfleckigen Schiltkalken meines Gebietes und von anderen Lokalitäten hat nämlich gezeigt, dass das Material der gelben Flecke im Schiltkalk mit demjenigen der Oxfordkalke absolut identisch ist. Die Übereinstimmung lässt sich bis in die feinsten Details nachweisen (vgl. Fig. 3, 4, 5). Charakteristisch ist dabei das mosaikartige Bild des Schliffes (siehe auch Fig. 156 in 59, 566).

Entgegen der Ansicht ARN. HEIMS (59, 566 ff.), es handle sich bei den Knollen und Flecken des Schiltkalkes vielfach um primäre, eisenschüssige Mineralien, glaube ich auf Grund der mikroskopischen Untersuchung, dass die gelben Partien des Schiltkalkes aufgearbeitetes Oxfordmaterial des Untergrundes darstellen; damit stimmen die Sedimentationsverhältnisse an der Dogger-Malmgrenze gut überein (vgl. Fig. 2).

Aufgabe künftiger Forschung wird es sein, zu prüfen, ob sich am Aarmassivrand Oxford noch an anderen Stellen ausser an der Windgälle und im Schluchgraben auffinden lässt.

Ganz allgemein mag noch beigefügt werden, dass die facielle Ausbildung des autochthonen helvetischen Oxfordien durchaus derjenigen des östlichen Basler- und Aargauerjura (Herznach) entspricht. Die Mächtigkeit ist eine geringe, eisenschüssiges Gestein herrscht vor. Oxfordschiefer, wie sie den höhern helvetischen Decken eigen sind, und die den Renggeritonen des Bernerjura vergleichbar wären, fehlen ganz.

b) Argovien.

(Schiltschichten.)

Basalkonglomerat.

Das Einsetzen der Schiltschichten entspricht einer Transgression des Malmmeeres. Demzufolge führt die Basis des Argovien meist der Unterlage entrissenes, aufgearbeitetes Material in grössern und kleineren Brocken (vgl. Profil der Dogger-Malmgrenze Fig. 2).

Als derartige Komponenten treten im grauen Schiltkalk, der nicht selten hornsteinähnlich ausgebildet und äusserst zäh ist, sowohl Callovien-Eisenoolithbrocken als auch, wie schon erwähnt, gelbbraune Oxfordkalke auf. Dieses Basalkonglomerat erreicht im Maximum eine Mächtigkeit von 2,50 m. Dem Gesagten entsprechend beobachten wir dasselbe bald über Oxford (Schluchgraben), bald über Callovien-Eisenoolith (Sefinenschluet, Schopf) oder, falls auch dieser verarbeitet worden ist, direkt auf Bathonien (Schafläger und oberhalb Schwendi).

Ein Hineingreifen dieser Bildungen in Fugen und Klüfte des darunterliegenden Doggers konnte nicht beobachtet werden.

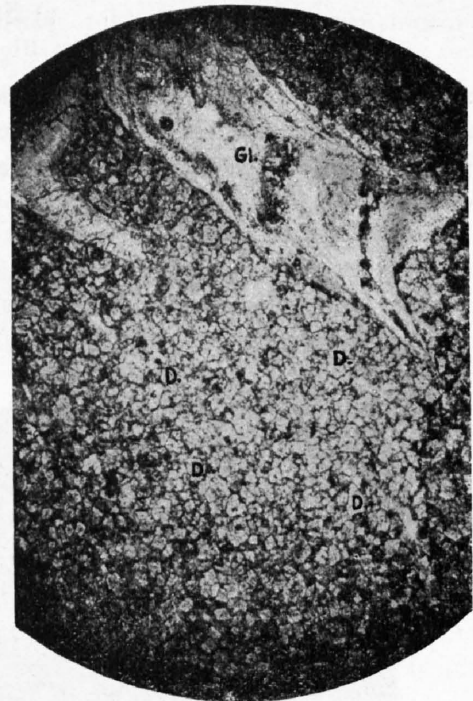


Fig. 3. — Dünnschliff aus dem Oxford des Schluchgrabens.

Vergrösserung zirka 60mal.

Gl. = Glaukonit; D = Dolomitkörner.

Schiltschichten s. str.

Über den erwähnten basalen Bildungen folgen in raschem Übergang die typischen, gelbfleckigen Schiltschichten, zu unterst vorwiegend kalkig, oben mehr seidenglänzend, schiefrig entwickelt. Die Gesamtmächtigkeit beträgt zirka 10 m. Schlecht erhaltene, gestreckte *Ammoniten* und *Belemniten* sind häufig.

c) Sequanien-Kimmeridgien.

(Hochgebirgskalk s. str. Fig. 6.)

Blauschwarze, klingend harte, dichte Kalke mit muscheligen-splitterigem Bruch und häufigen, bis faustgrossen Silexknollen bauen die Masse des Hochgebirgskalkes auf. Von Fossilien kommen nur *Belemniten* häufig vor, sind aber ihrer schlechten Erhaltung wegen für die Fixierung des Alters unbrauchbar.

Die Mächtigkeit ist der komplizierten Lagerungsverhältnisse wegen nicht genau zu ermitteln. In der Mürrenfluh mag sie normal 300 m betragen, nimmt aber nach SW rasch ab und erreicht am Tschingeltritt kaum 100 m. Bis zum oberen Gasterntal keilt der Hochgebirgskalk ganz aus.



Fig. 4. — Gelber Oxfordfleck aus Schiltskalk.

Vergrößerung zirka 60mal.

Gl. = Glaukonit; D. = Dolomitkörner;
S. = Schiltskalk; C. = Calcit.

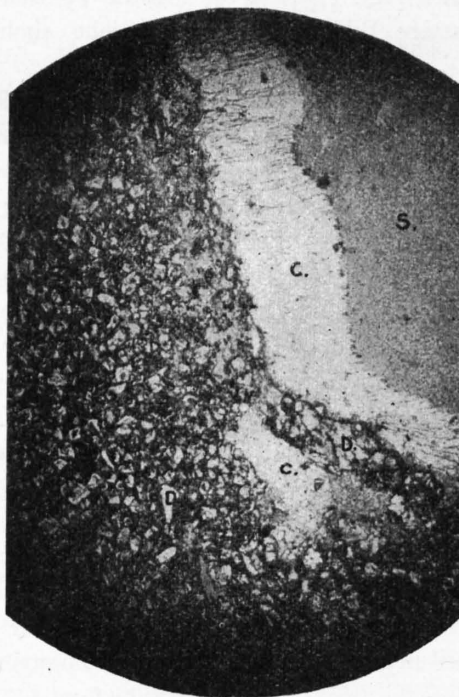


Fig. 5. — Schiltskalk mit Oxfordfleck.

Vergrößerung zirka 60mal.

Gl. = Glaukonit; D. = Dolomitkörner;
S. = Schiltskalk; C. = Calcit.

Irgend eine Gliederung lässt sich in dem einförmigen Gestein nicht durchführen. Eine in den mittleren Partien stellenweise deutliche, mergelig-schieferige Zone von 1 m Mächtigkeit bringt den einzigen erkennbaren Unterbruch in den sonst schlecht gebankten bis massigen Malmwänden des Seinen- und Lauterbrunnentales. Am besten ist sie aufgeschlossen am Aufstieg vom Hotel Tschingelhorn am Ober-Steinberg zum «Tanzboden» zirka 55 m über der Basis des Hochgebirgskalkes. Sie setzt mit scharf ausgesprochener Grenze ab gegen die typischen Malmkalke im Hangenden und Liegenden.

Höher oben, im Weg von Ober-Steinberg nach der Bussenalp ist der Malmkalk erfüllt von rötlichen, gut sichtbaren Flecken. Es sind bunte, marmorisierte Kalkkomponenten, die in einer dunklen Kalkmasse schwimmen. Das Gestein ist eine typische Breccie, sehr ähnlich derjenigen, die A. TROESCH

(118, 70) vom Blümlisalpattel an der Basis seines Berrias (jetzt Tithon) beschreibt. Dieser Breccienhorizont fällt zusammen mit dem allmählichen Übergang in die weissen Marmore des Tithons.

d) Tithon.

Im Hangenden des eigentlichen Hochgebirgskalkes lässt sich eine Serie plattiger bis dünnbankiger, sehr heller Kalke abtrennen, die meist stark marmorisiert sind. Ihre Mächtigkeit beträgt höchstens 80 m, doch ist sie in meinem Gebiet wegen der starken, tektonischen Störungen nirgends einwandfrei festzustellen.

Der Bruch dieser hellen Kalke ist unregelmässig, blätterig, die Bruchfläche grauweiss und stark glitzernd. Die Verwitterungsfläche weist die Farbe des frischen Gesteins auf, das an manche feinzuckerkörnige Dolomite der inneralpinen Trias erinnert. Stark verwitterte Partien zerfallen mehlig; auch beim Anschlagen des sehr weichen Gesteins bildet sich ein feiner weisser Staub. Petrographisch stimmt das Gestein völlig überein mit der kalkigen Facies des Tithons, wie sie in den tiefsten Teilen der Doldenhorndecke vorkommt, und da sich in der letzteren seitliche Übergänge in die mergelige, fossilführende Facies der Zementsteinschichten einwandfrei beobachten lassen, so stelle ich auch diese entsprechenden, autochthonen Gesteine zum Tithon, obwohl beweisende Fossilien nicht gefunden worden sind.

III. Kreide (?).

Ich muss es unentschieden lassen, ob in der autochthonen Serie auch Kreidesedimente vorkommen; immerhin möchte ich das Vorhandensein der untersten Kreide für wahrscheinlich halten. Vorläufig lässt sich folgendes sagen (vgl. Fig. 6):

Im S-Hang des Spitzhorns tritt über den beschriebenen Tithonkalken eine von diesen deutlich verschiedene, zirka 1 m mächtige Serie dunkler, grauschwarzer Kalke auf, die dünnplattig geschichtet sind und mergelig verwittern. Ihr Hangendes bildet ein 10—15 m mächtiger, gut geschichteter Kalk, in Bänken von 0,2—0,8 m Dicke, mit hellgrauer bis weisser Verwitterungsfarbe. Der frische Bruch ist grauweiss, zeigt aber nicht selten eine bräunliche bis rosarote Färbung, wie sie für den Oehrlikalk der tiefsten Partien der Doldenhorndecke typisch ist. Die obersten Lagen sind dicht (kryptokristallin) bis feinkörnigkristallin, in den tieferen Partien finden sich vereinzelte Oolithe. Fossilien konnte ich in meinem Gebiet keine finden.

Beim Staubbach hat nun H. STAUFFER (102) in diesen Kalken eisenschüssige, bunte Tonschieferfasern und Sandsteinnester nachweisen können. Diese treten in absolut gleicher Ausbildung als ein festländisches Produkt der Valangienzeit im obersten Oehrlikalk der Doldenhorndecke auf, einen unverkennbaren, charakteristischen Leithorizont bildend.

Diese Funde H. STAUFFERS, ferner die typische Färbung des Gesteins und die ausgesprochene Trennung der Schichten vom Tithon bestimmen mich, die beschriebene Serie dem Berrias-Oehrlikalk zuzuweisen; dies um so mehr, als auch ARN. HEIM (59) in seiner Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe ähnliche Gesteine aus der autochthonen Kreide vom Kistenpass, Selbsanft und Calanda (loc. cit. 162 ff.) beschreibt.

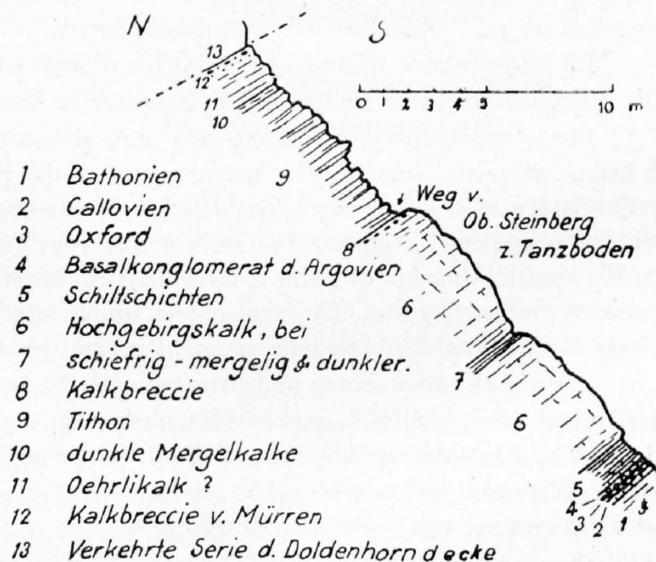


Fig. 6. — Malm-Kreideprofil der autochthonen Serie südlich des Tanzbodens.

IV. Tertiär.

1. Basisschichten.

Kalkbreccie von Mürren (H. STAUFFER).

(Priabonien, eventuell Auversien nach J. BOUSSAC.)

Die Basis des autochthonen Tertiärs ist von einer merkwürdigen Breccie gebildet. Schon B. STUDER hat bei Mürren diese Gesteine als *Nummuliten*-führend erkannt (vgl. Anmerkung 1 in 82, 41); C. MOESCH (82) beschreibt sie als «echten Nummulitenkalk» und erwähnt die direkte Auflagerung auf den Malmkalken der linksseitigen Talwand des Lauterbrunnentales. Sowohl C. MOESCH wie nach ihm ED. HELLGERS (61), welcher das Gestein als Baugrund des «Palace-Hotel des Alpes» in Mürren beschreibt, weisen den Horizont dem Eocän zu. Der ausgesprochen brecciöse Charakter des Gesteins wird nicht näher beachtet, erst in neuster Zeit hat H. STAUFFER (102) nachdrücklich darauf hingewiesen, das Gestein als «Kalkbreccie von Mürren» bezeichnet und dem Priabonien zugewiesen.

Der beste Aufschluss dieser Bildung liegt ausserhalb meines Gebietes, er bietet aber die einzige gute Vergleichsmöglichkeit, weshalb wir ihn hier kurz erwähnen wollen. Folgt man von der Station Mürren der Fahrstrasse nach dem Dorf, so trifft man, nach zirka 150 m Weges, an der zweiten Strassenbiegung unter dem Palace-Hotel einen kleinen verlassenen Steinbruch in dem erwähnten Horizont. Dasselbe Gestein bildet auch den Felskopf unter der Strasse. Weiter gegen das Dorf zu steht rechter Hand der Kalk wieder an, tritt über der Strasse in mehreren kleinen Köpfen hervor, findet sich auch beim Brunnen des Hotels Kurhaus und ist prächtig aufgeschlossen unter den Tennisplätzen dieses Hotels und bei der dortigen Kraftstation. Die letztgenannte Lokalität erschliesst auch leicht zugänglich das Liegende der Kalkbreccie.

Das normale Gestein zeigt äusserlich ganz malmähnlichen Habitus; erst durch die Verwitterung wird die Brecciennatur deutlich. In einem aus feinsten Gesteinstrümmern bestehenden kalkigen Zement liegen stark ausgewalzte und gestreckte Komponenten eines feinen, dichten, oft marmorisierten Kalkes, der sehr grosse Ähnlichkeit aufweist mit den Marmoren, wie sie im Tithon und der untersten Kreide der tiefsten Partien der Doldenhorndecke sehr häufig sind und wie man sie aus denselben stratigraphischen Horizonten von Grindelwald, von der Grossen Scheidegg (hier *Nerineen* führend), aus dem Gebiet der Engelhörner und ferner aus der Ostschweiz kennt.

Die ausgewalzten Komponenten sind oberflächlich als kleine Schüppchen meist deutlich erkennbar. Die Untersuchung von Dünnschliffen bestätigt in klarer Weise die brecciöse Natur des Gesteins.

Dieser ganze Breccienhorizont geht ohne sichtbare Grenze nach unten langsam und allmählich in helle, fast weisse, äusserst feine marmorisierte Kalke über, die das Dach des eigentlichen Hochgebirgskalkes bilden. Der Übergang vollzieht sich, sehr verschieden rasch, in einer zwischen 2 und 15 m wechselnden Gesteinsmächtigkeit. Die Kalkbreccie von Mürren führt immer zwischen den Komponenten im Bindemittel eingebettet kleine makrosphärische *Nummuliten*, die im ganzen Verbreitungsgebiet nachgewiesen werden können. Ich beobachtete sie bis jetzt aber nur in den obersten Partien der Breccie. Tiefer als maximal 5 m scheinen sie nicht in das Gestein hinabzureichen.

Obwohl die Auswalzung und Streckung der Komponenten auf starke mechanische Beeinflussung der Breccie schliessen lässt, darf dieselbe doch nicht etwa als Reibungsbreccie gedeutet werden. Gegen eine solche Annahme spricht unzweifelhaft der Erhaltungszustand der eingeschlossenen *Nummuliten*. Wenn diese auch nicht mehr näher bestimmbar sind, so zeigen sie doch nie bedeutende Deformation oder gar Spuren von Zertrümmerung, wie sie bei einer Reibungsbreccie sicher zu beobachten wären.

Dies bestimmt mich, die Breccie als eine stratigraphische Bildung aufzufassen, und zwar denke ich mir, dass sie entstanden ist bei der Transgression des Priabonienmeeres über eine karrig zerfressene, von unterer Kreide bzw. Malmkalken gebildete alttertiäre Landoberfläche. Die Transgression mag den bereits gelockerten Meeresboden noch etwas aufgearbeitet haben; jedenfalls aber sind zu dieser Zeit die *Nummuliten* dem Trümmermaterial beigemischt worden. Bei der später erfolgten Überschiebung der Doldenhorndecke ist dann die Breccie noch mechanisch deformiert worden.

Die Bildung der Breccie ist vielleicht zeitlich zu parallelisieren mit der Entstehung der in der Zone Engelberg-Erstfeld und anderwärts beobachteten siderolithischen Breccien. Spuren von Bohnerz oder Bolustonen sind zwar in der Breccie nicht nachzuweisen, doch deuten vielleicht die vielfach rot und gelb gefärbten Komponenten in den Aufschlüssen von Mürren auf ein ehemaliges Vorhandensein solcher Bildungen hin.

Die Entstehung der Kalkbreccie ist auch in der Weise denkbar, dass eine nach Ablagerung der Bohnerzformation und der Cerithienschiechten (Auversien) einsetzende festländische Abtragung diese zwei Schichtglieder wieder weggeschafft und die freigelegte Kalkunterlage aufgearbeitet und gelockert habe. Möglicherweise ergibt sich aus dem Vorhandensein einer von A. TROESCH (118) entdeckten aber



Fig. 7. — Kalkbreccie von Mürren.

Vergrößerung zirka 60mal.

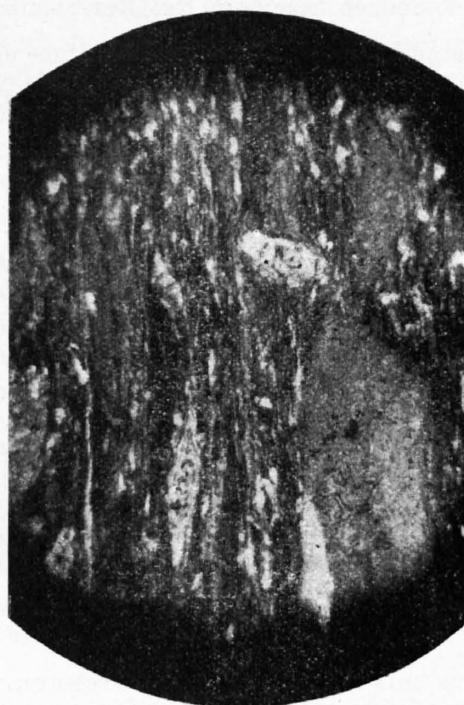


Fig. 8. — Kalkbreccie von Mürren.

Vergrößerung zirka 60mal.

bisher noch nicht bearbeiteten marinen Schneckenfauna im Bohnerz der Fisistöcke (in der parautochthonen Doldenhorndecke) eine Stütze für die ehemalige weitere Verbreitung der siderolithischen Bildungen (vgl. auch P. ARBENZ, 4, Fussnote S. 19).

Von grossem Interesse ist es nun, dass es mir gelang, die Breccie von Mürren südwestwärts ins Sefinental und bis weit hinauf ins oberste Lauterbrunnental zu verfolgen.

Sie streicht südlich von Gümmelen und vom Brünli in die «Sefinenflühe» (vgl. S. XII) hinaus und lässt sich dort durchgehend südwestwärts verfolgen bis zu den Hütten im «Thal». Die Wand der «Grundbalm» (vgl. S. XII), einer kleinen Malmschuppe, schliesst nach oben mit derselben Breccie ab. Auf dem rechtseitigen Hang des Sefinentales konnte die «Kalkbreccie», wie auch das übrige Tertiär, nirgends nachgewiesen werden, weil die mächtigen Bergsturmassen der Bussenalp diese Bildungen völlig verdecken.

Während im Lauterbrunnental oberhalb Stechelberg die später zu beschreibenden jung-eocänen Schiefer und Quarzite fehlen, bildet die Kalkbreccie einen durchgehenden Horizont. Ich fand sie wieder im S-Absturz des Tanzbodens wenige Meter über dem Weg, der von der Bussenalp nach Ober-Steinberg führt. Sie lässt sich von hier weg, westwärts langsam ansteigend, unter dem Spitzhorn,

Ellstab und Tschingelgrat durch, allerdings nicht immer deutlich, bis an den Tschingeltritt verfolgen, wo sie unter dem Gletscher verschwindet.

Von E nach W und von N nach S ist eine deutliche Reduktion der Mächtigkeit dieser Bildungen zu konstatieren. Folgende Zusammenstellung gibt darüber Aufschluss:

Vorkommen	Mächtigkeit in m
Palace-Hotel Mürren	15 m
Kraftstation Hotel Kurhaus Mürren	10—12 »
Südlich des Brünligipfels	7 »
Nordwestlich «Thal» unterhalb «Grundbalm»	zirka 5 »
S-Absturz Tanzboden	3 »
Südlich Spitzhorn bis Ober-Steinberg maximale Mächtigkeit . . .	2 »

Parallel mit der Mächtigkeitsabnahme der Breccie scheint auch ein weniger tiefes Eindringen der *Nummuliten* im Gestein zu gehen. Ich fand *Nummuliten* im Sefinental an zwei Stellen nordöstlich der Hütten im «Thal» und ferner im Lauterbrunnental südlich vom Tanzboden und Spitzhorn und nördlich vom «Schafläger».

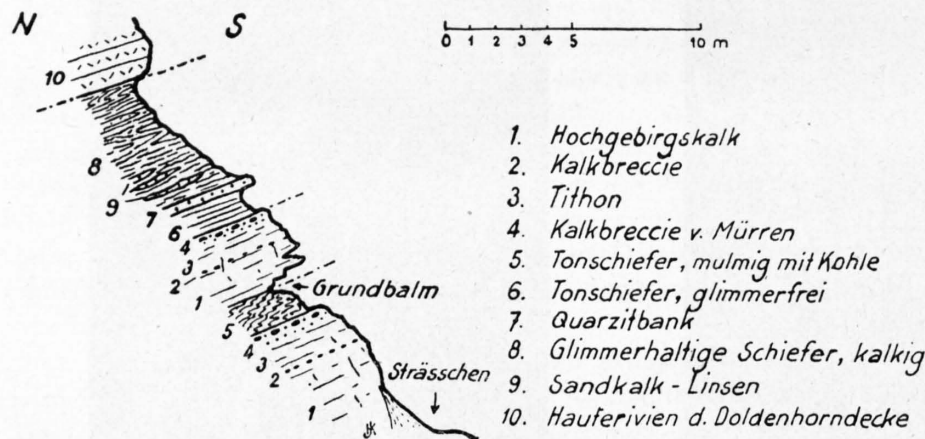


Fig. 9. — Malm-Tertiärprofil der autochthonen Serie bei der Grundbalm im Sefinental.

massivs mit aller Schärfe zu trennen von den petrographisch so ähnlichen Gesteinen der überschobenen parautochthonen Doldenhorndecke, welche der Breccie in verkehrter Lagerung unmittelbar aufliegen.

2. Obereocäne Schichten über der Kalkbreccie.

Eocäne Schichten, die zum Hangenden der Kalkbreccie gehören, finden sich nur auf der N-Seite des Sefinentales. Vom Plateau von Mürren weg lässt sich westwärts über Gummelen ein Schieferzug verfolgen, der in der Wand südlich vom Brünli (P. 3132) durchzieht und bei den Hütten von «Thal» den Boden des Sefinentales erreicht.

Landschaftlich tritt dieser Zug in den sonst kahlen «Sefinenflühen» als Tannenbestand deutlich hervor.

Obereocäne Schiefer und Quarzite.

(Priabonien-Ludien nach BOUSSAC.)

Wohl der beste Aufschluss findet sich bei der sogenannten «Grundbalm», wenig nordöstlich der Hütten von «Thal». Die Balm ist östlich dieser Hütten, vom Strässchen aus am linken Talhang in geringer Höhe deutlich zu sehen; sie ist bedingt durch eine im Eocän steckende Malmschuppe, die dem Autochthonen entstammt.

Die Schiefer sind hier in ihrer ganzen Mächtigkeit aufgeschlossen und zeigen auch die eingeschlossenen Kalklinsen und die Quarzitbänke. Überdies sind die Basisschichten des Tertiärs, d. h. die Kalkbreccie und ihr Liegendes gut zugänglich (siehe Fig. 9).

Dank dieser charakteristischen Nummulitenbreccie ist es möglich, auch im obersten Lauterbrunnental, wo das übrige autochthone Tertiär fehlt, die Serie des autochthonen Sedimentmantels des Aar-

Die Schiefer sind graugelb verwitternde Kalktonschiefer, sehr ebenflächig spaltend; auf der Spaltfläche häufig mit Ablösungen kleiner Schüppchen. Frisch angeschlagen lässt sich ein intensiver Tongeruch wahrnehmen, der auch auf alten Bruchflächen beim Anhauchen noch deutlich ist. Glimmerschüppchen sind unregelmässig verteilt, bald spärlicher, bald reichlicher, letzteres besonders westlich von dem bei «Thal» von N herunterkommenden Bach. Diese glimmerreichen Varietäten spalten nicht so ebenflächig wie die glimmerarmen. Mit Salzsäure brausen die Schiefer ziemlich stark. An tektonisch stark gequetschten Stellen zerfallen sie zu einer mulmigen Masse, die an der Grundbalm Kohlenspuren aufweist.

In diesen Schiefen eingelagert finden sich nicht selten linsenförmige, kalkige, im Bruch dunkelgraue Bänklein, von rostbrauner Anwitterungsfarbe. Sie erreichen selten eine Mächtigkeit von mehr als 30 cm, sind aber im Streichen oft auf 50 m und mehr zu verfolgen. Organische Reste konnten in diesem Gestein keine gefunden werden. Im Streichen gehen diese kalkigen Zwischenlagen meist über in tiefschwarz glänzende Tonschiefer ohne Glimmergehalt. In feinen Äderchen tritt der Kalk noch in den Schichtfugen dieser Schiefer eine Strecke weit auf, häufig zellig herauswitternd, was den Schiefen ein eigentümlich löcheriges Aussehen gibt. Schliesslich bleibt der Kalk auch auf den Schichtfugen aus und aus den Tonschiefen entwickeln sich normale glimmerhaltige Tertiärschiefer.

Von den Schiefen stratigraphisch wohl kaum zu trennen sind grobkörnige Quarzite, die in drei Bänken dem genannten Schieferzug eingeschaltet sind.

Eine erste Quarzitbank von 3,5 m Mächtigkeit findet sich direkt nördlich der Hütten im «Thal», auf zirka 1500 m Höhe. Sie streicht ungefähr 150 m weit talauswärts, setzt dann plötzlich scharf ab und tritt erst etwa 1 km weiter östlich als zweite Bank wieder auf.

Von diesen zwei Quarzitbänken durch eine bis 50 m mächtige Schieferserie getrennt, folgt dann nach oben eine dritte, 8—10 m mächtige Bank von hellen Quarziten, die als fast 200 m lange Linse in den Schiefen steckt. Mit ihrem Dach bildet sie die Unterlage für die Überschiebungsmassen der Doldenhorndecke.

Da sich keine der drei Quarzitbänke gegen Gümmelen zu weiter verfolgen lässt und somit kein Zusammenhang mit dem Eocän von Mürren besteht, lässt sich ihre stratigraphische Stellung nicht genau ermitteln, doch sind sie am ehesten zu parallelisieren mit den von H. STAUFFER (102) vom Plateau von Mürren beschriebenen Quarzitbänken des Priabonien.

Zusammenfassung der autochthonen Serie.

Die **Trias** ist verhältnismässig reich gegliedert, indem sich an der Basis des Keupers eine charakteristische Breccie ausscheiden lässt und ferner im Keuper pflanzenführende Schiefer, mutmasslich vom Alter des Schilfsandsteins, auftreten. Endlich tritt mächtiges Rhät auf, das sonst dem nördlichen autochthonen Sedimentmantel fehlt.

Die **Juraserie** beginnt mit dem Aalénien, der Lias fehlt. Das Aalénien selbst ist gleichfalls nur reduziert entwickelt, dies gilt zunächst für die sogenannten unteren Schiefer (Opalinusschiefer), die als dünnes Bändchen nur im östlichen Gebietsteil nachzuweisen waren. Auch fehlt die sogenannte untere Echinodermenbreccie (Horizont des *Am. Murchisonae*) ganz. Durchgehend vertreten ist erst der Kieselknauerhorizont (wohl *Am. Sowerbyi*-Schichten), ebenso die obere Echinodermenbreccie, die durch *Stephanoceras* ihre Zugehörigkeit zum Bajocien beweist. Durch Fossilien sind auch belegt wenig mächtiges kalkig-schieferiges Bathonien (*Parkinsonien*) und eisenoolithisches Callovien.

Beim Malm ist als besonders interessant hervorzuheben, das lokale Vorkommen von fossilführendem Oxfordien, das Einschlüsse von aufgearbeitetem Callovien enthält. Die Stelle befindet sich im Schluchgraben. Offenbar handelt es sich um ein bei der Transgression der Schiltschichten verschont gebliebenes Relikt. Die vollständige lithologische Übereinstimmung mit dem einzigen bisher bekannten Oxfordvorkommen am Ribiboden und Furggeli an der Kl. Windgälle spricht wohl für ehemals allgemeines Vorhandensein oder doch wenigstens viel ausgedehntere Verbreitung des Oxfordiens. Als Beweis hierfür betrachte ich das Vorkommen von aufgearbeitetem Oxfordmaterial im Schiltkalk. Das Argovien trägt typisch transgressiven Charakter und liegt dementsprechend bald dem Callovien,

bald dem Oxfordien auf. Dabei beginnt es mit einem Basalkonglomerat, das aus Schiltkalk mit Einschlüssen von Callovien und Oxfordien besteht. Schiltschichten und Hochgebirgskalk zeigen die gewohnte Ausbildung. Die darüber auftretenden helleren Kalke weisen dem Tithon zu.

Kreide ist durch Fossilfunde nicht bewiesen.

Das Studium der Detailprofile (vgl. Fig. 6) ergibt aber die Möglichkeit des Vorhandenseins von Berrias.

Das **Tertiär** der autochthonen Serie zeigt die normale Ausbildung, wie sie aus den Gebieten der Zentralschweiz bekannt ist. Lutétien fehlt gänzlich; Auversien ist nicht sicher nachzuweisen, möglicherweise hat aber die Kalkbreccie von Mürren dieses Alter, sofern sie nämlich als Äquivalent der siderolithischen Bildungen im Autochthonen der Zentralschweiz betrachtet werden kann. Das Priabonien zeigt deutliche Gliederung in Quarzite unten und mächtige Schieferhorizonte oben. Cerithienschichten scheinen ganz zu fehlen.

Die eocäne Transgression ist scharf ausgeprägt. Die regionalen Zusammenhänge und die Beziehungen zu den höheren tektonischen Einheiten sollen weiter unten im einzelnen besprochen werden (siehe S. 46 ff.).

C. Die Doldenhorndecke.

(Blümlisalpette.)

Durch die Arbeiten von A. TROESCH (118) und ED. GERBER (45) wurde die von C. MOESCH (82) geschaffene Stratigraphie der Blümlisalpette auf eine ganz neue Basis gestellt. A. BUXTORF und E. TRUNINGER (29), M. LUGEON (78) und in jüngster Zeit H. ADRIAN (1) haben dann weitere Beiträge geliefert, so dass die Schichtfolge der Doldenhorndecke als in der Hauptsache gut bekannt bezeichnet werden darf.

Die nachfolgende Beschreibung soll deshalb nur da ausführlich gehalten werden, wo meine Aufnahmen neue Gesichtspunkte ergeben haben.

Am Aufbau der Doldenhorndecke beteiligen sich neben kristallinen Schiefen die sämtlichen Sedimente vom Rötidolomit bis ins Eocän, ausgenommen mittlere und obere Kreide. Die Orographie des Gebietes bedingt in der Regel prächtige Aufschlüsse. Der Untersuchung sehr hinderlich ist aber die Unzugänglichkeit grosser Gebietsteile. Aus diesem Grunde ist besonders die genaue stratigraphische Untersuchung der jurassischen Sedimente nur in beschränkter Masse durchführbar; denn sie finden sich ausschliesslich in den fast unersteigbaren S-Wänden von Doldenhorn, Blümlisalp und Gspaltenhorn.

I. Kristalline Schiefer.

Den Kern der Doldenhorndecke bilden die Sericitschiefer und -gneise vom Grossen und Kleinen Hockenhorn, Mutthorn, Tschingelhorn und Lauterbrunner Breithorn.

Da ich diese Gesteine nicht näher untersucht habe, sei auf die Angaben von E. VON FELLEBERG und C. SCHMIDT (41), ferner V. TURNAU (121), ebenso auf die Arbeit von B. SWIDERSKI (109) über die Geologie des Lötschentales verwiesen. Die Schieferzone des Lötschentals bildet, wie wir wissen, die Wurzel der Doldenhorndecke.

II. Trias.

Die Trias ist in der Doldenhorndecke wahrscheinlich nur spärlich vertreten; jedenfalls ist sie selten aufgeschlossen.

Hierher zu stellen ist der von A. TROESCH entdeckte Dolomitfels im Kanderfirn zirka 500 m westlich des Tschingelpasses am Fusse des Morgenhorns. Er zeigt Rötidolomit in normaler Ausbildung mit einigen Rauhwackebänken im Liegenden, in einer Gesamtmächtigkeit von zirka 8 m und wird direkt

von Lias überdeckt, so dass also Keuper ganz fehlt, entsprechend den Verhältnissen im Gebiet der Lötschentaler Rothörner (Faldum-, Resti- und Ferdenrothorn), mit welchen die Doldenhorndecke im Streichen zusammenhängt.

III. Jura.

In der Blümlisalpgruppe finden sich die jurassischen Sedimente ausschliesslich in der südlichen höchsten Gipfelreihe, Doldenhorn bis Gspaltenhorn. Soweit sie in den Steilwänden überhaupt untersucht werden konnten, liess sich folgende Gliederung des Jura durchführen:

Zementsteinschichten (Tithon-Portland)	}	Malm
Hochgebirgskalk (Kimmeridge-Sequan)		
Schiltschichten, Basalkonglomerat (Argovien)		
Eisenoolith, Sandkalke, Konglomerate (Callovien, Bathonien)	}	Dogger
Echinodermenbreccie, Spatkalke und Sandsteine (Bajocien)		
Eisensandsteine und eisenschüssige Tonschiefer (Aalénien)		
Spatkalke	}	Lias
Quarzite		

I. Lias.

Nach den Angaben C. MOESCHS (82) und nach Bl. XVIII sollte sich in der Gamchilücke Lias finden. MOESCH stützt sich dabei auf ein Prachtsexemplar von *Ammonites angulatus*, SCHLOTH., das von dieser Stelle stammen soll und im Berner Museum aufbewahrt wird. Da aber MOESCH (vgl. 82, 41) dieses Fossil nicht selbst gefunden hat, möchte ich es mit ED. GERBER (45) und A. TROESCH (118) offen lassen, ob der *Ammonit* wirklich an der Gamchilücke gefunden wurde. Trotz wiederholter Begehungen gelang es auch mir nicht, daselbst Lias aufzufinden; ich glaube deshalb, dass eine unrichtige oder mindestens ungenaue Fundortangabe vorliegt. Möglicherweise ist das Fossil in dem kleinen, isolierten Liasvorkommen zirka 800 m südwestlich der Gamchilücke gefunden worden. Auf der Karte von GERBER, HELGERS und TROESCH (K 4) ist dasselbe noch als Dogger verzeichnet. Der betreffende Felskopf wenig westlich des Tschingelpasses, der rings vom Eis des Kanderfirns umgeben ist und fast nur aus Dolomit und Rauhwacke besteht, fällt jedem, der den Tschingelpass begeht, sofort durch seine intensiv gelbe Verwitterungsfarbe auf. Im Dach trägt dieser Dolomit in geringer Mächtigkeit Spatkalke des Lias. Es ist dies das östlichste Liasvorkommen meines Gebietes.

Sehr viel ausgedehnter sind die Liasvorkommen im obern Gasterntal, im Sockel des Doldenhorns. Ihr westlichster Aufschluss liegt beim «D» des Wortes Dolden. Ein erstes, tieferes Band lässt sich von hier weg schwach nordostwärts ansteigend ununterbrochen verfolgen bis zum NW-Ende des Kanderfirns. Ein zweites, höheres Liasband, das schon A. TROESCH (118) zum Teil als solches erkannt hat, zeigt sich im W erstmals südöstlich unter dem Fründenjoch und reicht nach NE bis unter das Oeschinenhorn, wird aber meist überdeckt von dem gewaltigen Hängegletscherzug, der in halber Höhe der Blümlisalpsüdwand auf den Aalénienschiefern ruht.

Noch am besten zugänglich (Vorsicht Steinschlag!) ist die Formation im «Dolden» und in den «Löchern» (vgl. S. XII). Im äusseren Löchergraben ist folgendes Profil zu beobachten:

1. Schwarze, eisenschüssige und sandige Schiefer mit Toneisensteinknollen (Aalénien, Opalinusschiefer) zirka 20 m
Scharfe Grenze gegen
2. Rostig anwitternde, frisch schwarze, stark kieselige und eisenschüssige Kalke. Meist etwas spätig und feinkörnig, mit vielen kleinen, im Bruch tiefschwarzen Dolomitkörnern
Übergang
3. Schmutzig-braungrau anwitternde schwarze Kalke, ähnlich 2, aber nicht so stark eisenschüssig und etwas grobkörniger. Massenhaft bis erbsengrosse Dolomitkörner, Echinodermensplitter nicht selten, schlecht erhaltene *Belemniten* häufig; hie und da Pyritnester 8—10 m

4. Braungrau anwitternde, im Bruch grauschwarze, etwas sandige Spatkalke, ohne Dolomitmörner, plattig bis schieferig zerfallend, mit vielen *Belemniten* 0,6—3 m
Scharfe Grenze gegen
5. Braunrot verwitternde, schwarze Kieselkalke, schwach spätig, mit grossem Quarzgehalt. Ausserordentlich zäh, zirka 10 m
6. Hellbraunrot gefärbte Quarzite, sehr hart, zirka 4 m
7. Wie 5 8 m
Scharfe Grenze
8. Wie 4 2 m
9. Wie 3, enthält vermutlich auch den durch Übergänge verbundenen Komplex Nr. 2. Wenig eisenschüssig, deutlich grobkörnig 10—12 m
Scharfe Grenze
10. Aalénienschiefer mächtig

In diesem Profil gehören die Schichten Nr. 2—9 zum Lias. Charakteristische Fossilien habe ich zwar nicht finden können, doch spricht die Lage im Schichtverband zweifellos für Lias, und zwar bildet die Serie einen von Aalénienschiefern umhüllten, nach N einsteichenden Gewölbekopf (siehe auch 29, Tafel 4, Profile 2 und 3). Ausserdem stimmt dieser Lias lithologisch vollständig überein mit demjenigen der Lötschentaler Rothörner und des Torrenthorngebietes, dessen Gliederung M. LUGÉON (78) zum Teil auf Grund von Fossilien durchgeführt hat. In Anlehnung hieran möchte ich die Schichten Nr. 2—4 und 8—9 als Toarcien, die Quarzite Nr. 5—7 als Domérien bezeichnen.

Ob noch ältere Liashorizonte vorhanden sind, kann ich einstweilen nicht entscheiden. Nach dem von C. MOESCH (82) erwähnten, seiner Herkunft nach leider fraglichen *Am. angulatus* SCHLOTH., darf dessen Existenz nicht a priori verneint werden. An dem als Fundstelle eventuell in Betracht kommenden Liasriff im obern Kanderfirn habe ich allerdings umsonst gesucht. Dagegen ist hervorzuheben, dass im Kern des oben beschriebenen Liasgewölbes ein Komplex dünnbankiger bis schieferiger Gesteine zu erkennen ist, die sich durch ihre graugelbe Verwitterungsfarbe deutlich von den mehr rotbraunen umhüllenden Gesteinen des Domérien und Toarcien abheben. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass diese Schichten älter sind als die Domérienquarzite und vielleicht die Stufen bis zum Hettangien hinunter umfassen. Leider ist die Stelle den Eisbrüchen des Gletschers so ausgesetzt, dass sie nicht besucht werden kann.

2. Dogger.

Der Dogger ist in grosser Mächtigkeit und reicher Gliederung vorhanden; da aber seine Vorkommen auf die S-Wände der Blümlisalpette beschränkt sind, ist eine detaillierte Untersuchung unmöglich. In zwei mächtigen übereinanderliegenden, parallelen Zügen streicht hier der Dogger vom Gabelbach im Gasterntal bis fast zum Tschingeltritt im hintersten Lauterbrunnental, die Kerne der nordwärts eintauchenden Malmfalten der Blümlisalpette bildend.

Die beste Gelegenheit zum Studium des Doggers bietet die Gamchilücke, ferner nördlich ob Gastern die Hänge in der «Gabel» und im «Guggas» sowie der Doldenschafberg (vgl. S. XII). Die Gefahr des Steinschlags lässt allerdings eine Begehung der letztgenannten Lokalitäten nicht immer ratsam erscheinen; doch kann folgende Gliederung des Doggers einwandfrei festgestellt werden:

Eisenschüssige Sandsteine	Aalénien
Schiefer	
Echinodermenbreccien	Bajocien
Konglomerate	Bathonien (?)
Sandkalke	Bathonien
Eisenoolithe	Callovien

a) Aalénien.

Für eine Gliederung des Aalénien ist die Gamchilücke der tektonischen Störungen wegen kaum geeignet. Normalere Verhältnisse finden sich im hintersten Gasterntal im sogenannten «Rücken» und in den «Löchern». Es lässt sich dort folgende Schichtreihe (vom Hangenden zum Liegenden) feststellen:

1. Schwarze feinkörnige Spatkalke (Bajocien), zirka 12 m
Scharfe Grenze
2. Schwarze, knorrig-knotige Schiefer, stark eisenschüssig und sandig mit härteren sandigen Adern (schiefriger Eisensandstein) 0,8—6 m
Nach unten übergehend in
3. Schwarzen, äusserst zähen, stark eisenschüssigen Sandstein mit seltenen Echinodermen-splittern. Intensiv rostrot und staubig anwitternd. Im Streichen öfters aussetzend . . . 0,25 m
Übergang
4. Schiefer wie 2 mit zahlreichen Eisensandsteinbänkchen
5. Hellgraue bis schwarze, sandige, spätige Kalke mit massenhaften Crinoidenstielgliedern und Seeigelstacheln. Die helleren Kalke sind typische Echinodermenbreccien 4—6 m
Übergehend in
6. Ruppige, sandige Kalke ähnlich 5, aber stark schieferig und mit schönen *Pentacrinus*-stielgliedern und *Belemniten* 0,8 m
7. Feinsandige Schiefer, in den hangenden Partien kalkig und gebankt, die oberste Schicht konglomeratisch. Nach unten werden die Schiefer sehr ähnlich den unter 2 beschriebenen Gesteinen, führen aber im Gegensatz zu diesen rundliche Toneisensteinknollen bis zur Grösse eines Hühnereis (sogenannte Geoden) 1,6 m
Übergang
8. Eisenschüssige, sandige Schiefer (Eisensandstein) wie Nr. 2, gegen die Basis häufig mit Linsen eisen- und sandfreier, tiefschwarzer glänzender Tonschiefer, die etwas Glimmer führen und oft Nester von Pyrit einschliessen, zirka 30 m
Scharfe Grenze
9. Dunkle Spatkalke des Lias

Die Schichtglieder Nr. 3—6 sind auch in der Gamchilücke gut aufgeschlossen. Fossilien, die zur genauen Altersbestimmung brauchbar wären, konnte ich nicht finden; in Analogie zu andern helvetischen Decken dürften aber die Schichten Nr. 3—6 wohl die Murchisonaestufe repräsentieren. Die Schiefer im Liegenden möchte ich allgemein als Aalénien-schiefer bezeichnen und von der Benennung Opalinusschiefer absehen, da hierfür die Beweise fehlen.

Ausser an den genannten Lokalitäten finden sich die Schichten des unteren Doggers in der ganzen S-Wand von Doldenhorn und Blümlisalp und ermöglichen die Bildung des so charakteristischen Hängegletscherzuges in halber Höhe der Wand. Am tiefen Einschnitt des Fründenjochs tritt das Aalénien auf die Gratschneide und ist aus grosser Distanz erkennbar, desgleichen wenig unterhalb der roten Zähne in der Gspaltenhorn-S-Wand.

b) Bajocien.

(Echinodermenbreccien.)

Über dem Aalénien folgt mit scharfer Grenze die Echinodermenbreccie des Bajocien. Die Gesteine sind sehr verschiedenartig ausgebildet und in grosser Mächtigkeit vorhanden.

Im Grat von der Gamchilücke zum Morgenhorn notieren wir von oben nach unten folgendes Profil:

1. Grauer, feinkörniger, harter Echinodermenkalk, etwas sandig, ohne Dolomitkörner. Grau und glatt anwitternd; dünnbankig, minimum 6 m

Übergang

2. Grauer, mittelkörniger Spatkalk, mit kleinen eingesprengten Dolomitkomponenten (diese stellenweise gehäuft). Oberfläche rau, schmutzigbraun; massig, sehr hart, zirka . . . 20 m
3. Weissgraue, sandige, körnige Kalke mit seltenen Echinodermensplittern; kleine Dolomitkörner sehr zahlreich. Kleine Quarzkörner. Auffallend sind sandige-kieselige Partien, die stellenweise durch graugrüne Sandsteinnester ersetzt sind. Im oberen Teil schieferig und nicht verwitternd, nach unten massiger werdend. In den tieferen Partien wird der Kalk dunkler; die Echinodermensplitter werden zahlreicher; daneben finden sich häufig bis haselnussgrosse Quarzitgerölle und ebensolche von Dolomit und schwarzem Kalk . 6—8 m

Übergänge

4. Schwarze, feinkörnige Echinodermenbreccie, schwach sandig, dünnbankig. 2,5 m
5. Schwarze, feinkörnige, zähe Kalke, mit groben, glänzenden Echinodermensplittern und Dolomitkörnern. Braun anwitternd; von viel Calcitadern durchzogen 14 m

Scharfe Grenze

6. Schiefer des Aalénien in grosser Mächtigkeit.

Fossilien sind durchwegs sehr selten und schlecht erhalten, sodass eine detaillierte Gliederung des Bajocien vorläufig unmöglich ist.

Gegenüber dem autochthonen Bajocien fällt die ungleich grössere Mächtigkeit und mannigfaltige Ausbildung auf; dann aber auch das etwas gröbere Korn der Echinodermenbreccien, ebenso der bedeutend grössere Dolomitgehalt. Ein Facieswechsel im Dogger der beiden tektonischen Einheiten ist unverkennbar.

c) Bathonien und Callovien.

Die über den Bajocien-Echinodermenkalken folgende Schichtserie umfasst Bathonien und Callovien, ohne dass aber diese beiden Stufen auseinandergehalten werden könnten. Sie sind wie im Autochthonen durch Übergänge enge verknüpft.

Die Basis des ganzen Komplexes bildet eine 25—30 cm mächtige konglomeratische Breccie. In einem kalkreichen, etwas sandigen Bindemittel liegen massenhaft höchstens nussgrosse, schlecht gerundete Komponenten von Dolomit, Sandkalk, Echinodermenbreccie und einem schwarzen, dichten Kalk. Kleine Gerölle sind in grosser Zahl eingestreut. Die Gerölle von Echinodermenbreccien und Sandkalken entstammen dem Bajocien, die Dolomitbrocken der Trias. Woher die schwarzen, dichten Kalke kommen, ist mir nicht völlig klar; sie dürften sich wohl am ehesten auf das Aalénien zurückführen lassen.

Das Konglomerat liegt mit welliger, aber scharfer Auflagerungsfläche über den Echinodermenbreccien des Bajocien. Es unterscheidet sich leicht vom Hangenden und Liegenden durch seine intensivere gelbe Verwitterungsfarbe. Der beste Aufschluss liegt an der Gamchilücke.

Dieses Konglomerat repräsentiert vermutlich, zusammen mit den schieferigen, spätigen Schichten, in die es nach oben übergeht, und mit den eisenschüssigen Sandkalken im Hangenden teilweise das Bathonien.

Aus der Urirotstockgruppe erwähnt P. ARBENZ (9) ein Konglomerat aus dem Callovien, das dem oben beschriebenen genau zu entsprechen scheint, sowohl in petrographischer wie in stratigraphischer Beziehung. Wie mir Herr Prof. ARBENZ mitteilte, glaubt er auf Grund neuerer Untersuchungen das Konglomerat nunmehr sicher dem Bathonien zuweisen zu müssen, wodurch die stratigraphische Analogie mit den von mir gefundenen Konglomeraten der Gamchilücke eine vollständige würde. Tatsächlich sind die Belegstücke aus der Urirotstockgruppe, die ich bei Herrn Prof. ARBENZ einsehen konnte, mit den meinen identisch.

Dieses Konglomerat geht nach oben über in etwas schieferige, feinspätige, dunkle Kalke, die hin und wieder Bruchstücke von schlecht erhaltenen *Ammoniten* einschliessen und ihrerseits ohne scharfe Grenze überlagert werden von stark eisenschüssigen, sandigen und etwas spätigen schwarzen Kalken mit häufigen Pyritnestern. Sie sind äusserst zäh und nur undeutlich geschichtet. Die Gesamtmächtigkeit dieses Komplexes mag etwa 4 m betragen.

Nach oben werden sie abgelöst von einem feinspätigen, sehr eisenschüssigen, konkretionären Gestein, das ich dem Callovienoolith einreihe, obwohl es mir nicht gelang, in demselben auch die Eisenoolithe nachzuweisen, die im Autochthonen und auch in den helvetischen Decken so bezeichnend sind. Das Gestein wittert intensiv rostrot an, wobei die Konkretionen auf der Oberfläche meist etwas hervortreten.

Mehr als 2 m Mächtigkeit erreicht dieser Horizont selten; sehr oft fehlt er fast ganz, wohl infolge der Transgression des Argovienmeeres, bei welcher das Callovien aufgearbeitet wurde.

3. Malm.

Der Malm ist in seiner Verbreitung streng gebunden an die eigentliche Blümlisalpette; sein prägnantestes Glied, der Hochgebirgskalk, bildet alle ihre höchsten Gipfel vom Doldenhorn im W bis zum Tschingelgrat im E. In zahlreiche liegende Falten gelegt, bildet er die W-Wand des Doldenhorns über den Faulengletscher gegen Gastern zu; diese hat im E ihr Analogon in den E-Abstürzen des Tschingelgrates. Von der Malmauftürmung von Gastern streichen zwei scharf ausgesprochene Malmzüge in die S-Wand von Doldenhorn und Blümlisalp hinaus. Der obere reicht vom Gabelbach bis fast zum Tschingelpass und schiebt sich als nach S in die Luft ausspitzen Mulde ein zwischen die nach N tauchenden Dogger-Liaskerne.

Die untere Zone, auf deren Bedeutung bereits BUXTORF und TRUNINGER (29) nachdrücklich hingewiesen haben, umfasst in verkehrter Lagerung den Doggerkern des Doldenhornsockels und bildet, mechanisch stark ausgewalzt und verändert, den verkehrten Mittelschenkel der Doldenhorndecke. Als schmales Band lässt dieser sich vom Gasterngranit nur durch die Triasssandsteine und Quarzite getrennt, vom Gabelbach bis zum Kanderfirn verfolgen.

Die Gliederung des Malm der Doldenhorndecke ist derjenigen des autochthonen Malm ähnlich. Ich konnte unterscheiden:

Basalbreccie	}	Argovien
Schiltschichten s. str.		
Hochgebirgskalk	}	Sequan-Kimmeridge
Kalkbreccie		
Zementsteinschichten	}	Portland (-Tithon)
? Troskalk		

a) Argovien.

a) Basalbreccie.

Wie im Autochthonen, so beginnt auch in der Doldenhorndecke die Malmserie mit einer Basalbreccie, die wohl als Transgressionsbildung des Argovien über Callovien (und ? Oxford) aufzufassen ist; nur ist in der Decke das Gestein mechanisch sehr viel mehr deformiert und erscheint oft als ein grauer, von schlierigen Eisenkonkretionen (aufgearbeitetes Callovien!) durchzogener Kalk, der häufig fragmentäre *Belemniten* enthält. Die Gesamtmächtigkeit dieser Bildung ist zirka 1 m, die Grenze gegen den Dogger ist eine scharfe.

Gegen das Hangende werden die Eisenkonkretionen seltener und es entwickeln sich in allmählichem Übergang die typischen

β) Schiltschichten s. str.

Sie unterscheiden sich von den analogen Gesteinen der autochthonen Serie höchstens durch das spärlichere Vorhandensein der Kalkbänke im untern Teil und die etwas grössere Mächtigkeit von 15—20 m.

b) Sequan- und Kimmeridge (Hochgebirgskalk).

Wie im Autochthonen bildet der Hochgebirgskalk eine mächtige Serie gleichförmiger, grauschwarzer, dichter, muschelig brechender Kalke. Als vereinzelte Fossilien fanden sich einige *Belemniten*. Silexknollen sind besonders in den etwas helleren Bänken des oberen Teiles häufig.

Die Mächtigkeit des Hochgebirgskalkes ist nicht genau bestimmbar. Jedenfalls aber halte ich den von A. TROESCH (118) und von BUXTORF und TRUNINGER (29) angenommenen Betrag von 100 m zu klein. Am Oeschinenhorn sowie am Kl. Doldenhorn, wo der Malm am wenigsten intensiv gefaltet erscheint, beträgt sie, soweit die Schichten nicht erodiert sind, gegen 300 m. In den tieferen Partien der Decke allerdings scheint die Mächtigkeit etwas abzunehmen.

Eine eigenartige Ausbildung zeigt der verkehrt liegende Malm in der Basis der Doldenhorndecke, wo er auf den den Gasterngranit bedeckenden autochthonen Triassandstein überschoben ist. An allen Aufschlüssen dieses mechanischen Kontaktes ist er dynamometamorph umgewandelt zu feinkristallinem Kalk (Marmor) von weisser, hellgelblicher oder auch blassrosaroter Farbe. In mancher Hinsicht ist das Gestein dem Glarner Lochseitenkalk ähnlich, nur ist die Knetstruktur wenig ausgeprägt. Mit wachsender Entfernung von der Überschiebungsfläche nimmt er mehr und mehr graue Adern und Bänder auf und geht schliesslich über hell- und dunkelgraue, weniger stark metamorphe Gesteine in den normalen, blauschwarzen Hochgebirgskalk über. Die Übergänge, welche in seitlicher und vertikaler Richtung vor sich gehen, vollziehen sich in weiten Grenzen, im Minimum innerhalb 3 m; als Maximum sind zirka 15 m anzugeben.

Den oberen Abschluss der einförmigen Masse des Hochgebirgskalkes und zugleich dessen interessantestes Glied bildet eine auffällige Kalkbreccie, die schon A. TROESCH (118) vom Blümlisalpattel und ED. GERBER (45) von den Hängen des Gspaltenhorns erwähnten.

In einer hellen, staubig verwitternden, kalkigen Grundmasse liegen unregelmässig geformte, ganz kleine, bis mehrere Zentimeter lange Einschlüsse eines dunklen, dichten Kalkes. Sie sind meist eckig, selten rundlich; fast immer aber stark ausgewalzt und lang gezogen. Bleiben diese Einschlüsse klein, so erhält das Gestein ein urgonähnliches Aussehen oder ähnelt einem Kalkrogenstein. *Belemniten* sind häufig.

Nicht selten zeigt das Gestein oberflächlich fein verzweigte, 2—4 mm dicke Äderchen, die schwerer verwittern als das Nebengestein und deshalb schwach vorspringen. Es scheinen dies Calcitausfüllungen von Streckungsrissen zu sein.

Mit dem liegenden Malmkalk ist die Breccie durch ganz allmähliche Übergänge verbunden und von ihm nicht abzutrennen. Die Übergänge vollziehen sich meist innerhalb 3—5 m.

Die Breccie ist sowohl nach ihrer stratigraphischen Stellung als auch nach ihrem lithologischen Charakter das vollkommene Analogon zu der im Dach des autochthonen Hochgebirgskalkes auftretenden Bildung (vgl. S. 15).

Über die Entstehung kann ich keine bestimmten Anhaltspunkte geben. Vielleicht ist die Breccie in sehr flachem Meere durch ständige Aufarbeitung des kaum verfestigten Bodens gebildet worden.

Dieses Gestein findet sich nun nicht nur an den von A. TROESCH und ED. GERBER entdeckten Stellen, sondern es bildet einen allgemein im ganzen Gebiet auftretenden Horizont, der den eigentlichen Hochgebirgskalk, unabhängig von der faciiellen Ausbildung der hangenden Schichten, nach oben begrenzt. Dadurch liefert die Breccie einen sicheren, ja oft den einzigen Anhaltspunkt zur Trennung des Hochgebirgskalkes vom Tithon, das, wenn in kalkiger Facies entwickelt, ihm sehr ähnlich wird. Ich konnte die Breccie an allen Gipfeln vom Doldenhorn bis zum Tschingelgrat immer wieder auffinden. Leicht zugänglich und prächtig ausgebildet ist sie bei der Gspaltenhornhütte des S. A. C., wo sie die schwach ausgeprägte Felsrippe bildet, die wenige Meter nördlich derselben zum Gamchigletscher hinunterzieht und das Klubhütten-W. C. trägt.

Ich möchte nicht verfehlen, darauf hinzuweisen, dass W. KILLIAN (69, 70, 71) unter den Bezeichnungen «Tithonique bréchoïde» und «Pseudobrèche tithonique» aus den französischen Basses-Alpes Gesteine beschreibt, die hinsichtlich ihrer stratigraphischen Stellung das Äquivalent zu sein scheinen zu den in meinem Gebiet auftretenden Breccien. Wie aus Handstücken hervorgeht, die Prof. BUXTORF in den Basses-Alpes gesammelt hat und die sich jetzt in der alpin-sedimentären Sammlung des natur-

historischen Museums Basel befinden, handelt es sich dabei um eine echte Breccie, die auch rein lithologisch manche Analogien zu den entsprechenden Gesteinen meines Gebietes aufweist. Demnach darf auf eine weite Verbreitung dieser Trümmerhorizonte in den Alpen geschlossen werden; dies um so mehr, als sich auch östlich des Blümlisalpgebietes, z. B. in den Engelhörnern, ganz ähnliche Gesteine im gleichen stratigraphischen Niveau finden ¹⁾).

c) Portland-Tithon.

(Zementsteinschichten, Korallenkalk.)

A. TROESCH (116, 118) hat das grosse Verdienst, auf Grund des Fundes von *Hoplites Callisto*, d'ORB., *H. cf. Boissieri*, PICT., und *H. cf. Malbosi*, PICT., in den mergelig-kalkigen Schichten des Sattels zwischen Blümlisalprothorn und Blümlisalphorn den früher in enormer Mächtigkeit angegebenen Hochgebirgskalk (siehe Bl. XVIII) unterteilt und das Vorhandensein einer mächtigen Unter-Kreideserie im Blümlisalpgebiet nachgewiesen zu haben.

Gestützt auf die Fossilbestimmungen Prof. KILIANS stellt er die fossilführenden Schichten ins Berrias, welche Deutung dann auch BUXTORF und TRUNINGER (29) übernommen haben. Demnach würde der Horizont den Oehrliemergeln der östlichen Schweizeralpen entsprechen. H. ADRIAN (1, 267) vermutet in diesen Mergeln an der Basis des Oehrlikalkes eine Art Bindeglied zwischen Tithon und Kreide, zum Teil vielleicht entsprechend den Zementsteinschichten der Zentral- und Ostschweiz. In ähnlicher Weise spricht M. LUGEON (75, 78, K 5) von Valangien-vaseux.

Ausgehend von vergleichend-stratigraphischen Studien der betreffenden Horizonte in den östlichen Schweizeralpen und gestützt auf einen Besuch der Fisistöcke geht ARN. HEIM (59, 494) dann noch weiter und fasst diese Mergel als Äquivalent der Zementsteinschichten, d. h. des Tithons, auf, da ja *Hopl. Callisto*, d'ORB., und *H. Boissieri*, PICT., auch Leitfossilien des Tithons seien. Es ergebe sich so eine kontinuierliche Entwicklung des Tithons von der Ost- und Zentralschweiz über die Berneralpen bis in die Gegend von St. Maurice.

Auf Grund meiner Aufnahmen schliesse ich mich dieser Ansicht ARN. HEIMS völlig an. Oehrli-mergel konnte ich in der Blümlisalpkette bis jetzt nicht sicher nachweisen; möglicherweise vertreten die allerobersten Schichten des mächtigen Mergelkomplexes zwischen Hochgebirgs- und Oehrlikalk diesen Horizont, dies jedenfalls aber nur im westlichsten Zipfel meines Gebietes. Eine sichere Abtrennung ist aber nicht durchführbar.

Die Zementsteinschichten verraten sich im Landschaftsbilde durch Schutt- und Rasenbänder oder durch die Bildung von Sattellücken. Ausgehend von der Sohle des Gasterntales streichen sie hinauf über das Halpiband zum Bibergpass, bilden die exponierten Bänder der untern und obern Schafschnur östlich überm Oeschinensee, dann den Sattel zwischen Blümlisalprothorn und Blümlisalalphorn, ferner denjenigen zwischen Morgenhorn und Wilder Frau und erscheinen in der E-Wand der letztern als mächtige Antiklinalkerne. Östlich des Gamchigletschers bedingen sie das breite, zur Büttlassenlücke aufsteigende Couloir sowie die Lücke selbst und bilden, mächtig aufgestaucht, im oberen Teil der Büttlassen-Ostwand wieder ein System liegender Falten.

Allgemein ist zu bemerken, dass typische Zementsteinschichten gebunden sind an die obersten Malmfalten der Doldenhorndecke; gegen die tieferen zu wechselt die Facies, worauf unten näher eingetreten werden soll.

Auf der ganzen genannten Strecke, besonders aber in den schönen Aufschlüssen vom Halpi, Bibergpass und Blümlisalpattel erscheinen die Zementsteinschichten als eine Wechsellagerung weicher Mergelbänder mit wenig mächtigen, harten Kalkbänken, welche rippenartig aus den Mergeln hervorstehen.

Die schwarzgrau bis schmutziggrau anwitternden Mergel führen in tonig-schieferiger Ausbildung häufig Glimmerschüppchen. Andere Horizonte sind glimmerfrei, tiefschwarz und etwas bituminös. Die zwischengelagerten, meist recht dunklen Kalke sind im Handstück oft vom Hochgebirgskalk kaum zu unterscheiden.

¹⁾ Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Franz Müller in Meiringen und eigenen Beobachtungen im Terrain.

Die primäre Mächtigkeit ist wegen der ungeheuren Verfäلتelung und Zusammenstauchung bzw. Auswulzung, der diese weichen Schichten unterworfen waren, nicht bestimmbar; sie mag 120—150 m betragen haben.

In guten Aufschlüssen ist eine Dreiteilung der Serie angedeutet:

Die untersten 50—80 m zeigen eine regelmässige Wechsellagerung von 1—3 m mächtigen Kalkbänken mit Zwischenlagen von 2—5 m Mergelschiefen. Nach dem Hangenden werden die Kalkbänke seltener; die mittlere Partie von 20—50 m Mächtigkeit besteht fast nur aus dunklen, dünnblättrigen Mergeln. Nach oben stellen sich wieder zahlreichere Kalkbänke von etwa 1 m Mächtigkeit ein, die mit Mergelschiefen alternieren und diese schliesslich ganz verdrängen, wodurch ein allmählicher Übergang in den untersten Oehrlalk zustande kommt. Möglicherweise repräsentieren diese Übergangsschichten den Horizont der Oehrlimergel.

Die tiefste Abteilung hat A. TROESCH (118), die oben angeführten *Ammoniten*, geliefert. Daneben sind zahlreiche *Belemniten* gefunden worden; doch ist die Fossilführung auf eine einzige Bank beschränkt, deren Wiederauffinden in andern Profilen fast unmöglich ist. Die Fundstelle am Blümlisalpattel wird nur in schneearmen, warmen Sommern ganz aper; bei dem gegenwärtigen Wachsen des Gletschers wird sie wohl bald ganz unter Eis verschwinden.

Ausser der genannten Stelle ist noch ein zweiter Fossilfundort zu erwähnen, den ich wenig nördlich der Büttlassenlücke zwischen dem 1. und 2. der drei auffälligen Felszähne im Grat von der Lücke zum Büttlassengipfel entdeckte. Die Türme werden im Volksmund «Hirtleni» geheissen. Der beste der spärlichen *Ammoniten* ist wohl als *Hoplites Callisto*, d'ORB., zu bezeichnen.

Dieselbe Bank, nur verkehrt gelagert, steht auch am N-Ende des Leitergrates (N-Grat des Gspaltenhorns) an, im Schutt unterhalb desselben fand ich ebenfalls ein fragmentäres Exemplar von *Hopl. Callisto*, d'ORB.

Aus der mittleren, vorwiegend schieferigen Partie der Zementsteinschichten sind mir keine Fossilien bekannt; doch verdanke ich Herrn Dr. A. TROESCH zwei Abdrücke von *Hoplites sp.* aus der Läterfluh, die vermutlich diesem Horizonte entstammen. Allgemein in den Zementsteinschichten auftretend, sind noch *Crinoidenstielglieder* zu erwähnen, die schon ED. GERBER (45) beschreibt. Hierher zu stellende, leider schlecht erhaltene Stücke eines *Apiocrinus* fand ich bei der Doldenhornhütte des S. A. C. und in den Sefinenflühen.

Begeben wir uns in die tieferen Partien des Faltenbündels der Doldenhorndecke, so können wir in den Zementsteinschichten einen sehr raschen Facieswechsel feststellen. Die Mergel verschwinden, die Kalke werden rasch vorherrschend, zeigen eine mehr hellgraue Färbung und sind meist marmorisiert. Im Handstück sind sie kantendurchscheinend, die Schichtung ist mehr bankig-plattig.

In allen Eigenschaften stimmt dieses Gestein mit dem Tithon des Autochthonen überein und ruht auch wie dieses demselben Breccienhorizont auf. Obwohl deutliche Fossilien in meinem Gebiet nicht zu finden waren, stelle ich doch diese hellen Kalke unbedenklich ins Tithon und betrachte sie als Kalkfacies der Zementsteinschichten, d. h. als eine dem Troskalk zu vergleichende Ausbildung. Hiermit stimmt auch das gelegentliche Auftreten zoogener, pseudoolithischer Einlagerungen sehr gut überein. Demnach läge ein Facieswechsel von den höhern zu den tiefern Teilen der Doldenhorndecke vor, wie er ganz analog auch in der Zentral- und Ostschweiz beobachtet wird.

Am klarsten prägt sich dieser Facieswechsel in der E-Wand der Büttlassen aus; die obersten, weit nach N ausgreifenden liegenden Falten führen noch Zementsteinschichten als Kern, während in den untern schon die Kalke vorherrschen. Am eindrucklichsten zeigt dies die Begehung des Genswegleins zur «Jägerbalm» oder der Aufstieg durch das gewaltige Couloir, das sich steil durch die E-Wand hinunterzieht bis zum unteren Ende des «Hirtlenigletschers».

Man kann dort in klarster Weise beobachten, wie der ganze Mergelkomplex nach den tieferen Falten zu verkalkt. Zuerst häufen sich rapid die Kalkbänke in den unteren Mergelpartien, dann ergreift die Verkalkung auch die mittleren Horizonte der Zementsteinschichten. Schon von Gimmelwald aus ist deutlich erkennbar, wie unter dem verkehrten Schenkel der grossen liegenden Falte wieder eine normale Mergelserie erscheint, die aber nur noch eine geringe Mächtigkeit aufweist, nach unten rasch

bankig wird und schliesslich ohne scharfe Grenze in die liegenden Kalke übergeht. Die Übergänge sind aber auch in horizontaler Richtung zu beobachten, indem diese Mergelschicht gegen das Gspaltenhorn zu ebenfalls rasch verschwindet und in den hellgrauen Kalken aufgeht.

So rasch sich auch dieser Facieswechsel vollzieht, so sind doch immer an Ort und Stelle deutliche Übergänge zu konstatieren.

Dieser Facieswechsel des obersten Malm, den wir im Gspaltenhorn und in der Büttlassen von den höhern zu den tieferen Falten der Doldenhorndecke beobachten, gilt auch für deren westliche Fortsetzung in der Blümlisalp. Immer herrscht in den tieferen Falten die kalkige Entwicklung (z. B. in den Fründen), in den oberen die der Zementsteinschichten vor.

Noch ist darauf aufmerksam zu machen, dass im Sefinental dieses marmorisierte Tithon die grösste Ähnlichkeit zeigt mit dem Berriaskalk (Oehrliskalk?). Diese kann soweit gehen, dass eine Trennung der beiden Horizonte problematisch wird.

IV. Kreide.

Über das Auftreten von Kreide im Doldenhorn-Blümlisalpgebiet gehen bei den früheren Autoren die Ansichten weit auseinander. Blatt XVIII der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 (Aufnahme von J. BACHMANN) verzeichnet mitten im «Hochgebirgskalk» in der Gipfelregion des Fisistocks zwei isolierte Vorkommen von «Urgon». Auf dem westlich direkt anstossenden Blatt XVII (Aufnahme von M. G. ISCHER) werden dieselben Stellen als «Neocomien mit *Toxaster*» bezeichnet. Nach meinem Dafürhalten beziehen sich diese Angaben auf die braunen Gesteine der beiden Fisistockgipfel, die aber, wie wir sehen werden, nicht Kreide, sondern Eocän sind. Weitere Angaben über Kreide enthält die von FELLEBERG, KISSLING und SCHARDT verfasste Expertise zum Lötschberg- und Wildstrubeltunnel (42). Vom Fisistock wird «Urgonien» mit *Requienien* und *Gastropoden* angeführt; ferner verzeichnet das prognostische Profil des Lötschbergtunnels am Fisistock bzw. Doldenhorn mächtiges Hauterivien und Valangien. Die Schichten im Hangenden des «Urgon» werden insgesamt zum Nummulitensandstein gestellt. Wir werden hierauf später zurückzukommen haben.

Einen wesentlichen Fortschritt verdanken wir A. TROESCH insofern, als durch die Entdeckung von *Ammoniten* des Berrias (richtiger der Zementsteinschichten) ein für allemal die Grenzzone von Jura und Kreide festgelegt war. Die im Hangenden seines Berrias auftretenden Schichten stellt TROESCH ins Neocom, Urgon und dessen Hangendes.

Eine weitere entscheidende Klärung hat dann die Arbeit von BUXTORF und TRUNINGER (29) gebracht. Die beiden Beobachter weisen nach, dass im Fisistockgebiet kein Urgon vorkommt, sondern die urgonartigen Kalke dem Valangien angehören. Die über diesem auftretenden, dem Alter nach umstrittenen «Tschingelkalke» weisen sie anhand des Fundes von *Toxaster retusus*, LAM., endgültig ins Hauterivien. Dieses bildet die jüngste Kreidestufe und wird transgressiv von Eocän bedeckt.

Meine eigenen Aufnahmen haben ergeben, dass die Auffassung von BUXTORF und TRUNINGER im Prinzip richtig ist; dabei ergaben sich für den alleruntersten Valangienhorizont einige Präzisierungen, namentlich unter Verwertung der verschiedenen stratigraphischen Arbeiten ARN. HEIMS (56, 59, 60).

Die nachfolgende Detailbeschreibung verzeichnet innerhalb der Kreide starke Facieswechsel. Zum besseren Verständnis sei vorausgeschickt, dass sich dieselben scheinbar immer im Streichen von W nach E vollziehen. Unter Berücksichtigung der Tektonik und der Morphologie des Gebietes ergibt sich aber, dass die westlichen Gebirgsgruppen, Fisistock-Wilde Frau, tektonisch bedeutend höheren Falten der Doldenhorndecke angehören als die Gipfel der Gspaltenhorngruppe und des Sefinentales im E, mit andern Worten heisst das: Nach Ausglättung der liegenden Falten entspricht die westliche Hälfte des Untersuchungsgebietes den ursprünglich südlichen, die östliche Hälfte den ursprünglich nördlichen Meeresteilen.

Wenn somit ein scheinbarer Facieswechsel von W nach E zu beobachten ist, so ist dies nur insofern richtig, als — abgewinkelt — W gleich S und E gleich N gesetzt werden muss.

Die Kreide meines Gebietes lässt sich folgendermassen gliedern:

Marmore, Bänderkalk, Kieselkalk	Hauterivien
Echinodermenbreccie, Kalkschiefer	} Valangien
Eisenschüssige Tonschiefer und Sandsteine	
Oehrlikalk, ? Oehrlimergel	Berriasien

1. Berriasien.

(Oehrlimergel, Oehrlikalk.)

Die Abtrennung einer scharf umschriebenen Mergelserie im Hangenden des obersten Malm (Portland oder Tithon) ist nicht möglich, so dass das Vorhandensein eines Äquivalentes der Oehrlimergel wohl wahrscheinlich, aber nicht beweisbar ist. Gut entwickelt ist dagegen der Oehrlikalk.

Oehrlikalk.

Der Oehrlikalk, auf dessen Vorhandensein schon BUXTORF und TRUNINGER (29) hingewiesen haben, ist vom Fisistock weg über die Lässerfluh und die nördliche Gipfelreihe der Blümlisalp bis ins Gamchi zu verfolgen; er steht dann wieder in der Büttlassen an und streicht auf der Sefinental-N-Seite von «Jegenen» und der «Kilchbalm» ununterbrochen bis zum Brünli. Stark ausgewalzt findet er sich wieder am Ellstab und Spitzhorn sowie am Tanzboden auf der rechten Seite des Sefinentales. Die Verbreitung ist aus der Profilserie (Tafel) sofort ersichtlich.

Er bildet besonders im westlichen Teil des Gebietes imposante, klotzige, helle Wände, während er nach E bessere Schichtung annimmt und mehr plattige Hänge aufbaut, was auf den später zu besprechenden Facieswechsel zurückzuführen ist.

Im westlichen Gebietsteil ist die untere Grenze des Oehrlikalkes unscharf; die liegenden Zementsteinschichten setzen nur orographisch deutlich ab.

Die Ausbildung des im Maximum 96 m (Fisistock; an der Wilden Frau und Büttlassen 80—85 m) mächtigen Kalkkomplexes ist sehr verschieden. Die tieferen Partien sind meist deutlich oolithisch. Unter dem Mikroskop zeigen sich in den Oolithen eingeschlossene *Milioliden* und Trümmer anderer *Foraminiferen*. Der Bruch ist grauschwarz, die Verwitterungsrinde rau, bläulich- bis grauweiss. Nach dem Hangenden wird das Gestein öfters dicht, malmähnlich, mit vielen Kalkspatsplütern, und schliesst häufig schlecht erhaltene *Korallen* ein. Etwas sandigere Partien, die im Bruch nicht selten tief dunkelgrau gefärbt erscheinen, führen sehr zahlreiche Kolonien eines der *Serpula socialis*, GOLDF. des Doggers nahestehenden Röhrenwurmes, daneben seltene grosse *Nerineen*. Die oberen Partien des Oehrlikalkes zeigen typisch *urgonartige Ausbildung*, was die früheren Beobachter bewog, das Gestein dem Urgonien-Schrattenkalk zuzuweisen. So gibt A. TROESCH (118) unter dieser Bezeichnung eine vorzügliche Beschreibung dieser Kalke (loc. cit. S. 134 ff.); vermutet aber schon damals in einzelnen Bänken Kalke der Valendisstufe. In diesen urgonartigen Partien fand ich ein fragmentäres *Pycnodonten*-Gebiss mit 11, leider nur schlecht erhaltenen Zähnen.

Diese urgonartige Ausbildung des Oehrlikalkes verändert sich aber nach E, d. h. nach den tieferen Teilen der Doldenhorndecke zu, ziemlich rasch. Schon in der «Zahmen Frau» ist ein deutliches Schwinden der urgonartigen Bänke wahrzunehmen. Noch auffälliger zeigt sich dies am sogenannten «Nassen Tritt», einer Stelle zirka 400 m südöstlich P. 1674 im Gamchi, am Wege zur Gspaltenhornhütte des S. A. C. Hier erscheint der ganze Oehrlikalk dicht und stark marmorisiert. Er zerfällt bankig bis dünnplattig und zeigt häufig im frischen Bruch bräunliche bis rosarote Färbung. Oolithe sind makroskopisch nur hie und da zu erkennen, doch zeigen sie sich unter dem Mikroskop nicht selten. Folgt man vom Gamchi dem Weg zur Gspaltenhornhütte bis etwa zu P. 1952 und von hier dem westlichen Ausläufer der Büttlassen, so kann man, mit dem sukzessiven Eintreten in höhere Falten der Doldenhorndecke, d. h. in Gebiete ursprünglich südlicherer Facies, den Übergang dieses Kalkes in die vom Fisistock beschriebene urgonartige Ausbildung deutlich beobachten.

Scharf und einheitlich ausgebildet erscheint dann die Facies der tieferen Falten im Sefinental. Die untere Grenze wird gegeben durch einen 2—3 m mächtigen, ganz dünn-schichtigen Komplex, der

mergelig zerfällt und im Bruch meist bedeutend dunklere Färbung aufweist als die höheren Partien des Oehrlikalkes. Sicher erkennbar ist aber dieser Horizont nicht immer; dann ist eine scharfe Abtrennung von den liegenden tithonischen Schichten, die eine auffallend ähnliche Ausbildung zeigen, fast unmöglich. Hier kann bloss das gelegentliche Auftreten von *Korallen*, welche auf Tithon weisen, einen Anhaltspunkt geben. Dem untern Oehrlikalk fehlen solche vollständig. In den oberen Partien ist die Urgonfacies völlig verschwunden. Wir treffen nur noch hellblaugrau verwitternde, kristalline Kalke, die in den tieferen Bänken vereinzelte Oolithe aufweisen. Sie zeigen ausgesprochen dünnbankige Schichtung und im frischen Bruch die charakteristische Braunrosafärbung. Die Mächtigkeit ist geringer als im W und erreicht normalerweise höchstens 40 m (Brünli, Spitzhorn). Fossilien sind sehr selten; spärliche Echinodermentrümmern in den obersten Bänken scheinen die einzigen organischen Überreste zu sein.

Die verblüffende Ähnlichkeit des Oehrlikalkes mit den tithonischen Schichten und stark marmorisierten Partien des Hochgebirgskalkes im äussersten Sefinental veranlasste ED. GERBER (45), diesen Kreidehorizont ebenfalls zum Malm zu stellen, was um so begreiflicher erscheint, als eine scharfe untere Grenze gerade an den leichter zugänglichen Stellen nicht zu finden ist.

Die Obergrenze des Oehrlikalkes ist im ganzen Gebiet eine sehr scharfe. Am Fisistock und am Blümlisalp-Rothorn wird der Oehrlikalk gegen das Valangien zu später. Die obersten 60—80 cm wittern rau und schmutzigbraun an und sind oberflächlich dicht besät mit Löchern von herausgewitterten Pyritknollen. Nach ARN. HEIM (60) deutet diese oberste Bank des Oehrlikalkes, die von ihm auch aus der Gegend von St. Maurice erwähnt wird (loc. cit. S. 684), bereits auf die kommende Valangientransgression hin. Diese Bildungen fehlen im E, dafür ist die Oberfläche karrig zerfressen und stark durchsetzt von eisenschüssigen Infiltrationen; diese sind mutmasslich terrestrischer Entstehung und stehen in Beziehung zu den untersten Horizonten des Valangien.

2. Valangien s. str.

Im ganzen Gebiete folgt über dem Oehrlikalk mit scharfer Grenze eine Folge von eisenschüssigen Tonschiefern, Sandsteinen, Echinodermenbreccien und Sandkalken, die ich wegen ihrer stratigraphischen Stellung zwischen Oehrlikalk im Liegenden und fossilführendem Hauterivien im Hangenden zum Valangien s. str. stelle. Das Nähere ist den Profilen der Fig. 10 zu entnehmen.

a) Eisenschüssige Tonschiefer, Sandsteine usw.

H. ADRIAN (1, 262) beschreibt aus dem Valangien einen «grünen, feinen Sandstein», der «ähnlich wie Taveyannazsandstein verwittert». Weiter schreibt er, dass der Sandstein «Taschen und Ausfüllungen von Klüften bildet» und dabei das Nebengestein zur Breccie auflösen kann. In den Taschen kennt er auch «graugrüne glimmerreiche Tonschiefer».

Verfolgt man die Basis des Valangien s. str. genauer, so findet man in meinem Gebiet allenthalben, ganz besonders aber in den tektonisch tieferen Partien der Doldenhorndecke, Bildungen wie sie H. ADRIAN beschreibt.

Die westlichsten Spuren derselben fand ich auf den sogenannten «Rossböden», südlich der Hütten von Ober-Oeschinen, nahe am Fusse der jäh abstürzenden N-Abdachung des Blümlisalp-Rothorns. Es sind zwei Linsen eines hellen, grünlichgrauen, ziemlich grobkörnigen Sandsteins von wenigen Metern Länge, die deutlich in die Unterlage (Oehrlikalk) eingreifen und Apophysen in das Nebengestein senden. In ihrer Umgebung ist der Oehrlikalk von mehreren Sandsteinadern durchzogen, von denen die eine ausgesprochen eisenschüssig ist.

Weiter ostwärts werden solche Sandsteinlinsen immer zahlreicher und zusammenhängender, so im E-Absturz der Wilden Frau, dann in der Büttlassen und vor allem in den Sefinenflühen, der linksseitigen Wand des Sefinentales, wo sie von der Kilchbalm bis zum Brünli in ununterbrochenem Zuge verfolgt werden können. Hier bietet sich die beste Gelegenheit zum Studium dieser eigenartigen Bildungen.

Steigt man z. B. von Gümmelen (südwestlich von Mürren) zum Brünli an, so stösst man wenig unter dem Gipfel, kurz bevor sich das Weglein scharf westwärts wendet und horizontal ins Sefinental

weiterführt, auf einen weissen, plattigen Marmor, der in den obersten 20 m erfüllt ist von gelben und grünen, sandig-tonigen Flasern und Schlieren, die alle auf den Schichtfugen liegen. Diese Flasern werden nach oben immer zahlreicher. Es stellen sich auch grüne und weisse Sandsteinlinsen und quarzitisches bis tonige, buntfarbige Schiefer ein, die sich schliesslich gerade an der scharfen Wendung des Wegleins nach W zu einer 4 m mächtigen kompakten Sandsteinbank verdichten. Wenig weiter westlich quert das Weglein den gleichen Horizont ein zweites Mal.

Die Sandsteinbank sieht äusserlich einem Taveyannazsandstein sehr ähnlich, verwittert aber nicht fleckig. Die für Taveyannazsandstein typischen Plagioklase fehlen diesem Sandstein des Valangien. Im Bruch ist das Gestein bräunlich und besteht fast nur aus mässig groben, oft ganz glasigen Quarzkörnern. Häufig sind graue, weisse bis rötliche Kalkbrocken im Sandstein eingeschlossen. Sie entstammen vermutlich der Oehrlikalkunterlage, welche zur Breccie aufgelöst ist. Sowohl diese, wie die im Nachstehenden zu beschreibende Breccie in den Tonschiefern können als Lockerungsbreccie bezeichnet werden (cf. P. ARBENZ, 4).

Die hellen grobkörnigen Quarzite gehen oft über in grüne, äusserst feinkörnige Sandsteine, die im Schliff nicht selten einzelne Echinodermentrümmer aufweisen.

Diese merkwürdigen Sandsteine des Brünli waren B. STUDER (105) schon 1859 bekannt. Derselbe Beobachter erwähnt noch früher (1834) vom Tanzboden im Lauterbrunnental hellgraue kristalline Kalke, die von dicken, oft mehr als fussstarken eisenschüssigen Quarzadern durchzogen sind (103). In der Tat fallen diese Gesteine jedem Besucher des Tanzbodens sofort auf, da sonst nur helle Marmore in gewaltiger Mächtigkeit und äusserst eintöniger Ausbildung dort anstehen. Schon beim Aufstieg zur leicht zugänglichen Fläche des Tanzbodens quert der gewöhnlich benützte Weg zahlreiche weisse Sandsteinbänke, die man für Tertiär halten möchte. Wenig unter dem höchsten Punkt, etwas südlich vom Weglein, trifft man auf mächtige, grüne und rote Sandsteinbänke und Tonschieferlagen genau wie am Brünli. Die Kenntnis dieses Vorkommens scheint seit STUDERS Zeiten verloren gegangen zu sein. Erst 1909 erwähnt es P. ARBENZ wieder (4, 9). Am Spitzhorn und Ellstab und an deren N-Abstürzen bis zur «Schneeigen Lücke» stehen die gleichen Bildungen ebenfalls an, und zwar als ziemlich feinkörnige, kalkiges Bindemittel besitzende Sandsteine von oft fast weisser Färbung.

Meist treten die Quarzite und Sandsteine ausgesprochen schichtförmig auf, wie sich auch die tonigen Flasern in der Regel der Schichtung des Oehrlikalkes anpassen; doch sind an mehreren Stellen auch typische Taschen und Kluftfüllungen zu beobachten, so z. B. auf Ober-Oeschinen und etwas oberhalb der Ställe von Ozen im Sefinental, hart am Weg nach Oberberg. Ohne die Altersfrage berühren zu wollen, möchte ich für die Sandsteine eine ähnliche Entstehung annehmen wie etwa für die Hupperde der eocänen Bohnerzformation im Jura.

Zusammen mit den Sandsteinen treten fast immer, wenigstens östlich des Kientales, intensiv rote, grüne und violette eisenschüssige tonige Schiefer auf, die gelegentlich mit sandig-kieseligen Lagen wechseln. Auch diese Tonschiefer schliessen oft in grosser Zahl nuss- bis faustgrosse eckige Kalkkomponenten ein, die nicht selten intensive Marmorisierung und Buntfärbung zeigen. Manche Stücke dieser Breccie stimmen in allen Einzelheiten mit den sogenannten Grindelwaldner Marmoren überein.

Diese sämtlichen Bildungen an der Basis des Valangien können im Handstück von den siderolithischen Gesteinen tertiären Alters absolut nicht unterschieden werden. Für die Vorkommen meines Gebietes könnte höchstens geltend gemacht werden, dass die Valangienhorizonte keine Pisolithe führen. Die beiden Horizonte müssen aber scharf auseinander gehalten werden. Wie schon H. ADRIAN (1, 262) betont, kann es sich bei den von ihm beschriebenen Sandsteinen an der Basis des Valangien «kaum um tertiäre Bohnerztaschen handeln, da der Kieselkalk, der zwischen diesen Sandsteinen und dem Tertiär liegt, von jeder Sandsteininfiltration frei ist».

Genau dieselbe Beobachtung ist auch in meinem Gebiete überall zu machen. Die Infiltrationen, die von der tertiären Bohnerzformation ins Hauterivien dringen, hören bereits innerhalb der obersten 10 m dieser Stufe auf. Die liegenden Partien des Hauterivien, in einer Mächtigkeit von 40—100 m, sind von siderolithischen Spuren irgendwelcher Art absolut frei. Ebenso weisen die Sandkalke und

Schiefer der Pygurussschichten des oberen Valangien keine solchen Spuren auf. Die lokal hier und da zu beobachtenden Eisenanreicherungen in den Echinodermenbreccien (Fisistock und Lästerfluh, vgl. 1, 263 ff.) sind wohl nur auf aufgearbeitetes Material der Unterlage zurückzuführen.

Sämtliche Beobachtungen sprechen deshalb für eine scharfe Trennung der sich völlig gleichenden Bildungen des tertiären Bohnerzes und des Valangien. Letztere bilden einen ganz selbständigen Horizont, der seinem Alter nach vermutlich den Valangienmergeln, eventuell inklusive unterem Teil des Valangienkalkes entspricht. Für diese stratigraphische Zuteilung fehlen zwar die paläontologischen Beweise, doch spricht die Stellung im Schichtverband zweifellos dafür. Die Echinodermenbreccien und Sandkalke im Hangenden entsprechen, wie aus sämtlichen publizierten Profilen der Valangien-Hauteriviengrenze hervorgeht, sicher dem oberen Valangien s. str., im besonderen wohl den Pygurussschichten. Das Liegende ist unzweifelhafter Oehrlikalk, in dessen Dach eben diese fraglichen Bildungen auftreten. Da die Valangienmergel in meinem Gebiete vollständig fehlen, muss auf einen Unterbruch in der Sedimentation während dieser Zeit geschlossen werden.

H. STAUFFER (102) glaubt die fraglichen Gesteine als terrestrische Bildungen ansehen zu dürfen. Die Annahme eines Festlandes am Schluss der Sedimentation des Oehrlikalkes erscheint in der Tat gerechtfertigt, besonders im Hinblick auf die absolute Gleichartigkeit dieser Valangiengesteine mit den siderolithischen Bildungen des Tertiärs, was auf gleichartige Entstehung schliessen lässt. Die Ausfüllung von Taschen und Klüften im Oehrlikalk spricht ausserdem für eine karrige Verwitterung dieser Stufe, wie sie für eine Landoberfläche charakteristisch ist. Die Faciesverhältnisse des die betreffenden Bildungen überlagernden oberen Valangien sind derart, dass ebenfalls auf eine präexistierende Landoberfläche geschlossen werden darf.

Wo «siderolithisches» unteres Valangien vorhanden ist, sind die hangenden Ober-Valangien-schichten typische Seichtmeerabsätze (Fossilbreccien mit Korallen usw.); wo jenes selten ist oder fehlt, deuten Echinodermenbreccien und sandig-tonige Schiefer auf ein etwas tieferes, stilleres Absatzgebiet hin.

Wie aus den eingehenden chemischen und mikroskopischen Untersuchungen von P. ARBENZ (4) hervorgeht, besteht zwischen den tertiären siderolithischen Bildungen und den analogen Gesteinen des Valangien lithologisch keinerlei Unterschied, was P. ARBENZ anzunehmen veranlasste, es seien alle diese Bildungen tertiären Alters¹⁾. Heute aber müssen die siderolithischen Bildungen des Eocäns von denjenigen des Valangien scharf getrennt werden. Damit verliert zwar die Benennung «siderolithisch» ihren Wert als Altersbezeichnung und wird zu einem faciellen Begriff; doch erscheint ein derartiges Vorgehen bei der absoluten Gleichartigkeit der fraglichen Bildungen und ihrer gleichen Bildungsgeschichte berechtigt.

Die Zweispurigkeit der «siderolithischen Gesteine» ergibt auch die Erklärung für die anders schwer verständliche Erscheinung des Auftretens von solchem Material auf den Schichtfugen des Oehrlikalkes über Distanzen von 100 km und mehr (vgl. P. ARBENZ, 4, 8).

Nach dem Gesagten erscheint es von Interesse, noch kurz Umschau zu halten über die weitere Verbreitung dieser «siderolithischen» Facies des Valangien. Leider war es mir nicht möglich, diese interessanten Bildungen über grosse Gebiete zu verfolgen; dagegen verdanke ich den Herren Prof. BUXTORF und ARBENZ sowie Herrn FRANZ MÜLLER aus Meiringen die Gelegenheit zum Studium der altbekannten Vorkommen aus der Zone Grindelwald-Meiringen.

Wie ich mich auf mehreren Exkursionen bei Grindelwald und an der Schwarzwaldalp, ferner bei Rosenlauri und an den Engelhörnern im Urbachtal überzeugen konnte, sehen die dort vorkommenden, von A. BALTZER (12) eingehend beschriebenen Breccien, Schiefer und Sandsteine den entsprechenden Bildungen aus dem Valangien meines Gebietes so ähnlich, dass schon die Gesteinsbeschaffenheit für Identität spricht. Die Untersuchung des Schichtverbandes bestätigt diese Auffassung. Sicher ist, wie aus den Aufschlüssen über und unter den Grindelwaldner Marmorbrüchen hervorgeht, dass die Marmorbreccie unter zweifellosem Hauterivien liegt. Nach Fossilfunden, die C. MOESCH (83) beschreibt, stehen

¹⁾ Wie mir Herr Prof. ARBENZ gütigst mitteilte, kommen in den bunten, sandig-tonigen Schiefen des Valangien im Urirotstockgebiet auch typische Pisolithe vor.

in der Nähe tithonische Schichten an, sodass der zwischen oberstem Malm und Hauterivien liegende Schichtkomplex, in welchem die sogenannten Marmore auftreten, wenigstens teilweise dem Berrias (Oehrlikalk) entsprechen muss. Die gleiche Lagerung, wenigstens in bezug auf das Hauterivien, ist in der ganzen Zone bis nach Meiringen zu konstatieren. Ob die Schichten im Liegenden durchwegs dem Oehrlikalk entsprechen, ist wegen der ausserordentlichen Ähnlichkeit mit den Kalken tithonischen Alters schwer zu ermitteln; doch scheint mir diese Möglichkeit gegeben, da bis jetzt nirgends eine Transgression des mittleren oder oberen Neocoms bis auf den Malm bekannt geworden ist.

Auf Grund der im Feld gemachten Beobachtungen und eingehender Besprechungen hat nun auch Herr Prof. ARBENZ für die in Frage stehenden Gesteine Valangienalter angenommen und er beabsichtigt, diese sämtlichen Bildungen wie auch die Bohnerzformation nach regional vergleichenden Gesichtspunkten neu bearbeiten zu lassen. Ich möchte an dieser Stelle aber nicht versäumen, Herrn Prof. ARBENZ bestens zu danken für all die Anregungen, die sich auf Exkursionen und bei Besprechungen dieser Probleme für mich ergaben.

Wie weit ostwärts sich diese eisenschüssigen Bildungen des Valangien verfolgen lassen, ist mir nicht bekannt; jedenfalls sind sie bis in die Gegend von Engelberg nachgewiesen worden. Dass dieser Horizont auch sehr weit nach Westen ausgreift, geht daraus hervor, dass ARN. HEIM in seiner Arbeit über das Valangien von St. Maurice (60, 682) in der «Nappe de Morcles» folgendes Profil beobachtet hat (auszugsweise von unten nach oben):

1. Quintnerkalk;
 2. Zementsteinschichten.
 3. Oehrlimergel;
 4. Oehrlikalk;
 5. Echinodermenkalk (Valangien s. str.);
 - a) 0—10 cm grauer, kalkiger Sandstein mit bis nussgrossen Kalkgeröllen, bis 1 m tiefe Taschen im Oehrlikalk füllend;Übergang:
 - b) 1,5 m rauh-sandiger Echinodermenkalk, aussen schwarzbraun;
 - c) 3 m feinkörniger Echinodermenkalk;
 - d) 9—10 m grobkörnige Echinodermenbreccie;
 - e) 0,3 m wie b, Übergang in
 6. Kieselkalk des Hauterivien;
- usw.

Darin entspricht die Schicht Nr. 5 a zweifellos den Sandsteinen und Breccien im Oehrlikalk von Ober-Oeschinen, vom Brünli und vom Tanzboden und somit den «siderolithischen Bildungen» des Valangien.

In den höheren helvetischen Decken sind diese Horizonte bis jetzt nicht nachgewiesen worden; sie scheinen auf die ursprünglich küstennahen Gebiete beschränkt zu sein.

Von Herrn Prof. BUXTORF wurde ich darauf aufmerksam gemacht, dass die erwähnten «siderolithischen Bildungen» des Valangien eventuell in Analogie gesetzt werden könnten zu den Limoniten des Calcaire roux aus dem Neuenburger Jura. Durch das Entgegenkommen von Herrn Dr. BAUMBERGER hatte ich Gelegenheit, dessen Sammlungen aus dem Neuenburger Jura zu durchgehen und die Frage mit ihm zu diskutieren. Dabei ergab sich, dass in den betreffenden Vorkommen die limonitführenden Schichten des Calcaire roux bis auf den Marbre bâtard, d. h. bis auf das Äquivalent des Oehrlikalkes der helvetischen Kreide transgredieren und überlagert werden von ganz typischen litoralen Bildungen, die eine reiche neritische Fauna des oberen Valangien enthalten. Darauf folgen dann unmittelbar die Ablagerungen des Hauterivien.

Diese Schichtfolge stimmt also auffallend mit den in meinem Gebiet beobachtbaren Verhältnissen überein, doch scheint mir diese Tatsache nicht genügend, um einen direkten Zusammenhang zu beweisen. Ein Verfolgen der fraglichen Horizonte bis in die Gegend des Salève dürfte vermehrte Klarheit bringen. Immerhin weist, wie ARN. HEIM (56, 477) betont, die gleiche neritische Ausbildung der untern Kreide im Jura und im helvetischen Autochthonen darauf hin, dass wir uns auf dem gleichen Kontinental-Sockel befinden. Es ist deshalb sehr wohl möglich, dass den Limoniten im Valangien des Jura die siderolithischen Gesteine meines Untersuchungsgebietes zeitlich entsprechen.

b) Schiefer.

Über den beschriebenen «siderolithischen» Gesteinen folgt ein wenig mächtiges Band dünnblättriger, sandiger Schiefer, die da, wo erstere fehlen, die Basis des Valangien s. str. ausmachen. Diese Schiefer bilden aber keinen durchgehenden Horizont, sondern keilen immer wieder linsenartig aus. Am besten aufgeschlossen sind sie wenige Meter unter der Fläche des Tanzbodens, etwas südlich des Wegleins; ferner in der SE-Ecke des Öschinensees am Fusse der Läterfluh. Am Fisistock sind die Schiefer mit zirka 1,2 m am mächtigsten, ostwärts nehmen sie sehr rasch ab. Sie sind wohl am ehesten als das Äquivalent der Valangienmergel aufzufassen.

c) Fossilführende Sandkalke und Echinodermenbreccien.

(Valangienkalk s. str.)

Im ganzen Gebiet fällt eine über den Schiefen auftretende Serie von Sandkalken und Breccien auf. Sie herrscht im Sefinental neben den «siderolithischen» Bildungen ausschliesslich vor und ist vom Brünli von H. STAUFFER (102) im Detail beschrieben worden.

Der typische Sandkalk wittert rau und braungrün an, ist äusserst zäh und sieht im frischen Bruch oft tertiären Nummulitensandkalken zum Verwechseln ähnlich. Charakteristisch ist der Fossilreichtum, doch sind die Reste so schlecht erhalten, dass eine Bestimmung ganz ausgeschlossen ist. Immerhin sind neben anderen Zweischalerresten *Terebrateln* erkennbar. H. ADRIAN (1) beschreibt derartige Fossilreste aus den Kalken der Läterfluh; H. STAUFFER (102) glaubt überdies in einer etwas schieferigen, bis jetzt nur im Sefinental nachgewiesenen Bank im oberen Teil der Sandkalke *Korallen* erkannt zu haben. Besonders reich an Fossilresten ist diese Bank am Brünli, wo sie auch bis talergrosse, flache Kalkeinschlüsse (? Oehrlikalk-Tithon) enthält und grob brecciös wird (? Küstenkonglomerat).

Die Mächtigkeit dieser fossilführenden Sandkalke schwankt zwischen 11 m am Brünli und 0,5 m in der Läterfluh. Bemerkenswert ist die stratigraphische Stellung des Horizontes in der Läterfluh, wo er als 50 cm mächtiges Bänkchen überlagert wird von der sofort zu beschreibenden bunten Echinodermenbreccie.

Gegen die höheren Falten der Doldenhorndecke vollzieht sich innerhalb dieses Sandkalkhorizontes ein Facieswechsel in der Weise, dass da und dort einzelne Echinodermensplitter im Gestein auftreten, die sich allmählich zu ganzen Nestern verdichten und schliesslich in eine typische grobe, von rostigen Eisenanreicherungen durchsetzte Echinodermenbreccie überleiten. Gleichzeitig verliert sich der Reichtum an andern Fossilresten allmählich. Typisch ist in dieser Übergangszone vom Sandkalk zur Echinodermenbreccie ein bröckelig-schieferiger Zerfall der Schicht, besonders am N-Ufer des Oeschinensees, wo der Horizont direkt über dem Wasserspiegel ansteht. An mehreren Stellen, so z. B. unter der Doldenhornhütte des S. A. C. und auf den sogenannten Rossböden südlich der Hütten von Ober-Oeschinen ist ein deutliches Hineingreifen dieser Gesteine der Übergangszone in den darunterliegenden Oehrlikalk zu beobachten. Von Taschen kann nicht gesprochen werden; es sind anscheinend kleine, karrige Vertiefungen in der Unterlage, die vom Valangien ausgefüllt werden.

Die für die höheren Falten der Doldenhorndecke typische Echinodermenbreccie ist von den Valangienkalken der tieferen helvetischen Decken des Vierwaldstätterseegebietes nicht zu unterscheiden. Hin und wieder ist das Gestein gleichmässig rötlich gefärbt, so z. B. an der Felsentreppe von der untern zur obern Oeschinenalp, und gleicht dann sehr den Lias-Echinodermencalken der Hierlatzschichten.

A. TROESCH (118) erwähnt die Breccie an der Basis seines Tschingelkalkes vom Gipfel des Fisistockes. In diesem Gebiete lässt sich ein auffälliger, rapider Wechsel in der Mächtigkeit beobachten. Während diese nach A. TROESCH (loc. cit. 139) in der C-Falte des Inner-Fisistockgipfels, der tektonisch höchsten Partie dieser Gruppe, 40 m beträgt, nimmt sie gegen die tieferen Falten hin sehr rasch ab. Über dem N-Portal des Lötschbergtunnels, auf zirka 1350 m, erreicht sie etwa 20 m. Da wo in der Klus bei Kandersteg die Egon v. Steiger-Gedenktafel in der linken Wand in diesem Breccienhorizont eingelassen ist, messen wir noch 15 m. Hier fällt besonders auf, wie die Schicht von zahllosen ein bis

zwei fingerdicken Calcitadern durchzogen ist. An dieser starken Veraderung ist die Valangienbreccie im S-Absturz der Fisistöcke schon aus bedeutender Entfernung leicht erkennbar.

Über die Altersfrage der genannten Valangienbildungen herrscht keine völlige Klarheit, doch können die Sandkalke und Echinodermenbreccien wohl nur als Äquivalent des Valangienkalkes der untersten helvetischen Decken aufgefasst werden (vgl. 59, Tabelle der Gliederung der untern Kreide nach S. 474).

3. Hauterivien.

Die beste Gelegenheit zum Studium des Hauterivien bietet der Fisistock bei Kandersteg. Hier ist es BUXTORF und TRUNINGER (29) auch gelungen, durch den Fund von *Toxaster complanatus*, AG. (*T. retusus*, LAM.), das Alter der Schichten einwandfrei zu bestimmen. Die beiden Autoren zählen zum Hauterivien die sogenannten Bänderkalke (A. TROESCHS Tschingelkalke), dann die im Liegenden folgenden Kieselkalke, ferner aber auch die Echinodermenbreccien an der Basis des ganzen Schichtkomplexes. In Übereinstimmung mit H. ADRIAN (1) und den Angaben ARN. HEIMS über St. Maurice (60) und die Kreide des Churfirstengebietes (59) rechne ich aber, wie bereits betont wurde, die Echinodermenbreccien zum Valangien s. str. und stelle nur Kiesel- und Bänderkalke ins Hauterivien. Demnach kann das von H. ADRIAN (1, 263 ff.) gegebene Valangien-Hauterivienprofil aus der Lasterfluh, abgesehen von der Mächtigkeit, als Normalprofil angesehen werden.

Die Verbreitung des Hauterivien fällt zusammen mit derjenigen des Valangien und Berriasien. Dabei machen sich auch im Hauterivien bedeutende Facieswechsel geltend.

Die Basis des Hauterivien wird am Fisistock, an der Lasterfluh (SE-Ecke des Oeschinen-sees) und andeutungsweise auch am Blümlisalpstock gebildet von einem maximal 1,8 m mächtigen Band grauschwarzer, sandiger, fossilieerer Schiefer, die stengelig brechen. Im E des Blümlisalpstocks fehlen sie. Sie sind wohl als Äquivalent der «Schiefer der Kieselkalkbasis» zu bezeichnen, die von A. BUXTORF (18), ARN. HEIM (59) und andern aus den helvetischen Kreideprofilen beschrieben worden sind.

Im Hangenden der Schiefer folgt zunächst, 2—3 m mächtig, spätig-körniger Kieselkalk mit zahlreichen langgestreckten Kieselknauern, dann vorherrschend hellgraugrüner, seltener schwärzlicher Kieselkalk. In diesem letzteren tritt, zirka 10—12 m über dem Valangien, ziemlich verbreitet *Toxaster retusus*, LAM., auf. Als Fundstellen seien besonders erwähnt: Brünnlital, Jägerdossen und das Couloir nördlich P. 2670, alle drei am Fisistock. Mehr nur spurweise fand sich *Toxaster* nördlich von P. 2753 im Blümlisalpgletscher und in dem mächtigen Hauterivienkeil des E-Absturzes der Wilden Frau, wenig über dem Weglein nach dem Gamchigletscher. Ich fand solche Stücke auch westlich des Wortes «Dürrenschafberg» auf zirka 2250 m, ferner am Weglein gegen die Jägerbalm in der Büttlassen-E-Wand und unter dem nördlichsten Büttlassengipfel, dem sogenannten Sefinenhorn.

Toxaster konnte ich nur in den höheren Falten der Doldenhorndecke, d. h. in den ursprünglich südlicheren Abschnitten finden; in den basalen Partien (N-Fuss des Fisistocks, Sockel der Zahnen Frau, Sefinental) fehlt er, falls nicht die Marmorisierung seine Reste zerstört hat.

Ausser *Toxaster* finden sich nur noch schlecht erhaltene *Belemniten*, und zwar durch die ganze Kieselkalkserie gleichmässig verbreitet.

Aus der häufig schon buntfarbigen Übergangszone des Kieselkalkes in die weiter unten zu besprechenden Bänderkalke seien noch einige Fragmente einer grobrippigen *Pecten* erwähnt, die ich am Schafberg (Fisistock) sammelte.

Die Mächtigkeit des Kieselkalkes schwankt zwischen 20 und 60 m entsprechend der unscharfen Grenze gegen den hangenden Bänderkalk.

Nach oben geht der Kieselkalk ganz allmählich und innerhalb weiter Grenzen über in das eigentligste Glied des Hauterivien, in die ihrer regelmässigen Bänderung wegen auf grosse Distanz auffallenden, bunten Sandkalke, die BUXTORF und TRUNINGER (29) als Bänderkalke bezeichnen. A. TROESCH (118) gibt eine sehr eingehende Darstellung dieser Gesteine und fügt eine chemische Analyse von E. TRUNINGER bei, sodass ich hier auf eine erneute Beschreibung verzichten kann.

Die Bänderung ist nicht immer so ausgesprochen wie am Fisistock und in der Läterfluh; jedenfalls verliert sie von W nach E an Regelmässigkeit und Deutlichkeit. Immerhin ist sie, wie ich mich auf Exkursionen mit den Herren Prof. BUXTORF und ARBENZ überzeugen konnte, noch über Grindelwald und die Grosse Scheidegg hinaus bis nach Meiringen gut zu erkennen.

In der NE-Ecke des Oeschinensees zeigt der Bänderkalk auffällig plattigen Aufbau und kubischen Zerfall, sodass die dortige, zirka 40 m hohe Wand wie aus Mauerwerk künstlich aufgeführt erscheint. Die dunklen Bänder durchziehen auffallend parallel und in fast geometrisch regelmässigen Abständen von 10—15 cm das etwas hellere Gestein.

Nicht vergessen möchte ich, zu erwähnen, dass der Bänderkalk nicht scharf ausgesprochen vorhanden zu sein braucht. Er kann fast völlig das Aussehen des Kieselkalkes annehmen. Wo er aber vorhanden ist, findet er sich nur in den oberen Partien des Hauterivien.

Die Mächtigkeit der vollständig fossiliferen Bänderkalke schwankt ausserordentlich stark, da die Übergänge nach unten und oben sehr verschieden rasch vor sich gehen. Die Beziehungen des Bänderkalkes zu den sofort zu besprechenden bunten Marmoren im Hangenden sind wohl am klarsten erkennbar am Saumweg von der unteren zur oberen Oeschinenalp, da, wo er die Schlucht des vom Schaf-läger herunterkommenden Baches an ihrem oberen Ausgang verlässt; ferner sind sie gut zu beobachten beim oberen Seelein hinter dem Boganggenhorn und am Brünli bei Mürren.

Nach oben gehen die Bänderkalke über in eine im Maximum etwa 20—25 m, durchschnittlich aber nur 6—8 m mächtige Bank gelber bis weisser, intensiv marmorisierter Kalke. Der Kieselgehalt dieser «Marmore» ist gering und nimmt von W nach E mehr und mehr ab, wobei die Kalke immer heller und den tithonischen Schichten des Autochthonen sehr ähnlich werden. Sie sind von siderolithischen Infiltrationen stark durchzogen und dadurch im Dach oft in eine Pseudobreccie umgewandelt. Organische Überreste konnte ich darin nicht finden. A. TROESCH (118) erwähnt diesen Horizont vom Fisistock, ich konnte ihn nahezu durchs ganze Gebiet verfolgen, besonders schön ist er am Brünli entwickelt.

Ähnlich wie in den tieferen Kreidestufen, so vollzieht sich auch im Hauterivien von W nach E ein deutlich erkennbarer Facieswechsel, der sich aber fast nur auf den Kieselkalk beschränkt. Auf den Wechsel des Bänderkalkes wurde bereits hingewiesen. Während der Kieselkalk im westlichen Gebietsteil massig auftritt, wird er im Streichen nach E bankig bis schieferig; gleichzeitig tritt der Kieselgehalt etwas zurück. Diese Art der Ausbildung ist aber nur in den tektonisch tiefsten Partien der parautochthonen Doldenhorndecke beobachtbar, besonders im N-Hang des Sefinentales von der Kilchbalm bis zum Brünli.

Eine ganz auffällige lokale Ausnahme macht dabei die Hauterivienmasse von Ozen, die sowohl den Kieselkalk als auch den Bänderkalk in der typischen Ausbildung der höheren Falten (Typus Fisistock) aufweist, trotzdem Ozen in der tiefsten Falte der Doldenhorndecke liegt. Schon ED. GERBER (K 4) hat dieses Vorkommen besonders ausgeschieden.

Als ein merkwürdiges Glied des Hauterivien ist hier noch anzuführen eine nur im östlichen Teil des Gebietes nachweisbare, an Mächtigkeit ostwärts stets zunehmende hellbläulichweisse, intensiv marmorisierte Kalkbank, die sich zwischen den Kieselkalk und das Valangien s. str. einschleibt. Im Handstück ist das Gestein nicht zu unterscheiden von den aus der autochthonen Serie beschriebenen, mehlig zerfallenden Marmoren tithonischen Alters. Irgendein Kieselgehalt ist wenigstens in den tieferen Bänken nicht zu beobachten. Gegen das Hangende sind aber allmähliche Übergänge dieses Marmores in den normalen Kieselkalk konstatierbar. Letzterer setzt mit dem immer vorhandenen Kieselknollenhorizont etwas ausgeprägter gegen den weissen Kalk ab, doch kann von einer Grenze nicht gesprochen werden.

Die ersten Spuren dieses weissen Marmors finden sich im W im Gamchi, da wo die nördlichsten Abstürze der Zahnen Frau den Talboden erreichen. Es sind nur schwach ausgeprägte hellere, kalkige Partien an der Basis des Kieselkalkes. Deutlich ist der Horizont über der Kilchbalm im Sefinental ausgebildet, von wo er talauswärts ununterbrochen bis zum Brünli verfolgt werden kann. Merkwürdigerweise bildet die Hauterivienmasse von Ozen auch hier wieder eine Ausnahme, indem dort dieser Kalk nicht konstatiert werden kann. Es scheint dies dafür zu sprechen, dass die beschriebene Marmor-

sierung lediglich durch dynamische Vorgänge bedingt ist; unter gewissen Umständen blieb sie lokal aus und dann tragen die Gesteine dasselbe Gepräge wie in den tektonisch weniger beanspruchten höheren Falten.

Was endlich die Gesamtmächtigkeit des Hauterivien anbetrifft, so stimmt die von A. TROESCH (118) angegebene Maximalmächtigkeit von zirka 120 m für den westlichen Gebietsteil sehr gut. Ich mass in der gegen die Doldenhornhütte (S. A. C.) abstürzenden N-Wand des Fisistockes mit der Strichplatte des Feldstechers 128 m. Dies ist wohl der Höchstbetrag, nach E tritt eine bedeutende Abnahme ein. Im Mittel schwankt die Mächtigkeit zwischen 40 und 60 m, erreicht aber auffallenderweise gerade im Sefinental zweimal fast das Maximum, so am südlichen Gipfel des Boganggenhorns mit zirka 90 m und bei Ozen mit 110 m. Es spricht dies wieder dafür, dass die reduzierte Mächtigkeit lediglich durch tektonische Ursachen bedingt ist.

IV. Tertiär.

Das zur Doldenhorndecke gehörende Tertiär lässt sich in ununterbrochenem Zuge vom Fisistock bis gegen Mürren verfolgen. Es bildet die direkte östliche Fortsetzung des Tertiärs der Gemmi.

Von Boganggen weg ostwärts ist dieser Tertiärzug durch Sedimente der Kreide und des Jura scharf getrennt von dem oben beschriebenen autochthonen Eocän des Sefinentales (vgl. S. 16 ff.). Die früher angenommene Einheitlichkeit der Tertiärzone am N-Rand des Aarmassivs muss, wie dies schon BUXTORF und TRUNINGER (29) als wahrscheinlich hervorheben, fallen gelassen werden.

Die schönsten und ungestörtesten Tertiärprofile finden sich am Inner-Fisistock (P. 2949) und auf der oberen Oeschinenalp, ferner wenig südwestlich und unterhalb der Blümlisalphütte des S. A. C. am Hohtürli, direkt beim Buchstaben «t» von Oeschinengrat. Dasjenige des Fisistocks hat schon A. TROESCH (118) genau aufgenommen und beschrieben, doch hat sich seither namentlich unter dem Einfluss von J. BOUSSAC die Altersbestimmung in mancher Hinsicht abgeklärt.

Ausgehend von der Kreideunterlage kann in meinem Gebiet das Tertiär wie folgt gegliedert werden:

Hauterivien-Unterlage: Bänderkalke und bunte marmorisierte Kalke, von reichen siderolithischen Infiltrationen durchzogen.

- | | |
|--|-----------------------|
| 1. Siderolithische Bildungen | Auversien und Älteres |
| 2. Cerithienschichten und kohlenführende Nummulitenkalke | Bartonien |
| 3. Nummulitensandsteine und Quarzite mit Lithothamnienkalk; meist mit einem Basalkonglomerat beginnend | |
| 4. Tertiäre Schiefer, «Flysch» | Ludien |
| 5. Taveyannazsandstein | Lattorfien. |

1. Eocän.

a) Siderolithische Bildungen.

(Auversien und Älteres nach J. BOUSSAC.)

Die Bohnerzformation ist im Blümlisalpgebiet erstmals von A. TROESCH (118) nachgewiesen worden. Er fand am Inner-Fisistock und unter der Fisialp typisches Bohnerz, Sandsteine und bunte Mergel in geringer Mächtigkeit. Aber auch im übrigen Untersuchungsgebiet tritt das Siderolithikum allgemein verbreitet auf. Dabei sind zwei Arten des Vorkommens auseinanderzuhalten:

Die erste Art zeigt die Bohnerzformation in wohlgeschichteten Bänken aufruhend auf dem von Infiltrationen durchsetzten Hauterivien. Diesem Typus gehören an die Vorkommen am Fisistock und auf der obern Oeschinenalp und westlich der Blümlisalphütte des S. A. C. am Hohtürli.

Eigentliches Bohnerz konnte nur am Fisistock an fünf Stellen nachgewiesen werden: In der Umgebung von P. 2949, bei P. 2790, P. 2670, am Fisischafberg und bei Schleifen nördlich unterhalb der Fisialp. Die bis haselnussgrossen Pisolithen liegen mehr oder weniger nesterweise gehäuft in einem

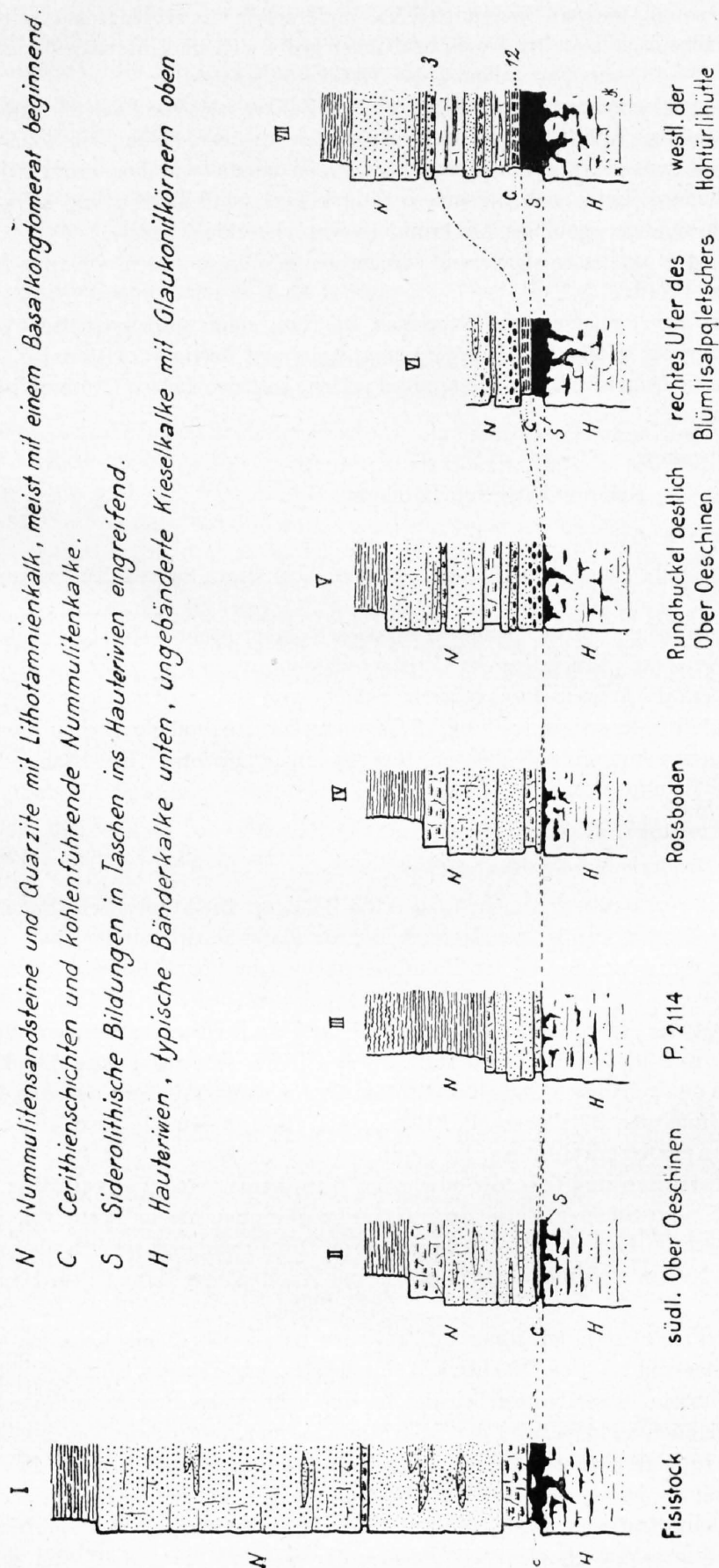


Fig. 10. Tertiärprofile der Doldenhorndecke.

roten bis violetten, sandig-tonigen Bindemittel, das nicht selten bis erbsengrosse, gelblichweisse und grüne Sandsteinkörner einschliesst. An diesen Erzbohnen lassen sich alle Unterscheidungen durchführen, die P. ARBENZ (4, 16—18) aus dem Bohnerz der Titliskette beschreibt.

Nach dem Hangenden nehmen die Pisolithe rasch an Zahl ab; das Bindemittel verliert seinen Sandgehalt und geht in intensivrote, grüne und gelbe Tonschiefer über, die mit den Bolustonen der jurassischen Bohnerzformation zu vergleichen sind. Sie geben einen typischen roten Strich.

In diesen Schiefen finden sich nussgrosse rote, kieselige Knollen und schwarze bis grüne, gelbgefleckte, stark sandige, knollige Konkretionen von derselben Grösse.

Auf der oberen Oeschinenalp, wenig südlich der Hütten, notieren wir vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil:

1. Grauschwarze, kalkige Schiefer mit *Globigerinen*, im Hangenden stark gequetscht . . . 40—50 m
2. Malmähnliche schwarze Kalke mit *Lithothamnien*, weiss und karrig verwitternd . . . 2— 8 m
3. Grobkörnige, weisse Quarzsandsteinbänke, mit dunklen, kalkigen Linsen (Nummuliten-sandstein), zirka 12 m

Übergang

4. Dunkle, stark sandige Kalke mit helleren Bändern 8— 9 m

Scharfe Grenze

5. Linsen von roten und grünen Tonschiefen mit kieseligen, stark eisenschüssigen nuss-grossen Knollen 0— 0,3 m
6. Schwarze, eisenschüssige, poröse Quarzite, wohlgeschichtet, leicht kubisch zerfallend und löcherig verwitternd (Äquivalent der Cerithienschichten) 0,25 m
7. Bunte Tonschiefer wie 5, aber durchgehende Schicht von 0,1—0,5 m
8. Gelber, ungebänderter, kieseliger Kalk mit ? Glaukonitkörnern; mit deutlichen siderolithischen Sandsteinschnüren und bunten tonig-sandigen Flasern. Im Hangenden stellenweise eine Pseudobreccie 6 m

Übergänge in

9. Typische bunte Bänderkalke des Hauterivien mächtig.

In diesem Profil repräsentiert Schicht 7 das echte Bohnerz. Die lithologisch ähnliche, linsenförmig auftretende Schicht 5 ist wohl als umgelagertes Bohnerzmaterial zu deuten.

Das Profil des Vorkommens bei der Blümlisalphütte siehe beim Abschnitt «Cerithienschichten» (S. 42).

Bedeutend grössere Verbreitung zeigt die zweite Art der Bohnerzvorkommen, die siderolithischen Infiltrationen in der Kreideunterlage. Diese finden sich zusammen mit den Vorkommen des ersten Typus an den genannten Stellen und treten überdies unverkennbar auf vom Blümlisalpstock ostwärts bis zum Gipfel der Büttlassen (P. 3197). Östlich der Büttlassen konnte ich keine Spuren der Bohnerzformation nachweisen.

Diese Infiltrationen sind teils rote oder grüne Sandsteine und Tonschiefer, teils schwarze, manganhaltige und eisenschüssige, fein quarzitisches Gesteine, die in Form von kleinen Linsen, Bänkchen und Flasern im Liegenden der Bohnerzserie auftreten und sich seitlich über grosse Strecken verfolgen lassen. Überdies sind nicht selten Adern und Knollen von Hämatit im Hauterivien zu beobachten.

Die weite Erstreckung derartiger Infiltrationen parallel der Schichtung des Kreidekalkes ist sehr auffällig. Bänder von 1—3 cm Mächtigkeit durchziehen erst regellos längs Schichtfugen, Klüften und Spalten das Gestein, dasselbe anscheinend in eine sehr grobe Breccie auflösend. Nach unten ordnen sie sich allmählich mehr parallel der Schichtung an und stehen dann aus dem stark zurückgewitterten Kalk als ruppige, dunkle Rippen oft mehrere Zentimeter weit hervor. Besonders deutlich ist diese Erscheinung an der oberen Oeschinenalp, hart am Absturz der Lasterfluh, zu beobachten.

Neben diesen Infiltrationen sind auch typische siderolithische Breccien zu beobachten. Erbsen- bis kopfgrosse eckige Brocken der Kreideunterlage sind massenhaft und unregelmässig in

roten und grünen siderolithischen Sandsteinen eingebettet. Diese Breccien sind prachtvoll ausgebildet westlich der Blümlisalpütte des S. A. C. und finden sich teils schichtartig abgelagert, teils in deutlichen, mässig tiefen Taschen in die Hauterivienunterlage eingesenkt.

Das Liegende der Bohnerzformation ist, wie BUXTORF und TRUNINGER (29) nachgewiesen haben, sicheres Hauterivien. Ähnlich wie im Jura, so sind auch hier in der Unterlage der siderolithischen Bildungen die Spuren der alten Landoberfläche zu konstatieren. Jedoch fehlen die gewaltigen Taschen und Schlote, wie sie im jurassischen Malm häufig sind, ganz. Die Bohnerzformation ist mehr schichtartig abgelagert, die Kreideunterlage ist nur von mässig tiefer Karrenbildung durchzogen. Kleine Taschen von 1—2 m Tiefe, erfüllt von bunten Tonschiefern mit Pisolithen, roten und grünen Sandsteinen und siderolithischen Breccien sind dagegen nicht selten.

b) Cerithienschichten.

(Bartonien nach BOUSSAC.)

Durch A. TROESCH (117, 118) ist dieser Horizont vom Fisistock und von der Zahmen Frau bekannt geworden. Schon früher erwähnen M. BERTRAND und H. GOLLIEZ (22) «les couches à *Natica rapincana*» von Oberberg im Sefinental und verstehen darunter vermutlich die Cerithienschichten. Die Kenntnis des letztgenannten Vorkommens scheint seither verloren gegangen zu sein, wenigstens wird es weder von ED. GERBER noch von ED. HELGERS erwähnt. Auch mir gelang es nicht, den von den genannten Autoren signalisierten Aufschluss wieder zu finden, er scheint unter einem Flyschschliff begraben zu sein. Dagegen schuf das östlich der Hütten von Oberberg vorbeifliessende Bächlein infolge abnormer Wasserführung im Sommer 1919 einen Anriss direkt südlich der Zahl «1» von P. 1935, welcher den Cerithienhorizont bzw. dessen Äquivalent freilegte, sodass ich folgendes Profil aufnehmen konnte (von oben nach unten):

1. Dunkler, weiss anwitternder Kalk, malmähnlich (mit *Lithothamnien*) 1,2 + x m
Scharfe Grenze
2. Kohle, mulmig, mit tonigen Schieferzwischenlagen mit eisenschüssigen Konkretionen,
Rutschharnischen und viel Calcitadern 0,8 m
Übergang in
3. Grauweissen, stark metamorphen Kalk, oft nur Calcitmassen ohne sichtbare Fossil-
einschlüsse (Gletscherschliff) 2,5 + x m
4. Lücke im Profil, zirka 6 m durch Moräne verdeckt.
5. Lithothamnienkalk mit schlechten, seltenen *Nummuliten* 4 + x m
6. Lücke im Profil, zirka 4 m durch Moräne verdeckt.
7. Typische Bänderkalke des Hauterivien in grosser Mächtigkeit.

Das Gestein der kohleführenden Schicht stimmt petrographisch völlig überein mit dem der Cerithienschichten an der Zahmen Frau, deren Entdeckung wir A. TROESCH verdanken (117). Leider gelang es mir nicht, im Aufschluss bei Oberberg Fossilien zu finden.

Als Äquivalent der Cerithienschichten betrachte ich auch das Vorkommen von wohlgeschichteten schwarzen, eisenschüssigen und porösen Quarziten auf der oberen Oeschinenalp, welches direkt auf der Kurve 2070 südlich des Wortes Oeschinen liegt. Wir finden dort das auf S. 40 wiedergegebene Profil, in welchem die schwarzen Quarzite der Schicht Nr. 6 als Äquivalent der Cerithienschicht aufzufassen sind, wenn auch bisher keine Fossilien darin entdeckt werden konnten. Das Gestein stimmt nämlich petrographisch absolut überein mit den fossilführenden Bänken der Fisistöcke.

Die genaue Stellung der Cerithienschichten im Schichtverband ist in den genannten Vorkommen nirgends deutlich, da sie im Streichen jeweils nur wenige Meter weit zu verfolgen und Hangendes und Liegendes meist durch mächtige Schutt- und Moränenablagerungen verdeckt sind.

Nach Vergleichen mit den Vorkommen von fossilführenden Cerithienschichten am Rosenlaui-
gletscher und auf der Wengernalp komme ich zur Ansicht, es handle sich auch bei den Aufschlüssen

von Oberberg und Ober-Oeschinen um den gleichen Horizont, obwohl die paläontologischen Beweise fehlen.

Weder an der Zahnen Frau noch im Aufschluss von Oberberg konnten Cerithienschiechten zusammen mit Gesteinen der Bohnerzformation nachgewiesen werden. In diesem Punkt unterscheiden sich alle diese Vorkommen wesentlich von den Fundstellen der Cerithienschiechten am Fisistock, auf Ober-Oeschinen und westlich der Blümlisalpütte am Hohtürli. Nach den Beobachtungen von A. TROESCH (118) kommen am Fisistock die schneckenführenden Schichten zusammen mit siderolithischen Bildungen vor; dasselbe gilt auch für die andern genannten Aufschlüsse.

Am Fisistock ist das fossilführende Gestein ein eisenschüssiger, etwas toniger schwarzvioletter Quarzit und oft etwas schieferig. Sowohl hier, wie beim Vorkommen von Ober-Oeschinen war das Gestein offenbar ehemals ein kieseliger Kalk, der aber durch Auslaugung den Kalkgehalt vollständig verloren hat und heute feinst porös erscheint. Dementsprechend sind auch die Fossilien nur als Steinkern und Abdruck erhalten. Die Abdrücke der Cerithien lassen die feinsten Einzelheiten erkennen; ausser den Schnecken sind auch nicht näher bestimmbare, fein radial gerippte *Zweischaler* im Gestein zu finden.

Das reiche Material, das Herr Dr. A. TROESCH gesammelt hat, liegt zurzeit zur Vergleichung und Bestimmung in Paris. Die genaue Kenntnis der vorhandenen Fossilien wird über die noch ungewissen Beziehungen der Cerithienschiechten zu den siderolithischen Bildungen Schlüsse ermöglichen.

Der undeutliche Übergang der bunten Bolustonschiefer in die Cerithienschiechten des Fisistockprofils erweckt den Eindruck einer kontinuierlichen Sedimentation; der ganze Schichtkomplex kann möglicherweise gerade dem Übergangsgebiet angehören zwischen dem marinen Eocän der Alpen und der eocänen Festland- und Süsswasserfacies, wie sie für das Juragebirge (und wohl auch für das Mittelland) gilt.

Für die Bolustone wäre dann eventuell noch Ablagerung in Süsswasser anzunehmen; darüber wären beim allmählichen Vordringen des Priabonienmeeres die brackischen Cerithienschiechten abgelagert worden und im Hangenden derselben der neritische Lithotamnienkalk. Die Gegend des Fisistockes hätte also der Uferregion des alten von S vordringenden Priabonienmeeres angehört.

P. ARBENZ (4) zieht für das Vorkommen mariner Schnecken im Bohnerz des Fisistocks die Möglichkeit in Erwägung, es könnte subaer gebildetes Verwitterungsmaterial nachträglich marin umgelagert worden sein.

Wenn Umlagerungen stattfanden, so erscheint es mir am wahrscheinlichsten, anzunehmen, dass die bereits normal abgelagerten Cerithienschiechten zusammen mit dem Bolus beim weiteren Fortschreiten der Transgression des Priabonienmeeres aufgearbeitet und umgelagert worden sind. Dadurch wäre die frühere, vermutlich scharfe Grenze zwischen den siderolithischen Bildungen und den Cerithienschiechten etwas verwischt worden. (Vgl. ARN. HEIM, 57, 19/20).

Diese letztere Annahme wird gestützt durch einige neue Fundstellen, welche anlässlich einer von Prof. BUXTORF geleiteten Studentenexkursion im August 1920 entdeckt wurden. Ein erster sehr günstiger Aufschluss sticht als Felskopf etwas unterhalb und etwa 200 m westlich der Hohtürli-Klubhütte aus dem Schnee hervor und lässt in verkehrter Lagerung das folgende Profil (vom Jüngeren zum Älteren) erkennen. (Fig. 10, VII):

- | | |
|--|--------|
| 1. Helle Quarzite, nach der Basis übergehend in grünliche, schmutziggelb anwitternde, rauhe, auffällig gebänderte Sandkalke | 15 x m |
| 2. Graue, glimmerhaltige Sandkalke mit ziemlich häufigen kleinen <i>Nummuliten</i> , ungebändert | 1,25 m |
| 3. Feinkörnige hellgelbliche Quarzite, nach der Basis rasch übergehend in ein mässig grobes Transgressionskonglomerat, mit erbsen- bis faustgrossen kretazischen und tertiären Kalkkomponenten | 1,10 m |
| 4. Schwarzgraue, harte Kalke mit massenhaften <i>Foraminiferen</i> (<i>Nummuliten</i> etc.), stellenweise etwas mergelig. | 7,5 m |

- | | |
|--|----------|
| 5. Graue, schmutzig-schwarz verwitternde, rauhe Sandkalke mit seltenen <i>Foraminiferen</i> | 2,1 m |
| 6. Grauschwarze, dichte, brüchige Kalke mit ? <i>Korallen</i> | 0,85 m |
| 7. Wie 5 | 0,40 m |
| 8. Wie 4; aber etwas dünnplattiger | 1,10 m |
| 9. Wie 5 | 1,60 m |
| 10. Wie 4; durchgehend mergelig | 3,20 m |
| 11. Rauhe, wohlgebankte Sandkalke, ähnlich den unter 2 genannten | 0,45 m |
| 12. Schwarzgraue Mergelkalke mit <i>Foraminiferen</i> -, <i>Korallen</i> - und andern <i>Fossiltrümmern</i> (<i>Pecten</i> , <i>Hydrazoen</i> ? etc.); einzelne härtere Linsen, die schmutzig braunschwarz verwittern, führen <i>Cerithien</i> etc. Häufig sind auch kohlige Nester und Schmitzen . . . | 2,20—5 m |
| 13. Grobe siderolithische Breccie mit bis kopfgrossen Hauterivienkomponenten. Das Bindemittel, ein schwarzer, äusserst feinkörniger Quarzit, kann stellenweise ausschliesslich vorhanden sein. Die ganze Bildung greift mehrmals taschenartig in die Kreideunterlage ein, zirka | 5 m |
| 14. Hauterivien: Glaukonitischer, sandig-feinspätiger Kalk mit <i>Toxaster retusus</i> , LAM. . . | mächtig |

Die vorläufige Bestimmung des Materials der Schicht Nr. 12 ergab folgende Fossilien:

Cerithium diaboli, BRONGT.; *Diastomum costellatum*, BRONGT.; *Cytherea Vilanovae*, DESH.

Aus dem angeführten Profil geht deutlich hervor, dass die dem Priabonien-Ludien zuzuweisende Serie der jüngsten Schichtglieder, Quarzite und gebänderte Sandkalke, typisch transgressiven Charakter trägt.

Durch Verfolgen des im obigen Profil unter Nr. 3 erwähnten Transgressionskonglomerates ergibt sich, dass dasselbe hart am N-Rand des Blümlisalpgletschers direkt der Schicht Nr. 12 aufruht. In dem prächtigen Rundbuckel westlich des Zungenendes des genannten Gletschers fehlt dann auch diese Schicht Nr. 12, und das dort sehr mächtige Konglomerat tritt dadurch in Kontakt mit den siderolithischen Breccien, stellenweise sogar mit Hauterivien. Demnach sind dort sowohl die Cerithiensichten als auch stellenweise die siderolithischen Bildungen ganz abgetragen worden. Am Fisistock ging die Abtragung nicht so weit, es kam bloss zur Aufarbeitung und Umlagerung von Bohnerzformation und Cerithiensichten; dabei unterblieb lokal auch die Bildung eines Transgressionskonglomerates.

Anlässlich der erwähnten Exkursion fanden Herr Prof. Buxtorf und ich sandig-kohlige, sehr fossilreiche Cerithiensichten sowohl in der rechtsseitigen, frischen Moräne des Blümlisalpgletschers als auch anstehend unmittelbar am Rande des Eises. Die letztere Stelle liegt südlich des «g» des Wortes Oeschinengrat und ist auf zirka 30 m Länge aufgeschlossen.

Die gleiche Schicht steht nochmals an in der kleinen Felswand beim «a» von Oeschinengrat, dort das schwarze, stark zurückgewitterte fast saigere Mergelband bildend, hart am Eisabsturz des östlich von P. 2753 herunterkommenden Gletschers.

Den Cerithiensichten zuzuweisen ist wohl auch das am Gipfel der Wilden Frau deutlich erkennbare, mergelige Band in der Basis der tertiären Quarzite; es zeigt nahezu dasselbe Detailprofil wie dasjenige westlich der Hohtürli-Klubbhütte und gehört mit diesem zur selben liegenden Falte.

Alle die genannten Vorkommen deuten darauf hin, dass die Cerithiensichten wohl im ganzen Gebiet der Doldenhorndecke zusammenhängend zur Ablagerung gekommen sind. Ihr lokales Fehlen ist wohl nur auf die Transgression der jüngeren Glieder des Priabonien zurückzuführen.

Die von A. TROESCH (117) signalisierten Vorkommen von Cerithien zwischen Bundstock und Wer-muthfluh sowie von mitteleocäner Kohle unter dem Hohtürliband (118, 79) nordöstlich der Klubbhütte sind als verschürfte Fetzen des Tertiärs der Doldenhorndecke zu deuten.

c) Nummulitensandstein mit Basalbreccie und Lithothamnienkalk.

(Priabonien-Bartonien nach J. BOUSSAC.)

Nummulitensandstein und Lithothamnienkalk bilden die Hauptmasse des Eocäns und sind durchgehend in einheitlicher Ausbildung vorhanden. Die ganze nördliche Gipfelreihe der

Blümlisalp-Gspaltenhorngruppe ist zu einem beträchtlichen Teil aus diesen Schichtgliedern aufgebaut (Fisistock, Blümlisalpstock, Wilde Frau, Büttlassen-Ostgrat, Boganggenhorn, Brünli).

Basalbreccien und Konglomerate.

An der Basis der Sandsteine und Quarzite tritt fast durchwegs eine Breccie auf, bestehend aus eckigen Komponenten von Hauterivien und Nummulitenkalk, die in einem gelblichen kieselig-kalkigen, oft auch nur aus Quarzkörnern bestehenden Zement eingebettet sind. Im Bindemittel sind nicht selten gut erhaltene *Lithothamnien* eingeschlossen. A. TROESCH (118) beschreibt solche Gesteine vom Hohtürli und vom N-Absturz der Wilden Frau; ED. GERBER (45) erwähnt sie aus der östlichen Hälfte des Gebietes ohne genauere Fundortsangabe. Sicher sind sie am N-Absturz der Büttlassen zu beobachten, wo die Komponenten bis kopfgross werden können; ferner wenig östlich unterhalb P. 3052 (Vorder-Büttlassen). Die schönsten Aufschlüsse finden sich in dem grossen Rundbuckel südwestlich P. 2404 am Zungenende des Blümlisalpgletschers.

Die Lagerung der Breccie ist an der letztgenannten Lokalität insofern eine merkwürdige, als zwei Breccienhorizonte zu erkennen sind, die durch eine 3—5 m mächtige Sandsteinbank mit Zwischenlagen von Lithothamnienkalk getrennt sind (siehe Fig. 10, VI). Der obere Horizont ist eher als Konglomerat zu bezeichnen, da die oft mehr als kopfgrossen Komponenten eine ausgesprochene Rundung erkennen lassen. Auch im untern Breccienhorizont ist hie und da eine mässige Bearbeitung der Komponenten zu konstatieren.

Diese Breccien und Konglomerate sind offensichtlich auf die Transgression des jüngeren Priabonienmeeres über Cerithiensichten, Bohnerz und Hauterivien zurückzuführen. Da, wo siderolithische Bildungen und Cerithiensichten noch auf dem Hauterivien liegen, konnte ich diese Trümmernmassen nicht immer beobachten. Die siderolithischen Taschen und Infiltrationen im Hauterivien deuten aber auch an Stellen, wo nur noch die Breccie als Ältestes vorhanden ist, darauf hin, dass die Bohnerzformation auch hier zur Ablagerung gelangte. Die Breccie ist somit jünger als die Roterdebildungen und, wie aus dem Tertiärprofil des Aufschlusses westlich der Blümlisalphütte des S. A. C. hervorgeht, auch jünger als die Cerithiensichten.

Ob das lokale Fehlen der Breccie auf eine die Oberfläche des Hauterivien schützende, grössere Mächtigkeit des Siderolithikums und der Cerithiensichten zurückzuführen ist oder ob umgekehrt eine stellenweise stärkere Brandung des jüngeren Priabonienmeeres das Bohnerz und die Cerithiensichten lokal wegzuschaffen vermochte und so die Hauterivienunterlage angreifen und aufarbeiten konnte, ist nicht zu ermitteln. Wahrscheinlicher scheint mir die letztere Annahme zu sein.

Sandsteine und Quarzite.

Die Sandsteine bilden die Hauptmasse des Priabonien. Sie sind lithologisch recht verschiedenartig; neben hellen, fein zuckerkörnigen und grobkörnigen glasigen Quarziten ohne Kalkgehalt und ohne Fossilien sind dunkle Kalke mit Quarzkörnern und vielen Fossilien häufig. Dazwischen sind alle Übergänge zu beobachten. (Vgl. die Beschreibung von A. TROESCH, 118, und ED. GERBER, 45).

In den Kalcken und Kalksandsteinen sind Nester von Hunderten von *Nummuliten* nicht selten. Die Fossilien finden sich nie herausgewittert; wo sie im Gestein sitzen, ist immer eine scharf umgrenzte Vertiefung zu sehen, in der das Fossil steckt. Dadurch erhält das dunkle Gestein eine löcherige Verwitterungskruste mit massenhaften hellen Nummulitenquerschnitten. Am N-Absturz der Büttlassen sind solche Foraminiferennester besonders häufig. Es finden sich dort auch grössere *Nummuliten*, die bis 1 cm im Durchmesser aufweisen, während sie in der Regel 3 mm nicht überschreiten.

Bemerkenswert ist eine bis jetzt nur am Grat von der Hohtürlihütte zur Wilden Frau beobachtete, stark kalkige, dunkelgelb verwitternde Bank in der Basis der Quarzite. Sie schliesst sehr zahlreiche Fossilien ein, vor allem *Korallen*, *Pecten*, *Schneckenschalen* und *Haifischzähne*. Leider sind die stratigraphischen Zusammenhänge der Bank, sowie ihre Mächtigkeit in dem sie umgebenden Trümmersfeld nicht zu ermitteln.

Vergleichende Zusammenstellung der Faciesverhältnisse der Doldenhordecke und der autochthonen Serie im Gebiet der Blümlisalp-6spaltenhorngruppe

(unter teilweiser Berücksichtigung der Resultate von H. STAUFFER für die autochthone Serie)

Autochthone Serie			Doldenhordecke	
Lauterbrunnental			Tiefere Falten, nördlicher Faciestypus Seftental	Höhere Falten, südlicher Faciestypus Fisistock-Doldenhorn
Tertiär	Olig.	?	Taveyannazgesteine	?
	Eocän	»Flysch«-Schiefer; Kalk- und Ton-schiefer, mit Kalk- und Quarzitlinsen.	»Flysch«-Schiefer, ausschliesslich Kalk-Tonschiefer vorhanden. 25—0 m	»Flysch«-Schiefer mit <i>Globigerinen</i> . Ty-pische Tonschiefer vorhanden; meist Kalk-Tonschiefer. 150—20 m
		Grobe Sandsteine und Quarzite ohne Fossilien. Lithothamienkalke und Orthophrag-minen führende Kalke und Schiefer. 24—14 m	Grobe Quarzite, untergeordnet Sand-steine und Sandkalke mit häufigen <i>Nummuliten</i> . Lithothamienkalk in zahlreichen Linsen, mächtigen Bänken und stockförmigen Riffen. 45—35 m Transgressionskonglomerat.	Grobe Quarzite häufig. Sandsteine und Sandkalke mit spärlichen <i>Nummu-liten</i> . Lithothamienkalk in wenig mächtigen Linsen und Bänken. 96 m Transgressionskonglomerat.
	Auenrien und Älteres		Nummulitenkalke fraglich. Zirka 3 m Cerithienschiechten fraglich; eocäne Kohle. 0,5 m	Fossilreiche Nummulitenkalke und Sand- kalke. 0,18—6 m Schwarze, sandige Kalke mit <i>Cerithien</i> und Kohle. 2,2—5 m
Kreide	Valendis-Stufe	Hauterivien	?	Verschiedenartige Bohnerzbildungen. Bohnerz, siderolithische Tonschiefer, Sandsteine und Breccien.
		Valangien s. str.	Fehlt.	Bänderkalk deutlich. Kieselkalk massig, mit <i>Toxaster retusus</i> und <i>Belommiten</i> . Kieselige Schiefer (Schiefer der Kiesel-kalkbasis). 128—60 m
			Fehlt.	Vorwiegend bunte Echinodermenbreccie (Pygurusch). Fossilführende Sandkalke untergeordnet. Sandige Schiefer in durchgehender Schicht. 40—15 m
		Berriasien	?	Siderolithische Festlandsbildungen sehr spärlich (vereinzelte Sandsteintaschen und Flasern auf Ober-Oeschinen).
Jura	Malm	Portland-Tithon	? Troskalk. Helle, dichte, dünnplattige Kalke (Mar-more), mit spärlichen Oolithen. 15 m	Urgonartiger, massiger Oehrlilkalk. In den tieferen Partien oolithisch, mit mergeligen Zwischenschichten. 96 m
		Kimmeridge-Sequan	Fehlt.	Oehrlimergel fraglich.
		Argovien	Schiltschichten Dünnschiefrige, seidenglanzende, gelb-fleckige Kalke. an der Basis mit wohlgeschichteten Kalkbänken. 10 m Nach unten übergehend in konglomera-tische Transgressionsbreccie mit auf-gearbeitetem Oxfordien und Callovien.	Schiltschichten Dünnschiefrige, seidenglanzende, gelb-fleckige Kalke. an der Basis bankig. 20—15 m Nach unten übergehend in konglomeratische Transgressionsbreccie mit aufge-arbeitetem Callovien und fraglichen Oxfordspuren.
		Oxfordien	Leuchtend - dunkelgelb verwitternde, braune bis graue, eisenschüssige, feinspätige Kalke mit aufgearbeiteten Callovien. Nur lokal als Erosionsrelikt noch er-halten. 0—0,32 m	Fehlt vermutlich.
Trias	Dogger	Callovien	Typischer Blegioolith. 2—0,4	Kalkbreccie Hochgebirgskalk s. str. 300—100 m
		Bathonien	Dunkle, schiefrrige Kalke, mit spärlichen Eisenoolithen in den oberen Partien. <i>Parkinsonien</i> . Zirka 3 m	Schiltschichten Dünnschiefrige, seidenglanzende, gelb-fleckige Kalke. an der Basis bankig. 20—15 m Nach unten übergehend in konglomeratische Transgressionsbreccie mit aufge-arbeitetem Callovien und fraglichen Oxfordspuren.
		Bajocien	Feinkörnige Echinodermenbreccie mit mässigem Gehalt an Dolomitkörnern. Spatkalke. Allgemein sehr einheitliche Ausbildung. Kieselknauerhorizont vorhanden. 20 (?)—8 m	Kongkretionäre, eisenschüssige Kalke, sandig, mit knolligen Eisenkonkretionen und spärlichen Oolithen. Maximal zirka 2 m Schwarze, spätige Sandkalke. Grobe Konglomerate, mit aufgearbeitetem Bajocien, Aalénien und Rötldolomit. 4 m (?)
		Aalénien	Schwarze, glatte Tonschiefer. 0,15 m	Grob bis mittelkörnige Echinodermenbreccien und Spatkalke mit viel Dolomit-körnern. Sehr mannigfaltige Ausbildung. Kieselknauerhorizont nicht beobachtet. 60—45 m
Trias	Lias	Toarcien	Fehlt.	Spatkalke mit Crinoiden. Eisensandstein. Tonschiefer und eisenschüssige, sandige, knorrige Schiefer mit Ton-Eisen-steinknollen. 60 (?)—45—20 m
		Domérien	Fehlt.	Spatkalke mit Crinoiden. Eisensandstein. Tonschiefer und eisenschüssige, sandige, knorrige Schiefer mit Ton-Eisen-steinknollen. 60 (?)—45—20 m
		Pliensbachien-Hettangien	Fehlt.	Spatkalke und Echinodermenbreccien. Sandsteine und Quarzite. Zirka 80 m Fraglich.
		Rhétien	Quarzite, Sandkalke, Tonschiefer, Lu-machelle mit <i>Avicula contorta</i> . 18 m	Nicht beobachtet.
Trias	Lias	Obere Trias (Keuper)	Bunte Quartenschiefer, Dolomite, Quar-zite, Landpflanzen führende Ton-schiefer, Konglomerate. 34—12 m	Fehlt.
		Mittlere Trias (Muschelkalk)	Rötldolomit und Rauhwacke. 45—30 m	8 + x m
		Untere Trias (Buntsandstein)	Sandsteine, Quarzite, Tonschiefer. maximal 18 m	Nicht erhalten.

Lithothamnienkalke.

Die Lithothamnienkalke treten entweder in wenig mächtigen Bänken mit den Sandsteinen wechsellagernd auf (Fisistock) oder sie bilden ausnahmsweise stockförmige, riffartige Massen, die keine Anpassung an die Schichtung des Hangenden und Liegenden zeigen (Brünli). Gute Beschreibungen finden sich bei A. TROESCH (118, 128), ED. GERBER (45, 68) und H. ADRIAN (1, 258 und 259).

Äusserlich ist das Gestein dem Oehrlikalk sehr ähnlich. U. d. M. zeigen sich dann aber massenhaft Fossilien (*Lithothamnien*, *Nummuliten*, *Orthophragminen* usw.) in guter Erhaltung.

Anhangsweise sei hier auf das Vorkommen von Lithothamnienkalk bei Boganggen im Sefinental hingewiesen, dessen tektonische Stellung nicht sicher zu ermitteln ist, das aber in seinem lithologischen Habitus völlig mit den entsprechenden Gesteinen der Doldenhorndecke übereinstimmt. Die grossen Alphütten von Boganggen stehen auf einem mächtigen Rundbuckel aus Lithothamnienkalk, der hellgrau und rauh verwittert und Neigung zu Karrenbildung zeigt. In den tieferen Partien treten vereinzelt schiefrige Linsen auf. Der gewaltige Klotz streicht in einzelnen Fetzen ostwärts bis nach Wasenegg und liegt dort direkt auf Dachschiefen und Sandsteinen der Taveyannazgruppe, sodass man zunächst den Eindruck erhält, es liege ein normaler Schichtverband vor und der Kalk sei oligocänen Alters.

H. STAUFFER (102) gibt von einer Stelle östlich der Hütten von Boganggen folgendes Profil (von oben nach unten):

1. Schieferiger Eisensandstein des Aalénien x m
Überschiebung der Wildhorndecke.
2. Kalk, nach unten dünnbankiger werdend 30—35 m
Scharfe Grenze gegen
3. Schwarze, glimmerführende Schiefer, Aalénien 10 + x m

Dieses Profil konnte ich nach unten wie folgt vervollständigen:

Scharfe Grenze, Einwicklung der Wildhorndecke.

4. Schwarze Tonschiefer mit spärlichen Glimmerschüppchen; hie und da mit *Globigerinen* (Flysch) zirka 4 m
5. Weisse Quarzsandsteine mit dunkleren, kalkreicheren Partien und Linsen von Lithothamnienkalk 12—15 m
6. Flyschschiefer wie 4 0,6 m
7. Dunkler, rauh und hellgrau anwitternder Kalk mit viel Fossilresten; u. d. M. mit *Orthophragminen*, *Lithothamnien* und *Nummuliten*; immer brecciös; Kalk von Boganggen mächtig.

Dabei repräsentiert Nr. 3 eine zur Wildhorndecke gehörende Falte, die von den tieferen Decken eingewickelt ist. Die Schichten Nr. 2 und 7 gehören dem Lithothamnienkalk von Boganggen an. U. d. M. zeigt sich sofort die Zugehörigkeit des Kalkes zum Eocän, indem in einem brecciösen Lithothamnienkalk vereinzelt, sichere *Orthophragminen* auftreten. Daneben finden sich auch kleine mikro- und megaspärische *Nummuliten*. Die Unterlagerung dieses Kalkes durch die oligocänen Gesteine der Taveyannazgruppe hat somit tektonische Ursachen.

Diese eocäne Kalkmasse von Boganggen scheint ein stockförmiges Lithothamnienriff zu sein, ähnlich dem des Brünli (vgl. S. 45 oben).

d) Tertiäre Schiefer („Flysch“).

(Priabonien-Ludien nach BOUSSAC.)

Diese Schiefer finden sich überall als Dach des Eocäns. Sie bilden am Gipfel des Inner-Fisistocks den vom Oeschinensee deutlich sichtbaren Kern der prächtigen C-Falte, treten in der Lärstfluh, am Weglein von Unter-Oeschinen direkt zum See ebenfalls im Kern der Eocänmulde auf und liefern von Ober-Oeschinen weg bis an das Boganggenhorn die Unterlage für das orographisch scharf hervortretende Hohtürli-Gamchiband und dessen östliche Fortsetzung.

Gute Beschreibungen geben A. TROESCH (118) und H. ADRIAN (1, 258). Der Schliff zeigt häufig *Globigerinen*, *Nodosarien*, kleine *Nummuliten* und *Lithothamnien*.

Auffällig ist die tiefschwarze, mehr tonige Ausbildung im W (Fisistock, Oeschinenschafberg) und der allmähliche Übergang in stärker kalkhaltige graugelbliche Varietäten nach E (Boganggenhorn, Brünli).

Die normale Mächtigkeit der Schiefer ist schwer zu ermitteln, da sie tektonisch entweder stark ausgequetscht (Fisistock, Büttlassen-N-Grat) oder zu ungeheurer Mächtigkeit aufgestaut sind (Gamchi, Boganggenhorn). Vgl. auch die Tabelle S. 44—45.

2. Oligocän.

Taveyannazgesteine und oligocäne Flyschschiefer.

(Lattorfien nach J. BOUSSAC.)

Taveyannazgesteine sind in der Doldenhorndecke nirgends sicher nachzuweisen. Die spärlichen Vorkommen auf der oberen Oeschinenalp und südwestlich der Sefinenfurgge, die anscheinend im Schichtverband der Doldenhorndecke auftreten, betrachte ich als abgeschürfte und eingewinkelte Fetzen der Diableretsdecke.

Etwas anders scheinen die Verhältnisse an der Wasenegg und am Brünli bei Mürren zu liegen. Wir beobachten dort direkt im Hangenden der obereocänen Flyschschiefer der Doldenhorndecke eine 10—25 m mächtige Taveyannazserie, sodass durchaus der Eindruck einer normalen, lückenlosen Schichtreihe erweckt wird, welche von der Kreide bis ins Oligocän reichen würde. Es fehlen im Liegenden des Taveyannazsandsteins jedenfalls alle älteren Glieder (Malm), welche berechtigen würden, die Taveyannazgesteine der Diableretsdecke zuzuweisen.

Im E-Absturz des Brünligipfels tritt der Taveyannazsandstein unter intensiver Verfaltung und Verknetung in direkten Kontakt mit den Kalken des Bartonien der Doldenhorndecke, ohne dass sich Flyschschiefer dazwischenschalten würden.

Auf Grund gemeinsamer Untersuchungen möchten H. STAUFFER und ich dieses Verhalten auf eine Transgression der Taveyannazgruppe innerhalb der Doldenhorndecke zurückführen. Wenn nun aber weiterhin H. STAUFFER aus dem gemeinsamen Vorhandensein von Taveyannazgesteinen in Doldenhorn- und Diableretsdecke eine tektonische Vereinigung beider Decken ableitet und von «vereinigter Doldenhorn-Diablersdecke» spricht, so kann ich dem nicht beipflichten. Ich möchte vielmehr beide Decken tektonisch getrennt lassen und eher an ein stratigraphisches Übergreifen der Taveyannazgesteine auf die Schichtfolge der Doldenhorndecke denken. Demnach müssten die Isopen der Taveyannazgruppe gegenüber denjenigen der älteren Sedimente, welche dem mittleren Alpenstreichen folgen, nach N abbiegen.

Nach dem Gesagten stelle ich somit die ganze Sedimentserie des Brünli bis und mit Taveyannazhorizont zur Doldenhorndecke. Die Diableretsdecke streicht in der Gegend des Brünli in die Luft aus.

In ihrer tektonischen Stellung fraglich sind dann aber die über dem Taveyannazsandstein folgenden, vermutlich oligocänen Flyschschiefer, welche westlich des Brünligipfels in bedeutender Mächtigkeit anstehen (zirka 50 m). Sie können entweder zur Doldenhorndecke gehören und stellen dann deren jüngsten Horizont dar, oder aber man könnte sie einer höheren, hier eingewinkelten tektonischen Einheit zuweisen und dann wäre am ehesten an «Wildflysch» zu denken. Hierfür würde das Auftreten von mächtigen Blöcken und Linsen eines hellgrauen, völlig calcitisierten Gesteins und einer Bank quarzreicher, bräunlicher Sandsteine in den Schiefen sprechen.

Die sich hieraus ergebenden Fragen sollen beim Abschnitt Wildflyschbildungen behandelt werden.

Zusammenfassung der Stratigraphie der Doldenhorndecke und Vergleich mit der autochthonen Serie.

Aus den angeführten Beobachtungen ergibt sich für die Doldenhorndecke das Vorhandensein einer nahezu vollständigen Schichtreihe vom Rötidolomit bis ins Hauterivien. Dazu tritt noch, allerdings unvollständig, das Eocän.

Die Trias ist nur in spärlichen Resten als Rötidolomit vorhanden. Keuperscheint primär zu fehlen.

Die Juraserie ist in grosser Mächtigkeit und reicher Gliederung vorhanden. Im Gegensatz zum Autochthonen beginnt sie schon mit dem Lias. Dieser stimmt facieell genau überein mit demjenigen der Lötschentaler-Rothörner; sicher nachweisbar sind aber im Doldenhorngebiet nur Toarcien und Domérien. Der Dogger tritt in der für die tieferen helvetischen Decken bezeichnenden Facies mit geringer Entwicklung des Aalénien auf.

Die Echinodermenbreccien und Spatkalke des Bajocien sind durchgehend vorhanden. Das Bathonien setzt mit einem Transgressionskonglomerat ein; im übrigen aber ist es vom Callovien nicht abzutrennen. Der typische Callovieneisenoolith fehlt und wird ersetzt durch ein konkretionäres, stark eisenschüssiges Gestein, das aber nicht mehr durchgehend verfolgt werden kann. Im Gegensatz zur autochthonen Serie ist Oxfordien nicht nachzuweisen; doch beginnt auch in der Doldenhorndecke das Argovien mit einem Transgressionskonglomerat, das aus Schiltkalk mit Einschlüssen von aufgearbeitetem Callovien und fraglichen Spuren von Oxford besteht. Schiltschichten und Hochgebirgskalk zeigen die gewohnte Ausbildung. Letzterer trägt im Dach eine auffallende Kalkbreccie. Darüber folgt in den höheren Falten der Doldenhorndecke ein mächtiger Mergelkomplex, der sich durch das Auftreten von *Hoplites Callisto*, d'ORB., und *Hop. Boissieri*, PICT., als Äquivalent der Zementsteinschichten (Portland) erweist. Deutlich ausgeprägt ist der Facieswechsel der mergeligen Zementsteinschichten in eine dem Troskalk vergleichbare, kalkige Ausbildung (Tithon), die an die tieferen Falten der Doldenhorndecke gebunden ist.

Die Kreide ist nur durch ihre untere Abteilung vertreten. Mit ganz unscharfer Grenze liegt das Berrias den Gesteinen des obersten Malm auf. Oehrlimergel können nicht abgetrennt werden, dagegen ist in den höheren Falten der Doldenhorndecke typischer Oehrlikalk in grosser Mächtigkeit vorhanden, der aber gegen die tieferen Falten zu in einen hellen, dem Tithon sehr ähnlichen Berriaskalk übergeht. Mit scharfer Grenze setzt das Valangien s. str. ein. Seine tiefsten Horizonte sind durch siderolithische Bildungen festländischer Entstehung gekennzeichnet. Die nach oben folgenden jüngeren Valangienhorizonte zeigen litoralen und recifalen Charakter. Überlagert werden sie von mächtigem sandig-kieseligem Hauterivien mit *Toxaster retusus*; den oberen Abschluss des Hauterivien bildet der Bänderkalk (Tschingelkalk).

Die lithologische Übereinstimmung des Valangien und des Hauterivien meines Gebietes mit den Vorkommen der östlichen Schweizeralpen und den entsprechenden Horizonten der gleichen tektonischen Einheiten in der Gegend von St. Maurice ist so auffallend, dass die Faciesfolge der unteren Kreide in den helvetischen Deckengebieten als durchaus einheitlich bezeichnet werden darf.

Das Tertiär beginnt spätestens mit dem Auversien. Dieses und eventuell vorhandenes Älteres sind als Bohnerzformation entwickelt und über das ganze Gebiet verbreitet, lokal typische Pisolithe führend. Das gleichfalls allgemein vorhandene Priabonien ist im Bartonien reich gegliedert in Cerithienschichten, Nummulitenkalke, Quarzite, Konglomerate und Sandkalke mit Lithothamnienkalken; im Ludien treten nur Schiefer auf. Mutmasslich zum Schichtverband der Doldenhorndecke gehören auch die oligocänen Taveyannazgesteine, Lattorfien, im östlichsten Zipfel des Untersuchungsgebietes.

Innerhalb der erwähnten Schichtreihe sind deutlich mehrere Transgressionen zu erkennen. Fraglich ist dabei vorderhand noch diejenige im Bathonien. Das Konglomerat an der Basis des Bathonien-Callovienkomplexes scheint auf eine solche hinzudeuten. Der Unterbruch in der Sedimentation war aber jedenfalls nur von kurzer Dauer.

Scharf ausgeprägt ist dagegen, wie im Autochthonen, die Transgression Argovien-Dogger.

Noch deutlicher ist diejenige im Valangien. Die Schichten des obern Valangien (Pygurus-schichten?) liegen direkt auf Oehrlikalk. An Stelle der fehlenden Valangienkalke und -mergel sind typische «siderolithische Bildungen» vorhanden, die in Taschen und Fugen in den darunterliegenden Oehrlikalk eingreifen.

Unverkennbar ist ferner die eocäne Transgression Priabonien über Hauterivien. Das Auversien, Lutétien, die obere und mittlere Kreide sowie Barrémien fallen aus.

Transgressiven Charakter tragen auch die jüngeren Schichtglieder des Bartonien, Quarzite, Sandsteine und Sandkalke mit eingeschlossenen Lithothamnienkalken.

Die Faciesverhältnisse in der Doldenhorndecke deuten unverkennbar auf eine rasche Annäherung an die autochthone Serie hin. Die östlichsten und zugleich tiefsten Teile der Decke zeigen — entsprechend ihrer Ablagerung in den ursprünglich nördlichsten Meeren — die dem Autochthonen am nächsten stehende Facies. Die westlichen und zugleich höchsten Teile der Decke weisen — als Sedimente ursprünglich südlicher Meere — bereits Anklänge an höhere tektonische Einheiten auf. Die stratigraphische Tabelle zwischen S. 44 und 45 soll diese Verhältnisse veranschaulichen.

Diskussion der paläogeographischen Verhältnisse.

Aus der vorstehenden Tabelle ist deutlich die facielle Annäherung der Sedimentserie der Doldenhorndecke an die autochthone Schichtreihe zu ersehen.

Schon im Tertiär, noch besser aber in der Kreide und bis hinunter zum obersten Malm verraten die Sedimente eine sukzessive Abnahme der Meerestiefe von S nach N bzw. von den tektonisch höheren zu den tieferen Einheiten. Im mittleren Malm scheinen dagegen die Sedimentationsbedingungen allgemein sehr gleichmässige gewesen zu sein, während schon der untere Malm und mit ihm der ganze Dogger wieder verschiedene Absatzverhältnisse erkennen lassen. Sehr ausgesprochen sind die Unterschiede zwischen Decke und Autochthonem in Lias und Trias.

Als besonders auffällige Erscheinung ist hervorzuheben, dass in der Doldenhorndecke von W nach E die älteren jurassischen Sedimente sukzessive ausbleiben und dass sich gleichzeitig der Überschiebungsbetrag der Decke reduziert.

Zu einer eindeutigen Erklärung der Ursachen dieser Erscheinungen konnte ich bis jetzt nicht gelangen, doch scheinen mir zwei Lösungen möglich, eine stratigraphische und eine tektonische.

Für eine stratigraphische Deutung sind von Wichtigkeit die Beobachtungen von B. SWIDERSKI (108) aus der Gegend von Balmhorn und Gemmi und von W. STAUB (98) aus dem Windgällengebiet.

B. SWIDERSKI schliesst aus der Facies und dem Auftreten von Lias und Dogger auf das Vorhandensein zweier triadischer Geantiklinalen, deren Lage sich deckt mit der heutigen Ausdehnung der nördlichen Granitzone des Aarmassivs einerseits und der Zone der Bietschhorn-Aare-Grimselgranite anderseits. Der dazwischenliegende geosynklinale Streifen weist mächtigen Lias auf. Diese beiden Rücken hätten bis zum Ende der Liaszeit bestanden und wären erst im Dogger mehr und mehr überflutet worden, worauf dann die ausgeglichene Sedimentation der jüngeren Formationen erfolgte.

Zu ähnlichen Schlüssen ist schon 1912 W. STAUB (98) im Windgällengebiet geführt worden. Auch er nimmt eine triadische Geantiklinale an, welche mit dem Gastern-Erstfeld-Massiv zusammenfällt, und der nördlichen Geantiklinale SWIDERSKIS entspricht.

Diesen Auffassungen von W. STAUB und B. SWIDERSKI reihen sich meine Beobachtungen über die Verbreitung von Trias und Lias zwanglos ein.

Die autochthone Serie entspricht dem nordwestlichen Faciestypus W. STAUBS (Reusstal).

Der kristalline Kern Gastern-Lauterbrunnen dürfte zeitweise schon während der Trias, jedenfalls aber während des Lias eine Landschwelle gebildet haben. Von besonderer Bedeutung ist, dass die anschliessende Dogger-Transgression nur im E, im Lauterbrunnental, einwandfrei zu erkennen ist. Im W überm Gasterngranit fehlt Dogger sowie auch Malm meist ganz, worauf später noch zurückzukommen sein wird.

Die parautochthone Doldenhorndeckfalte ihrerseits entstammt als Ganzes der Geosynkinalzone zwischen Gastern- und südlichem Aarmassiv.

Über das Verhalten und die gegenseitigen Beziehungen der beiden von B. SWIDERSKI (108) angenommenen Geantiklinalen nach E zu sind wir nicht unterrichtet. Es erscheint aber nicht ausgeschlossen, dass sie sich vereinigen. Auf diese Weise käme die Synklinale der Lötschentaler Rothörner ostwärts zum Ausflachen, so dass in der Gegend zwischen Lauterbrunnen- und Reusstal eine mehr oder weniger

einheitliche zentrale Landmasse gebildet würde, die stellenweise vielleicht noch während der Malmzeit und noch später Festland war.

Dieser zentrale Landkomplex würde dann in der Doldenhorndecke die ostwärts immer mehr sich ausprägende Mächtigkeitsabnahme der Schichten und ein allmähliches Ausbleiben der älteren Jurasedimente bedingen. Während in der Blümlisalp noch Trias und Lias als Faltenkerne auftreten, ist im Gspaltenhorn nur noch Dogger nachweisbar und schon der untere braune Jura zeigt im Vergleich zu den westlichen Gebieten eine auffällige Reduktion. Am Tschingelgrat sind nur noch die Stufen vom Hochgebirgskalk aufwärts überschoben und am Tanzboden fehlt auch noch der letztere.

Dass dies nicht bloss in der Erosion begründet ist, zeigt sich am Schwarzen Mönch, wo als Äquivalent der tiefsten Partien der Doldenhorndecke nur überschobener oberer Malm, Kreide und Tertiär vorhanden sind ¹⁾. Die gleichen Beobachtungen machen wir an der Kleinen und Grossen Scheidegg und bei Rosenlauri, wo sich nur noch wenig mächtige Kreide-Tertiär-Schuppen als östliche Fortsetzung der Doldenhorndecke erkennen lassen. (Vgl. J. BOUSSAC (26), Profil S. 316). Möglicherweise ist auch das Fehlen des Lias in den parautochthonen Decken der Zentralschweiz auf die Existenz der genannten Landmasse zurückzuführen.

Unter Berücksichtigung des Einflusses, den die präexistierende Gastern-Erstfelder-Landmasse auf den helvetischen Deckenschub ausgeübt hat, lässt sich das Auskeilen der älteren Sedimente in der Doldenhorndecke aber auch tektonisch deuten. Obwohl wir damit schon Fragen des Gebirgsbaues berühren, erscheint es mir dennoch wichtig, diese Deutung an dieser Stelle kurz zu diskutieren.

Am absinkenden W-Ende des Massivs war dessen stauender Einfluss auf die von S herandrückenden Decken gleich Null oder nur sehr gering; auch die tiefsten Decken konnten ungehindert zur vollen Entwicklung gelangen. Die Doldenhorndecke zeigt deshalb hier in klarster Weise den völlig ungestörten Bau einer Deckfalte. Mit dem Ansteigen des Massivs wird auch sofort sein Einfluss bemerkbar. Die Decke gliedert sich durch sekundäre Schubflächen mehr und mehr in von einander unabhängig bewegte Überschiebungspakete. Dabei reduziert sich der Überschiebungsbetrag nach E beständig und gleichzeitig werden nur mehr die jüngsten Schichten und auch diese nur in einem ostwärts immer schmaler werdenden Streifen über das Massivhindernis hinwegtransportiert. Sie bilden hier, in Schuppen aufgelöst, das Äquivalent der tiefsten Decke. Die älteren Sedimente ihrerseits bleiben zurück und treten dann zum Teil als Faltenkerne in den Schichtverband der höheren Decken über, die, vom Massiv weniger gehindert, zu voller Entwicklung kommen.

Trifft diese Erklärung zu, so müssten die älteren Sedimente, die der Doldenhorndecke im E fehlen, in den nächst höheren tektonischen Einheiten zu finden sein. In der Diableretsdecke können sie nicht auftreten, denn diese gliedert sich meines Erachtens westlich von Mürren als kleiner, oberer Teillappen der Doldenhorndecke an und keilt dann ostwärts sehr rasch aus. Dagegen zeigen in der nächst höheren Decke (Wildhorndecke im weitesten Sinne) die jurassischen Sedimente gelegentlich eine bis ins Detail gehende facielle Übereinstimmung mit den gleichaltrigen Schichten der parautochthonen Doldenhorndecke. Ich denke hier besonders an das von den tiefsten Teilen der Wildhorndecke gebildete Urirotstockgebiet, das in Lias, Dogger und Malm eine derart analoge Serie aufweist, dass der Gedanke, es seien diese Sedimente ehemals in der gleichen Zone abgelagert worden wie diejenigen der Doldenhorndecke, sich ohne weiteres aufdrängt. Ich begnüge mich, auf diese Verhältnisse kurz hingewiesen zu haben, ohne auf eine weitere Diskussion dieser regionalen Probleme einzutreten.

Zum Schluss mögen hier noch die Fragen geprüft werden, die sich knüpfen an das Fehlen des autochthonen Sedimentmantels in der Basis des Doldenhorns im Gasterntal. Schon BUXTORF und TRUNINGER (29) haben diese Erscheinung eingehend diskutiert und kommen zum Schluss, es handle sich um eine rein tektonische Ursache.

¹⁾ Eigene Beobachtungen sowie Besprechungen mit den Herren Prof. ARBENZ und COLLET und ferner die noch nicht abgeschlossenen Untersuchungen von F. MÜLLER und H. GÜNZLER-SEIFFERT in der Gegend der Engelhörner und der Grossen Scheidegg haben ergeben, dass die in den genannten Gebieten überall deutlich erkennbaren Malm-Kreideschuppen im Hangenden der autochthonen Serie als Äquivalent der tiefsten Falten der Doldenhorndecke aufzufassen sind und dass sich diese Zone bis nach Engelberg verfolgen lässt.

Ich möchte dieser Deutung jedoch nur teilweise beipflichten, da ich auf Grund der oben angeführten Beobachtungen zu der Ansicht komme, es sei infolge der Existenz der Gastern-Erstfelder-Landschwelle ein Sedimentmantel hier nur lückenhaft, ja vielleicht lokal überhaupt nicht abgelagert worden. Der bei der Überschiebung noch vorhandene, primär schon wenig mächtige Sedimentmantel konnte dann in der Gegend von Doldenhorn und Balmhorn durch den Deckenschub leicht von seiner Unterlage abgedrückt und nach N verschleppt werden. Dass die schiebende und quetschende Wirkung der Decke in der Gegend des heutigen Gasterntales sehr heftig gewesen sein muss, erhellt daraus, dass die Gasterngranitmasse selbst diesem Einfluss unterlegen ist und einen nach N vorspringenden antiklinalen Lappen bildet, der einerseits im Lötschbergtunnel nachgewiesen worden ist und der andererseits oberflächlich im sogenannten «Rücken», über der rechtsufrigen, subrezentenen Moräne des Alpetligletschers, ausstreicht.

In der schützenden Mulde unter diesem Granitlappen haben sich die nordwärts verschürften, autochthonen Sedimente aufgehäuft. Im «Rücken» sind in dieser Mulde unzweifelhaft Spatkalke des Doggers in ansehnlicher Mächtigkeit vorhanden; im Tunnel aber findet sich nur noch Trias (21, Tafel II). Diese Erscheinung, zusammen mit der im Lauterbrunnental beobachtbaren Mächtigkeitsabnahme der autochthonen Serie von E nach W lässt die Annahme des primären Fehlens oder der reduzierten Entwicklung des autochthonen Sedimentmantels im Gebiet des Gasterngranits durchaus berechtigt erscheinen.

Es weist dies meines Erachtens darauf hin, dass dem Granitstock von Gastern innerhalb der Gastern-Erstfelder Landschwelle eine gewisse selbständige, starre Stellung zukommt. Meiner Auffassung nach war dieses westlichste Ende der nördlichen Geantiklinale durch eine Art Quermulde von seiner östlichen Fortsetzung abgetrennt. Diese Querdepression fällt mit der Linie Mutthorn-Gamchilücke-Kiental zusammen und hat auch, wie im tektonischen Teil näher ausgeführt werden soll, den Bau der Doldenhorn- sowie der Diableretsdecke bestimmend beeinflusst.

D. Der Kalkkeil der Jungfrau.

Seit den Untersuchungen von A. BALTZER und E. v. FELLEBERG (12, 40) werden allgemein die am Lötschenpass, Hockenhorn und Sackhorn auftretenden, zwischen Gasterngranit und überschobenen kristallinen Schiefern eingeklemmten Sedimentgesteine als westliche Fortsetzung des Jungfraukeils betrachtet. Nach den neueren Beobachtungen von BUXTORF und TRUNINGER (29) repräsentiert dieser «Keil» den Rest des Mittelschenkels der Doldenhorndeckfalte bzw. die Mulde zwischen Autochthonem und Doldenhorndecke (vgl. loc. cit. S. 176 und Fig. 4, S. 177); somit sind in diesem Schichtkomplex dieselben Gesteine zu erwarten, wie sie in der Doldenhorndecke und im Autochthonen anzutreffen sind.

Tatsächlich treten auch Trias und Jura häufig auf, dagegen fehlen Kreide und Tertiär ganz. Sämtliche Gesteine zeigen intensivste mechanische Umwandlung und sind so sehr geschuppt und durcheinandergequetscht, dass es unmöglich ist, ein einigermaßen genaues stratigraphisches Profil aufzumessen.

M. LUGEON (78) hat die Gesteine des Sedimentkeiles am Lötschenpass eingehend beschrieben und im Detail kartiert. Der flache Grat von der Passhöhe zum Hockenhorn zeigt östlich von P. 2997 am E-Rand der Karte von M. LUGEON (K 5) fetzenweise in söhliger Lagerung folgende Stufen:

1. P. 2997. Rauhwacke und dolomitische Kalke mit intensiv schwarzen glänzenden Häuten. Plattig bis schieferig zerfallend, brüchig. Unterlagert von:
2. Weissen, calcitischen Massen mit Nestern von dunklem Spatkalk, welche ostwärts in zusammenhängende, braun anwitternde Echinodermenkalkbänke übergehen; vermutlich Dogger; auf zirka 60 m im Streichen ostwärts verfolgt.
3. Zirka 4—500 m des Grates nicht aufgeschlossen; bei der Aufnahme im Sommer 1918 von Firnschnee bedeckt.

4. Ostwärts anschliessende schneefreie Rippe, bestehend aus braun anwitternden, schiefrigen, schwachspätigen und etwas sandigen Kalken, liasähnlich; unterlagert von
5. Bläulichschwarzen, glänzenden, schwach glimmerhaltigen Schiefern, mit intensivem Tongeruch. Verwitterung gelbbraun bis rostrot. Rhät? Aalénien?

Ostwärts keilen die Schiefer aus; an ihre Stelle tritt wieder:

6. Rauhwaacke mit Nestern von dolomitischen Kalken. Wenig westlich des Kleinen Hockenhorns trägt diese Trias eine Kappe von:
7. Spatkalken des Doggers.

Im Sattel zwischen dem Kleinen und Grossen Hockenhorn ist nur:

8. Rauhwaacke und Dolomit aufgeschlossen. Im Fuss des Grossen Hockenhorns trifft man plötzlich auf:
9. Intensiv marmorisierten und gequälten, grauweisen, feinen Kalk, dem Lochseitenkalk vergleichbar. Vermutlich Malm; von genau gleichem Aussehen wie das Gestein der Malmschuppen am Lötshenpass. Der gleiche Kalk steht auch auf dem Gipfel des Sackhorns in 3213 m an.

Ostwärts verschwinden die Gesteine des Jungfraukeyles unter dem Eis des Petersgrates und treten erst wieder am Lauterbrunner Wetterhorn und im N-Absturz des Breithorns in etwa 3100 m Höhe auf. Hieraus ergibt sich für die Granitunterlage ein Absinken nach E, das auf der zirka 10 km langen Strecke vom Hockenhorn zum Lauterbrunner Wetterhorn den Betrag von rund 100 m erreicht.

Die Mächtigkeit und das Aussehen dieser sämtlichen Sedimente sind ausserordentlich stark verändert; eine genaue Altersbestimmung ist unmöglich. Nur die Trias ist, wenigstens teilweise, unverkennbar. Die starke Reduktion ist, wie BUXTORF und TRUNINGER (29) dargelegt haben, fast ausschliesslich auf tektonische Vorgänge zurückzuführen.

So wenig Bestimmtes sich in stratigraphischer Hinsicht über den Jungfraukeyl aussagen lässt, so wichtig ist, wie bereits BUXTORF und TRUNINGER ausdrücklich betonen, diese schmale Sedimentmulde in tektonischer Hinsicht. Die hieran sich knüpfenden Fragen sollen im Abschnitt «Tektonik» besprochen werden.

E. Die Diablerets-Gellihorndecke.

Die Sedimentserie dieser von A. BUXTORF und E. TRUNINGER (29) erstmals scharf abgegrenzten Decke reicht nur am N-Rand noch in mein Untersuchungsgebiet hinein und ist ganz unvollständig erhalten. Sie bildet in der Hauptsache nur das Hohtürli- und Gamchiband, ist etwas mächtiger ausgebildet am Dürrenschafberg, verliert sich aber nach E sehr rasch in einzelnen Fetzen gegen Sefinenfurgge, Boganggenhorn und Brünli. Nordwestlich des Oeschinensees, an der Birre, ist noch eine nahezu vollständige Serie der Diableretsdecke erhalten. H. ADRIAN (1) hat dieselbe sehr eingehend beschrieben und im Detail kartiert, so dass ich meine Untersuchungen auf die östliche Fortsetzung dieses Komplexes beschränkte. Wie H. ADRIAN bereits nachgewiesen hat (1, 271 ff.), transgrediert der im allgemeinen als Leitgestein der Diableretsdecke zu bezeichnende Taveyannazsandstein im Gebiet der Birre von W nach E über Eocän, Kreide und Malm, sodass in meinem Gebiet die ganze Decke nur noch aus Hochgebirgskalk und Oligocän besteht. Eine Ausnahme scheint bloss in der Gamchischlucht zu herrschen, wo noch tithonische Schichten auftreten.

1. Malm.

a) Hochgebirgskalk.

(Kimmeridge-Sequan.)

BUXTORF und TRUNINGER (29) haben das orographisch deutlich hervortretende Hohtürli-Gamchiband zur Diablerets-Gellihorndecke gestellt und damit die Auffassung von BERTRAND und GOLLIEZ (22) und M. LUGEON (74) bestätigt, welche Forscher dieses Band als zu einer tektonisch selbständigen Einheit gehörend betrachten. Dem Alter nach weisen sie es dem Berrias-Valangien zu. H. ADRIAN (1) erkennt dann auf Grund vergleichender stratigraphischer und tektonischer Stufen an der Birre, dass dieses Band den stark ausgequetschten Malmkern der Diableretsdecke repräsentiert.

Vom «Schafläger» nördlich des Oeschinensees zieht sich der Hochgebirgskalk in 5—30 m mächtigem Band gegen das Hohtürli, teilt sich kurz unterhalb der Blümlisalpütte des S. A. C. in zwei Äste, von denen der südliche ostwärts rasch ausstreicht. Der nördliche Ast zieht zur genannten Hütte hinauf und dann ununterbrochen bis nach «Hübeln» im Kiental hinunter. Von Hübeln windet sich der Malm als Gamchiband, in Fetzen und Schuppen aufgelöst, zum Dürrenschafberg hinauf, reisst dort ab, bildet wieder den Zahn in der Sefinenfurge und tritt, intensiv geschuppt, aber unverkennbar in der Felsrippe nördlich der Seelein «Hintern Horn» bis zum P. 2466 auf. Von diesem Punkt aus ostwärts ist Malm nicht mehr zu konstatieren.

Das Gestein ist ein hellgrauer, oft auch dunkler Kalk von heller, bläulichweisser Verwitterungsfarbe, der überall die intensive tektonische Beeinflussung erkennen lässt. Zahllose Calcitadern durchziehen regellos den massigen Kalk, der zudem oft ganz marmorisiert erscheint. Fossilien konnte ich in diesen Bänken nicht finden; doch hat ED. GERBER (47) darin *Belemniten* entdeckt, so dass die früher auf der Karte von GERBER, HELGERS und TROESCH (K 4) vertretene Auffassung, es handle sich um Tertiär, dahinfällt.

Die Altersbestimmung dieser Kalke ist nur möglich auf Grund lithologischer und stratigraphischer Vergleiche mit den Gebieten, wo noch vollständige Profile der Diableretsdecke erhalten sind, wie z. B. an der Birre bei Kandersteg. Die Stellung im Schichtverband weist dort zweifellos auf Malm hin (vgl. H. ADRIAN, 1).

b) Zementsteinschichten.

(Portland.)

Der N-Ausgang des Gamchikessels ist eine tiefe, enge Schlucht, die ganz in schmutziggelbbraungrauen, weichen, intensiv gefalteten Kalkschiefern, die bis gegen den Bundsteg reichen, eingefressen ist. In den Schiefern zeigen sich nicht selten härtere Kalkbänke, sodass ein Wechsel von Schiefern und Kalken vorliegt, wie wir sie aus den Zementsteinschichten der Doldenhorndecke kennen. Dies bestimmt mich, besonders da auch rein lithologisch eine grosse Ähnlichkeit vorliegt, die Serie der Gamchischlucht den Zementsteinschichten zuzuweisen.

Die Karte von GERBER, HELGERS und TROESCH (K 4) verzeichnet an der genannten Stelle tertiäre Schiefer; das Gestein zeigt aber keinerlei organische Einschlüsse, die für dieses Alter sprechen würden.

Die tektonische Stellung dieser Schiefermassen ist noch unklar. An die Doldenhorndecke können sie nicht «angehängt» werden, da deren Zementsteinschichten nach N zu von Kreide und Eocän umhüllt werden. Diese letzteren Schichten sind wohl intensiv gefaltet, zeigen aber keinerlei Zerreibungen und Abquetschungen, wie dies im Falle einer Zusammengehörigkeit des Portlands der Doldenhorndecke mit der Serie der Gamchischlucht gefordert werden müsste. Ebenso wenig können sie zur Wildhorndecke gestellt werden, da weder die Gebirge westlich ¹⁾ noch diejenigen östlich ²⁾ des Kientals eine hierfür notwendige Rückfaltung aufweisen. Demnach sind diese Schiefermassen wohl am ehesten zur Diableretsdecke zu stellen, an deren Aufbau sie sich hier normal beteiligen, analog wie nordwestlich über dem Oeschinensee, im Sockel von Birre und Zäblershorn.

2. Oligocän.

Taveyannazgesteine.

(Lattorfien nach J. BOUSSAC.)

Taveyannazgesteine treten im normalen Schichtverband, d. h. auf Malm transgredierend, fast nur westlich des Hohtürli und am Dürrenberg auf. Vom Malm losgelöst finden sie sich auf der Oberen Oeschinenalp bei P. 2114 und wenig östlich davon. Diese letzteren Vorkommen wurden von A. TROESCH (118) und H. ADRIAN (1) als möglicherweise zur Doldenhornserie gehörend betrachtet. Ich glaube aber, wie bereits betont, dass sie eher einen ausgequetschten und eingewickelten Mittelshenkel der Diableretsdecke repräsentieren.

¹⁾ Vgl. H. ADRIAN (1). ²⁾ Nach gütiger Mitteilung von Herrn Dr. H. STAUFFER in Bern.

Südlich von Bundstock und Wermuthfluh sowie auf dem Hohtürli-Grat finden sich Gesteine der Taveyannazgruppe ausserhalb des normalen Schichtverbandes wild durcheinandergefaltet mit Kreidesedimenten und Tertiär der Doldenhorndecke und Resten eines ausgequetschten Mittelschenkels der Wildhorndecke. Vom Hohtürli bis in die Gamchischlucht ist innerhalb meines Untersuchungsgebietes nur eine verschürfte Linse von Taveyannazsandstein südlich Bundläger zu erwähnen; grössere Vorkommen liegen dagegen nördlich davon (vgl. K 4).

In gewaltiger Ausdehnung und grosser, durch Faltung und Stauchung bedingter Mächtigkeit erscheint die Taveyannazgruppe am Dürrenberg westlich der Sefinenfurgge und in Resten an dem auffälligen Felszahn südlich dieses Passüberganges, hier direkt dem Malm aufliegend. Westlich unterhalb dieses Zahnes, bei den sogenannten «Nassen Platten» am Weg von der Sefinenfurgge zur Gspaltenhornhütte des S. A. C. stösst man auf einen mächtigen Klotz von typischem Taveyannazsandstein, der unter diesem Malm der Diableretsdecke liegt und ganz in tertiären Schiefer der Doldenhorndecke schwimmt. Ich glaube nicht, dass dieses Vorkommen der letztgenannten Decke zugehört, sondern betrachte es als einen bei der Überschiebung des genannten Felszahnes (der wohl nur einen Rest einer grösseren Schuppe darstellt), abgerissenen und zurückgebliebenen Fetzen der Diableretsdecke.

Weiter ostwärts fehlt die Taveyannazgruppe, wie auch die übrigen Schichtglieder der Diableretsdecke (vgl. Taveyannazgesteine der Doldenhorndecke).

In sämtlichen genannten Vorkommen treffen wir entweder den bekannten grünen, feinkörnigen und gefleckten, sogenannten echten Taveyannazsandstein oder die grobkörnigen, quarzreichen, unechten Varietäten, beide immer von tiefschwarzen, glänzenden Dachschiefen begleitet, die meist linsenförmig auftreten, oft aber die Sandsteine ganz verdrängen können. Ich verweise im übrigen auf H. ADRIAN (1), der anhand der Resultate früherer Beobachter eine eingehende Zusammenstellung der verschiedenen Gesteinstypen und ihrer Entstehung gibt.

Die ausserordentliche Mannigfaltigkeit der Ausbildung des sogenannten Taveyannazsandsteins hat zu der nicht sehr glücklichen Unterscheidung von «echten» und «unechten» Varietäten geführt. Dabei werden die von den Sandsteinen meist gar nicht abtrennbaren Schiefer besonders aufgeführt. Richtiger erscheint mir, wenigstens für mein Gebiet, dass alle dieser Gruppe angehörenden Gesteinstypen zusammen mit den Dachschiefen unter der auch von H. ADRIAN (1) benützten Bezeichnung Taveyannazgesteine zusammengefasst werden.

F. Die Wildhorndecke.

An wenigen Stellen reicht noch die Wildhorndecke in mein Untersuchungsgebiet hinein, so besonders südlich des Oeschinengrates und auf der Strecke Sefinenfurgge-Brünli. Es sind nur kleine, aus jedem stratigraphischen Zusammenhang herausgerissene Vorkommen, die für die Aufstellung der Stratigraphie der Decke nicht genügend Anhaltspunkte liefern. Es sei deshalb hier auf die Arbeiten von H. ADRIAN (1) und H. STAUFFER (102) verwiesen, welche in der Hauptsache die Wildhorndecke behandeln. H. ADRIAN bearbeitet besonders Tertiär und Kreide, während H. STAUFFER vor allem den gutgegliederten Jura beschreibt.

Die Gegend des Oeschinengrates zeigt fast sämtliche Schichtglieder vom Lias bis zum Schratenkalk in verkehrter Lagerung. Die ganze Schichtfolge weist ausserordentlich starke tektonische Beeinflussung auf und gehört einem verkehrten Mittelschenkel der Wildhorndecke an. Ich habe sie nur soweit untersucht, als es für die Abgrenzung der Diableretsdecke in jener Gegend nötig war.

G. Die Wildflyschbildungen.

Aufschlüsse dieser Bildungen sind in meinem Gebiet nirgends mit Sicherheit nachzuweisen.

Im Lötschbergtunnel wurde nach Durchfahrung der Sedimentserie des Doldenhorns bei 3,482 km ab N. P. eine Triasserie angeschlagen, die sich durch starke Gipsführung auszeichnete. Im Liegenden

der Trias folgten nach den Angaben von A. BUXTORF (30) «söhlig liegende, schwarzgraue Tonschiefer mit quarzitischen Linsen und Bänken» und «seltenen quarzitischen Konglomerateinlagerungen». Die Schiefer zeigen häufig glänzende, mit Graphit beschlagene Rutschflächen.

A. BUXTORF und H. PREISWERK (30, 240) weisen diesen Schieferkomplex auf Grund der verblüffenden Ähnlichkeit mit den Karbonbildungen des Wallis dem Karbon zu und deuten sie als Massen, «die bei der Überschiebung der Doldenhorndeckfalte vom S-Rande des Gasternmassivs an dessen N-Rand verschleppt und hier aufgestaut worden sind». «Die Wurzel des Karbons wäre wahrscheinlich im Liegenden des Jungfraukeils zu suchen». M. LUGEON übernimmt in seiner Beschreibung der Quellen von Loèche-les-Bains (77) diese Auffassung.

P. BECK (20) bezeichnet dagegen diese Schieferserie als Wildflysch und bringt diesen in Zusammenhang mit dem Flyschvorkommen südwestlich der Birre bei Kandersteg, welches H. ADRIAN (1) auf seiner Karte des Kantontales verzeichnet. Die gipsführende Trias sieht P. BECK als im Flysch eingeschlossene Schollen an. Den gesamten Trias-Flyschkomplex reiht er seiner «Niesen-Habkerndecke» ein, welche zum Teil «das Substratum der helvetischen Decken bildet und sogar (im Lötschbergtunnel) zwischen die parautochthonen Falten und das Aarmassiv eindringt».

Diese Auffassung übernehmen HUGI und TRUNINGER (65) im geologischen Längenprofil des Lötschbergtunnels.

Es erscheint vorderhand ausgeschlossen, die Frage so zu entscheiden, dass eine der beiden Auffassungen als die richtige bezeichnet werden kann. Auffällig ist die Gipsführung der die Schiefer bedeckenden Trias. Gips ist ein der Trias der Doldenhorndecke und des Autochthonen meines Gebietes durchaus fremdes Gestein; es fehlt auch der Gegend Ferdenrothorn-Torrenthorn. Die Herkunft der gipsführenden Gesteine im Tunnel erscheint demnach problematisch, doch dürfte die von P. BECK gegebene Deutung gerade wegen der allochthonen Natur des Gipses eine gewisse Wahrscheinlichkeit beanspruchen.

Dabei sei aber darauf verwiesen, dass die von P. BECK geschaffene Niesen-Habkerndecke im Sinne von A. BUXTORF (31) umgedeutet werden muss, so dass die von H. ADRIAN (1) gebrauchte Lokalbezeichnung Habkerndecke = Zone des Cols wohl am ehesten auf die fragliche Serie im Tunnel Anwendung finden kann.

Ein weiteres Flyschvorkommen unsicherer tektonischer Stellung findet sich am W-Grat des Brünli beim «w» von «Vogelwäng». Es sind grauschwarze Tonschiefer, wie sie in jedem andern Flysch-aufschluss in genau gleicher Ausbildung ebenfalls auftreten; darin aber stecken grosse Kalkblöcke und -linsen sowie unten, gegen den Taveyannazsandstein zu, eine 10 m mächtige Quarzsandsteinlinse.

Diese Blockfacies kann als Argument dafür geltend gemacht werden, diesen Flysch als Wildflysch aufzufassen; er dürfte sich dann in analoger Weise zwischen die Doldenhorndecke und die nächstfolgende höhere helvetische Decke (hier Wildhorndecke) einschalten, wie der echte Wildflysch nordöstlich von Kandersteg, welcher Doldenhorn- und Diableretsdecke scheidet.

Zu erwähnen ist hier noch das in seiner tektonischen Stellung unsichere Vorkommen von Ortho-phragminenkalken und -schiefern, das man ungefähr halbwegs zwischen Oberberg und dem Brünli im Fusspfad findet. Die Schiefer liegen direkt dem Taveyannazsandstein auf und scheinen tektonisch mit dem fraglichen Wildflysch des Brünli zusammenzuhängen. Vermutlich repräsentieren sie eine in den Wildflyschschiefern steckende Linse. Ihre Fossilführung ist schon von ED. GERBER (45) beachtet worden. Es sind graubraune, sandig-kalkige, glimmerhaltige Schiefer von ruppigem Aussehen. Der frische Bruch ist grauschwarz und zeigt matten Seidenglanz. Die Fossilführung ist namentlich auf feuchten Flächen deutlich erkennbar; die sehr zahlreichen *Ortho-phragminen* sind zu mehr oder weniger parallelen Zügen angeordnet. In Dünnschliffen fand ich auch spärliche *Nummuliten*.

Leider ist die Basis des Aufschlusses durch mächtige Moräne verdeckt.

Das Hangende der Schiefer bilden ob dem Wege 4 m mächtige, weiss anwitternde, im Bruch schwarze, massige Kalke, die zu Karrenbildungen neigen und nicht selten herausgewitterte kleine *Nummuliten* aufweisen. Im Schliff treten neben massenhaften *Orthophragminen* zahlreiche *Nummuliten* und andere nicht näher bestimmbare Foraminiferen auf, wodurch sich die Kalke von den Schiefen stark unterscheiden.

Der Kontakt zwischen den Schiefen und Kalken ist überall durch sehr mächtige diluviale Ablagerungen überdeckt, so dass nicht entschieden werden kann, ob die Schiefer allmählich in den Kalk übergehen oder ob dieser mit scharfer Grenze jenen aufliegt. Nach den Beobachtungen, die man im Plateau von Mürren machen kann, möchte ich das erstere für wahrscheinlich halten. Ausgedehnte, zusammenhängende Bänke von Orthophragminenkalken sind allerdings auch dort nicht zu konstatieren; man trifft nur die sandigen Schiefer, die nach oben hie und da Übergänge in einen dunklen Kalk aufweisen. Es dürfte sich wohl auch bei den Orthophragminenkalken von der Oberbergweide um einen solchen Übergang der Schiefer in kalkige Facies handeln.

H. Zusammenfassung der Hauptresultate.

Als Hauptergebnisse des stratigraphischen Teils der vorliegenden Arbeit betrachte ich folgende Punkte:

a) Autochthone Serie.

1. Eine Trennung der autochthonen Serie von der parautochthonen Doldenhorndecke lässt sich im ganzen Gebiet mit aller Schärfe durchführen.
2. Die reduzierte Entwicklung des Autochthonen im Gasterntal bzw. das Fehlen desselben ist auf primär geringmächtige oder lückenhafte Sedimentation zurückzuführen.
3. Aalénien ist als wenig mächtiges Schieferbändchen im Lauterbrunnental nachweisbar.
4. Oxfordien tritt, als bisher nicht beachtetes Erosionsrelikt, im obersten Lauterbrunnental auf.
5. Das Argovien beginnt mit einem groben Transgressionskonglomerat, das aufgearbeitetes Callovien und Oxford einschliesst.
6. Die gelben Flecken und Knollen im Schiltkalk sind nicht primäre Bildungen, sondern aufgearbeitetes Oxford. Sie geben annähernd die Verbreitung des ehemaligen Oxfordmeeres an.
7. Der Hochgebirgskalk s. str. schliesst nach oben mit einer charakteristischen Breccie ab, wodurch eine Abtrennung tithonischer Schichten möglich ist.
8. Die *Nummuliten* führende Kalkbreccie von Mürren ist auch im Sefinental und obersten Lauterbrunnental durchgehends zu verfolgen und ermöglicht die Trennung von Autochthonem und Doldenhorndecke.
9. Im Sefinental ist südlich des Brünli eine mächtige Tertiärserie vorhanden, die dem Autochthonen zuzuweisen und vom Tertiärzug Sefinenfurgge-Brünli scharf zu trennen ist.

b) Doldenhorndecke.

1. Die älteren Sedimente bis und mit dem Hochgebirgskalk keilen von W nach E sukzessive aus.
2. Der Lias der Blümlisalp zeigt die gleiche Facies wie in den Lötschentaler Rothörnern; von den dort auftretenden Stufen liessen sich Domérien und Toarcien nachweisen.
3. Das Bathonien beginnt mit einem Transgressionskonglomerat.
4. Die Kalkbreccie im Dach des Hochgebirgskalkes s. str. bildet einen durchgehenden Horizont.
5. Das mergelige Portland (Zementsteinschichten) zeigt einen starken Facieswechsel und geht gegen die tieferen Partien der Decke über in eine dem Troskalk vergleichbare Ausbildung.
6. Die Kreide zeigt in allen Stufen starke Facieswechsel.
7. Im Hangenden des Berrias-(Oehrli)-Kalkes kann Valangien s. str. abgetrennt werden.

8. In den tieferen Falten der Decke ist das Valangien s. str. gekennzeichnet durch siderolithische Bildungen festländischer Herkunft, die lithologisch dem tertiären Siderolithikum gleichen, von diesem aber scharf zu trennen sind.
9. Die Cerithienschichten waren primär im ganzen Gebiet abgelagert.
10. Die jüngeren Schichten des Bartonien beginnen mit einem groben Transgressionskonglomerat.
11. In den tieferen Partien der Decke tritt Taveyannazsandstein im Schichtverband auf.

c) Diableretsdecke.

1. Sämtliche Schichtglieder dieser Decke keilen ostwärts völlig aus.
2. Der Malm des Hohtürlibandes hat seine östliche Fortsetzung im Gamchiband und Boganggenhorn.
3. Der Taveyannazsandstein ist im E meines Gebietes nicht mehr Leitgestein der Diableretsdecke.

III. Tektonik.

Gleichzeitig mit den Untersuchungen über die Stratigraphie der Blümlisalpette wurden von zahlreichen älteren Autoren mannigfache Beobachtungen über den Gebirgsbau dieses Gebietes veröffentlicht. Aus Gründen der Raumersparnis muss ich es mir aber versagen, auf diese früheren Darstellungen einzugehen. Sie sind zum Teil in der historischen Einleitung zur Stratigraphie berücksichtigt. Die meisten der in Betracht kommenden Arbeiten sind übrigens auch erwähnt in der geschichtlichen Einführung, die M. LUGÉON (78) für die Geologie des westlich angrenzenden Gebietes gegeben hat.

Für die neueren Auffassungen der Tektonik ist als grundlegend zu erwähnen die Arbeit von A. BUXTORF und E. TRUNINGER (29), in der zum ersten Male die Deckennatur der Blümlisalpette erkannt und zwischen Autochthonem und Überschobenem scharf unterschieden wird. Zum Verständnis der Grundzüge des Gebirgsbaues des Blümlisalgebietes genügt die Kenntnis der in der erwähnten Arbeit veröffentlichten Resultate. Es erübrigt sich somit, hier nochmals den Beweis zu führen für die Wurzellosigkeit der Doldenhorn-Blümlisalpgruppe und die Abtrennung des autochthonen Sedimentmantels.

Im Anschluss an BUXTORF und TRUNINGER kann das Untersuchungsgebiet in folgende tektonische Einheiten gegliedert werden:

1. Gasternmassiv;
2. Autochthoner Sedimentmantel des Gasternmassivs;
3. Aarmassiv im engeren Sinne;
4. Kalkkeil der Jungfrau;
5. Doldenhorndecke;
6. Diableretsdecke;
7. Wildhorndecke;
8. Wildflyschbildungen (ultra-helvetischer Flysch).

Eine gesonderte Beschreibung der kristallinen Massive 1 und 3 kann unterbleiben, sie werden jeweils zusammen mit denjenigen Gliedern erwähnt, deren Bau sie bestimmend zu beeinflussen vermochten.

Für die nun folgende tektonische Einzelbeschreibung ist Tafel I: Geologische Profile durch die Blümlisalpgruppe ständig zu vergleichen.

A. Autochthoner Sedimentmantel des Gasternmassivs.

Die autochthone Serie des Blümlisalpgebietes setzt sich zusammen aus den sogenannten «Zwischenbildungen» (Trias-Dogger), dem Malm (Hochgebirgskalk) inklusive fragliche Kreidebildungen und den tertiären Sedimenten. Die letzteren spielen für die Tektonik nur eine untergeordnete Rolle, da sie infolge von Ausquetschung meist fehlen.

Im oberen Lauterbrunnental tritt der autochthone Sedimentmantel in mächtiger Entwicklung zutage; das Quertal der weissen Lutschine ermöglicht das Studium der Lagerungsverhältnisse in ausgezeichneter Weise.

Anders im Gasterntal, wo autochthone Gesteine nur am Abbruch des Kanderfirs, in der sogenannten «Tschingelfluh» und in deren nächster Umgebung, «in den Löchern», nachgewiesen werden konnten, sonst aber völlig fehlen. Dort ist, teils wegen der komplizierten stratigraphischen Verhältnisse, teils wegen des starken Einflusses der Deckenüberschiebung der Bau des autochthonen Sedimentmantels fast nicht mehr zu entwirren. Dazu kommt die Gefährlichkeit der Begehung des Geländes.

Für die Beschreibung der Tektonik empfiehlt es sich, die autochthone Serie in drei Schichtgruppen:

1. Zwischenbildungen (Trias-Dogger);
2. Hochgebirgskalk s. l. (Malm-Kreide);
3. Tertiär

zu zerlegen und diese gesondert zu betrachten.

1. Zwischenbildungen.

Der tektonische Grundzug der autochthonen Serie ist gegeben durch ihre im ganzen normale Auflagerung auf das kristalline Grundgebirge. Dabei ist, wenigstens im Lauterbrunnental, die scharfe Diskordanz zwischen den Sedimenten und den steil südfallenden Gneisen deutlich erkennbar. Als auffällige Erscheinung macht sich dann aber innerhalb der Zwischenbildungen intensive Verfäلتelung und stellenweise auch Schuppung bemerkbar. Am deutlichsten zeigt sich dies beim Aufstieg gegen den oberen Steinberg am Verlauf des leuchtend gelben Rötidolomitbandes.

Es handelt sich dabei um die seit alters bekannten Erscheinungen des «mechanischen Kontaktes» wie sie für das Lauterbrunnental besonders durch A. BALTZER (12), H. SEEBER (97), ED. GERBER (45, 46, 47) und in jüngster Zeit wieder durch L. W. COLLET und seine Mitarbeiter (35) beschrieben worden sind. Neuerdings hat ALB. HEIM (55, Bd. II, 156 ff.) eine übersichtliche Zusammenstellung aller im Aarmassiv am Kontakt möglichen tektonischen Erscheinungen gegeben, so dass hier von einer Wiederaufzählung abgesehen werden kann.

a) Lauterbrunnental.

In meinem engeren Untersuchungsgebiet kann das Band der Zwischenbildungen in drei verschiedenen gut aufgeschlossene Abschnitte zerlegt werden, nämlich:

1. Umgebung der Sefinenschlucht;
2. Abschnitt «Auf dem Schopf»;
3. Abschnitt Schluchgraben-Tschingeltritt.

1. Umgebung der Sefinenschlucht.

Die in der Sefinenschlucht erkennbare Überschiebung innerhalb der Zwischenbildungen entspricht sehr wahrscheinlich der von H. SEEBER (97, 73, Fig. 6) auf der andern Talseite beobachteten Störung. Immerhin ist ihr Bild an beiden Orten ein recht verschiedenes. Während nämlich nach H. SEEBER am Mattenbach ein flaches Gewölbe von einem steil nordfallenden, streichenden Bruch

zerlegt wird, scheint in der Sefinenschlucht eine nordwärts überkippte, wahrscheinlich sogar etwas überschobene Antiklinale vorzuliegen. Sie ist freilich heute nicht mehr im Zusammenhang erhalten, denn gerade die Stirnubiegung ist von der Sefinenlutschine in tiefer Schlucht bis auf das Grundgebirge hinunter durchsägt worden (vgl. Profil 20).

Am rechten Talhang ist der fast horizontal liegende, normale Gewölbeschenkel zu erkennen, der auch auf dem linken Hang unter das Plateau von Gimmelwald einstechend sichtbar ist. Der Fuss der linksseitigen Wand dagegen wird gebildet von überkippter, steil südwärts fallender Trias, die sich in den tieferen Partien mit flachem N-Fallen wieder dem kristallinen Untergrund anpasst. Auf diesem überkippten N-Schenkel verläuft die Druckleitung des Elektrizitätswerkes Lauterbrunnen nach Stechelberg.

Von einer normalen Lagerung der Zwischenbildungen kann somit an dieser Stelle nicht gesprochen werden, wie dies von ED. GERBER (46) angenommen worden ist.

2. Abschnitt „Auf dem Schopf“.

Im Gegensatz zur Sefinenschlucht tritt «auf dem Schopf» das Anstehende nur in kleinen, zusammenhangslosen Partien zutage; doch lässt sich auch hier nachweisen, dass die Lagerung nicht normal und einfach ist, wie dies ED. GERBER auch für diese Lokalität seinerzeit angenommen hat. Wir finden nämlich im Walde beim «m» von «auf dem Schopf» flach nordwestfallende, einem Normalprofil angehörende Quartenschiefer, direkt überlagert von Rötidolomit, der eine undeutliche Gewölbestirn bildet. Auf diesen Rötidolomit folgen dann normal wieder Quartenschiefer und jüngere Sedimente. Diese Doppelung innerhalb der Trias ist kaum anders zu deuten als durch die Annahme eines überkippten, nordwärts einstechenden Gewölbes, dessen Kern durch den die Biegung der Stirn zeigenden Rötidolomit gebildet wird. Die diesen unterlagernden Quartenschiefer gehören teils dem verkehrten Mittelschenkel, teils dem liegenden Muldenschenkel an (vgl. Profil 20).

Die Doppelung der Trias «auf dem Schopf» entspricht mit grosser Wahrscheinlichkeit der prächtigen liegenden Faltenüberschiebung hart ob dem Weg von Stechelberg nach der Alp Stufistein. Es ist dies die dritte, auffälligste und schönste Falte oberhalb des Mattenbaches.

3. Abschnitt Schluchgraben-Tschingeltritt.

Auf der Strecke Schluchgraben-Tschingeltritt stehen uns eine ganze Anzahl guter Aufschlüsse zur Verfügung, von denen aber nur diejenigen vom Schluchgraben, Schafläger und vom Tschingeltritt selbst Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Zwischenbildungen gewähren. Zwischen den genannten Lokalitäten bedecken meist Schafweiden das Anstehende und nur die harten Rötidolomitbänke und die Gesteine des Doggers treten fast ununterbrochen zutage.

Altbekannt sind die Lagerungsstörungen im Schluchgraben, der auch in stratigraphischer Hinsicht wertvolles Material geliefert hat. Wie ED. GERBER (46) erwähnt, steigt dort der Gneisgranit auf der linken Bachseite etwa 40 m höher als auf der rechten. GERBER führt diese Erscheinung auf Brüche zurück, die die ganzen Zwischenbildungen in Schollen verworfen hätten. Meines Erachtens sind aber auch diese Störungen durch Faltung innerhalb der tiefsten, autochthonen Schichtglieder bedingt. Es geht dies unter anderem daraus hervor, dass auf der rechten Seite des Grabens eine Doppelung von Rötidolomit und Quartenschiefern, genau wie auf dem Schopf, zu erkennen ist. Ferner folgt von der zweiten Triasserie aufwärts ein völlig normales Schichtprofil, dessen einzelne Glieder zusammenhängend aufgeschlossen von einem Rand des Grabens zum andern streichen und dabei nicht die geringste Vertikalstörung (Bruch) erkennen lassen (vgl. Profil 17).

Die beschriebene Störung ist wohl am ehesten als eine Schuppung aufzufassen, hervorgegangen aus einer liegenden Falte, bei deren Entstehung auch Teile der kristallinen Unterlage mitgerissen wurden. Diese letzteren stehen heute zwar noch im Zusammenhang mit der Hauptmasse des Gneises, stellen im übrigen aber nichts anderes dar als ein Anfangsstadium in der Bildung eines Gneiskeiles, wie solche am N-Rand des Aarmassives ja häufig zu beobachten sind (87, 55, 157).

Auf ähnliche Komplikationen in der Lagerung der Zwischenbildungen stossen wir am Schafläger, wo die Trias, intensiv geschuppt, in dreimaliger Wiederholung auftritt (vgl. Profil 16).

Weiter westwärts sind auch am Tschingeltritt lokale Verfaltungen der Zwischenbildungen zu erkennen (Profil 10) und ähnliches wiederholt sich in der E-Wand des Lauterbrunner Wetterhorns.

b) Gasterntal.

Ein gleiches Verhalten wie im Lauterbrunnental zeigen die Zwischenbildungen in Gastern (vgl. Profil 3), namentlich ist auch hier das Auftreten eines kristallinen Keiles inmitten der autochthonen Sedimente festzustellen.

Klettert man vom oberen Ende der alten, rechten Seitenmoräne des Alpetligletschers (Stadium von zirka 1860) senkrecht in der Richtung gegen das Fründenjoch hinauf, so trifft man auf zirka 2050 m über Meer den Kontakt zwischen Granit und autochthonem Sedimentmantel. Darüber folgt in einer Mächtigkeit von 20—30 m eine normale Trias-Doggerserie, in der sich besonders der Dogger durch weitgehende Zertrümmerung und Calcitisierung auszeichnet. Er ist unmittelbar überlagert von einer isolierten, im Maximum etwa 30 m mächtigen Schuppe stark mylonitisierten Gasterngranits. Sie ist auf etwa 150 m streichender Länge zu verfolgen und wird ihrerseits wieder von einer normalen Trias-Doggerserie überlagert. Diese kristalline Schuppe ist als Relikt eines von der Hauptmasse des Gasterngranits abzweigenden Keiles aufzufassen.

Verfolgt man die Granitschuppe nach W zu, so erkennt man, dass sie schon vor dem Rückengraben auskeilt und dass dort nur Trias, in enormer Mächtigkeit (zirka 150 m) aufgehäuft, sich findet. Diese wird vom basalen Granit normal unterlagert.

Wenig westlich des Rückengrabens setzt nun im Streichen der Trias der Granitkeil wieder ein, diesmal aber wenig metamorphisiert. Dieser Keil vereinigt sich nach W zu mit der Hauptmasse des Gasterngranits nördlich ob «Heimritz», indem die Trias (Kontaktsandstein und Quarzite), welche westlich des Rückengrabens den Keil von der Hauptmasse trennt, sich im Streichen bergewärts zurückzieht. In der westlichen Verlängerung der Trias wird der Granit von einer markanten Linie (ausstreichende Überschiebungsfläche) durchsetzt, welche in südsüdwestlicher Richtung den Fuss der Felswand wenig westlich der Stirnmoräne des Alpetligletschers erreicht. Wahrscheinlich entwickelt sich aus der oberen, etwas nach N verschobenen Granitmasse (d. h. dem Keil) jener in Trias steckende Keil von Kristallin, den sowohl A. BUXTORF (30) als HUGI und TRUNINGER (64) im Lötschbergtunnelprofil über dem Tunneltracé vermuten. Die Triasaufhäufung im Tunnelprofil wäre als direkte Fortsetzung derjenigen des Rückengrabens zu deuten.

Die isolierte Stellung des mylonitisierten Granitfetzens «in den Löchern», als Teil der ganzen, von ihrer Unterlage abgeschürften Schuppe, ist durch die Erosion bedingt. Da das obere Gasterntal schief zum Streichen des Granitkeiles verläuft, und dieser selbst «im Rücken» wenig weit nordwärts einsticht, konnte der Keil durch die Erosion quer entzweigeschnitten und das kristalline Relikt «in den Löchern» von der Hauptmasse der Schuppe abgetrennt werden.

Die östliche Fortsetzung des beschriebenen Granitkeiles liegt vermutlich unter dem tief herabhängenden Alpetligletscher begraben. Am linken Ufer der schmalen Gletscherzunge (Zustand 1919; vgl. Siegfriedatlas Blatt 492, Auflage 1918) reicht nämlich der Granit auffallenderweise bedeutend höher hinauf als die am rechten Ufer anstehende, mehrfach verfaltete Trias. Auch das Verhalten dieser Trias selbst lässt eine Unregelmässigkeit in der Granitunterlage vermuten. Dazu tritt ferner die von E. TRUNINGER (120, 43 ff.) entdeckte Überschiebung, «die am Fuss der mächtigen linken Alpetlimoräne ihren Anfang nimmt und bei der untersten Gletscherzunge unter der Eisbedeckung verschwindet». Sie ist wohl am ehesten als die direkte östliche Fortsetzung der oben erwähnten Überschiebungslinie des rechten Talhanges zu bezeichnen, die wir vom Rückengraben bis in die Sohle des Gasterntales verfolgt haben.

Zwischen dem Keilrelikt «in den Löchern» und der Zunge des Alpetligletschers ist die Granitschuppe von der Erosion völlig beseitigt worden. Es findet sich dort nur noch eine intensiv gefaltete Serie der Zwischenbildungen, die allerdings eine abnorm hohe Doggermächtigkeit aufweist. Diese lässt sich aber durch die Annahme einer Aufhäufung, ähnlich der der Trias des Rückengrabens, leicht erklären.

Wie weit sich die beschriebenen tektonischen Verhältnisse im Autochthonen des Gasterntales mit den Erscheinungen im Lauterbrunnental parallelisieren lassen, ist der ausgedehnten Gletscherbedeckung wegen nicht ohne weiteres zu entscheiden. Wie im Abschnitt über die Jungfrau keile näher dargelegt werden soll, ist es jedoch nicht ausgeschlossen, dass der Granitkeil des obersten Gasterntales seine östliche Fortsetzung in dem antiklinalen Granitlappen findet, welcher den unteren Jungfrau keil Baltzers überlagert.

2. Hochgebirgskalk s. l. (Malm-Kreide).

Der Hochgebirgskalk s. l. (Malm-Kreide) folgt im hintersten Lauterbrunnental (Stechelberg-Ober-Steinberg) den Zwischenbildungen mehr oder minder harmonisch, doch liegen seine Falten im allgemeinen etwas flacher und greifen viel weiter nach N aus. Nordwärts aber, von Stechelberg gegen Lauterbrunnen zu, folgen weitausholende, zickzackförmige, oft etwas geschleppte Falten, die zu den ungeheuren Malmmächtigkeiten in der Mürrenwand und am Schwarz Mönch geführt haben.

Wie COLLET, REINHARD und PARÉJAS (35) am Schwarz Mönch nachgewiesen haben, sind dort, speziell in der Umgebung der Rottalhütte S. A. C., mehrere Überschiebungsflächen sehr deutlich erkennbar. Sie sind durch das Auftreten von mylonitisierten Gneisslamellen besonders hervorgehoben. Diese Störungen können teilweise bis hinaus in die gegen das Lauterbrunnental abstürzende Wand des Schwarz Mönch verfolgt werden, ohne dass es bis jetzt gelungen wäre, die Mylonite so weit nördlich noch festzustellen. Dagegen ist wenig über dem Fuss der S-Wand des Schwarz Mönch, wo dieselbe nordöstlich der Runse des Mattenbaches in die Schutthalde übergeht, schon aus grosser Distanz ein verschlepptes Triaspaket deutlich zu beobachten. Von diesem Punkt aus kann diese vermutlich tiefste Überschiebungslinie ununterbrochen bis unter den Absturz des Rottalgletschers verfolgt werden.

Ihr Äquivalent auf der linken Talseite ist, von Gimmelwald aus gut sichtbar, in der Wand ungefähr beim «S» von Schwendi bei Stechelberg zu erkennen. Von dort streicht sie, markiert durch ein schmales Grasbändchen, einerseits ob «dem Schopf» durch ins Lauterbrunnental, wo sie sich im Schutt verliert; andererseits zieht sie sich in der Wand, nördlich des Busenbandes noch ein Stück weit ins Sefinental hinein, lässt sich aber auf dem Plateau von Gimmelwald nicht wieder fassen.

Höhere Überschiebungen sind auf der rechten Seite des Sefinentales nicht nachzuweisen; dagegen existieren im autochthonen Malm der linken Talseite wahrscheinlich einige höhere Überschiebungsflächen. Dafür sprechen einerseits die breite Wildheuplanke westlich des «B» von «Brand» und andererseits die Malmschuppe der «Grundbalm». Was speziell die letztere anbetrifft, so scheint sie mir ein Rest zu sein der Schuppe, die die grosse Schafbalm am linken Hang des Mürrenbaches bedingt und welche vom Weg Gimmelwald-Mürren deutlich als eine tektonisch selbständige Partie der gewaltigen Mürrenfluh erkennbar ist. Diese Schuppungen sind wohl auf den Einfluss der Deckenüberschiebung zurückzuführen.

Ob die genannten höheren Überschiebungen sich auch auf die S-Seite des Sefinentales fortsetzen, kann der Schuttbedeckung wegen nicht entschieden werden.

Im Gasterntal fehlt der autochthone Malm, doch ist auch dort innerhalb der Zwischenbildungen (Dogger-Trias) durchgehend eine Schuppe nachzuweisen.

3. Tertiär.

Wie im stratigraphischen Teil betont wurde, fehlt das Tertiär im Gasterntal, setzt dann aber schon im obersten Lauterbrunnental ein und bildet vom Sefinental an eine äusserst plastische und bewegliche Hülle über dem autochthonen Hochgebirgskalk. Es ist aber fast unmöglich, die Tektonik desselben im Detail zu studieren, da die Tertiärvorkommen meistens von Moränen und Vegetation bedeckt sind. In den wenigen, guten Aufschlüssen ist mit Sicherheit bloss festzustellen, dass die «Flysch»-Schiefer durchweg als guter Gleithorizont für die überschobenen Decken gedient haben müssen und dass infolgedessen die spärlich auftretenden, kompakten Quarzitbänke nur geringe Beeinflussung zeigen.

Einzig im Sefinental, nördlich der Grundbalm, lässt sich an der teilweise die Unterlage der Doldenhorndecke bildenden, obersten Quarzitbank eine nach N geöffnete Mulde erkennen, die aber meines Erachtens nicht auf eine Faltung innerhalb des autochthonen Tertiärs, sondern auf Schleppung an der Überschiebungsfläche zurückzuführen ist.

Die Schiefer zeigen durchweg intensivste sekundäre Fältelung und sind auf der linken Seite des Sefinentales zu abnorm grossen Mächtigkeiten zusammengestaucht, während sie auf den rechtsseitigen Talhängen zu fehlen scheinen. Wenigstens sind längs der gut aufgeschlossenen Überschiebungslinie der Doldenhorndecke in den S-Wänden von Spitzhorn-Ellstab-Tschingelgrat diese Horizonte nicht mehr auffindbar. Diese Erscheinung ist wohl dahin zu deuten, dass der autochthone tertiäre Schiefermantel durch den Schub der Doldenhorndecke von seiner Unterlage abgeschürft und nach N verfrachtet wurde.

B. Kalkkeil der Jungfrau.

Über die allgemeinen Beziehungen zwischen den autochthonen Sedimenten im Hintergrund des Lauterbrunnentales und den sogenannten Jungfraukeilen sind wir durch die Arbeiten von BALTZER (12—15) und BUXTORF und TRUNINGER (29) gut unterrichtet, so dass sich eine erneute Besprechung dieser Fragen erübrigt. Es sei hier aber nochmals auf die Wichtigkeit des Lauterbrunner Wetterhorns (Kanzelhorn) als Bindeglied zwischen der normalen autochthonen Serie und den Jungfraukeilen hingewiesen. Es unterliegt wohl keinem Zweifel mehr, dass das Autochthone vom Tschingeltritt weg in völlig normaler Weise, nur durch den wenig mehr als 500 m breiten Tschingelgletscher unterbrochen, südwärts in die Basis des genannten Gipfels weiterstreicht. Wie schon EDM. v. FELLEBERG (41, 115) erwähnt, steht im E-Absturz der «Kanzel» Dogger und Malm an. Die vom gleichen Autor noch vermutete Trias ist beim gegenwärtigen Gletscherstand schon aus ziemlicher Entfernung gut zu beobachten und lässt den Zusammenhang mit dem Autochthonen des Tschingeltrittes klar erkennen.

Das meiste Interesse aber erweckt unstreitig das von CH. MONTANDON entdeckte und von C. SCHMIDT analysierte kristalline Gipfelgestein des Lauterbrunner Wetterhorns (vgl. E. v. FELLEBERG, 41, 116 ff.) dessen tektonische Stellung (Zugehörigkeit zum Gastern-Erstfelder-Granit oder zu den Schiefern des Lötschentales) noch der Abklärung bedarf. Ich verfüge leider nicht über die nötigen Detailaufnahmen zur endgültigen Entscheidung dieser Frage. Auf Grund einiger summarischer Beobachtungen am Lauterbrunner Wetterhorn, sowie unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse im Rottal (35) glaube ich jedoch der Auffassung den Vorzug geben zu müssen, welche das Gipfelgestein der «Kanzel» dem Gasterngranit zuweist, wie dies auch aus der Diagnose von C. SCHMIDT (vgl. 41, 115) hervorgeht.

BUXTORF und TRUNINGER (29, 157) haben versucht, das fragliche Gipfelgestein mit den Schiefern des Lötschentales in Beziehung zu bringen und vergleichen es dementsprechend mit Breithorn, Tschingelhorn, Mutthorn, Gross und Klein Hockenhorn. Sie schliessen infolgedessen auf eine Vereinigung der beiden Jungfraukeile zu einem einzigen in der Gegend des Lauterbrunner Wetterhorns, was vermutlich so zu erklären wäre, dass der untere Keil von E nach W immer weniger nach S ausgreifen, d. h. sich ausflachen würde. Eine solche Ausflachung aber wäre wohl nur möglich, wenn die mechanische Beeinflussung der Unterlage durch den Deckenschub am Kanzelhorn im Vergleich zu derjenigen in der Gegend des Rottals beträchtlich abgenommen hätte. Eine solche Abnahme lässt sich aber nicht nachweisen. Die westwärts immer stärker hervortretende Schuppung und Auswalsung der Sedimente, besonders in der Umgebung des Lötschenpasses, lässt vielmehr das Gegenteil vermuten. Es ist demnach für den unteren Jungfraukeil anstatt eines Ausflachens gegen W zum mindesten ein Beibehalten seiner Gestalt, wenn nicht stellenweise sogar ein weiteres Südwärtsausgreifen als Folge intensiverer Zusammendrückung und Laminierung anzunehmen.

Gehört dagegen der Gipfel des Lauterbrunner Wetterhorns zum Gasterngranit bzw. dem Lauterbrunner Gneisgranit, so kann er nur als eine nach N abgedrückte Schuppe des Gasternmassivs gedeutet werden und wäre dann meines Erachtens als tektonisches Äquivalent des die beiden Jungfraukeile in der W-Wand des Rottalhorns trennenden Gneisgranitlappens aufzufassen. Im Gebiet des

Lauterbrunner Wetterhorns würden sich somit noch beide Jungfrau-keile geltend machen, und es wären deshalb die in der E-Wand der «Kanzel» auftretenden Sedimente wenigstens teilweise zum sogenannten unteren Jungfrau-keil zu stellen. Der obere käme über das kristalline Gipfelgestein zu liegen, dürfte aber wohl ganz der Erosion anheimgefallen sein.

Der oben vertretenen Auffassung reiht sich auch das Mutthorn, das als Äquivalent des Jungfrau-gipfels betrachtet wird, zwanglos ein, obwohl es gegenüber dem Kanzelhorn und dem oberen Jungfrau-keil in der Lauterbrunner Grenzkette auf den ersten Blick eine zu geringe Höhenlage aufweist. Wie aber bereits betont wurde (S. 50), entspricht die Zone Mutthorn-Gamchilücke-Kiental einer Querdepression im Gastern-Lauterbrunner-Massiv, wodurch ein rapides Absinken des Jungfrau-keiles vom Schmadrijoeh westwärts gegen das Mutthorn zustande kommt, das noch verstärkt wird durch die tiefe Lage des letztgenannten Gipfels auf der N-Abdachung des Gasternmassivrückens.

Gegen SW macht sich dann wiederum ein schwacher Anstieg in der Höhenlage der Keile geltend. Mit dem Abtauchen des Massives im obersten Gastertal sinken sie dann aber wieder rasch und endgültig gegen W zur Tiefe.

Über die westliche Fortsetzung des unteren Jungfrau-keiles sind wir nicht unterrichtet. Möglicherweise entspricht die «in den Löchern» auftretende Granitschuppe dem die beiden Keile im Rottal trennenden Gneisgranitlappen. Damit würde die im Lötschbergtunnel vor dem Gasternkristallin durchgeführte Triasserie wenigstens teilweise dem unteren Jungfrau-keil angehören bzw. in diesen überleiten. Es geht dies unter anderm auch daraus hervor, dass die Sedimentserie, welche die Granitschuppe «in den Löchern» und im Rückengraben bedeckt, direkt vom verkehrten Malm der Doldenhorndecke überlagert wird.

Wie BUXTORF und TRUNINGER (29) ausgeführt haben, entspricht der obere Jungfrau-keil als Ganzes einer Mulde, welche das Gasternmassiv vom eigentlichen Aarmassiv trennt und die als Jüngstes Malm führt. Allerdings lässt diese Mulde nur ausnahmsweise einen hangenden und einen liegenden Schenkel erkennen. Am ehesten dürfte dies noch im Rottal der Fall sein, wo das Autochthone noch normal entwickelt ist. Am W-Ende des Gasternmassivs aber, wo das Autochthone nicht oder nur in sehr reduziertem Umfange abgelagert wurde, fehlt der normale Muldenschenkel bis auf etwas verwalzte Trias ganz und es stellt sich über dem Kontaktsandstein sofort der Malm des verkehrt liegenden, hangenden Schenkels ein. Dieser aber ist, genau genommen, schon als Mittelschenkel der Doldenhorndecke zu bezeichnen, denn über ihm folgt in verkehrter Serie nicht nur Dogger, sondern auch Lias, der, wie aus dem stratigraphischen Teil hervorgeht, nur der Doldenhorndecke angehören kann ¹⁾.

Nach BUXTORF und TRUNINGER (29) verdankt der obere Jungfrau-keil seine Entstehung einer tertiären Einfaltung. Im Gegensatz hierzu kommt in neuerer Zeit H. MORGENTHALER (80, 81) zu der Ansicht, es handle sich eher um ein einfaches Zugedecktsein der als autochthon betrachteten Serie des Keiles durch den aufgeschobenen Erstfeldergneis und nicht um Einfaltung. In wie weit sich diese Auffassungen als richtig erweisen werden, bleibt abzuwarten; doch möchte ich nicht verfehlen, wiederholt auf die in den Arbeiten von BUXTORF und TRUNINGER (29), M. LUGEON (78) und im offiziellen Längsprofil durch den Lötschbergtunnel von HUGI und TRUNINGER (64) publizierten Beobachtungen hinzuweisen, die neuerdings in der Arbeit von B. SWIDERSKI (109) ihre Bestätigung gefunden haben. Nach allen diesen Publikationen zeigt die als «oberer Jungfrau-keil» bezeichnete schmale Sedimentzone in der Gegend von Satellegi-Lötschenpass als tiefstes Glied Malm und darüber eine verkehrte Sedimentserie mit Lias. Demnach ist der grösste Teil dieser Zone der Doldenhorndecke zuzuweisen. Diese Verhältnisse sprechen unzweifelhaft gegen die Auffassung MORGENTHALERS, es handle sich um ein einfaches «Zugedecktsein» der als «Jungfrau-keil» angesprochenen Schichtfolge.

Eine nähere Diskussion der von H. MORGENTHALER (80, 81) angegebenen Beziehungen zwischen Wendenkarbon und oberem Jungfrau-keil muss ich mir hier versagen, möchte aber noch bemerken,

¹⁾ Leider wird in der nach dem Bau des Lötschbergtunnels erschienenen Literatur, die sich mit der Sedimentzone Satellegi-Lötschenpass beschäftigt, ganz allgemein vom «oberen Jungfrau-keil» gesprochen und darunter teils der Keil s. str., teils die ganze Schichtfolge der Zone verstanden. Es sei deshalb hier ausdrücklich auf die Notwendigkeit präziser Unterscheidung hingewiesen.

dass die besonders im Spannortgebiet scharf ausgesprochene, von MORGENTHALER erwähnte Diskordanz zwischen Wendenkarbon und mesozoischem Sedimentmantel, meines Erachtens gegen die im W vermuteten, direkten Zusammenhänge zwischen Jungfrau- und Karbonzone spricht.

C. Doldenhorndecke.

BUXTORF und TRUNINGER (29) haben gezeigt, dass die Sedimentmassen, welche Doldenhorn und Blümlisalp aufbauen, die Stirn einer nach N übergelegten tauchenden Deckfalte bilden. Diesen Charakter behält die ganze Kette, vom Altels und Balmhorn über Doldenhorn und Blümlisalp bis in die Gspaltenhorngruppe sozusagen unverändert bei. Erst im Sefinental nimmt sie im Streichen gegen E allmählich andere Gestalt an, indem sie, weitgehender Auswalzung zufolge, sich in zwei schuppenförmige Pakete aufzulösen beginnt.

Innerhalb des genannten Gebirgszuges, der in schönster Weise den pultförmigen Bau erkennen lässt, fällt schon rein orographisch eine Zweiteilung in eine südliche Gipfelreihe von im Mittel 3500 m Höhe und einen nördlichen Zug von höchstens 3300 m auf. Die erste ist ausschliesslich aus jurassischen Sedimenten aufgebaut, während der zweite aus Kreide und Tertiär besteht. Die Zweiteilung ist bedingt durch die in grosser Mächtigkeit auftretenden Zementsteinschichten, welche die ursprüngliche Sedimentserie in zwei, mechanisch sich verschieden verhaltende Schichtgruppen zerlegten und so ein Abgleiten des Kreide-Tertiärkomplexes von den älteren Sedimenten begünstigten. Die direkte Folge sind die stark unharmonischen Faltungen, wie sie zwischen den jurassischen und den cretacischen Sedimenten durchweg ausser im Sefinental zu beobachten sind.

Es empfiehlt sich deshalb, die beiden Züge getrennt zu betrachten.

1. Die südliche Gipfelreihe.

Die südliche, jurassische Zone zeigt im allgemeinen ein System zahlreicher liegender, nach NW zu eintauchender Falten. Die Faltenformen sind für Lias, Dogger und Malm nicht einheitlich und zeigen überdies eine deutliche Abhängigkeit von der Mächtigkeit der sie überlagernden Schichtserie.

Die höchsten, mechanisch am wenigsten beeinflussten Partien des Malm, wie sie am Gipfel von Dolden- und Oeschinenhorn noch zu erkennen sind, zeigen den Typus schöner C-Falten. Mit zunehmender Mächtigkeit der überlagernden Schichtfolge aber nehmen sie mehr und mehr die Form spitzer, oft etwas verschleppter Keile an, die, in grosser Zahl auftretend, Malmmächtigkeiten von 1000 m und mehr vortäuschen.

Im Gegensatz hierzu zeigt sich in den Falten des Lias mit grosser Konstanz das Bild des «C», eine Folge der ihn umhüllenden Aalénienschiefer, die eine unharmonische Faltung zwischen Älterem und Jüngerem in hohem Masse begünstigten.

Der Dogger nimmt eine Zwischenstellung ein, passt sich aber mehr dem Charakter der Malmfalten und weniger dem Verhalten des Lias an, da die Schichten des Argovien bei weitem nicht die Plastizität des Aalénien aufweisen.

Im grossen ganzen gliedert sich das jurassische Faltensystem in drei liegende Hauptgewölbe (A_1 — A_3), die durch zwei tiefe Mulden getrennt sind. Die Antiklinalen überlagern sich in den Südabstürzen der Kette derart und zeigen eine solche Längserstreckung, dass von einem unteren (A_1), mittleren (A_2) und oberen (A_3) Gewölbezug gesprochen werden kann. Innerhalb der genannten Hauptzüge treten zahlreiche sekundäre Faltungen auf, die das tektonische Bild sehr stark beeinflussen und unübersichtlich gestalten.

Dazu tritt noch eine vierte liegende Antiklinale (A_4), die aber nur unvollständig erhalten ist. Sie ist nicht völlig selbständig, wie die drei tieferen Gewölbe, sondern steht in engem Zusammenhang mit A_3 .

Diesen vier Gewölbezügen aufgesetzt, erscheint noch eine fünfte, nur aus Malm bestehende, liegende Antiklinale, der die prächtigen «C»-Falten am Dolden- und Oeschinenhorn angehören. Sie ist nur im Westen erhalten und streicht ostwärts sehr rasch in die Luft aus.

Die grossen tektonischen Züge sind am leichtesten im Lias und Dogger zu erkennen. Der Malm bildet ein mehr oder weniger wirres Haufwerk von Falten, die einander im Streichen häufig gegenseitig ablösen und verdrängen und infolge der geringen Konstanz nur über ganz kurze Strecken zu parallelisieren sind.

Es empfiehlt sich deshalb, für die Besprechung vom unteren und mittleren Jura auszugehen und den Hochgebirgskalk s. str. sowie das Tithon nur in seiner Gesamtheit als Mantel der älter jurassischen Faltenkerne zu betrachten.

a) Lias und Dogger.

1. Der untere Gewölbezug (A_1).

Die Antiklinalzone A_1 ist nur im Gasterntal aufgeschlossen. Sie erstreckt sich vom Gabelbach im W über die Schafberge im Dolden bis an den Abbruch des Kanderfirms im E. Dort verschwindet sie unter der Eisbedeckung. Am Tschingelfirn, wo wir ihr Ausstreichen zu erwarten hätten, ist sie nicht mehr nachweisbar. Wahrscheinlich verliert sich dieses Gewölbe A_1 nach E, jedenfalls greift es östlich des Mutthorns nicht mehr weit genug nach N aus, um noch im S-Absturz des Tschingelgrates sichtbar zu werden. Vermutlich entspricht das Mutthorn dem kristallinen Kern dieses Gewölbezuges A_1 .

Über den Bau des Gewölbezuges A_1 ist folgendes zu sagen:

α) Lias.

Den innersten Kern bilden drei Liasgewölbe, die sich mit nahezu parallelen Achsen überlagern. Das oberste derselben reicht vom Kanderfirn nur etwa 500 m weit westwärts und bricht dann im «innern Löchergraben» unvermittelt ab. Es ist dort an der leuchtend gelben Gesteinsfarbe schon von weitem zu erkennen und macht den Eindruck eines fast geometrisch regelmässig gebauten halben Hohlzylinders, dessen Mantelfläche nordwärts gegen das Berginnere eintaucht. Das Streichen ist mit N 40—42° E etwas weniger östlich, als das der zwei tieferen Gewölbe. Daraus erklärt sich auch die geringe Erstreckung der Falte nach W. Sie streicht etwas schief zum Tal und deshalb westwärts in die Luft aus.

Die beiden tieferen Liasgewölbe erstrecken sich gemeinsam vom Kanderfirn bis zur sogenannten «Schwärze», nördlich ob P. 2018, nur «in den Löchern» durch die tief eingeschnittenen Runsen auf kurze Distanz unterbrochen. In der «Schwärze» setzt das unterste aus; das mittlere streicht noch ein kurzes Stück weiter bis zum «D» des Wortes «Dolden».

Die beiden Falten sind als Gewölbe nur in der «Schwärze» deutlich zu erkennen, wo sich ihre leuchtend gelben Stirnen scharf von den umhüllenden, schwarzen Aalénienschiefern abheben. Auf ihrer ganzen übrigen Erstreckung treten nur die Köpfe der mehr oder minder stark nordwärts fallenden Schichten zutage.

Während das unterste Liasgewölbe keine weiteren Komplikationen aufweist, zeigt das mittlere in seinem hangenden Schenkel noch eine Anzahl sekundärer Gewölbe, von denen zwei wiederum in der «Schwärze» deutlich zu erkennen sind. Diese Nebenfalten sind aber nicht von Belang und können übergangen werden. Dagegen ist erwähnenswert, dass das mittlere Gewölbe an seinem westlichen Ende deutliche Ansätze zur Einwicklung der untersten Antiklinale zeigt (vgl. Profil 1).

Sehr schön prägt sich an den beiden unteren Liasgewölben die Anpassung an den kristallinen Untergrund aus. Beide zeigen ein axiales Fallen nach W, das im «Rücken» mit 8—10° sein Minimum aufweist, sich aber gegen die «Schwärze» bis auf 18° steigert. Für die Oberfläche des Gasterngranits auf der Strecke «Schwärze»-Lötschbergtunnel wies A. BUXTORF (30) ein Fallen von zirka 20° nach.

β) Dogger.

Der Dogger setzt mit den mächtigen und äusserst plastischen Aalénienschiefern scharf ab gegen die ganz gesetzmässig gebauten Falten des Lias. Die hochgradige Plastizität des untersten Doggers spiegelt sich deutlich in dem von Schritt zu Schritt wechselnden Fallen und Streichen und in der äusserst ungetrübten Mächtigkeit, welche zwischen Null und über 100 m wechselt. Diese bewegliche Hülle begleitet

den Lias auf seiner ganzen Erstreckung und bedingt das diesem gegenüber völlig veränderte Faltenbild des mittleren und oberen Doggers.

Die letztgenannten Horizonte bilden zusammen ein einziges, im grossen ganzen normal gebautes Gewölbe, das mantelartig die älteren Sedimente umgibt. Die Schenkel zeigen infolge von Auswalzung reduzierte Mächtigkeiten. Die nordwärts tauchende, etwas verschleppte Stirn erscheint durch sekundäre Fältelung zu grösserer Mächtigkeit aufgestaucht.

Wie bei den Liasantiklinalen, so ist auch im Dogger die Stirnumbiegung nur am westlichen Ausgehenden zu konstatieren. Vom Strässchen, das ins Gasterntal führt, sind hart am linken Ufer des Gabelbaches in den Tannenbeständen zwei schöne, südwärts geöffnete C-Falten sichtbar. Die obere, grössere bildet die eigentliche Stirn des Gewölbes; die untere, kleinere ist sekundärer Natur (vgl. Profil 1).

Der beschriebene unterste Antiklinalzug A_1 steht, soweit Lias und Dogger in Betracht fallen, auf der Strecke Gabel-Kanderfirn in keinem Zusammenhang mit den höher gelegenen Teilen. Er ist von diesen durch eine südwärts in die Luft ausspitzen Malmsynklinale getrennt. Erst südlich des Fründenhorns, wo an der Basis der Blümlisalp-Südwand der normale Schenkel des Gewölbezuges A_1 noch etwas über den rechten Rand des Kanderfirns hinausragt, vereinigt sich der Dogger des tiefsten mit demjenigen des nächst höheren Gewölbes A_2 . Dadurch schliesst sich ostwärts die trennende Malm-synklinale. Die Muldenbiegung liegt nun im Dogger, ist aber nur noch auf kurze Distanz sichtbar, da sie sofort vom Gletscher bedeckt wird.

2. Der mittlere Gewölbezug (A_2).

Bedeutend grössere Erstreckung als A_1 zeigt die Antiklinalzone A_2 . Ihre westlichsten Spuren sind im Gasterntal direkt südlich des Grossen Doldenhorns in etwa 2600 m Höhe zu erkennen. Gegen Esetzt sie dann ganz aus, bis sie südlich des Sattels zwischen Fründen- und Oeschinenhorn wieder in der Basis der gewaltigen Blümlisalp-S-Wand auftritt, um von hier weg immer ungefähr auf der gleichen Höhe ununterbrochen bis südlich des Tschingelgrates weiterzustreichen.

Der Bau dieses Gewölbezuges A_2 ist einfacher als der des untersten A_1 , da fast nur die Stirnpartien im Dogger noch erhalten sind. Liaskerne fehlen bis auf zwei ganz kleine Vorkommen völlig. Das eine findet sich wenig südwestlich des Oeschinenhorns, hart am rechten Rand des Kanderfirns als ganz kleine Gewölbestirn, umhüllt von Aalénien-schiefern. Das zweite liegt dem isolierten, ganz von Eis umgebenen Triasfelsen westlich des Tschingelpasses auf. Die Trias selbst gehört ebenfalls zum Gewölbekern und ist zugleich das einzige Vorkommen von Trias in der Doldenhorndecke nördlich des Kanderfirns.

Im übrigen wird der Antiklinalzug A_2 lediglich von Bajocien-Callovien aufgebaut; nur in der Gamchilücke tritt als Ältestes noch einmal Aalénien im Kern auf. Die heute noch erhaltenen Gewölbe-teile stellen somit nur noch die äussersten Stirnreste einer mächtigen, liegenden Doggerfalte dar. Einen beschränkten Einblick in ihren Aufbau ermöglicht die Umgebung der Gamchilücke, wo wir deutlich erkennen, wie das Aalénien, wenig über dem tiefsten Punkte der Lücke, eine nordwärts einstechende Gewölbebiegung ausführt. Wenige Meter südlich unterhalb der Lücke geht der das Aalénien unterlagernde, verkehrte Schenkel des Bajocien rapid in eine schöne, nordwärts geöffnete Synklinale über, so dass sich Gewölbe und Mulde an der Gamchilücke direkt überlagern.

An beiden Ufern des Gamchigletschers, direkt über dem Eis, ist noch ein kleines sekundäres Gewölbchen im Hangendschenkel der Antiklinale zu sehen. Die Hauptstirnbiegung des Gewölbezuges ist nirgends schön aufgeschlossen. Isolierte Reste derselben sind erhalten im S-Absturz des Grossen Doldenhorns und südlich des Sattels zwischen Fründen- und Oeschinenhorn. Da wo der Dogger über dem Tschingelfirn in die Luft austreicht, sind die tektonischen Zusammenhänge fast nur noch an Ort und Stelle mit dem Hammer nachweisbar; nur bei Neuschnee ist der Faltenverlauf auch von weitem erkennbar.

Mit dem höheren Gewölbezug A_3 steht die Zone A_2 im engsten Zusammenhang in der Gegend der Gamchilücke. Der E-Grat des Morgenhorns ist fast auf seiner halben Länge aus zusammenhängendem Dogger der beiden Züge aufgebaut. Der arg zerrissene SW-Grat des Gspaltenhorns liegt nahezu völlig in demselben Gestein, auf dessen Verwitterungsfarbe sich wohl der Name «Rote Zähne» gründet.

3. Der obere Gewölbezug (A_3).

Obwohl gerade an diesem Gewölbezug die Biegungen der Stirn am wenigsten deutlich sind, fällt er doch jedem Beschauer der Blümlisalp-S-Wand sofort auf. Die nordwärts einstechenden, schwarzen Aalénienschieferzüge mit den wenigen, leuchtend rostroten Liasfetzen hoch oben in der gewaltigen Wand bilden die ältesten Kerne eines liegenden Gewölbes. Wo die Schiefer nicht sichtbar sind, ist ihre Anwesenheit durch den ausgedehnten Hängegletscherzug in halber Höhe der Wand festgelegt. Das weiche Aalénien bildet bedeutend sanftere Böschungen als die übrigen, die Wand aufbauenden Gesteine und ermöglicht Gletscherbildung.

Die wenigen nicht von Eis bedeckten Stellen: beim Fründenjoch, südlich des Einschnittes zwischen Fründen- und Oeschinenhorn, südlich der Weissen Frau und des Morgenhorns lassen erkennen, dass der Lias das älteste Gestein des Gewölbezuges ist. Er tritt nur an den beiden erstgenannten Stellen auf.

Etwas östlich des Fründenjochs stecken inmitten von schwarzen, knorrigen Aalénienschiefen zwei wenig mächtige, sich überlagernde Bänke von rostrot anwitterndem Liasquarzit. Sie lassen keine Faltung erkennen. Nach W gehen sie aus, nach E werden sie von einem kleinen Hängegletscher bedeckt. An dessen E-Rand treten wieder Aalénienschiefer auf, die nun schön gefalteten Lias umschliessen, der deutlich zwei Gewölbe erkennen lässt. Da der ganze Komplex schief angeschnitten ist, liegt die trennende Mulde teils noch im Lias, teils im Aalénien.

Das Streichen der isolierten Bänke des erstgenannten Liasvorkommens weist so genau in die zwei Gewölbe des Aufschlusses südlich zwischen Fründen- und Oeschinenhorn, dass wir wohl nicht fehlgehen, wenn wir die beiden Bänke beim Fründenjoch als letzte Reste zweier Antiklinalcharnieren auffassen. Vom unteren Ende des Kanderfirns lassen sich diese Zusammenhänge prächtig verfolgen.

4. Der oberste Gewölbezug (A_4).

Mit dem Doggerkern des Antiklinalzuges A_3 in direktem Zusammenhang steht derjenige eines höheren Gewölbes, das sich vermutlich wenig westlich des Blümlisalphorns aus einer höheren Teilfalte von A_3 zu entwickeln beginnt und sich ostwärts stärker ausprägt, ohne aber die Selbständigkeit der tieferen Antiklinalzüge zu erlangen. Es geht, weil schief angeschnitten, bereits südlich der Weissen Frau in die Luft aus. Der Doggerkern ist dort bei Neuschnee als spitzer, nach W sich öffnender Keil gut sichtbar.

Im E-Grat des Morgenhorns sowie bei P. 3279 der Roten Zähne erscheint nochmals je ein kleiner Rest der Stirne des Doggerkerns, dann bleibt das Gewölbe endgültig auf den Malmmantel beschränkt.

Gute Querprofile dieses Antiklinalzuges sind nicht aufgeschlossen, doch scheint sein Bau sehr einfach zu sein. Als ältestes Gestein tritt im Kern Bajocien auf.

b) Malm.

Der Malm, soweit er den vier besprochenen Gewölbezügen zugehört, stellt einen ziemlich einheitlich gebauten, tektonischen Komplex dar. Eine deutliche Abtrennung einzelner Faltengruppen, wie sie für mittleren und unteren Jura durchgeführt werden konnte, ist innerhalb dieser Hochgebirgskalkmasse aber unmöglich.

Die gewaltigen Malmwände erscheinen durchweg als ein fast unentwirrbares Haufwerk von etwas verschleppten Falten und Fältchen sekundärer Natur, die sich zu einer Anzahl grösserer, schwach keilförmiger, liegender Antiklinalen vereinigen. Ihre Anordnung entspricht mehr oder weniger den Gewölbezügen des mittleren und unteren Jura. Enggepresste, spitze Synklinalen trennen sie voneinander.

Die Stirnübergänge dieser grösseren Falten können gelegentlich schon beobachtet werden, am besten wohl unter dem «Halpi» am S-Fuss der Fisistöcke. Eine Parallelisierung derselben über das ganze Gebiet ist aber infolge gegenseitiger Ablösung und Verdrängung unmöglich.

Nicht in erkennbarem Zusammenhang mit den vier oben erwähnten Gewölbezügen steht der Malm der Gipfelpartien von Doldenhorn, Oeschinen- und Blümlisalphorn und zum Teil vielleicht noch der Weissen Frau. Am deutlichsten sichtbar ist diese tektonische Selbständigkeit von Kandersteg aus in

der W-Wand des Oeschinenhorns. Die prächtige, nach S geöffnete C-Falte, unter deren verkehrtem Schenkel eine wohl ausgeprägte Überschiebungslinie sichtbar ist, zeigt deutlich die Verschiedenheit im Bau der obersten und der tieferen Malmportionen. An Stelle der spitzen, ausgezogenen Faltenform der letzteren tritt die ruhige, fast geometrisch regelmässige Gestalt des C.

Gleich gebaut erscheint die Doldenhornggruppe, was aus der Gegend des Schwarzgrätli, westlich ob dem Gemmiweg, sehr schön beobachtet werden kann.

Allgemein mag noch erwähnt werden, dass die Malmfalten gegen E eine zunehmende Intensität der Auswölbung, spitzere Formen und stärkere Schleppung erkennen lassen. Diese Erscheinung ist ausser durch den stärker werdenden Überschiebungsdruck wohl auch durch den Facieswechsel innerhalb des Portland-Tithon-Komplexes bedingt. Dieser wird nach E völlig kalkig, sodass er eine starre Umhüllung der älteren Malmmassen bildet, die notwendigerweise ihre Unterlage mechanisch anders beeinflussen musste als die weichen Zementsteinschichten im westlichen Teil des Gebietes.

Als Ganzes gehören die beschriebenen Hochgebirgskalkmassen dem hangenden Schenkel und der Gewölbebiegung des Kernes der Doldenhorndeckfalte an. Ganz anders gebaut ist der verkehrte Malm-schenkel, der einerseits im Gasterntal vom Gabelbach bis zum Alpetligletscher zu verfolgen ist und sich dann wieder im obersten Lauterbrunnental vom Tanzboden bis zum Tschingeltritt beobachten lässt. Der Zusammenhang des verkehrten Schenkels mit den übrigen Teilen der Deckfalte ist nur beim Gabelbach im Gasterntal erhalten.

Die unterste Falte der Malmhauptmasse dünnt nach S und SE schon westlich des Gabelbaches rapid aus und streicht bald als nur noch 60—100 m mächtiges Band bis zum Alpetligletscher. Längs einer durch weitgehende Dislokationsmetamorphose deutlich markierten Überschiebungsfläche ruht dieser verkehrte marmorisierte Malm-schenkel, ohne mehr von verkehrten jüngeren Sedimenten der Decke unterlagert zu sein, auf den Resten des autochthonen Sedimentmantels (beim Gletscherabsturz) und schliesslich fast unmittelbar auf dem Granit des Gasternmassivs.

Im Lauterbrunnental legt sich der verkehrte Malm-schenkel, wiederum ohne unterlagernde jüngere Sedimente der Decke, direkt auf den autochthonen Hochgebirgskalk, der in seiner obersten Partie noch Spuren der alttertiären Kalkbreccie von Mürren aufweist. Auch hier ist der verkehrte Schenkel der parautochthonen Decke auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert und wie seine Unterlage stark marmorisiert. Das Bild der untersten Falte der Hauptmalmmasse der Decke und ihrer Zusammenhänge mit dem verkehrten Schenkel ist hier insofern ein von den Verhältnissen des Gasterntales verschiedenes, als die sämtlichen Falten, wie schon erwähnt, im östlichen Teil des Gebietes weit mehr ausgewölbt und verschleppt sind und den Charakter von Schuppen anzunehmen beginnen.

C. Portland-Tithon.

Trennender Komplex zwischen südlicher und nördlicher Gipfelreihe ist das Portland-Tithon. Im grössten Teil des Gebietes als mächtige, weiche Zementsteinschichten ausgebildet, wirkt es als Gleithorizont für alle jüngeren Sedimente und ist so die Ursache der unharmonischen Faltung zwischen Kreide und Malm sowie der eigenartigen orographischen Gliederung des Gebietes.

Die Zementsteinschichten sind häufig für sich sehr stark gequält und aufs intensivste verfaltet. An einzelnen Stellen mechanisch fast völlig ausgewölbt, können sie an anderen Punkten zu einem Vielfachen ihrer normalen Mächtigkeit aufgestaucht sein.

Eine Ausnahme von diesem Verhalten machen nur die Vorkommen des Sefinentales und der tiefsten Faltengruppen «in den Fründen», südlich des Oeschinensees. Die völlig kalkige Facies des Tithons an diesen Orten bedingt das harmonische Mitgehen dieser Schichten mit den Falten des älteren Malms.

2. Die nördliche Gipfelreihe.

So einfach gebaut die beschriebene südliche Gipfelreihe ist, so kompliziert erscheinen auf den ersten Blick die tektonischen Verhältnisse in den nördlich vorgelagerten Gipfeln, doch lassen sie sich auch hier auf einige wenige grössere Leitlinien zurückführen, die ohne grosse Schwierigkeiten über das ganze Gebiet verfolgt werden können. Leider gewährt die orographische Gestaltung dieser Zone nur wenige, dafür aber tiefe Einblicke in den Bau der Kreide-Tertiär-Berge. Am wichtigsten sind in

dieser Hinsicht ausser dem Kandertal selbst die Umgebung des Oeschinensees, das Kiental oberhalb des Gamchi und das hinterste Sefinental.

Sehr weitgehend bedingt ist die verschiedene Tektonik der beiden Gipfelreihen durch das Vorhandensein des Portland-Tithon Gleithorizontes, dessen Plastizität die nördlichen Faltengruppen völlig unabhängig macht vom Verhalten des jurassischen Komplexes. Das konstant gleiche Bild der Faltenzüge in der ganzen Längserstreckung des letzteren ist völlig verschwunden und hat einer ausserordentlichen Mannigfaltigkeit der tektonischen Formen Platz gemacht.

Als Ausgangspunkt für das Verständnis des Baues der Kreide-Tertiär-Zone dient wohl am besten die E-Wand der Wilden Frau, so wie sie sich dem Beobachter von der Sefinenfurgge her zeigt. Als auffälligste Teile des dem Beschauer sich bietenden Profils stechen vor allem hervor, die mittlere, als eine mächtige, nordwärts überliegende Antiklinale ausgebildete Partie und der aus einem Haufwerk kleinerer, unregelmässiger Falten aufgebaute Sockel des Berges. Etwas unvermittelt setzt sich die Gipfelpartie dem Profile auf (vgl. Prof. 5).

Westlich der Wilden Frau erlaubt erst der Kessel des Oeschinensees das Wiedererkennen des beschriebenen Profils, das aber, zufolge stärkerer Auswalgung, etwas verändert erscheint (vgl. Prof. 3). Blickt man von W gegen die sogenannte Lästerfluh, so sieht man deutlich das vom Blümlisalprothorn herunterkommende, erst eine südwärts geöffnete, liegende Antiklinale, dann eine etwas ausgequetschte Synklinale bildende und hernach nordwärts weiterstreichende Band von Oehrlikalk, das die Grashänge der unteren Oeschinenalp nach oben abschliesst. Die Alp selbst liegt auf den Schieferkalken der Zementsteinschichten, die ihrerseits wieder vom Oehrlikalk der obersten Partie der Lästerfluh unterlagert sind. Verfolgt man dieses letztgenannte Berrias nach N, so erkennt man leicht, dass es längs einer stark gebogenen Störungslinie erst über Bänderkalke des Hauterivien und dann über zum Teil verschleppte, tertiäre Quarzsandsteine und Schiefer in den Fuss der den Oeschinensee nördlich abschliessenden Wand hineinstreicht. Hier nun erkennen wir im direkten Anstieg gegen den Heuberg ohne weiteres wieder, dass dem Berrias der Basis Zementsteinschichten aufgelagert sind und dass diese letzteren wieder von Oehrlikalk mit normal folgendem Hauterivien und Tertiär überdeckt werden. Obere und untere Oeschinenalp sowie die Wand unter dem Heuberg gehören demnach zu einer mächtigen liegenden Antiklinale, die nordwärts einsticht und, stark verschleppt, hier für sich selbst einer kleinen parautochthonen Deckfalte ähnlich sieht. Der Kern ist gebildet durch Zementsteinschichten; die Kreide und das Tertiär treten im hangenden Schenkel normal auf, im liegenden aber sind sie ausgewalzt. Als Ganzes entspricht dieses liegende Gewölbe der den Hauptteil der E-Wand der Wilden Frau bildenden Antiklinale, welche aus genau denselben Elementen aufgebaut, aber durch dreifache Schuppung und einen beinahe senkrecht verlaufenden Bruch etwas kompliziert ist (vgl. Prof. 5).

In den Abstürzen westlich des Oeschinensees ist diese Falte nicht mehr erhalten; sie ist den grossen Bergstürzen, die aus der Nordflanke der Fisistöcke herausgebrochen sind, zum Opfer gefallen. Vermutlich hat gerade die weit nordwärts ausgreifende, stark verwalzte Natur dieses Gewölbes die Bildung der Bergstürze begünstigt, welche dann durch die tiefe Erosion in der Gegend der Gewölbestirne ausgelöst wurden.

Einen kleinen Rest der Stirne dieser grossen Falte repräsentiert vermutlich der Oehrlikalkkomplex, auf dem die Doldenhornhütte des S. A. C. steht. Wenig unterhalb der Hütte ist darin deutlich ein kleines, längs einer Überschiebung nach N gedrücktes, selbst wieder durch eine Störung kompliziertes Gewölbe erkennbar. Die Überschiebung selbst lässt sich nur undeutlich etwas weiter gegen E verfolgen; sie verläuft direkt am oberen Rand der Oehrlikalkwand, über die der Staubbach hinunterstürzt (vgl. Profil 2).

Auch weiter westlich ist die besprochene Falte nicht nachweisbar, da das Kandertal nur noch Einblick in das Längsprofil gewährt. Dagegen lassen sich im Gasterntal in der S-Wand der Fisistöcke (südlich von P. 2205) zwei Überschiebungen geringeren Ausmasses feststellen, die mit grösster Wahrscheinlichkeit einerseits der Störung unter der Doldenhornhütte und der Überschiebung der grossen liegenden Antiklinale von Unter-Oeschinen entsprechen und anderseits zu parallelisieren sind mit der Faltenüberschiebung im Berrias, welche in der das Gasterntal nach NW abschliessenden Wand, unter dem Gemmiweg am Stock, so klar in Erscheinung tritt (vgl. 78, Planche IV, Fig. 3).

Östlich der Wilden Frau bleibt zunächst in den W-Abstürzen der Büttlassen die Tektonik infolge der ungünstigen orographischen Gliederung des Gebietes ziemlich undeutlich. Erkennbar ist immerhin, dass von den Zementsteinschichten, welche das aus der Büttlassenlücke herunterziehende Couloir bilden, in etwa halber Höhe ein Ast sich abtrennt und gewölbeartig nordwärts einstechend, von einem Normalprofil jüngerer Schichten überlagert wird (vgl. Prof. 6). Diese letzteren lassen südlich ob den Weiden des Dürrenschafbergs eine Stirnumbiegung erkennen. Ein verkehrter Schenkel ist nicht oder doch nur sehr undeutlich in kleinen Relikten nachzuweisen. Das Gewölbe, welches zweifellos als Äquivalent der grossen Wilde Frau-Antiklinale angesprochen werden muss, ist über seine Unterlage etwas nach N verschoben worden, wobei der verkehrte Schenkel abgerissen und ausgewalzt wurde.

Betrachtet man dagegen die E-Wand der Büttlassen, etwa vom Gipfel des Brünli bei Mürren oder von einer der Alpen des Sefinentales, so werden die tektonischen Zusammenhänge der Wilden Frau und der Büttlassen sofort verständlich (vgl. Prof. 7). In wunderbarer Klarheit zeigt sich im obersten Drittel der gewaltigen Wand wieder die mächtige liegende Antiklinale und darunter türmt sich ein fast unentwirrbares Haufwerk sehr stark ausgewalzter Falten. Hier auch ist klar erkennbar, dass zwar die Stirn-umbiegung des grossen Gewölbes noch schön erhalten, der verkehrte Schenkel aber längs einer beträchtlichen Überschiebung ausgewalzt wurde; er ist auf ein wenig mächtiges Hauterivienband, das einer Linse gleich die Überschiebung markiert, beschränkt. Sein Zusammenhang mit der Stirnpartie ist völlig gelöst. Wie im Profil der Wilden Frau, so zeigt auch hier das Hauptgewölbe einen durch sekundäre Störungen komplizierten Bau. Östlich der Büttlassen ist diese Falte nicht mehr erhalten; die höheren Teile des Kreide-Tertiär-Komplexes sind durch die Erosion völlig abgetragen worden.

Im Gegensatz zu der im Obigen beschriebenen, einheitlich gebauten und über das ganze Gebiet leicht zu parallelisierenden liegenden Hauptantiklinale des Kreide-Tertiär-Mantels der Doldenhorndecke zeigt die tiefere Partie des nördlichen Gipfelzuges einen ungleich komplizierteren Bau. Eine ganze Menge kleinerer, häufig noch sekundär komplizierter Falten und Fältchen setzen diesen tektonischen Komplex zusammen. Die Verschiedenheit der Profile in den tief genug aufgeschlossenen Gebieten (Gasterntal, Umgebung des Oeschinensees, oberstes Kiental und Sefinental) ist so gross, dass von einer Parallelisierung einzelner Falten abgesehen werden muss. Dagegen ist es bei näherer Betrachtung wenigstens möglich, diese Faltenauftürmung soweit zu gliedern, dass zwei Komplexe ausgeschieden und über das ganze Gebiet verfolgt werden können. Als Ausgangspunkt hierzu dient wiederum am besten das Profil der E-Wand der Wilden Frau (vgl. Prof. 5).

Bei genauer Beobachtung erkennt man etwas unterhalb der Überschiebung, auf der die grosse, liegende Antiklinale ruht, eine zweite, scharf ausgeprägte Linie gleicher Natur, die mehr oder weniger horizontal verläuft. Die zwischen diesen beiden nach S zusammenlaufenden Störungslinien keilförmig eingeschaltete Faltengruppe kann nun von dem sie unterlagernden Teil gesondert und über grössere Strecken verfolgt werden. In der Wilden Frau selbst erscheint sie zwar weniger weit als das sie überlagernde Hauptgewölbe, aber doch noch deutlich nach N verschoben. Im allgemeinen stellt sie eine ruhig gebaute, nach N geöffnete Synklinale dar, die entlang den sie begrenzenden Störungslinien etwas sekundäre Fältelung zeigt.

Westlich der Wilden Frau sind die ersten Spuren dieses synklynen Keiles im Aufschluss beim Buchstaben «a» von Oeschinengrat zu erkennen. Die deutliche Störungslinie im obersten Teil der dortigen Tertiärwand, die sich nach N als Basis einer Einwicklung des Malm der Diableretsdecke verfolgen lässt, dürfte der basalen Überschiebungsfläche des Synklynalkeiles entsprechen (Vgl. Profil 4).

Im Profil der Lärstfluh scheint dieser tektonische Komplex zu fehlen. Er ist jedenfalls längs der hier besonders weit ausgreifenden und über die Faltengruppen der Sockelpartie hinunterreichenden basalen Überschiebung des Unter-Oeschinengewölbes vollständig ausgequetscht worden.

Auch weiter westlich ist dieser Synklynalkeil nicht mehr nachzuweisen. Die ruhigere, nicht mehr gequetschte Natur der Falten im Gebiet der Fisistöcke ist für die Bildung derartiger tektonischer Formen, wie der Keil sie darstellt, ungeeignet. Es erscheint aber nicht ausgeschlossen, dass die grosse Tertiärsynklinale nordwestlich unter der Fisialp (vgl. Profil 1) wenigstens teilweise demselben entspricht, d. h. dass aus dieser noch ruhig gebauten Synklynalzone sich nach E unter dem Einfluss des zunehmenden Überschiebungsdruckes allmählich der erwähnte Keil gebildet hat.

Im Gebiete östlich der Wilden Frau ist der in Frage stehende tektonische Komplex mit aller Deutlichkeit nachweisbar. Er unterlagert sowohl im W-Absturz wie in der E-Wand der Büttlassen die grosse liegende Antiklinale an genau derselben Stelle, wie im Profil der Wilden Frau. Dagegen kann festgestellt werden, dass der Keil gegen E immer stärker gepresst wird und infolgedessen kompliziertere Formen anzunehmen beginnt. Ein letzter Rest ist noch zu erkennen nordöstlich des Büttlassengipfels (P. 3197) und südlich des Punktes 2680; dann streicht der synklinale Keil nach E in die Luft aus und kann nicht mehr gefasst werden (vgl. Prof. 7).

Betrachten wir nun noch den unteren, im Profil der Wilden Frau erkennbaren tektonischen Hauptteil, so sehen wir, dass er aus mindestens drei normal gebauten, durch entsprechende Synklinalen getrennten, liegenden Gewölben zusammengesetzt ist, von denen das unterste am weitesten nach N vorgreift. Diese Falten sind senkrecht übereinander getürmt, wobei die höher gelegenen weniger überkippt erscheinen als das unterste der noch sichtbaren Gewölbe. Die Auswulzung innerhalb dieses Komplexes ist hier sehr gering und die Falten zeigen infolgedessen keine grosse Längserstreckung (vgl. Prof. 5).

Ein anderes Bild zeigt diese Faltengruppe im Fuss der Lärstocher am Oeschinensee. Leider ist die Aufschlusshöhe gering, so dass nur die obersten Partien der Gruppe erkannt werden können. Es lässt sich aber schon hieran mit Leichtigkeit feststellen, dass die Auswulzung an dieser Stelle eine sehr beträchtliche gewesen sein muss, da die einzelnen Falten quer zum Streichen sich über mehrere hundert Meter erstrecken. Als auffälligste Erscheinung mag hier die durch die Überschiebung der grossen Falte von Unter-Oeschinen verursachte Verschleppung des liegenden Schenkels der Tertiär-synklinale in der NE-Ecke des Sees erwähnt werden (vgl. Profil 3).

In den weiter westlich aufgeschlossenen Profilen der Fisistöcke erscheint dieser tiefste Faltenkomplex wieder bedeutend ruhiger ausgebildet, die wenigen Falten im Fuss der genannten Gipfel zeigen ein sehr gleichmässiges, wenig überkipptes Aussehen und keine Auswulzung (Profil 1).

Wenn auch von der Wilden Frau bis ins Gasterntal die in Frage stehende Faltengruppe als Ganzes verfolgt werden kann, so ist es doch ausgeschlossen, einzelne Teile derselben zu parallelisieren. Ebenso wenig ist dies möglich vom Kiental an ostwärts. Zwar zeigen die W-Abstürze der Büttlassen noch einen dem Profil der Wilden Frau sehr ähnlichen Bau; die Falten entsprechen noch genau denjenigen des linken Talhanges und verlaufen ruhig, sind aber doch schon bedeutend mehr überkippt (vgl. Prof. 6). Völlig verändert ist aber das Bild in der E-Wand der Büttlassen (vgl. Prof. 7). An Stelle der drei, im Kiental deutlich erkennbaren Gewölbe treten hier fast doppelt so viele auf, die überdies durch mehrere sekundäre Falten kompliziert erscheinen. Es lässt sich jedoch erkennen, dass die aus dem Profil der Wilden Frau genannte unterste und grösste Antiklinale, die auch im W-Absturz der Büttlassen diese Stellung einnimmt, im Sefinental ebenfalls das bedeutendste Glied des Komplexes darstellt. Sehr starke Verschleppung und fast völlig horizontale Lage ist das Charakteristikum dieses Profils. Soweit die für die Beobachtung aus der Distanz ungünstige einheitliche Ausbildung des Gesteins es zulässt, kann festgestellt werden, dass zwei Antiklinalgruppen sich besonders hervorzuheben beginnen. Die tiefere der beiden wird in der Hauptsache gebildet von dem vorhin erwähnten, bedeutendsten Gewölbe. Es hat seine Stirn bei der Alp Gsteg im linksseitigen Hang des Hinteren Sefinentales. Die beiden Gewölbegruppen sind durch eine sehr tiefgreifende, beinahe zu einem Bande ausgewalzte Hauteriviensynklinale getrennt (vgl. Profil 7).

Die obere der beiden Gruppen kann gegen E im südlichen Gipfel des Boganggenhorns nachgewiesen werden (Profil 10), dann streicht sie ostwärts in die Luft aus und kann nicht mehr gefasst werden.

Die untere Gruppe bildet in Form von sekundären Falten die über Ozen gegen das Brünli streichende Stirn des liegenden Kreide-Tertiär-Faltenzuges, der dort als letzter Rest der Doldenhorndecke das Autochthone direkt überlagert (Prof. 14, 18, 19). Wie weit die sekundäre Zusammensetzung und Komplikation der ursprünglich einfachen, untersten Falte des Wilde Frau-Profiles in ihrem Streichen nach E zu geht, erhellt deutlich aus der von H. STAUFFER (1902) gegebenen Beschreibung der Detailtektonik des Brünli. Die dort aufgeworfene Frage der Zugehörigkeit des Tschingelkalkes von Gümmelen kann heute wohl so beantwortet werden, dass das genannte Vorkommen als zweifellos zur Doldenhorndecke gehörig zu betrachten ist. Im einzelnen stellt es wohl einen etwas verschürften Fetzen einer unter dem Brünli-gewölbe liegenden sekundären Falte dar, die bereits im Profil der Büttlassen E-Wand angedeutet ist.

Zu erwähnen ist hier noch, dass im Sefinental die Auswulzung und Verschleppung der Falte so weit vorgeschritten ist, dass die Kreide bis in die südliche Gipfelreihe übergreift. In der Umgebung von Spitzhorn und Tanzboden finden sich die Reste dreier keilförmiger Synklinalen, in denen Berrias und Valangien nachgewiesen werden können. (Profil 13, 14, 17, 19).

Besondere Erwähnung verdienen die Gipfelpartien der Büttlassen und der Wilden Frau. Auffällig ist vor allem die Gestalt des letzteren Gipfels, der sehr unvermittelt, plattenartig der intensiv gefalteten tieferen Partie aufgesetzt erscheint. Das noch vollständiger erhaltene Profil der Büttlassen lässt erkennen, dass die Gipfel beider Berge dem Gewölbeschenkel der grossen liegenden Hauptantiklinale des Kreide-Tertiär-Zuges entsprechen. Dieser hangende Schenkel ist in sich selbst stark geschuppt.

An der Wilden Frau ist nur die unterste dieser Schuppen erhalten, während die Büttlassen noch alle aufweist. Hier ist das Profil insofern kompliziert, als der N-Gipfel einen verschleppten Rest einer noch höheren Falte trägt.

3. Allgemeine Bemerkungen über die Doldenhorndecke.

Es erübrigt sich, über die Doldenhorndecke als Ganzes hier noch weiter auszugreifen. Seit Buxtorf und Truninger (29) ihre Beobachtungen vom W-Ende des Aarmassivs veröffentlicht haben, ist nicht mehr an der parautochthonen Deckennatur der Blümlisalpgruppe zu zweifeln. Wesentlich Neues kann nur insofern den dort publizierten Resultaten beigelegt werden, als es im Laufe der vorliegenden Untersuchung gelang, auch im östlichen Teil des Gebietes die Trennung von Doldenhorndecke und Autochthonem mit aller Schärfe durchzuführen.

So kompliziert im einzelnen auch der Bau der nur mehr in ihrer Stirnpartie erhaltenen Deckfalte sein mag, so einfach und ruhig erscheint sie als Ganzes betrachtet. In ihrer äusseren Form erinnert sie an einen Halbzylinder, dessen Mantelfläche nach NW gerichtet ist und durch Druck von oben etwas in die elliptische Form gedrückt wurde.

Der Kern ist mit einer einzigen Ausnahme aus Jura gebildet, nur westlich der Gamchilücke sind Spuren von Trias nachgewiesen, die zusammen mit den kristallinen Schiefern des Mutthorn den letzten Rest der ältesten zur Decke gehörenden Gesteine darstellt. Den Mantel bauen völlig normal die Kreide und das Tertiär auf, beide erscheinen aber im verkehrten Schenkel nicht mehr, da sie mechanisch abgequetscht sind. Im Gegensatz zu allen höhern Decken zeigt die Doldenhorndecke, soweit sie dem Untersuchungsgebiet angehört, keinerlei Komplikationen grösseren Ausmasses, wie weitgehende Einwicklung, Auflösung in Lappen usw.

Eine kleine Einwicklung parautochthonen Tertiärs in den Malm der Diableretsdecke (Hohtürli-band) findet sich westlich des Hohtürli (Profil 4). Reste intensiverer Verwicklung abgeschürfter Fetzen der Doldenhorndecke mit den Relikten der nächst höheren Einheit lassen sich längs des Gamchibandes (Profil 6) und besonders schön am Boganggenhorn nachweisen (Profil 11). Am E-Fusse dieses Gipfels ist auch eine kleine Einwicklung des untersten Doggers der Wildhorndecke in parautochthones Tertiär aufgeschlossen (Profil 11); doch ist weder diese letzte noch eine der vorher genannten Komplikationen von derartigem Ausmass, dass sie die ruhige Faltenform der Doldenhorndecke, als Ganzes betrachtet, zu beeinflussen vermöchte.

Einzig der östlichste Teil derselben lässt weitgehende Änderungen der für das vorliegende Untersuchungsgebiet charakteristischen Form im Streichen nach E voraussehen. Die zunehmende Schleppung und Auswulzung der tieferen Falten leitet über zu Schuppung, wie sie dann tatsächlich vom Schwarz-Mönch nach E durchwegs nachgewiesen werden kann.

Noch in anderer Weise sind im Blümlisalpgebiete Überleitungen zu den Verhältnissen im E zu konstatieren; es betrifft dies besonders die allmähliche Steilstellung der tieferen parautochthonen Falten mit der Annäherung an das Jungfraugebiet. Während sie im W nur mässig vom kristallinen Massiv abfallen, stechen sie im Sefinental schon ziemlich steil gegen N ein (Profil 14, 18, 19). Wenn zwar auch die Verhältnisse hier noch weit entfernt von senkrechter Lagerung sind, so weisen sie doch im Vergleich zu denjenigen des westlichen Gebietes deutlich darauf hin, dass im östlichen Weiterstreichen eine bedeutende Steilstellung zum mindesten der tieferen Partien des parautochthonen Komplexes zu erwarten ist (am bekanntesten wohl aus der Umgebung der Grossen Scheidegg).

Zu erwähnen sind hier ferner noch die axialen Schwankungen, die innerhalb der Doldenhorndecke wahrgenommen werden können.

Betrachtet man etwa vom Petersgrat aus die Blümlisalp-Südwand, so erkennt man — und zwar am besten an den durch Färbung und teilweise Bedeckung durch Hängegletscher besonders auffallenden Lias- und Doggerkernen — dass die grossen Hauptfalten im Streichen durchaus nicht horizontal verlaufen; sie zeigen vielmehr ein beträchtliches Ansteigen von W nach E.

Genaueres Verfolgen dieser Verhältnisse zeigt, dass es sich bei diesem Axenanstieg, der nicht nur einzelnen Faltenzügen, sondern dem ganzen Deckfaltenbündel eigen ist, um ziemlich bedeutende Beträge handelt, liegt doch z. B. der kleine Unter-Doggerkern des oberen Hauptgewölbezuges südlich des Doldenhorns auf wenig mehr als 2700 m Höhe, während er südlich der Weissen Frau bereits auf 3000 m anzutreffen ist. Dem unteren Dogger des Fründenjochs, der 3001 m hoch liegt, entspricht das südlich der Weissen Frau auf zirka 3200 m Höhe in die Luft ausstreichende, nur mehr oberen Dogger aufweisende Gewölbe. Aus den zugehörigen Distanzen ergibt sich somit für das Gebiet westlich der Weissen Frau ein Ansteigen der Gewölbeaxen und damit der Deckenaxe im Betrag von rund 30 m auf 1 km Längserstreckung.

Ganz ähnlich sind die Verhältnisse in der S-Wand des Gspaltenhorns und der sich östlich anschliessenden Gipfel. Ein stetiges, teilweise noch stärker als im W ausgeprägtes Ansteigen gegen das Jungfrau-massiv ist unverkennbar.

Das für die südliche Gipfelreihe Gesagte gilt uneingeschränkt auch für die nördlich vorgelagerten Kreide-Tertiär-Gipfel. Das Fehlen ausgedehnter und zusammenhängender Längsprofile in dieser Zone, wie sie für die südliche Gipfelreihe in so ausgezeichneter Weise zur Verfügung stehen, erschwert zwar das Verfolgen des Axialanstieges in der Kreide-Tertiär-Zone ganz bedeutend, doch lassen die drei Hauptquerprofile Kander-, Kien- und Lauterbrunnental die Parallelität der Erscheinung in den beiden Gipfelreihen deutlich erkennen.

Das Ausmass des Axenanstieges der Kreide-Tertiär-Falten ist wohl am besten erkennbar aus der Tatsache, dass die Sockelpartie des Läterfluh-Blümlisalprothorn-Komplexes das tektonische Äquivalent der Gipfelpartie des Schwarz Mönch im Lauterbrunnental darstellt.

Inwiefern die im Sedimentmantel beobachteten Verhältnisse auch für die kristallinen Gewölbekerne Geltung haben, ist an den wenigen noch erhaltenen Resten derselben kaum mehr nachzuprüfen, doch liegt es nahe, auch hier Gleichartigkeit der Erscheinung anzunehmen.

Die Einheitlichkeit im axialen Anstieg der Doldenhorndecke erscheint nur an einer Stelle unterbrochen, und zwar durch eine annähernd senkrecht zur Streichrichtung der Decke verlaufende «Senkungszone»; diese Zone entspricht dem schmalen Streifen zwischen Morgenhorn und Gspaltenhorn, d. h. der Gletschermulde des Gamchigletschers und findet sehr wahrscheinlich ihre nördliche Fortsetzung im oberen Kiental. Deutlich erkennbar an der Gamchilücke, ist diese Erscheinung auch nachzuweisen in der «Zahmen Frau» und am Fusse des Dürrenschafberges, wo zwar geringe, aber doch unverkennbare Änderungen im Streichen ein Einfallen der Schichten von W und E gegen das Gamchi zur Folge haben.

Auffallend ist, dass in nächster Nähe der Kiental-Gamchi-Senke die wenigen Reste der ältesten Sedimente der Doldenhorndecke (Trias westlich der Gamchilücke) zu finden sind und dass an dieser Stelle auch der kristalline Deckenkern noch in einem weit nach N verlagerten Rest erhalten geblieben ist (Mutthorn). Es erscheint naheliegend, zur Erklärung des isolierten Vorkommens der älteren Gesteine an dieser Stelle das Weitergreifen der Kiental-Gamchi-Senke nach S anzunehmen, doch lässt sich kein sicherer Beweis hierfür geben.

D. Diableretsdecke.

BUXTORF und TRUNINGER (29) haben erstmals das Vorkommen von Teilen einer stark reduzierten Decke im Blümlisalpgebiet nachgewiesen, die, obwohl höher als die Doldenhorndecke, doch aus strati-

graphischen Gründen nicht den oberen helvetischen Einheiten (Wildhorn-Säntis-Decke) zugewiesen werden kann. Sie wurde als Gellihorn-Zwischendecke ausgeschieden.

H. SCHARDT (92) und M. LUGEON (78) haben später darauf hingewiesen, dass sie als wieder auftauchende Diableretsdecke aufzufassen ist.

Im westlichen Teil des Blümlisalpgebietes hat H. ADRIAN (1) diese Decke im Detail untersucht. Sie baut dort in der Hauptsache die Birre bei Kandersteg auf. Das Quertal der Kander erschliesst in der W-Wand dieses Gipfels nur mehr die merkwürdig stufenförmig nordwärts absteigende (tauchende) Deckenstirn, die durch gewaltig gehäufte Unterkreide- und Zementsteinschichten ausgezeichnet ist und im Kern noch Hochgebirgskalk aufweist. Die Kreide wird von Tertiär eingehüllt, das zum Teil stark nach N verschürft erscheint.

So leicht verständlich das Birreprofil erscheint, so kompliziert ist das Verhalten der Decke im Ansteigen gegen S und im Streichen gegen E. Abgesehen von der bekannten Transgression des Taveyannazsandsteins, die gerade hier besonders deutlich in die Erscheinung tritt, fällt östlich der Birre noch eine weitere bedeutende Reduktion der Deckenmächtigkeit auf, die ihre Ursache wohl in der Abschürfung und passiven Verschleppung durch die überlagernde Wildhorndecke hat.

Soweit die Diableretsdecke im Untersuchungsgebiet noch auftritt, ist sie fast ausschliesslich aus Malm und Taveyannazsandstein aufgebaut. Schon der S-Absturz der Birre lässt trotz der Vollständigkeit der der Deckenstirn eigentümlichen Schichtserie deutlich die stratigraphische Reduktion derselben gegen SE zu erkennen. In der Gegend von Ober-Oeschinen ist die Transgression des Taveyannazsandsteins auf den Hochgebirgskalk bereits vollzogen und hier nun setzt das die Decke repräsentierende Malm-Taveyannazband an, das als orographisch stark hervorstechende Rippe (Hohtürliband nach BUXTORF und TRUNINGER) gegen die Hohtürlihütte und von da nach dem Gamchi (Gamchiband) hinunterzieht. Weiter ostwärts setzt diese Rippe in etwas gelockertem Zusammenhang von Hübeln gegen den Dürrenschafberg weiter, bildet dann den auffallenden Zahn an der Sefinenfurgge und verliert sich schliesslich in wenigen stark verschürften Fetzen gegen das Boganggenhorn zu.

In einer dem Birreprofil ähnlichen Vollständigkeit hat H. ADRIAN ausserhalb des vorliegenden Untersuchungsgebietes die Diableretsdecke wieder aufgefunden in der Gegend von Oberdüden-Bundalp und Bürgli.

Was das Hohtürli-Gamchiband anbetrifft, so entspricht es in seiner heutigen Gestalt wohl fast ausschliesslich dem Deckenrücken, d. h. dem ursprünglichen Gewölbeschenkel. Teile des abgeschürften Mittelschenkels mögen mit darin enthalten sein, sind aber nicht zweifelsfrei nachzuweisen. Das auf wenige Meter ausgewalzte Hohtürliband stellt die Brücke dar, welche die von der Birre bekannte mächtige Stirnpartie der Diableretsdecke mit ihrer Wurzelzone verbunden hat, zum grössten Teil aber der Abtragung anheimgefallen ist.

Von Ober-Oeschinen bis zum Hohtürli sind zwei kleine Verfaltungen des Malm-Taveyannazbandes mit dem Tertiär der Doldenhorndecke zu erkennen (Profile 3 und 4), die durch das Hinzutreten von Scherflächen etwas kompliziert werden. Bei P. 2114 nordöstlich Ober-Oeschinen (Profil 3) kommt auf diese Weise eine Unterlagerung des Malm durch den Taveyannazsandstein zustande, die durch reine Faltung nicht zu erklären wäre. Die nach E immer intensiver werdende Zerreissung und Verschleppung dieses Deckenreliktes erscheint dadurch bereits angedeutet.

Ein abgeschürfter, nur noch aus Taveyannazsandstein bestehender Splitter der Diableretsdecke schwimmt völlig isoliert über dem Hohtürliband inmitten von Kreidesedimenten der Wildhorndecke im S-Abhang von Bundstock und Schwarzhorn.

Mit dem Absteigen gegen das Gamchi vervollständigt sich das Profil der Diableretsdecke wieder, d. h. die nördlich mächtig aufgestaute Stirnpartie tritt im Quertal der Kien wieder zu Tage.

Der noch in das Untersuchungsgebiet fallende südliche Erosionsrand der Decke lässt nur noch die sehr intensiv verfalteten Zementsteinschichten erkennen, die von dem das eigentliche Gamchiband bildenden Hochgebirgskalk unterlagert und an mehreren Stellen mit diesem intensiv verschuppt sind.

Östlich des Gamchi erscheint die Decke schon bei Hübeln wieder in ihrer reduzierten Form als Malm-Taveyannazsandstein-Band, das hier durch die eigenartige Erosion als «Platte» aus den umgebenden höheren und tieferen Deckenteilen herausgearbeitet erscheint. Auffällig ist an dieser Stelle das

Ablösen des Malms vom überlagernden Taveyannazsandstein. Der erstere erscheint mit dem Tertiär der Doldenhorndecke intensiv verfaltet und verschuppt, während der letztere als anscheinend völlig ungestörte Platte das Ganze überlagert (Profil 6). Möglicherweise ist hierin bereits eine Andeutung des Übergreifens der Taveyannazsandsteintransgression auf die Doldenhorndecke gegeben. Deutliche Falten sind weder im Malm noch im Taveyannazsandstein zu erkennen.

Eine höhere, abgeschürfte Schuppe der reduzierten Diableretsdecke stellt der auffällige Zahn südlich der Passlücke der Sefinenfurge dar (Profil 7), der völlig isoliert in wildflyschartigen Schiefen steckt. Er ist der letzte Rest der Diableretsdecke, der noch Taveyannazsandstein in sich schliesst.

Die letzten Spuren der Decke, in Form von stark marmorisierten Malmfetzen (Profil 8, 10, 11), reichen von der Sefinenfurge nur wenig mehr als 1 km nach E. Der östlichste derselben baut den auffällig geformten N-Gipfel des Boganggenhorns (P. 2446) auf (Profil 11) und bildet eine nach N geöffnete schöne C-Falte. Tertiär und fragliches Hauterivien der Doldenhorndecke hüllen alle diese Malmreste teilweise ein.

Mit dem Gipfelpunkt 2446 bricht die Diableretsdecke endgültig ab; die weiter östlich noch vorkommenden Taveyannazgesteine (Brünli bei Mürren) sind mit grösster Wahrscheinlichkeit der Doldenhorndecke zuzuweisen.

Das rapide Verschwinden der Diableretsdecke ist zurzeit noch nicht völlig aufgeklärt. Es scheint nicht ausgeschlossen, dass sie, von W nach E allmählich ihre tektonische Selbständigkeit verlierend, sich dem Faltenystem der Doldenhorndecke angliedert und — möglicherweise im ganzen Blümlisalpgebiet — überhaupt nur eine höhere Teilfalte dieser letzteren darstellt, die östlich des Boganggenhorns völlig in der Stammdecke aufgegangen ist.

Eine Andeutung solcher Möglichkeiten stellt das Oeschinengewölbe dar (Profil 3), das im Profil der Lasterfluh der Form einer kleinen Überfaltungsdecke sehr nahe kommt und eine gewisse Selbständigkeit erlangt, während es im Streichen nach E rasch an Ausdehnung verliert und sich dem Gesamtfaltensystem wieder eingliedert.

E. Wildhorndecke.

Die von H. ADRIAN, H. ALTHAUS und H. STAUFFER östlich des Kientals im Detail untersuchte Wildhorndecke ist in der Blümlisalpgruppe im engeren Sinne nur an einer einzigen Stelle südlich von Boganggen im Sefinental gefunden worden. Sie bleibt sonst ausschliesslich auf die nördlich vorgelagerten Voralpen beschränkt.

Von der Sefinenfurge gegen NE zieht sich der untere Dogger (Aalénien und Eisensandstein) der Basis der Wildhorndecke dem N-Fuss des Boganggenhorns entlang. Er ist überlagert von den letzten verschürften Resten der Diableretsdecke, die mit Kreide- und Tertiärfetzen des Parautochthonen wild durcheinandergesprengt sind. Am E-Absturz von P. 2446 ist deutlich zu erkennen, wie der Dogger unter das komplizierte Faltengebilde des Horns einsticht und so vom Tertiär der Doldenhorndecke eingewickelt wird. Zwischen Boganggenfluh und Wasenegg ist diese Einwicklung schief angeschnitten wieder zu erkennen, kann aber nicht weiter nach E verfolgt werden.

Die Plastizität der an der Einwicklung beteiligten Gesteine (tertiäre Schiefer und Aalénienschiefer) bedingt das Fehlen starker mechanischer Veränderungen entlang den Kontaktflächen. Intensivste sekundäre Verfältelung ist neben geringfügiger Calcitbildung in Spalten und Rissen der einzige Hinweis auf die Intensität der Faltungsvorgänge.

F. Wildflyschbildungen.

Das bekannteste und schönste Vorkommen von Wildflysch im Blümlisalpgebiet ist von H. ADRIAN (1) aus der Gegend südlich von Giesenen im Kandertal beschrieben worden. Damit in Zusammenhang steht wohl auch die Wildflyschmasse im Fuss der Birre bei Kandersteg.

Aus dem übrigen Untersuchungsgebiet sind nur noch zu erwähnen zwei kleine, von H. STAUFFER (102) bereits beschriebene Vorkommen an der Sefinenfurgge und am Brünli bei Mürren. Auffällig ist, dass diese Vorkommen eng an die Diableretsdecke bzw. die sie eventuell ablösenden höchsten und nördlichsten Falten der Doldenhorndecke gebunden sind. Das häufige Auftreten von Taveyannazschürflingen und Blöcken von Lithothamnien- und Kreide(?) - Kalken im Wildflysch weist deutlich auf die tektonischen Beziehungen zwischen Diableretsdecke und Wildflyschmassen hin.

Die von M. LUGEON und H. ADRIAN ausgesprochene Ansicht, dass die Wildflysch-Überschiebung älter sei als diejenige der Wildhorndecke, findet in den Verhältnissen am Brünli eine Stütze.

Es mag hier noch das Vorkommen fremdartiger Schiefer erwähnt werden, das im Lötschbergtunnel zwischen der Basis der Doldenhorndecke und dem abgeschleppten Sedimentmantel des Gasternmassivs eingeschaltet gefunden wurde. A. BUXTORF (29) vermutet in diesen Schiefen Karbon und nimmt eine Verschleppung über den Gasternmassivrücken an. P. BECK (20) dagegen weist diesen Komplex dem Wildflysch zu und bringt ihn in Zusammenhang mit dem Vorkommen im Fuss der Birre. Eine endgültige Lösung dieses Problemes erscheint vorderhand ausgeschlossen.

G. Zusammenfassung.

In tektonischer Hinsicht hat die vorliegende Untersuchung zu folgenden Hauptergebnissen geführt:

1. Das fast völlige Fehlen des autochthonen Sedimentmantels im Gasterntal ist auf Abschürfung durch die überlagernde Doldenhorndecke zurückzuführen.
2. Eine scharfe Trennung von autochthonem Sedimentmantel und Doldenhorndecke ist im ganzen Gebiet durchführbar.
3. Die Diableretsdecke als Ganzes erscheint als höherer Teillappen der Doldenhorndecke, der gegen E an Ausdehnung und Selbständigkeit verliert und sich an die Stammdecke angliedert.
4. In der Gegend von Griesalp und Bundalp im Kiental sind noch bedeutende Teile der Stirn der Diableretsdecke vorhanden, die im Lauterbrunnental nicht mehr austreichen.
5. Östlich des Kientales reduziert sich auch der Gewölbeschenkel der Diableretsdecke rapid und verschwindet am Boganggenhorn vollständig.
6. Die Wildhorndecke liegt demgemäss im W normal auf der Diableretsdecke, kommt aber im E in direkten Kontakt mit dem Faltensystem der Doldenhorndecke s. str.




von
Justus Krebs

NORD

SÜD

Quartär

	<i>Alluvionen</i>
	<i>Moränen</i>
	<i>Bergsturz</i>
















Habkerndecke

Wildflysch










Wildhorndecke

Eisensandstein
Opalinusschiefer

Doldenhorn- und Diableretsdecke

	<i>Taveyanasandstein</i>
	<i>Tertiäre Schiefer</i>
	" <i>Kalte u. Sandsteine</i> <i>Certhiensch.</i>
	<i>Bohnerz</i>
	<i>Hautervien</i>
	<i>Valangien s. str.</i>
	<i>Öhrtkalk</i>
	<i>Troskalk - Zementsteinschichten</i> <i>(Thüron)</i>
	<i>Seggau-Kimmeridge</i>
	<i>Argovien</i>
	<i>Callovien-Bajocien</i>
	<i>Aalenien</i>
	<i>Lias</i>
	<i>Trias</i>
	<i>Kristalline Schiefer</i>

Autochthone Serie

												
Tertiäre Schiefer			" Quarzite	Kalkbreccie von Märten	Argovien - Oxfordien	Dogger	Rhät	Quarzschiefer	Dolomit, Rauhwaacke	Buntsandstein	Trias	Gasterrgranit und Gneiss von Lauterbrunnen

