

Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft
auf Kosten der Eidgenossenschaft

Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse
publiés par la
Commission Géologique
de la Société Helvétique des Sciences Naturelles
aux frais de la Confédération

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera
pubblicati dalla
Commissione Geologica della Società Elvetica di Scienze Naturali
a spese della Confederazione

Neue Folge, 77. Lieferung
Des ganzen Werkes 107. Lieferung

Geologie des Isentals

(Kanton Uri)

Mit 9 Textfiguren und 7 Tafeln

Von
Hans Anderegg

BERN
In Kommission bei A. Francke AG.
1940
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 26. Februar 1938 legte Herr Dr. HANS ANDEREGG der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Doktordissertation «Geologie des Isentals (Kt. Uri)» vor, mit dem Gesuch, diese Arbeit in die «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Die Kommission entsprach diesem Gesuch, konnte aber in Anbetracht der beschränkten Mittel den Beschluss nur unter Voraussetzung fassen, dass Herr H. Anderegg den grösseren Teil der Druckkosten übernehme. Die Erfüllung dieser Bedingung wurde Herrn Anderegg durch die Hilfe verschiedener Institutionen und privater Gönner ermöglicht. Näheres hierüber enthält das Vorwort des Verfassers. Die Geologische Kommission möchte auch ihrerseits nicht versäumen, all den Helfern herzlichen Dank auszusprechen; sie hofft, die Arbeit des Herrn H. ANDEREGG werde manches zur Klärung der ausserordentlich komplizierten Tektonik und der Stratigraphie jenes vielbesuchten Gebietes im Westen des Urnersees beitragen.

Die Drucklegung der Dissertation erlitt etwelche Verzögerung, die einerseits bedingt ist durch die Abreise des Verfassers nach Holländisch-Indien und andererseits dadurch, dass das Bureau der Geologischen Kommission 1939 durch Arbeiten für die Schweiz. Landesausstellung und später durch die Mobilmachung längere Zeit verhindert war, die Tafeln für den Druck vorzubereiten.

Die der Arbeit zugrunde liegende geologische Detailaufnahme von Teilstücken der Blätter 382 Isental und 390 Engelberg auf Vergrösserungen in 1:25,000 und photographischen Ansichten soll später auf den betreffenden Blättern des «Geologischen Atlases der Schweiz 1:25,000» veröffentlicht werden.

Die vom Autor gesammelten Belegstücke (Fossilien und Gesteinsproben) befinden sich z. Zt. im Geologisch-paläontologischen Institut der Universität Basel, werden aber später wohl dem Basler Naturhistorischen Museum übergeben werden.

Für den Inhalt von Text und Tafeln ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, den 6. Dezember 1938.

Für die Geologische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,

Der Präsident:

Dr. A. BUXTORF, Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

Vorwort des Verfassers.

Im Jahre 1916 veröffentlichte die Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft die «Geologische Vierwaldstätterseekarte», begleitet von einer Serie «Profile», beides im Maßstab 1 : 50,000 (lit. 25, s. S. VII). Diese Publikation gibt zum erstenmal eine systematische Kartierung der Isentaler Berge, d. h. der Gebirgsketten zwischen der Bauen-Brisenkette (Drusberg-Decke) im Norden und der Urirotstockgruppe im Süden; sie wurde ausgeführt von A. BUXTORF, A. TOBLER und G. NIETHAMMER. Karte und Profile zeigen, dass der Bau der Isentaler Berge tektonische Komplikationen aufweist, wie sie kaum anderswo im Gebiet der helvetischen Decken anzutreffen sind. In vielen Fällen war es unmöglich die Beobachtungen im Maßstab 1 : 50,000 wiederzugeben. Ausserdem blieben speziell im sogenannten Kleintal und im Gitschengebiet einige Probleme noch ungeklärt.

Diese Sachlage veranlasste meinen verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF, mich im Sommersemester 1934 mit einer möglichst eingehenden Bearbeitung dieses Gebietes zu betrauen, und zwar der ganzen Gebirgsgruppe des Isentals und namentlich auch der Gitschenkette.

Die Untersuchungen im Gelände verteilen sich auf die Sommermonate der Jahre 1934/35, ferner auf das Jahr 1937 und beanspruchten rund 200 Arbeitstage. Die Verarbeitung der Beobachtungen und Aufsammlungen erfolgte während der Wintersemester und während des Jahres 1936. Bei diesen Arbeiten standen mir die Gesteinsproben zur Verfügung, die Herr Prof. BUXTORF während seinen Untersuchungen 1905—1917 gesammelt hat, und vor allem auch seine Feldnotizen aus dieser Zeit.

Als topographische Unterlage für meine Untersuchungen dienten die das Isental enthaltenden Teilstücke der Siegfriedblätter Isental und Engelberg, 1 : 50,000, aber in Vergrößerungen auf 1 : 25,000. Leider lässt die Genauigkeit der topographischen Darstellung speziell auf Blatt Engelberg sehr zu wünschen übrig, sodass eine befriedigende Detailkartierung nicht durchführbar war; diese wird erst möglich sein nach Fertigstellung der zurzeit in Ausführung begriffenen neuen photogrammetrisch erstellten Karte. Angesichts dieses Umstandes musste in vielen Fällen die geologische Aufnahme auf Photographien erfolgen. All dieses Beobachtungsmaterial, zusammen mit zahlreichen Dünnschliffen und Gesteinsproben, die im geologischen Institut Basel aufbewahrt sind, bildet die Grundlage der vorliegenden Arbeit.

Gerne benütze ich die Gelegenheit, Herrn Prof. BUXTORF herzlich zu danken für das grosse Interesse, das er meiner Arbeit die ganze Zeit über entgegengebracht hat, vor allem für die vielfältige Hilfe bei der Ausarbeitung des Textes und der Zeichnungen. Von Herrn Privatdozenten Dr. M. REICHEL konnte ich mir bei der Durchsicht von Foraminiferengesteinen jederzeit Rat holen. Manchen wertvollen Hinweis verdanke ich Herrn Dr. L. VONDERSCHMITT, Assistenten am geologischen Institut. Viele Anregungen ergaben sich mir auch aus den Diskussionen mit meinen Studienkameraden Drs. H. HAUS, W. BRÜCKNER und H. P. SCHAUB. Mein herzlicher Dank gilt endlich den Bewohnern des Isentals, insbesondere der Familie ASCHWANDEN im Unteren Stalden, bei der ich jederzeit gastfreundliche Aufnahme gefunden habe.

Zum Schluss sei aber auch all den Institutionen, die die Drucklegung meiner Arbeit in der vorliegenden Form ermöglicht haben, mein bester Dank ausgesprochen. Er gilt zunächst der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel und der Basler Studienstiftung, die beide wesentliche finanzielle Unterstützung leisteten. Ausserdem aber bin ich auch der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft sehr zu Dank verpflichtet. Sie beschloss die Aufnahme der Arbeit in die Serie ihrer «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz», und ihr Bureau (HH. Prof. A. BUXTORF und Dr. P. CHRIST) überwachte während meiner Auslandsabwesenheit den Druck des Textes und die Erstellung der Druckvorlagen der Tafeln und deren Drucklegung.

Basel, den 25. Mai 1938 und Camp Soengei Alar (Baritogebiet, SE-Borneo), den 27. Oktober 1938.

HANS ANDEREGG.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission.</i>	III	D. Quartär	28
<i>Vorwort des Verfassers</i>	IV	I. Pleistocaen.	28
<i>Literaturverzeichnis</i>	VI	1. Moränen.	28
<i>Verzeichnis der Tafeln</i>	VIII	a) Moränen des Reussgletschers. . . .	28
Einleitung.	1	b) Moränen der Lokalgletscher des Isen-	29
Topographische Übersicht	1	tals	29
Bisherige geologische Forschungen	1	II. Holocaen	31
Allgemeine Orientierung über Tektonik und		Bergstürze und Sackungen	31
Stratigraphie	3	Tektonik	33
Stratigraphie.	4	Einleitung.	33
A. Schichtfolge der Gitschen-Decke	4	A. Gitschen-Decke	33
I. Einleitung	4	I. Historisches	33
II. Jura (Hochgebirgskalk)	4	II. Spezielle Tektonik	34
III. Untere Kreide	5	B. Axen-Decke	37
IV. Eocaen	8	I. Kleintal-Serie	37
V. Zusammenfassung.	8	1. Vorder Gitschen (P. 2514)-Kleintal-Hin-	37
B. Die Kreide-Eocaen-Serie der Axen-Decke . . .	8	tergrund und Kleintal-Westseite	40
I. Einleitung	8	2. Grosstal-Hintergrund	40
II. Untere Kreide	9	3. Die mutmassliche Fortsetzung der Klein-	41
1. Zementstein- und Öhrlschichten. . . .	9	tal-Serie auf der Südseite der Urirotstock-	41
2. Valanginienmergel	11	gruppe	43
3. Valanginienkalk	12	4. Die Firrenband-Linse	43
4. Kieselkalk.	14	II. Axen-Südlappen	43
5. Altmannschicht	15	Allgemeine Bemerkungen über Axen-Süd-	43
6. Drusbergschichten	16	lappen, Axenmattli-Mulde und Axen-Nord-	43
7. Schrattenkalk	16	lappen.	43
III. Gault und Seewerkalk	18	1. Abschnitt Schardi	44
1. Gault.	18	2. Abschnitt Kulm-Faulen.	46
2. Seewerkalk	18	a) Ostseite des Kulm	46
IV. Bemerkungen über das allgemeine Vor-		b) Westseite des Kulm.	46
kommen der Kreidehorizonte: Orbitolina-		3. Abschnitt Bärenstock-Oberalpgrat-Kai-	47
schichten — Oberer Schrattenkalk — Gault		serstuhl	47
— Seewerkalk im Untersuchungsgebiet . .	19	III. Axenmattli-Mulde.	48
V. Eocaen	21	1. Abschnitt östlich des Urnersees	48
1. Lutétien — Bartonien — Priabonien .	21	2. Abschnitt westlich des Urnersees . . .	48
2. Kleintalkonglomerate	22	a) Schardi	49
C. Die Flyschunterlage der Gitschen-Decke. . .	26	b) Kulm-Faulen	49
I. Schächentalerflysch	26	c) Grosstal-Schoneggpass	51
II. Wildflysch	27	IV. Axen-Nordlappen.	51
III. Flysch des oberen Gigentales	28	1. Abschnitt Scheidegg	51
		2. Abschnitt Horn-Schattenberg	57
		3. Abschnitt Schyengrat-Schoneggpass . .	57
		C. Allgemeine Bemerkungen über die tektonischen	
		Zusammenhänge der Isentalerberge.	59
		D. Über alte Brüche in der Axen-Decke.	62
		Zusammenfassung	63

Literaturverzeichnis.

Abkürzungen: Beiträge = Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, N. F. = Neue Folge. Eclogae = Eclogae Geologicae Helvetiae.

A. Das Untersuchungsgebiet speziell betreffende Arbeiten.

1. 1705 **L. F. Marsili**, siehe unter Gortani, Lit. 23.
2. 1716 **J. J. Scheuchzer**, Natur-Historie des Schweitzerlandes, Zürich (Bodmerische Truckerey), 1716.
3. 1808 **J. B. Ebel**, Über den Bau der Erde in dem Alpengebirge, Bd. I und II, Zürich 1808 (Orell-Füssli).
4. 1829 **K. F. Lusser**, Geognostische Erforschung und Darstellung des Alpendurchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee, Denkschr. allg. Schw. Ges. Natw., Bd. I, Zürich 1829.
5. 1842 **K. F. Lusser**, Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Erforschung und Darstellung etc., Neue Denkschr. allg. Schw. Ges. Natw., Bd. 6, Neuchâtel 1842.
6. 1852 **C. Brunner**, Sur les phénomènes de soulèvement dans les Alpes suisses. Arch. sc. phys. nat., tome 21, Genève 1852.
7. 1883 **U. Stutz**, Geologische Beschreibung der Axenstrasse. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., Beilageband II, Stuttgart 1883.
8. 1891 **Alb. Heim**, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein, Beiträge XXV, Bern 1891.
9. 1894 **C. Moesch**, Geologische Beschreibung der Kalk- und Schiefergebirge zwischen Reuss und Kiental. Beiträge XXIV (Text und Atlas), Bern 1894.
10. 1905 **P. Arbenz**, Fortsetzung der Überfaltungsdecken westlich des Urnersees, im Kanton Unterwalden. Zeitschr. Deutsche geol. Ges., Bd. 57, Monatsber., 1905.
11. 1906 **A. Tobler** und **A. Buxtorf**, Exkursions-Programm der Schweiz. geol. Ges. in die Klippenregion am Vierwaldstättersee. Ferner: Berichte über die Exkursionen etc. September 1905. Eclogae 9, 1906.
12. 1907 **C. Schmidt**, **A. Buxtorf**, **H. Preiswerk**, Führer zu den Exkursionen der deutschen geol. Ges. Basel (Birkhäuser), 1907.
13. 1908 **A. Buxtorf**, Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen. Zeitschr. der deutschen geol. Ges., Bd. 60, 1908.
14. 1910 **P. Arbenz**, Tektonische Stellung der Urirotstockgruppe. Verh. Schweiz. Natf. Ges., 93. Jahresvers., Basel 1910, Bd. I, und Eclogae 11, 1910.
15. 1912 **A. Buxtorf**, Neuaufnahme des Westendes der Axendecke und des Isentales. Eclogae 12, 1912.
16. 1912 **P. Arbenz**, Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. Schweiz. Natf. Ges., 95. Jahresvers., Altdorf 1912, II. Teil.
17. 1913 **P. Arbenz**, Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrgang LVIII, 1913.
18. 1917 **A. Buxtorf**, Über das mutmassliche Vorhandensein jung-cretazischer oder alt-eocaener Störungen (Verwerfungen) in den helvetischen Kalkalpen. Eclogae 14, 1918.
19. 1921 **P. Arbenz**, Über den geologischen Bau der Urirotstockgruppe. Mitt. Natf. Ges. Bern, aus dem Jahre 1920, Bern 1921.
20. 1927 **M. Luther**, Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. Jahrb. d. phil. Fak. II d. Univ. Bern, Bd. 7, Bern 1927.
21. 1921 **Arn. Heim**, Das helvetische Deckengebirge in Alb. Heim: Geologie der Schweiz, II. Bd., Hermann Tauchnitz, Leipzig 1921.
22. 1930 **M. Gerber**, Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreide-Grenze in der Zentralschweiz. Eclogae 23, 1930.
23. 1930 **M. Gortani**, Idee precorritrici di Luigi Fernando Marsili su la struttura dei monti. Estratto dal Volume: «Memorie intorno a Luigi Fernando Marsili». Bologna, Nicola Zanichelli, 1930.

Geologische Karten (veröffentlicht von der Geol. Kommission der Schweiz. Natf. Ges.).

- 24. 1887 **F. J. Kaufmann, A. Baltzer und C. Moesch**, Blatt XIII der Geologischen Karte der Schweiz 1 : 100,000 (Interlaken-Sarnen-Stans).
- 25. 1916 **A. Buxtorf, A. Tobler, P. Arbenz, etc.**, Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1 : 50,000, Spezialkarte Nr. 66 *a* (Karte) und 66 *b* (Profile).
- 26. 1918 **P. Arbenz**, Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1 : 50,000, Spezialkarte Nr. 84.

B. Weitere benützte Literatur.

- 27. **P. Arbenz**, Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen, *Eclogae* 9, 1907.
- 28. **P. Arbenz**, Über ein Konglomerat aus dem Callovien der Urirotstockgruppe, *Eclogae* 12, 1913.
- 29. **P. Arbenz**, Exkursion in die Obwaldner Alpen, *Eclogae* 12, 1913.
- 30. **P. Arbenz**, Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Alb. Heim-Festschrift, Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, Jahrgang LXIV, Zürich 1919.*
- 31. **P. Arbenz**, Fossilien aus dem Bathonien von Engelberg, *Mitt. Natf. Ges. Bern* aus dem Jahre 1920, Bern 1921.
- 32. **P. Arbenz**, Über die Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen, *Eclogae* 20, 1927.
- 33. **E. Baumberger, Arn. Heim und A. Buxtorf**, Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze, *Abh. Schweiz. Pal. Ges.*, vol. XXXIV, Zürich 1907.
- 34. **P. Beck**, Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken, *Beiträge N. F.* 29, 1911.
- 35. **M. Bertrand und H. Gollier**, Les chaînes septentrionales des Alpes bernoises. *Bull. Soc. géol. France*, tome 25, Paris 1897.
- 36. **J. Boussac**, Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. *Mém. pour servir à l'explication de la Carte géol. détaillée de la France*, Paris 1912.
- 37. **W. Brückner**, Die Geologie der Schächentalerberge, *Eclogae* 26, Basel 1933.
- 38. **W. Brückner**, Bericht über die Exkursion der Schweiz. geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und dem Griesstockgebiet, *Eclogae* 26, 1933.
- 39. **W. Brückner und J. von Pia**, Characeenreste im unteren Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstockdecke am Klausenpass (Kt. Uri). *Eclogae* 28, 1935.
- 40. **W. Brückner**, Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri), *Verhandl. Natf. Ges. Basel*, Bd. XLVIII, 1937.
- 41. **A. Buxtorf**, Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks. *Erl. zu Spezialkarte Nr. 27*, herausg. von der Schweiz. geol. Komm., 1910.
- 42. **A. Buxtorf**, Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihoehfluhkette. *Erl. zur Spezialkarte Nr. 29*, herausg. von der Schweiz. geol. Komm., 1916.
- 43. **A. Buxtorf**, Geologie des Pilatus. *Verh. der Schweiz. Natf. Ges.*, 105. Jahresvers., Luzern 1924.
- 44. **H. J. Fichter**, Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. *Beiträge, N. F.* 69, 1934.
- 45. **Führer, Geologischer, der Schweiz**. Herausgegeben von der Schweiz. geol. Gesellschaft. B. Wepf & Cie., Basel 1934.
- 46. **K. Goldschmid**, Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerengruppe bei Interlaken. *Mitt. Natf. Ges. Bern* aus dem Jahre 1926, Bern 1927.
- 47. **H. A. Haus**, Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental. *Beiträge, N. F.* 75, 1937.
- 48. **W. Hauswirth**, Geologie der Gebirge südlich von Muotatal, Kaiserstock und Wasserberg. *Eclogae* 12, 1913.
- 49. **Alb. Heim**, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Basel 1878.
- 50. **Arn. Heim**, Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe. *Beiträge, N. F.* 20, 1910—1917.
- 51. **Arn. Heim**, Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocaen am Kistenpass. *Beiträge, N. F.* 24, 1910.

52. **Fr. J. Kaufmann**, Der Pilatus. Beiträge V, 1867.
53. **W. A. Keller**, Die autochthone Kreide am Bifertenstock und am Selbsanft. Beiträge, N. F. 42, 1912.
54. **J. Krebs**, Geologische Beschreibung der Blümlisalp-Gruppe. Beiträge, N. F. 54, 1925.
55. **W. Leupold** und **H. Bigler**, Coscinoceras, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. Eclogae 28, 1935.
56. **M. Lugeon**, Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. de France, (4), tome I, 1901.
57. **P. Liechti**, Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. Natf. Ges. Bern aus dem Jahre 1930, Bern 1931.
58. **H. Mollet**, Geologie der Schafmatt-Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern). Beiträge, N. F. 47, 1921.
59. **J. Oberholzer**, Geologie der Glarneralpen. Beiträge, N. F. 28, 1933.
60. **P. van der Ploeg**, Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. Eclogae 12, 1913.
61. **O. Renz**, Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchung der Scaglia (Obere Kreide-Tertiär) im zentralen Apennin. Eclogae 29, 1936.
62. **Ch. Sarasin**, Die Conglomerate und Breccien des Flysch in der Schweiz. Neues Jahrb. f. Mineralogie etc., Jahrgang 1891, Beilageband 8, Stuttgart 1893.
63. **H. P. Schaub**, Geologie des Rawilgebietes. Eclogae 29, 1936.
64. **P. von Schumacher**, Der geologische Bau der Claridenkette. Beiträge, N. F. 50, 1928.
65. **A. Wettstein**, Über die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. Abhandlungen der Schweiz. Pal. Ges., Bd. 13, Basel und Genf 1886.

Verzeichnis der Tafeln.

Tafel I	Fig. A.	Tektonisches Übersichtsprofil Gitschenstöcke—Isental.
	Fig. B.	Tektonische Karte des Isentals.
Tafel II	Fig. A.	Stratigraphie der Kreide-Eocaen-Serie in der Gitschen- und Axen-Decke im Gebiet des Isentals.
	Fig. B.	Die Eocaen-Transgression in der Gitschen- und Axen-Decke.
Tafel III	Profil 1	Westseite des Urnersees zwischen Gitschengebiet und Bauen.
Tafel IV	Profil 2	Ostseite des Kleintales.
	Profil 3	Westseite des Kleintales.
Tafel V	Profil 4	Ostseite des Grosstaies.
	Profil 5	Westseite des Grosstaies.
Tafel VI		Geologische Ansichten des Kleintal-Hintergrundes.
	Fig. A.	Ostseite des Kleintal-Hintergrundes.
	Fig. B.	Südseite des Kleintal-Hintergrundes.
Tafel VII		Schematische Profile der Axen- und Gitschen-Decke zwischen Urnersee und Engelberger Tal.

Einleitung.

Topographische Übersicht.

(vgl. Tafel I, Fig. B).

Das zu beschreibende Gebiet entfällt auf die Blätter Isental (Blatt 382) und Engelberg (Blatt 390) 1 : 50,000 des Eidgenössischen topographischen Atlases.

Seine Grenzen verlaufen wie folgt, vgl. Tafel I, Fig. B:

Im E: Reussebene bei Seedorf und Urnersee,

Im N: Bauen (am Urnersee)-Kohlthal-Furkelen-Horlachen-Schoneggpass,

Im W: Die Wasserscheide gegen das Engelbergertal: Schoneggpass-Kaiserstuhl-Bannalppass,

Im S: erstreckte sich meine Aufnahme bis an den Beginn des Juraanteils der Urirotstockgruppe, d. h. bis an die Linie: Bannalppass-Rimistock-Schlieren-Honegg im Gitschental-Seedorf.

Die topographischen Verhältnisse sind einfacher Art: In den aus dem tief eingeschnittenen und weiten Grosstal herkommenden Grosstalbach mündet beim Dorf Isental der Kleintalbach ein; vereint fließen sie als Isentalerbach zur Mündung bei Isleten am Urnersee. An der Furkelen (nördlich Isental) nimmt das kleine Kohlthal seinen Ursprung, während Bolzbach (südlich Isleten) am Unterende des Gigentals liegt. Durch Grosstal, Kleintal und den Urnersee ergibt sich folgende Gliederung der Bergzüge:

Westlich des Grosstaales liegen von S nach N: Rimistock (2633), Senke der Oberalp (nach W zum Bannalppass ansteigend), Bärenstock (2111)—Oberalpgrat (2292)—Kaiserstuhl (2403), Schyengrat (im topogr. Atlas als «Oberalpgrat» bezeichnet).

zwischen Gross- und Kleintal: Urirotstock (2932), Schlieren (2834), Sassigrat (Pass vom Gross- zum Kleintal), Faulen (2058), Kulm (1889) und Horn (1658);

zwischen Kleintal und Urnersee: Gitschenstöcke, Wangberg, Schardi mit Schardihörnli (1696), und endlich zwischen Isental und Kohlthal die isolierte Scheidegg (1408).

Bisherige geologische Forschungen.

Über frühere geologische Forschungen im Isental ist nur wenig zu berichten. Als ältester Autor wurde bisher immer J. J. SCHEUCHZER genannt, dessen «Naturhistorie des Schweizerlandes» 1716 erschienen ist (lit. 2). Es ist nun aber von Interesse, hier auf eine 1930 erschienene Publikation von MICHELE GORTANI hinzuweisen (lit. 1), welche die wichtige Tatsache bekannt gibt, dass die geologischen Verhältnisse des Urnersees schon bei LUIGI FERNANDO MARSILI, der 1705 die Gegend besuchte, Beachtung und grösstes Verständnis gefunden haben. Die durch M. GORTANI veröffentlichten Zeichnungen MARSILIS sind von höchstem Interesse: Tavola IV gibt eine Darstellung beider Seiten des Urnersees und berücksichtigt dabei auch die Berge Kulm (als «Kolm» bezeichnet) und Bärchi (= «Auf der Werchi») unseres Untersuchungsgebietes. Die Faltungen von Kulm und Bärchi werden noch auf besonderen Zeichnungen dargestellt (Tavola II). Beiläufig sei darauf hingewiesen, dass MARSILI auch die wilden Faltungen, welche am Axenberg die Schichten betroffen haben — es handelt sich um Berriasien — ausgezeichnet wiedergibt (Tavola III); dasselbe gilt vom Morschachergewölbe (= Geisstäg, Tavola I), wo besonders der deutliche Unterschied zwischen dem dünn-schichtigen, mauerartig anwitternden Gewölbekern (= Kieselkalk) und dem umhüllenden dickbankigen Gestein (= Schrattenkalk) vorzüglich dargestellt ist.

Besondere Erwägung verdient auch die Tatsache, dass MARSILI und SCHEUCHZER ganz unabhängig voneinander, aber ungefähr gleichzeitig — SCHEUCHZERS Zeichnung zu der 1716 veröffentlichten Tafel dürfte wohl einige Jahre zuvor entstanden sein —, auf den Gedanken kamen, die beiden Seiten des Urnersees einander gegenüberzustellen ¹⁾.

In das Jahr 1887 fällt die Herausgabe von Blatt XIII (Interlaken-Sarnen-Stans) der geologischen Dufourkarte 1 : 100 000 durch die Geologische Kommission, auf welcher auch das Isental nach Aufnahmen von C. MOESCH dargestellt ist. Wer diese Karte vergleicht mit der Darstellung auf der «Geologischen Vierwaldstätterseekarte» kann leicht feststellen, dass die Kartierung MOESCHS speziell im Isental recht schematisch gehalten ist und irgendwelche Leitlinien nicht erkennen lässt. Immerhin sind einige wichtige Feststellungen hervorzuheben, die durch die späteren Forschungen bestätigt worden sind, so z. B. das Aufrufen der freilich noch einheitlich als Malm dargestellten Gitschen-Masse auf dem Flysch von Seedorf-Bolzbach, ferner das Auftreten von Nummulitengesteinen im Hintergrund des Kleintals, des Grosstals, am Kulm, ferner zwischen Isental und Isleten sowie bei Furkelen. Diese Eocaenvorkommen werden aber noch als von oben einstechende spitze Mulden gedeutet (lit. 9, Atlas, Tafel II, Fig. 8).

Einen vollständig neuen Gesichtspunkt trug ALBERT HEIM 1891 in die Diskussion mit der geologischen Darstellung: «Ansichten der beidseitigen Gehänge des Urnersees» (lit. 8, Tafel III, Fig. 3). Er erkannte an der Axenstrasse «die gewölbeförmig eingewickelte Eocaenmulde» des Axenmattli, und setzte dieses Eocaen mit dem von Isleten in Beziehung und nahm an, die Eocaenmulde am Kulm südwestlich Isental entspreche der nach Westen angestiegenen verkehrten Axenmattli-Mulde. Wenn diese Auffassung später auch Modifikationen erfahren hat, so hat doch ALBERT HEIM erstmals die Bedeutung der Axenmattli-Mulde als einer wichtigen tektonischen Leitlinie für die Isentaler Berge erkannt.

Bald nach ALBERT HEIMS Darstellung (1891) machten sich die ersten Versuche einer Umdeutung der Tektonik im Sinne der Deckentheorie geltend: MARCEL BERTRAND und H. GOLLIEZ (1897, lit. 35) weisen die grosse Bedeutung der Eocaenzone Jochpass-Surenen nach, deuten den Urirotstock als überschobene Jurafalten und legen dar, dass die verkehrte Axenmattlimulde sich der neuen Deutung harmonisch einfüge (a. a. O., S. 594).

Diese Gedanken sind später durch M. LUGEON ausgebaut worden in seiner bahnbrechenden Arbeit «Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse» (1901) (lit. 56). M. LUGEON stellt die Urirotstockgruppe in seine «Nappe inférieure de Glaris» und betrachtet im besonderen den N-Rand dieser «Nappe» als westliches Ende der «Plis des Silberns et du Glärnisch».

Die späteren Untersuchungen von A. TOBLER, A. BUXTORF und G. NIETHAMMER haben im Prinzip die Auffassung M. LUGEONS, d. h. den Deckenbau bestätigt, nur verneinen A. BUXTORF und A. TOBLER einen Zusammenhang der «Nappe inférieure» (= Axen-Decke) mit der Alpenrandkette (Pilatus-Rigihochfluh); sie deuten die Axen-Decke am Urnersee als in sich geschlossene Stirnpartie einer Überschiebungsdecke, die allerdings durch die Axenmattli-Mulde eine Zweiteilung in Nord- und Südlappen erfahren hat (lit. 11). Diese Auffassung ist durch die spätere Kartierung für die «Geologische Vierwaldstätterseekarte» bestätigt und in vielen Einzelheiten ausgebaut worden. A. BUXTORF untersuchte dabei das Gitschengebiet und das Kleintal, A. TOBLER und G. NIETHAMMER das Grosstal und die westliche Fortsetzung der Isentaler Berge gegen das Engelbergertal. Als kurze Erläuterung zu Karte und Profilen kann die schon 1912 erschienene kleine Mitteilung von A. BUXTORF, «Neuaufnahme des Westendes der Axendecke und des Isentals» (lit. 15), gelten. Einige Hinweise enthält endlich der 1934 erschienene «Geologische Führer der Schweiz» (lit. 45, S. 756). Zum Schluss sei noch auf die Arbeit von M. LUTHER hingewiesen, welche die Aufgabe verfolgt, die allgemeinen tektonischen Zusammenhänge der verschiedenen Decken im E und W des Urnersees klarzustellen (lit. 20).

¹⁾ Die Zeichnungen von MARSILI und SCHEUCHZER sind zweifellos ganz unabhängig voneinander entstanden; höchstens wäre denkbar, dass MARSILI später SCHEUCHZERS Buch kennengelernt und die darin gegebenen Namen auf seiner Zeichnung nachgetragen hat. Auffallend ist dann aber, dass MARSILI nicht (wie SCHEUCHZER) die Bezeichnung «Auf der Werch» gebraucht, sondern «Auf der Werchi», was mit der heute üblichen Benennung Bärchi besser übereinstimmt. Das spricht dafür, dass MARSILI anlässlich seiner Reise 1705 auch die Namen selber notiert hat. Dies wird auch dadurch wahrscheinlich, dass auf MARSILIS Zeichnung auch der Name Morsach (= heutiges Morschach) figuriert, der bei SCHEUCHZER fehlt. Allerdings liegt Morschach nicht am Seeufer, wie MARSILI irrtümlich angibt, sondern hoch darüber.

Allgemeine Orientierung über Tektonik und Stratigraphie.

Zur Einführung in die ungewöhnlich komplizierten tektonischen Verhältnisse verweisen wir auf das tektonische Übersichtsprofil Gitschenstöcke—Isental (Tafel I, Fig. A), das sich anlehnt an Profil 3 der Profilserie zur Geologischen Vierwaldstätterseekarte (lit. 25). Daraus ist folgendes ersichtlich:

Über der basalen Flyschunterlage (Schächentalerflysch und Wildflysch) liegt als tiefste tektonische Einheit die Überschiebungsmasse der Gitschen-Decke, wesentlich bestehend aus Malm, geringmächtiger Unterkreide und etwas Eocaen.

Über ihr folgt — aber getrennt durch eine Scherfläche (I) — ein System liegender Falten, das am deutlichsten und mächtigsten entwickelt ist am Vorderen Gitschen und im Kleintalhintergrund; wir verwenden dafür im folgenden den Namen Kleintal-Serie. Das Faltenbündel der Kleintal-Serie entwickelt sich — allgemein gesprochen — in der verkehrten Kreide-Eocaen-Serie im Liegenden der Unteren Urirotstock-Falte (1 in Tafel I, Fig. A). Zur Kleintal-Serie sind ebenfalls zu stellen die von A. Buxtorf erkannten kleinen Schürflinge am Wangberg nördlich des Gitschen (lit. 25 und 45, Fig. 4, S. 713): Es handelt sich um vier kleine Kreide-Eocaen-Linsen (Hauterivien-Echinodermenbreccie bis Eocaen) = *Wangberg-Linsen*, die ganz in Flyschschiefern schwimmen und auf Tafel I, Fig. A, mit W. L. bezeichnet worden sind. Ausserdem treten südlich dieser Linsen Schürfpakete jungeocaener Konglomerate auf, KL. auf Fig. A, entsprechend dem von A. Buxtorf eingeführten Namen «*Kleintalkonglomerate*».

Nördlich der Kleintal-Serie, mit ihr aber im S noch zusammenhängend, folgt über der Überschiebungsfläche (II) die tauchende Kreidestirne der Axen-Decke, welche durch die Axenmattli-Mulde in einen Süd- und einen Nordlappen zerlegt wird. Mulde und Nordlappen werden durch die Überschiebung III getrennt. Über dem Nordlappen folgt die Drusberg-Decke, Überschiebung IV bildet die Trennungsfläche.

Aus diesem Schema lässt sich ohne weiteres ablesen, dass die tiefsten tektonischen Elemente (Gitschen-Decke und Kleintal-Serie) ursprünglich nördlicher lagen als die von S darübergeschobene, in Süd- und Nordlappen gegliederte Stirne der Axen-Decke. Denken wir uns die Decken zurückgeschoben, die verkehrten Schichten in normale Lagerung gedreht und ausgeglättet, so lagen vor der Deckenbildung die einzelnen tektonischen Elemente wie folgt hintereinander: im S zuerst die Drusberg-Decke, hierauf der Axen-Nordlappen, dann (nach N zu) der Axen-Südlappen, dann die Kleintal-Serie und schliesslich die Gitschen-Decke.

Im nachfolgenden Abschnitt Stratigraphie wird gezeigt werden, dass sich in diesen hintereinanderliegenden Elementen von N nach S zu ganz gesetzmässige Änderungen in der Zusammensetzung und Mächtigkeit der Kreide-Eocaenserie vollziehen. Immerhin zeigt dabei die Gitschen-Decke eine grosse Selbständigkeit gegenüber der Axen-Decke, sodass sie getrennt zu besprechen sein wird.

Stratigraphie.

Im nachfolgenden werden hauptsächlich die stratigraphischen Verhältnisse der Gitschen- und der Axen-Decke zu besprechen sein, welche auf Tafel II graphisch dargestellt sind.

A. Schichtfolge der Gitschen-Decke.

I. Einleitung.

In Anlehnung an ALB. HEIM (lit. 8) fasste A. BUXTORF 1907 und 1908 (lit. 12 und 13) die Jura-masse im NE-Hang des Vorderen Gitschen P. 2514 zuerst als das Äquivalent des Malm im Kern der Axen-Decke nördlich Flüelen auf; wenig später aber erkannte er die Selbständigkeit einer Gitschen-Decke und setzte sie in Beziehung mit der Griesstock-Decke am Klausenpass im oberen Schächental (lit. 15). Nach A. BUXTORF wird die Decke gebildet aus mächtigem Malm, etwas Unterkreide und einem Eocaen, das durch die schon vorhin kurz erwähnten Kleintalkonglomerate gekennzeichnet wäre. Über der Unterkreide der Gitschen-Serie lägen am Rinderstöckli (vgl. G. V. K. ¹⁾ und Prof. 3 der zugehörigen Profile) — getrennt durch eine Überschiebung — sofort die zur Oberberg-Mulde (Axen-Decke) gehörenden Drusbergschichten. Rinderstöckli nennen die Älpler einen kleinen Vorsprung im NE-Grat des Vorderen Gitschen, direkt östlich *g* von Oberberg (vgl. G. V. K.). Wie Fig. A der Tafel I zeigt, wird die Basis des Rinderstöckli von der Kreide der Gitschen-Decke gebildet, darüber liegen verschürfte Drusbergschichten und am Gipfel Eocaen der Oberberg-Mulde (= Kleintal-Serie der Axen-Decke).

Später hat M. LUTHER (lit. 20) die Auffassung vertreten, die Gitschen-Decke werde lediglich aus einer Malmlinse gebildet, die darüberliegende Kreideserie sei tektonisch unabhängig und gehöre schon zur verkehrten Serie des Urirotstocks (unserer Kleintal-Serie).

Meine Aufnahmen haben die Auffassung von A. BUXTORF bestätigt. Die Argumente, welche dafür sprechen, werden im tektonischen Teil zu erörtern sein (vgl. Tektonik der Gitschen-Decke S. 33).

Die vollständige Schichtserie der Gitschen-Decke ist nur nördlich unterhalb des Rinderstöckli, am Abhang gegen das Gigental vorhanden. Die besten Profile zeigen sich an der Gigenfluh nordöstlich Alp Oberberg; Figur 1 (S. 7) orientiert über die Gliederung und zum Teil auch über die Mächtigkeit der nachfolgend besprochenen Schichtfolge (vgl. auch Tafel II, Gitschen-Decke).

II. Jura (Hochgebirgskalk).

Der Hochgebirgskalk bildet die hell leuchtenden unteren Zweidrittel der hohen Gitschen-Ostwand und erhebt sich mit Steilwänden über dem Wildflysch (vgl. Tafel III, Profil 1). Gut erkennbar ist auch seine obere Begrenzung; der hellgrau bis weiss anwitternde Malm hebt sich deutlich ab von den wesentlich dunkleren Farben der Kreide und des Tertiärs im oberen Teil und N-Hang des Gitschen.

Die grösste Mächtigkeit erreicht der Malm im Absturz direkt östlich des Rinderstöckli mit rund 900 m. Diese Mächtigkeit ist tektonisch bedingt, denn die den Malm im N begleitende Unterkreide spricht dafür — die Wand selber ist unzugänglich —, dass die Malmmasse einer Stirn-umbiegung entspricht (siehe Tafel III). Dies wird dadurch bestätigt, dass ich im Schutt unter der

¹⁾ Geologische Vierwaldstätterseekarte, im folgenden abgekürzt G. V. K.

Gitschenwand typische dunkle Quintnerkalke finden konnte, welche aus dem Kern der Malmfalte stammen müssen. Dieser Kern wäre im N und oben umhüllt vom obersten Malm, der in der Facies des Troskalkes entwickelt ist; es resultiert also eine Gliederung des Malmkalkes in Quintnerkalk und Troskalk.

1. Quintnerkalk.

Der Quintnerkalk (Hochgebirgskalk) ist wie anderorts als dunkelgrauer dichter Kalk entwickelt; eine nähere Untersuchung ist aber nicht möglich; Dünnschliffe von im Schutt gesammelten Proben zeigen ein dichtes graues Gestein mit gut erhaltenen *Radiolarien*.

2. Troskalk.

(Oberster Malm, Portlandien in zoogener Facies.) Eine genaue stratigraphische Untersuchung auch dieser Serie lässt sich im Gelände nicht durchführen, einzig ihr oberer Teil ist zugänglich (Gigenfluh, Bärenstock).

Die Gesamtmächtigkeit dieses hellen, zum Teil korallenführenden Kalkes kann auf 80 bis 100 m geschätzt werden. Das Gestein ist ein weiss bis hellgrau anwitternder, spröder, massiger, ungebänkter, fast reiner Kalk. Der Bruch ist matt und zeigt feinkristallinische bis dichte Struktur. Die frische Gesteinsfarbe variiert zwischen einem dunklen und einem hellen Grau; sie ist ausnahmslos dunkler als die helle Anwitterungsrinde. Inwieweit die fast allgemein zu beobachtende Marmorisierung durch tektonische Vorgänge oder aber durch Diagenese zu erklären ist, kann kaum entschieden werden; dass diagenetische Umkristallisation sehr wohl von Bedeutung sein dürfte, zeigt das Auftreten ähnlicher marmorisierter Kalke in der autochthonen Malmserie im Hangenden der normalen Quintnerkalke (siehe unten).

Trotz der Marmorisierung der Grundmasse sind in Dünnschliffen des Gitschen-Troskalkes *Foraminiferen*, *Bryozoen*, *Echinodermenbruchstücke*, *Spongiennadeln* und *Korallenreste* erkennbar und zeigen, dass es sich um einen zoogenen, schwach onkolithischen, manchmal durch geringen Tongehalt etwas schlierigen, aber im allgemeinen sehr reinen Kalk handelt. Korallen sind aber eher selten, so dass man das Gestein kaum als koralligen bezeichnen darf. Anschliessend mag erwähnt sein, dass ähnliche helle als «koralligen» bezeichnete Kalke von VAN DER PLOEG aus dem oberen Malm des südlich benachbarten Autochthons (Schlossbergkette) erwähnt werden (lit. 60). Ähnlich wie am Gitschen wird — nach Angaben von W. BRÜCKNER (lit. 40) — der Quintnerkalk der Griesstock-Decke im Schächental von einer ca. 70 m mächtigen, hellen, massigen Kalkserie des obersten Malm überlagert, die im Dünnschliff die gleiche onkolithische Struktur und die gleichen Mikroorganismen erkennen lässt.

Wichtig scheint mir, darauf hinzuweisen, dass der Gitschenmalm facieell sehr viel Übereinstimmung mit dem autochthonen und parautochthonen Malm zeigt, sich aber deutlich vom oberen Malm der Axen-Decke (Urirotstockfalte) unterscheidet, wo die quintnerkalkartige Ausbildung bis in den obersten Malm anhält und die troskalkartige Facies ganz fehlt.

III. Untere Kreide.

1. Zementsteinschichten (Unteres Berriasien) (2 auf Fig. 1, S. 7).

Über dem Troskalk folgt im Profil an der Gigenfluh mit scharfer Grenze eine 25—30 m mächtige Kalk-Mergel-Wechselfolge (2 in Fig. 1), welche über der Malmwand das sogenannte «Gigenband» bildet. Die auffällig gebänkte Serie beginnt mit bis über 1 m mächtigen, von dünnen Mergellagen getrennten Kalkbänken. Gegen die Mitte des Komplexes nimmt die Mächtigkeit der Kalklagen ab; die Mergel werden mächtiger.

Das plötzliche Einsetzen der Mergelfacies, welche die Zementsteinschichten als ganzes charakterisiert, dürfte auf ein Tieferwerden des Meeres hindeuten. Die stark tonigen Kalkbänke sind innen und aussen grauschwarz, feinspätig und feinkörnig, mit vereinzelt grossen Spattäfelchen (angebrochene Echinodermenreste und Schalenreste). Die trennenden Mergellagen unterscheiden sich lediglich durch vermehrten Tongehalt von den herauswitternden Kalkbänken.

Der Dünnschliff zeigt eine dunkle, graubräunliche, etwas tonige Grundmasse, stark durchsetzt mit Onkoiden, *Echinodermentrümmern*, *Bryozoenresten* und *Foraminiferen* (*Textularien*, *Trocholinen* und *Milioliden*). Das Schliffbild lässt im Detail allerlei kleine Gesteinswechsel erkennen. Direkt über dem Troskalk führen die Kalke nicht selten rundliche, gut begrenzte, geröllähnliche Partien, welche an Aufarbeitung denken lassen. Doch könnte es sich auch um eine Zusammenballung während der Sedimentation handeln.

Zur mikroskopischen Untersuchung wurden im Abstand von ca. 2 m zahlreiche Proben gesammelt, und zwar an zwei verschiedenen Stellen. Die Prüfung der Dünnschliffe ergab, dass die ganze Schichtfolge rein marin ist (Auftreten von Foraminiferen, Echinodermenbruchstücken, Seeigelstacheln etc.); characeenführende dichte Kalke, wie sie W. BRÜCKNER in den Zementsteinschichten der Griesstockdecke nachgewiesen hat (lit. 39), konnten nicht gefunden werden.

2. Öhrlikalk (Oberes Berriasien) (3 der Fig. 1, S. 7).

Über der sanften Böschung der Zementsteinschichten erhebt sich ein Wändlein aus noch deutlich gebankten, hell anwitternden Kalken (Mächtigkeit ca. 20 m). Es handelt sich um die von ARNOLD HEIM als Öhrlikalk bezeichneten Bildungen, denn sie schliessen nach oben mit einer scharfen Schichtfläche ab, welche einer Sedimentationslücke, nämlich den fehlenden Valanginienmergeln entspricht. Infolge dieser Lücke kommt Valanginienkalk (4 in Fig. 1) direkt auf Öhrlikalk zu liegen.

Mit den liegenden Zementsteinschichten ist der Öhrlikalk durch einen allmählichen, wenn auch rasch sich vollziehenden Übergang verbunden. Nach oben wird der Kalk mehr massig, urgonähnlich. Die Obergrenze ist gegeben durch die eben erwähnte scharfe Diskontinuitätsfläche.

Der Öhrlikalk wittert äusserlich hellgelblich an. Im Handstück, auf frischem Bruch, ist es ein wenig typischer spätiger grauer Kalk. Die im Dünnschliff deutlich oolithisch-onkolithische Struktur gibt sich vereinzelt schon makroskopisch zu erkennen. Die kalzitische, meistens kristallisierte Grundmasse beansprucht rund 10 % des gesamten Gesteins. Der Rest setzt sich vorwiegend aus den erwähnten Oolithen und Onkoiden, *Bryozoenkolonien*, *Echinodermentrümmern* und wenig bezeichnenden *Foraminiferen* (*Textularien*, *Trocholinen* und *Milioliden*) zusammen. Diese fast rein zoogene Facies kennzeichnet besonders die obere Hälfte des Öhrlikalkes; auf die Analogien dieser Gesteine mit dem Schrattenkalk hat schon ARNOLD HEIM nachdrücklich hingewiesen.

3. Valanginienkalk (4 der Fig. 1, S. 7).

Der geringmächtige Valanginienkalk der Gitschen-Decke (5—8 m) hebt sich im Profil an der Gigenfluh weder orographisch noch durch besondere Anwitterung vom hangenden Kieselkalk ab. Über dem Öhrlikalkwändlein folgt ein etwas weniger steiler, gleichmässig geböschter Streifen, der jedoch — wie die nähere Prüfung ergibt — den Valanginienkalk und den unteren Kieselkalk umfasst. Dies sei besonders hervorgehoben, weil ohne nähere Prüfung der Valanginienkalk leicht übersehen werden kann; die Nachprüfung ist allerdings nur an den sehr exponierten Felsbändern der Gigenfluh möglich.

Trotz seiner geringen Mächtigkeit ist der Valanginienkalk aber ganz typisch entwickelt als fein- bis mittelspätiger, gelblichgrauer Echinodermenkalk mit leicht fettig glänzendem Bruch. Die Abtrennung vom Kieselkalk bereitet keine Schwierigkeit: über der obersten Lage des Valanginienkalkes, welche im besonderen durch grobe, schlierenartig eingestreute Quarzkörner gekennzeichnet wird, folgt mit scharfem Facieswechsel der Kieselkalk.

4. Kieselkalk (5 und 6 der Fig. 1, S. 7).

Die unterste, den Valanginienkalk direkt überlagernde Partie (1—2 m) ist deutlich schiefrig. Nach oben wird das Gestein massiger, undeutlich gebankt, grobkörnig; Mächtigkeit 35—40 m. In allmählichem Übergang geht daraus die ziemlich grobe Echinodermenbreccie (6) hervor (15 bis

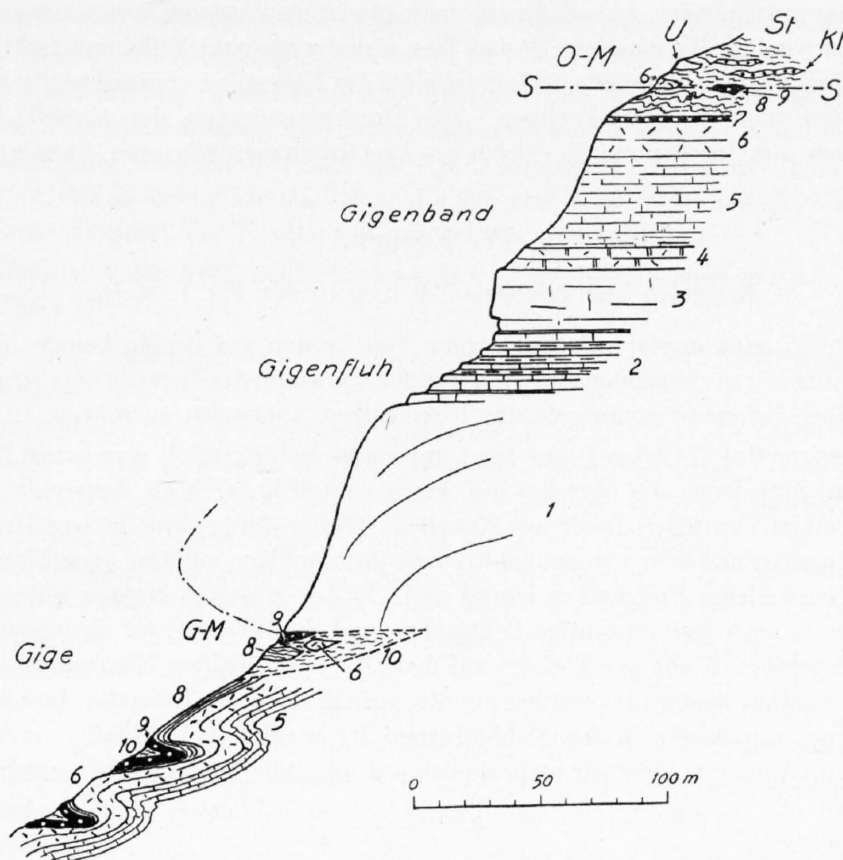


Fig. 1. Die Schichtfolge der Gitschen-Decke an der Gigenfluh (nordöstlich Alp Oberberg).

- | | |
|---|---|
| a. Gitschen-Decke mit Gigen-Mulde (G-M) | 9 = Oberer Quarzsandstein und Pectiniden-schiefer |
| 1 = Malm (Troskalk) | 10 = Stadschiefer |
| 2 = Zementsteinschichten | S—S = Scherfläche zwischen Gitschen-Decke (unten) und Axen-Decke (oben) |
| 3 = Öhrlikalk | b. Axen-Decke mit Oberberg-Mulde (O-M) |
| 4 = Valanginienkalk | U = Schrattenkalk |
| 5 = Kieselkalk | KI = Kleintal-Konglomerate |
| 6 = Echinodermenbreccie | St = Stadschiefer |
| 7 = Altmannschicht | |
| 8 = Drusbergsschichten | |

20 m). Ausbildung und Gesteinscharakter der Kieselkalkserie halten sich an den bekannten Rahmen; die Gesamtmächtigkeit beträgt im Maximum 60 m.

Die Kieselkalkfolge Nr. 5 auf Fig. 1 zeigt keinerlei Anzeichen der glaukonitischen Schiffflischicht, die in der Axen-Decke allgemein verbreitet ist (Näheres siehe unten).

5. Altmannschicht (7 der Fig. 1).

Über der Echinodermenbreccie folgt, ohne scharfe Grenze, eine ca. 2 m mächtige, stark glaukonische, pyritreiche, sandig und rötlichbraun anwitternde, gut kenntliche Echinodermenkalkbank; sie wird im Profil an der Gigenfluh normal von austernführenden Drusbergsschichten überlagert. Aus Analogie mit anderen Gebieten ist diese Bank als Äquivalent der Altmannschichten zu betrachten.

6. Drusbergsschichten (8 der Fig. 1).

An der Gigenfluh bilden sie die jüngste, in normalem Schichtverband auftretende Schicht der Gitschen-Decke. Die über den Drusbergsschichten vorauszusetzenden Nummuliten- und Flyschbildungen fehlen tektonisch. Zuzufolge ihrer tektonischen Lage in der Scherungszone zwischen Axen-

und Gischen-Decke wurden die Drusbergschichten sehr stark in Mitleidenschaft gezogen, bald ausgewalzt, bald zusammengestaut, sodass ihre normale Mächtigkeit schwer bestimmbar ist; sie kann auf ca. 15 m geschätzt werden. An einzelnen Stellen lässt sich die normale Auflagerung über den Altmannschichten feststellen. Primär handelt es sich um die für das Helvetikum bezeichnende Wechsellagerung von Mergelschiefern und Mergelkalkbänken. Die Drusbergschichten der Gischen-Decke zeichnen sich im besonderen aus durch ihren Reichtum an Austernschalen (*Exogyra sinuata*).

IV. Eocaen.

Bartonien und Priabonien (9 und 10 der Fig. 1, S. 7).

Eine tektonisch ganz ungestörte Auflagerung von Eocaen auf Kreide konnte nicht beobachtet werden. Doch glaube ich aus folgenden Gründen eine Transgression des Eocaens über Drusbergschichten, vielleicht auch über Echinodermenbreccie des Kieselkalkes, annehmen zu müssen.

Die Kreidestirne der Gitschen-Decke zeigt unterhalb der Gigenfluh eine ganze Reihe von Stauungsfältelungen, von denen die obersten auf Fig. 1 (unten links) noch dargestellt sind. Die verquetschten Muldenkerne zwischen dieser aus Kieselkalk (Echinodermenbreccie) und Drusbergschichten aufgebauten Kleinfalten bestehen aus glaukonitischen, grobsandigen, oft fast quarzitisch erscheinenden Sandkalken, in denen kleine *Nummuliten* häufig sind. In den grösseren Mulden treten im Hangenden dieser Quarzite auch noch geringmächtige Pektiniden- und Stadschiefer auf als jüngste Kernfüllung. Obwohl die Transgressionsfläche des Tertiärs auf den Drusbergschichten oder auf der Echinodermenbreccie nicht einwandfrei beobachtet werden konnte, spricht doch die Tatsache, dass die nummulitenführenden Gesteine ausnahmslos in den Muldenkernen der erwähnten Kleinfalten auftreten, mit aller Deutlichkeit für die Annahme, dass wir ursprünglich mit folgender Schichtfolge zu rechnen haben (von oben nach unten):

Stadschiefer,

Pectinidenschiefer,

Quarzsandstein (transgressiv auf Drusbergschichten, eventuell auch auf Echinodermenbreccie (Kieselkalk)).

Die Zugehörigkeit dieser Eocaenserie zur Gitschen-Decke ist auch deshalb wahrscheinlich, weil nichts älteres auftritt als die quarzitischen Gesteine des Bartonien; wir werden später sehen, dass die südlich anschliessende Kleintal-Serie (Axen-Decke) sich durch das Vorhandensein des Lutétien (Assilinen-führender Kalk und Complanatakalk) deutlich unterscheidet.

V. Zusammenfassung.

Die Gitschen-Decke ist gekennzeichnet durch troskalkartigen oberen Malm und durch geringe Mächtigkeit der Unterkreideserie, die nach oben nur bis zu den Drusbergschichten reicht; ferner durch ein Eocaen, das erst mit den transgredierenden quarzitischen Gesteinen des Bartonien beginnt. Ausbildung und Mächtigkeit der Schichtserie entsprechen im allgemeinen denjenigen der parautochthonen Decken, welche in manchen Punkten noch Beziehungen zeigen zur faciiellen Entwicklung des Autochthonen am N-Rand des Aarmassivs.

B. Die Kreide-Eocaen-Serie der Axen-Decke.

I. Einleitung.

Die nähere stratigraphische Untersuchung beschränkt sich auf die Schichten im Hangenden des Malmkalkes oder Quintnerkalkes (Séquanien-Kimeridgien). Der Jurakern der Axen-Decke, über dessen Stratigraphie die Arbeiten von P. ARBENZ orientieren (lit. 26, 28, 29), wurde nur soweit geprüft,

als dies für das Verständnis der Tektonik erforderlich war. Näher zu betrachten sind dagegen die Übergangsschichten vom Malm zur Kreide, wobei hauptsächlich auch die wichtige Arbeit von MARTHE GERBER berücksichtigt wurde (lit. 22).

Wie in der allgemeinen Orientierung über Tektonik und Stratigraphie dargelegt, kann die oft verkehrt liegende Kreide-Eocaenserie drei Teilgebieten zugewiesen werden: Kleintal-Serie, Axen-Südlappen (samt trennender Axenmattli-Mulde) und Axen-Nordlappen. Diese drei Gebiete hingen vor der Deckenbildung in der Weise zusammen, dass die Kleintal-Serie im N lag (an die Gitschen-Decke direkt südlich anschliessend), der Nordlappen dagegen am weitesten im S.

Im Gesamtbereich der Axen-Decke lassen sich von unten nach oben folgende Schichten unterscheiden (vgl. Tafel II):

1. Zementstein- und Öhrlschichten	Portlandien-Berriasien
2. Valanginienmergel	} Valanginien
3. Valanginienkalk	
4. Gemsmättli-Horizont	
5. Kieselkalk	Hauterivien
6. Altmannschichten	} Barremien
7. Drusbergschichten	
8. Unterer Schrattenkalk	
9. Orbitolinaschichten	} Aptien
10. Oberer Schrattenkalk	
11. Gault	Albien-Cénomani
12. Seewerkalk	Turonien
13. Assilinengrünsand und Complanatakalk	Lutétien
14. Oberer Quarzsandstein, Pectinidenschiefer, Stadschiefer mit Kleintal-konglomeraten	Bartonien bis Priabonien

Schon an dieser Stelle sei unter Hinweis auf Tafel II bemerkt, dass die Mächtigkeiten der Schichten von den nördlichen zu den südlichen Gebieten im allgemeinen zunehmen; ausserdem transgrediert das Eocaen (Lutétien), von N nach S gehend, auf immer jüngeren Kreidestufen.

II. Untere Kreide.

1. Zementstein- und Öhrlschichten.

Unter dieser Bezeichnung wird die vorwiegend tonig-mergelige Schichtfolge zwischen dem Quintnerkalk (unten) und den Valanginienmergeln mit *Exogyra coultoni* (oben) zusammengefasst.

Die Untersuchungen von M. GERBER haben gezeigt, dass im Urirotstockgebiet die Jura-Kreidegrenze etwa mit der lithologischen Grenze zwischen dem gutgebankten oberen Quintnerkalk und den durch Mergellagen gekennzeichneten jüngeren Schichten zusammenfällt (vgl. lit. 22, Fig. 1, S. 540).

Eine nähere Unterteilung zwischen Zementstein- und Öhrlschichten ist in meinem Gebiet praktisch nicht durchführbar. Nur lokal kann, ähnlich wie in anderen Gebieten der helvetischen Decken, eine Gliederung der Öhrlschichten in Öhrlkalk und Öhrlmergel durchgeführt werden.

Es gilt für die Verbreitung von Zementsteinschichten und Öhrlschichten in den verschiedenen Teilgebieten allgemein das Folgende:

- a) In der Kleintal-Serie südlich über der Gitschen-Decke und im verkehrten N-Schenkel der unteren Urirotstock-Falte sind beide Schichtglieder vertreten.
- b) Im Südlappen bei Rosegg, linke Seite des Kleintales, sind sicher vorhanden die nicht näher unterteilbaren Öhrlschichten; das Auftreten der Zementsteinschichten ist dagegen wenig wahrscheinlich.

- c) Im Nordlappen am Horn (Sititobel und Sattel) und an der Scheidegg (beim zweiten *g* von Scheidegg, vgl. G. V. K.), treten nur noch die Öhrlschichten auf, diese aber lassen sich gut gliedern in Öhrlimergel und Öhrlkalk.

a) Kleintal-Serie.

Einen guten Einblick in die lithologisch eintönige Ausbildung des Zementstein-Öhrlschichten-Komplexes dieser Serie gibt das Profil im verkehrten Schenkel der unteren Urirotstock-Falte am Aufstieg von der Musenalp zum Urirotstock. Obwohl hier die Troskalkfacies fehlt, ist trotzdem die untere Grenze zwischen dem Quintnerkalk und den Zementsteinschichten scharf; es findet ein rascher Facieswechsel zu vorwiegend tonig-mergeligen Schichten statt.

Die Zementstein-Öhrlschichten beginnen mit ca. 1 m dicken, gut gebankten, schwärzlich grauen, oft etwas bituminösen Mergelkalken und trennenden bröckeligen, dunkelgrauen Mergellagen. Die vorerst dünnen Mergelhorizonte nehmen gegen die Mitte des Komplexes an Mächtigkeit zu, man beobachtet einzelne Mergellagen bis zu 2 m Dicke. Im obersten Drittel wird die Serie wieder kalkiger; sie schliesst manchmal mit einigen 2—3 m dicken Mergelkalklagen ab, welche nicht selten eine schwache Steilzone über den darunterliegenden (weil verkehrtgelagerten), stark zurückwitternden Valanginienmergeln bilden. Diese Kalklagen sind durch das ziemlich regelmässige Auftreten von *Korallen* gekennzeichnet, so z. B. auf dem Gipfel P. 2540 in der Gitschenkette, ferner auf der E-Seite des Grosstaales südöstlich ob Biwald-Alp.

Man kann diese kalkigen Lagen der obersten Öhrlschichten als Äquivalent des Öhrlkalkes der Gitschen-Decke auffassen.

Zementstein- und Öhrlschichten, zusammen mit den Valanginienmergeln, bilden einen ausgezeichneten tektonischen Gleithorizont. Sie erscheinen deshalb oft auf das Vielfache ihrer normalen Mächtigkeit angestaut oder auf minimale Reste ausgedünnt. Kleinfältelung und lokale Scherflächen erschweren die Feststellung der normalen Schichtfolge, im besonderen die Bestimmung der Mächtigkeiten. Die primäre Mächtigkeit der Zementstein-Öhrlschichten dürfte indes 100 m schwerlich übersteigen.

b) Axen-Südlappen.

In diesem Teilstück sind — wie oben erwähnt — die Zementsteinschichten kaum vertreten, wohl aber die Öhrlschichten, welche an der Rosegg die gleichen korallenführenden Bänke aufweisen wie in der Kleintal-Serie.

c) Axen-Nordlappen.

Hier zeigen die allein vertretenen Öhrlschichten eine deutliche Gliederung in Öhrlimergel und Öhrlkalk, und zwar ist diese Trennung sowohl am S-Ende des Horn (2 km SW Isental, vgl. auch

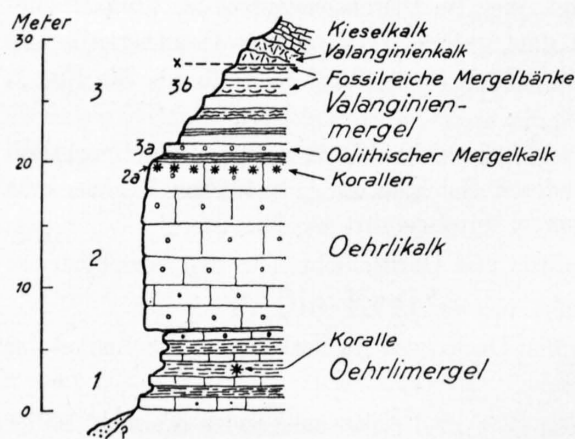


Fig. 2. Profil Öhrlimergel — Valanginienmergel an der Scheidegg (Axen-Nordlappen).

Profil 3, Tafel IV) als auch an dem auf der G.V. K. noch beim Valanginienkalk belassenen Vorkommen bei *gg* von Scheidegg (nordöstlich Isental) deutlich erkennbar. An diesem eigenartig tief einsteichenden Gewölbekern der Scheidegg (vgl. auch Fig. 8, S. 53, Profil d) konnte ich folgendes Profil aufnehmen (siehe Fig. 2):

1. Öhrlimergel: Wechsellagerung dunkler Schiefermergel und schwärzlicher mergeliger Kalke (Mergel mit *Koralle* bei *). Die Öhrlimergel sind nur lokal aufgeschlossen und nur in einer Mächtigkeit von ca. 6 m sichtbar. Die Gesamtmächtigkeit dürfte aber viel grösser sein, dafür sprechen die Verhältnisse am E-Hang des Horns, wo die Öhrlimergel mächtig angestaut sind.

2. Öhrlikalk: 15 m rein oolithisch-onkolithisches Gestein (urgonähnlich). Der Dünnschliff zeigt ein loses Gefüge von Ooiden und Onkoiden, eingebettet in einer kalzitischen Grundmasse. *Foraminiferen*, vorwiegend *Textularien* und *Milioliden* häufig als Kerne der Oolithe und Onkoide oder auch isoliert; ferner *Seeigelstacheln*, *Bryozoenreste* und anderer, organogener Detritus.

2 a. Oberste Öhrlikalkbank, oolithisches Gestein, gekennzeichnet durch vereinzelte kleine *Korallen*.

3. Valanginienmergel: Der nachfolgenden Beschreibung vorgreifend, sei hier folgendes bemerkt: Die Valanginienmergel bestehen aus bräunlichen, bröckeligen Mergelschiefern und feinkörnigen, tonig-mergeligen Kalken. Die untersten Bänke, direkt über 2 a, zeigen im Dünnschliff noch eingestreute Ooide und Onkoide und führen noch keine *Exogyren*. Die oolithische Facies gilt besonders für die bräunliche Mergelkalkbank 3 a. In der Mergelbank 3 b stellen sich bereits reichlich die für die Valanginienmergel bezeichnenden Fossilien ein (*Exogyra couloni*, *Alectryonia rectangularis* etc.). Die hier nur ca. 8 m mächtigen, d. h. tektonisch reduzierten Valanginienmergel werden nach oben (vgl. Fig. 2) von einer Scherfläche begrenzt, über welcher verquetschter Valanginienkalk und Kieselkalk folgt.

2. Valanginienmergel.

Zwischen Öhrlikalk und Valanginienkalk bilden die Valanginienmergel eine aus Mergeln und Kalklagen bestehende Wechselfolge. Nur wenige Meter über dem liegenden Öhrlikalk stellt sich — wie oben erwähnt — die Leitmuschel *Exogyra couloni* in grosser Zahl ein; sie wird im mittleren Teil geradezu gesteinsbildend (*Exogyrenbänke*, untere *Coulonischichten* von ULR. STUTZ), verliert sich dann aber gegen oben hin fast ganz. Die Ausbildung ist in der Kleintal-Serie etwas weniger tonig-mergelig als in den beiden Axenlappen, anscheinend wächst auch die Mächtigkeit gegen den Nordlappen zu. Die Valanginienmergel sind immer ein ausgezeichneter Leithorizont. Neben den *Exogyren* sind häufig: *Alectryonia rectangularis*, *Terebratulula moutoniana*; seltener findet sich *Mytilus couloni*.

Zufolge ihrer weichen, vorwiegend tonig-mergeligen Beschaffenheit sind die Valanginienmergel fast ausnahmslos stark verfaltet.

Ein tektonisch ziemlich ungestörtes Profil findet sich in der steilstehenden Öhrlikalk-Eocaen-Serie der Gipfelpartie des Horn (vgl. auch Tafel IV, Profil 3, nördlicher Abschnitt). Steigt man vom Sattel (P. 1535) zum Horngipfel (P. 1658) empor, so quert man zuerst den südfallenden Öhrlikalk. Die folgenden Valanginienmergel bilden eine steil nach SW einfallende, tief ausgeräumte Kehle. Da nach N normal der Valanginienkalk folgt, lässt sich ihre Mächtigkeit ausnahmsweise recht genau mit 20 bis 25 m angeben. Wie an der Scheidegg sind die untersten Mergelkalkbänke über der obersten korallenführenden Öhrlikalkbank noch schwach onkolithisch, ebenso fehlen die *Exogyren* in den unteren 4 bis 5 m noch vollständig. Hierauf setzen die fast nur aus *Exogyrenschalen* bestehenden Fossilbänke ein; man zählt deren 10, in unregelmässigen Abständen aufeinanderfolgend. Von der Mitte an nimmt die Fossilführung ab, vereinzelte Exemplare von *Exogyra couloni* oder *Alectryonia rectangularis* fehlen jedoch nicht. Ein lithologisch allmählicher und vollständiger Übergang leitet zum Valanginienkalk über. Die untersten dünnbankigen Echinodermenkalkbänke wechsellagern erst noch mit untergeordneten 5 bis 10 cm dicken Mergelschichten. Letztere enthalten am Horn und an der Scheidegg nicht selten kleine *Exogyren*.

Die Aufteilung in Kalk- und Mergellagen ist nicht deutlich. Im gleichen Profil kann dieselbe Schicht eine hervortretende Bank und anschliessend ein zurückwitterndes Band bilden. Das Ineingangreifen der Kalk- und Mergelfacies äussert sich in der wechselnden Mächtigkeit der einzelnen Bänke, 0,3 m bis über 1 m. Die Schichtflächen sind knollig, höckerig uneben. Das Gestein der Kalklagen erweist sich auf frischem Bruch als schwärzlicher, wenig typischer, feinkörniger Mergelkalk; im Dünnschliff konstatiert man den tonigen feinkörnigen Gesteinscharakter der Grundmasse. Eingestreut darin finden sich Echinodermenbruchstücke und Onkoide. Die bräunlich anwitternden Mergellagen zeigen im wesentlichen die gleiche Zusammensetzung, nur sind sie noch stärker tonig. Onkolithe und Echinodermenfragmente scheinen ganz zu fehlen.

Sowohl am Horn (Axen-Nordlappen) als auch in den Valanginienmergeln des Axen-Südlappens und der Kleintal-Serie führen die Mergellagen kleine bipyramidale Quarzkristalle; sie sind durchschnittlich 2 bis 3 mm lang, seltener beobachtet man Kristalle von 2 bis 3 cm Länge.

3. Valanginienkalk.

Über die spezielle Stratigraphie des Valanginienkalkes orientiert Fig. 3. Sie zeigt, dass allgemein von der Kleintal-Serie (nördlichste Facies innerhalb der Axen-Decke) zum Axen-Nordlappen (südlichste Facies) die Mächtigkeit von ca. 15 m auf 40—45 m ansteigt. In allen 3 Profilen herrschen gelb anwitternde Echinodermenkalke vor, und zwar sind sie in der oberen Hälfte durchwegs grobspätiger, kalkiger als im unteren Teil, wo feinspätige, feinsandige, kieselkalkartige Kalke auftreten. Die Untergrenze ist nicht scharf: allmählicher Übergang von den Valanginienmergeln durch Wechselfolge von Mergel und Kalk. Die Obergrenze ist sehr deutlich, lokal tritt die Gemsmättelschicht auf.

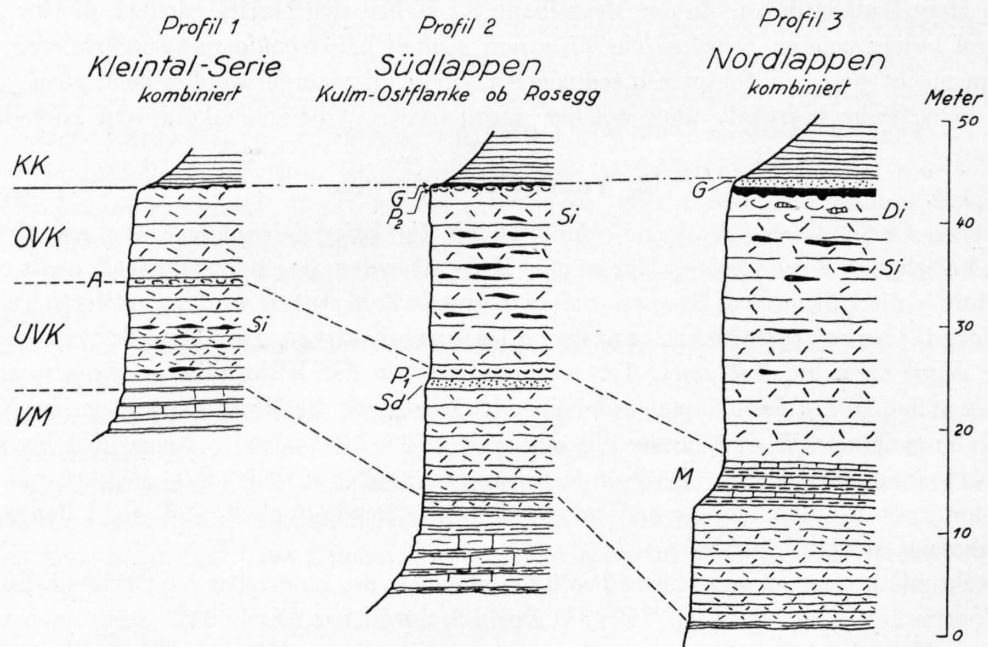


Fig. 3. Spezialprofile des Valanginienkalkes der Axen-Decke.

KK = Kieselkalk	Di = Dichte Gesteinsschlieren
G = Gemsmättelschicht	A = Austernbank
OVK = Oberer Valanginienkalk	Si = Silexknollen
UVK = Unterer Valanginienkalk (Spitzerenkalk)	Sd = Sandkalkbank
VM = Valanginienmergel	M = Mergellagen (= Spitzerenmergel)
P1 und P2 = Pectenbänke	

Im einzelnen zeigen sich folgende Besonderheiten:

a) Kleintal-Serie.

In den Felswänden des Gross- und Kleintalhintergrundes verrät sich der Valanginienkalk durch seine gelbliche Anwitterungsfarbe. Er bildet meistens eine kleine Felswand zwischen dem begehbaren Band der Valanginienmergel und dem etwas weniger steil geböschten unteren schiefrigen Kieselkalk. Mächtigkeit ca. 15 m. Wie alle anderen Schichtglieder kann er jedoch lokal ausgedünnt oder aufgestaut sein. Das beste Valanginienkalk-Profil findet sich in der Gitschenkette bei P. 2521 (nordöstlich P. 2540), in verkehrter Lagerung. Die Grenze gegen die Valanginienmergel ist allerdings tektonisch gestört (vgl. Tafel III, Profil 1), es findet aber — wie im Grosstalhintergrund bei Wildenbutzen und Hangbaum festgestellt werden kann — ein rascher Übergang statt. Vom Älteren zum Jüngeren folgen:

Unterer Valanginienkalk (UVK): feinspätiger, sandig anwitternder, kieselkalkähnlicher Echinodermenkalk (reich an Silexknauern) 8—10 m.

30 cm starke Bank mit herauswitternden, verkieselten, kleinen *Austernschalen* (A auf Profil 1 der Fig. 3).

Oberer Valanginienkalk (OVK): Mehr oder weniger reine spätige Echinodermenbreccie mit spärlichen Silexkonkretionen. Oberste Bank (30 cm) mit herauswitternden grobsandigen Schlieren. Silexknollen selten.

Gemsmättelschicht (rudimentär): Limonitisch-rostige, sandige, von Phosphorit, Pyrit und Glaukonit imprägnierte Kruste mit unebener, löcheriger, schwach karriger Grenze den Valanginienkalk überlagernd. Besser entwickelt ist die Gemsmättelschicht im Grosstal, am Weglein, das von Wildenbutzen nach Hüttenboden führt; hier fanden sich auch Bruchstücke von kleinen *Ammoniten*, *Nautiliden*, *Zweischalern*, *Seeigeln* und *Belemniten*; die schwarzen, phosphoritisierten Steinkerne dieser Fossilien liegen dicht gedrängt in karrigen Löchern der Valanginienkalk-Oberfläche.

b) Axen-Südlappen (vgl. Fig. 3, Profil 2).

Die Mächtigkeit des Valanginienkalkes beträgt am Kulm ca. 30 m. An der E-Seite des Kulm nahm ich nördlich oberhalb Rosegg ein ausgezeichnetes, gut zugängliches Profil des Valanginienkalkes auf. Auch hier lässt sich eine Zweiteilung durchführen; den trennenden Horizont bildet die auf Profil 2 mit Sd bezeichnete, auffällig dunkel, wie Kieselkalk anwitternde Bank, über welcher sich ausserdem die mit P1 bezeichnete Pectenlage findet. Im Detail gilt folgendes:

Unterer Valanginienkalk: Feinspätig, ähnlich dem unteren Valanginienkalk der Kleintal-Serie, doch weniger kieselig. Die untersten Echinodermenkalkbänke über den liegenden Valanginienmergeln wechsellagern noch mit dünnen Mergellagen, welche nicht selten kleine *Exogyren* führen. Dunkel anwitternde Bank (Sd) und überlagernde Pectenbank (P 1, vgl. Fig. 3).

Das Gestein der auf Fig. 3, Profil 2, mit Sd bezeichneten, rund 1 m mächtigen Bank zeigt Kieselkalk-Facies und unterscheidet sich scharf von dem über- und unterlagernden spätigen Valanginienkalk. Sie wird an lithologisch scharfer Grenze überlagert von mittel- bis grobspätigem Valanginienkalk, dessen unterste Lage zahlreiche, ca. 1 cm im Durchmesser zeigende Schalenabdrücke einer nicht näher bestimmbaren Pectenart (? *Pecten cottaldinus*) aufweist (P 1 auf Profil 2 von Fig. 3).

Oberer Valanginienkalk: Grobspätiger Echinodermenkalk, zum Teil als reine Echinodermenbreccie entwickelt. Untere Hälfte sehr reich an Silexschnüren und -knauern. Die oberste Bank führt wieder häufig die kleine Pectenart (P 2 auf Profil 2).

Von besonderem Interesse ist, dass in der Morcles-Decke an derselben stratigraphischen Stelle ein ganz gleicher Pectenalk auftritt (Belegstücke im Geologischen Institut Basel, gesammelt von A. Buxtorf nördlich Le Richard am Weg Les Plans—Col des Essets anlässlich der von M. LUGÉON 1928 geleiteten Exkursion der Schweiz. geologischen Gesellschaft, *Eclogae* 22, S. 72). Trotz der grossen Entfernung handelt es sich offenbar um den gleichen Fossilhorizont.

Gemsmättelschicht: An der Obergrenze des Valanginienkalkes gelang auch hier der Nachweis eines Äquivalents der Gemsmättelschicht in Form einer schwarzen, stark glaukonitischen und mit Phosphorit imprägnierten Gesteinskruste, welche Pyrit und grobe Quarzkörner führt und nesterartig kleine Löcher und Unebenheiten in der schwach karrigen Oberfläche des Valanginienkalkes ausfüllt. Am Kulm und am Bärenstock lieferte diese Kruste Bruchstücke von kleinen *Ammoniten* und *Belemniten*.

c) Axen-Nordlappen.

Die auf Profil 3 von Fig. 3 (S. 12) dargestellte Zweiteilung des Valanginienkalks durch eine 4—5 m mächtige Kalk-Mergel-Wechsellagerung ist nur an der Scheidegg zu beobachten, und zwar bei Rotisfluh¹⁾ und unterhalb der Wohnhäuser der oberen Bärchi. Sie ist aber insofern von Interesse, als wir es hier mit der südlichsten Facies des Valanginienkalkes innerhalb der Axen-Decke zu tun haben. Die Schichtfolge stimmt auffällig überein mit der von A. Buxtorf von der Axenstrasse beschriebenen (lit. 41, Textfigur auf Seite 24), welche ihrerseits in Beziehung gebracht werden kann mit der Valanginienkalkfolge an der Spitzern in der Rigihoehfluhkette, wo eine äusserst klare lithologische Gliederung des Valanginien in

¹⁾ Felswand im SW der Zahl 1125 bei Bärchi (vgl. G. V. K.).

Valanginienkalk (oben),
Spitzernmergel,
Spitzernkalk,
Valanginienmergel

möglich ist.

Die im Prinzip gleiche Gliederung an der Scheidegg ist ein Hinweis auf die engen stratigraphischen Beziehungen zwischen der Kreide der Axen-Decke und derjenigen des Alpenrandes. Diese stratigraphische Übereinstimmung gilt auch für die Gemsmättlischicht, die beiderorts als glaukonitische Kruste entwickelt ist.

Am W-Ende der Scheidegg und am Horn fehlt die Zweiteilung, der Valanginienkalk ist als eine nicht weiter unterteilbare Echinodermenkalkfolge entwickelt.

Auch im Axen-Nordlappen tritt die Gemsmättlischicht auf; sie ist hier aber sehr viel besser entwickelt als im Südlappen. An einer, freilich nicht leicht zugänglichen Stelle ca. 150 m südöstlich des

Horngipfels (P. 1658) konnte ich in der SE-Flanke folgendes Profil aufnehmen (vgl. Fig. 4):

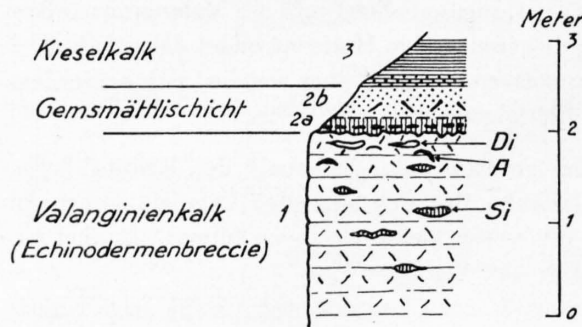


Fig. 4. Profil der Gemsmättlischicht am Horn (Axen-Nordlappen).

- 3 = Kieselkalk, schiefzig, unten mit Glaukonit
- 2b = Glaukonitbank mit Belemniten
- 2a = Fossilniveau
- 1 = Valanginienkalk (Echinodermenbreccie) mit
Si = Silexknollen,
Di = dichten Gesteinsschlieren und
A = Austernschalen

1. Oberste Bänke des Valanginienkalkes (Echinodermenbreccie), bankig, mit seltenen Silexknauern; die oberste Valanginienkalkbank führt herauswitternde, verkieselte *Austernschalen* und enthält reichlich Pyrit; selten beobachtet man kleine, einige cm lange, absolut dichte Gesteinspartien, schmitzenartig eingelagert in die reine Echinodermenbreccie.

2a. 10 cm Fossilhorizont, an unebener, höckeriger Grenze (Sedimentations-Unterbruch) dem Valanginienkalk aufsitzend; sehr fossilreich, mit phosphorisierten Steinkernen von *Ammoniten*, *Nautiliden*, *Seeigeln*, *Zweischalern* und zahlreichen *Belemniten*.

2b. 50 cm glaukonitischer, kieseliger Kalk, zäh, hart, rötlich-braun anwitternd, innen grünlich, pyritreich, mit seltenen *Belemniten*.

3. Schieferiger, glimmeriger Kieselkalk, an der Basis mit vereinzelt Glaukonitkörnern.

Die Gemsmättlischicht, wozu ich den Fossilhorizont 2a und die überlagernde Glaukonitbank 2b rechne, zeigt demnach eine deutliche Zweiteilung in eine schwarze, phosphoritische-glaukonitische, pyritreiche, von groben Sandkörnern durchsetzte Fossilschicht unten und eine fast sterile Glaukonitbank oben.

Die Gemsmättlischicht wurde ausser am Horn und der westlich davon liegenden Kreideserie von Schattenberg (am rechten Talhang des Grosstaales) auch verschiedenerorts an der Scheidegg festgestellt; ein gleiches Profil wie am Horn sah ich in der Runse des Kirehtales direkt nördlich Dorf Isental.

4. Kieselkalk.

Der Kieselkalk ist in der Kleintal-Serie, dem Axen-Süd- und Nordlappen einheitlich ausgebildet, und die Gesteinsbeschaffenheit lässt von unten nach oben folgende Gliederung erkennen (vgl. Tafel II, Fig. A):

1. **Schiefriger Kieselkalk**, fast immer etwas Glimmer führend; ruht direkt der Gemsmättlischicht auf. Die Glaukonitführung greift von dieser in die untersten Schiefer hinein.

2. **Unterer Kieselkalk**, schwärzlich anwitternder, undeutlich gebankter, oft knolliger, kieseliger Kalk. Glaukonit und Pyrit sind eher selten. In fast allen Schichten wurden Querschnitte von *Toxaster* gefunden, nicht selten nesterartig gehäuft.

3. **Glaukonitbank** mit Belemniten und Zweischalern, Äquivalent der «Schiffelschicht», nach unten scharf begrenzt, nach oben übergehend in
4. **Oberer Kieselkalk**, an der Basis über der Schiffelschicht geschiefert, Glaukonit führend; sich deutlich vom feinspätigen Kieselkalk im Liegenden der Schiffelschicht unterscheidend. Ausser der geschieferten unteren Partie selten bankig, eher massig, Felsen bildend.
5. **Echinodermenbreccie**, in allmählichem Übergang aus dem oberen Kieselkalk hervorgehend, im oberen Teil meistens grobe, sehr schöne, reine Echinodermenbreccie, manchmal hell schrattenskalkähnlich anwitternd, mit seltenen verkieselten *Austernschalen*.

Die Mächtigkeit des Kieselkalkes und seiner Glieder in den verschiedenen tektonischen Einheiten ist aus Tafel II, Fig. A, ersichtlich. Sie steigt von der Kleintal-Serie (nördlichste Facies) zum Axen-Nordlappen (südlichste Facies) bedeutend an, wobei die Mächtigkeitszunahme sich offenbar gleichmässig auf die verschiedenen Horizonte verteilt. Mit dem Mächtigerwerden des Kieselkalkes ändert sich auch das Gestein: der Kieselkalk wird feinkörniger; das Feinerwerden gilt auch für die spätigen Abarten, d. h. für den oberen Teil des unteren Kieselkalkes im Liegenden der Schiffelschicht und die Echinodermenbreccie im Liegenden der Altmannschicht.

Besonderer Erwähnung bedarf die Glaukonitbank in der Mitte des Kieselkalkes, welche seit den eingehenden Untersuchungen über die Kieselkalkgruppe von H. J. FICHTER allgemein als Schiffelschicht bezeichnet wird nach einer von K. GOLDSCHMID (lit. 46) vorgeschlagenen Benennung. H. J. FICHTER erkannte erstmals den guten Leitwert dieser Glaukonitbank, die einen wichtigen Horizont in der Kieselkalkgruppe darstellt. Im Untersuchungsgebiet ist sie in beinahe jedem normalen Kieselkalkprofil nachweisbar, immer ca. 1 m dick, auffällig rostigbraun anwitternd. Die über der Glaukonitbank folgenden schiefrigen Kalke (Mächtigkeit 1—4 m) sind das Äquivalent der anderwärts (Niederhornkette, Hohgant, Bauen-Brisen-Kette) auftretenden mächtigen Schiefereinlagerung (P. BECK «Schyniges Band» lit. 34, S. 15, vgl. auch lit. 47, S. 68).

Ganz allgemein kann als weiteres Ergebnis hervorgehoben werden, dass sich im Kieselkalk der Axen-Decke eine Gliederung zeigt, die weitgehend mit der von H. J. FICHTER in der Drusberg-Decke (lit. 44) festgestellten übereinstimmt. Bei dem grossen Mächtigkeitsunterschied der Kieselkalkgruppe (in der Drusberg-Decke max. 800 m, in der Axen-Decke nur 120 m) war eine so auffällige Analogie in der Gliederung nicht ohne weiteres zu erwarten.

5. Altmannschicht.

Die Altmannschicht ist in der Kleintal-Serie und den beiden Axen-Lappen regelmässig vertreten. Im Gegensatz zu den anderen Kreidestufen erreicht sie in der stratigraphisch nördlichsten Serie (Kleintal-Serie) ihre maximale Mächtigkeit mit 2,5—3 m, gegen 1—1,5 m in der südlichsten Facies des Axen-Nordlappens.

Der Gesteinshorizont verrät sich im Gelände meist schon von weitem an seiner dunklen oft rostigbraunen Anwitterungsfarbe. Ganz allgemein gilt folgendes: Die Altmannschicht überlagert stets an rauher, unebener Grenze mit scharfem Facieswechsel die Kieselkalk-Echinodermenbreccie. Sie zeichnet sich aus durch ihren Reichtum an Pyrit (in Nestern angehäuft und knollenartig auftretend oder angereichert in Bändern) und Glaukonit. Kleine Faciesunterschiede treten manchmal auf. Das Gestein kann auch spätig werden (Echinodermenkalk), aber auch dann ist die Grenze zu der liegenden, groben, reinen Echinodermenbreccie des oberen Kieselkalkes stets scharf. Querschnitte von grossen *Austern*, *Belemniten*, *Seeigeln* und kleinen *Zweischalern* sind nicht selten. Eine gewisse Anreicherung der Fossilreste, insbesondere der Austernschalen zu einer Austernbank im Dach der Altmannschicht, scheint die Regel zu sein.

Ein sehr gutes und leicht zugängliches Profil der Altmannschichten findet sich in der zur Axenmattli-Mulde gehörenden Kieselkalk-Eocaen-Serie zwischen Sassigrat und Faulen, und zwar südlich der durch die weichen Drusbergschichten bedingten auffälligen Scharte (vgl. Tafel IV, Profil 3).

In der Kleintal-Serie zeichnet sich vor allem die oberste Schichtfläche der Altmannschicht durch häufig auftretende knollige, aus feinen Röhren bestehende *Serpulakolonien* aus, die an diejenigen von *Serpula socialis* im nordschweizerischen Dogger erinnern. Diese Serpulakolonien wurden bereits von A. BUXTORF am Gitschen-N-Hang nachgewiesen, anlässlich der geologischen Aufnahmen für die Vierwaldstätterseekarte. Die *Serpula* ist nicht ausschliesslich auf die Oberfläche der Altmannschicht beschränkt, sondern sie ist auch noch in den untersten Drusbergschichten zu finden. Trotzdem bleibt sie in erster Linie ein typisches Merkmal für die Grenze Altmannschicht-Drusbergschichten. Ausserhalb meines Gebietes wurde die nämliche *Serpula* an gleicher stratigraphischer Stelle von W. BRÜCKNER in der Griesstock-Decke im oberen Schächental nachgewiesen (lit. 40).

6. Drusbergschichten.

Im Gelände bildet die zurückwitternde Mergel- und Mergelkalk-Serie der Drusbergschichten häufig auffällige, von Jägern, Älplern und nicht zuletzt vom Geologen geschätzte, gut begehbbare Bänder. Mit scharfem Facieswechsel überlagern feinblättrige an der Basis glaukonitführende, gelblich-graue Mergelschiefer die oft mit *Austern* besetzte Oberfläche der Altmannschicht. Sie wechsellagern erst mit dünnen, aussen hellen, innen dunkelgrauen, mergeligen Kalkbänken, welche nach oben an Mächtigkeit und Anzahl zunehmen. Die mergeligen Lagen verschwinden schliesslich ganz; es bleibt ein gut gebankter Kalkkomplex übrig, welchen bereits F. J. KAUFMANN (lit. 51 a, S. 95) als «Grenzsichten» zwischen den mergeligen Drusbergschichten und dem eigentlichen massigen unteren Schrattenkalk bezeichnete. Die fortlaufende Verkalkung der Mergel von unten nach oben deutet auf ein Seichterwerden des Meeres hin.

In Anpassung an die sich verändernden Lebensbedingungen in verschiedener Meerestiefe zeigt die an Individuen reiche, aber artenarme Fauna der Drusbergschichten eine Gliederung in eine vorwiegend *Seeigel*, *Rhynchonellen* und *Terebrateln* führende Zone unten, während die *Austern*, *Spongien* und *Korallen* — meist alles verkieselt — mehr die Übergangszone zum Schrattenkalk kennzeichnen. Die Schalen von *Exogyra sinuata* erfüllen besonders drei im engsten Abstand aufeinander folgende Kalkbänke der oberen «Grenzsichten», doch treten sie auch regellos zerstreut auf. Über der obersten Austernbank wurde die Grenze zum unteren Schrattenkalk gelegt.

Faciesunterschiede von Bedeutung sind innerhalb des untersuchten Gebietes nicht vorhanden. Immerhin sei darauf hingewiesen, dass in den primär am nördlichsten liegenden Gebieten (Kleintal-Serie) die basalen Mergel wenig mächtig, dafür aber sehr fossilreich sind. Als gute Fundstelle seien die ausgedehnte Flächen einnehmenden Drusbergschichten am N-Abhang des Vordern Gitschen über der Alp Oberberg erwähnt. Zugleich sei darauf hingewiesen; dass hier auch die bereits im Abschnitt Altmannschicht näher beschriebenen *Serpulakolonien* auftreten.

Abweichend vom normalen tonigen, dichten Gesteinshabitus der Drusbergschichten trifft man am Gitschen im oberen Teil (etwas über der Mitte) der Drusbergschichten Lagen von feinspätiger, kieselkalkartiger, plattiger Ausbildung. Nach S zu (Axen-Südlappen) werden sie mächtiger, die Fossilführung nimmt ab.

7. Schrattenkalk.

Für den Schrattenkalk in seiner mächtigsten und vollständigsten Entwicklung (Axen-Nordlappen) gilt die übliche Gliederung in

- a) Unterer Schrattenkalk,
- b) Orbitolinaschichten (untere) und
- c) Oberer Schrattenkalk.

a) Unterer Schrattenkalk.

Mit Ausnahme der Zone über den Grenzsichten unten und dem Übergang zu den bankigen Orbitolinaschichten oben ist der untere Schrattenkalk massig-klotzig ausgebildet, die Schichtung un deutlich. Das Gestein ist ein massiger, Steilwände bildender, unregelmässig brechender, spröder, hellgrau bis weisslich anwitternder reiner Kalk; innen wesentlich dunkler erscheinend. Der Dünnschliff

zeigt eine zum Teil oolithisch-onkoidische, kalzitische Grundmasse mit Einschlüssen von organogenem Trümmermaterial: *Echinodermenbruchstücke*, *Foraminiferen* (vorwiegend *Milioliden*, *Textularien*, *Cristellarien*, im oberen Teile auch *Orbitolinen*). *Requienenschalen* (*Requienia ammonica*), wie sie anderorts massenhaft in diesem Niveau auftreten, sind eher selten und nur vereinzelt im mittleren bis oberen Teil des unteren Schrattenkalkes zu treffen. Der Gesteinshabitus schwankt innerhalb enger Grenzen. Abweichend vom beschriebenen Typus trifft man sowohl dunkle, bituminös riechende Kalke, als auch sehr helle, oft fast weiss erscheinende Lagen mit kristallinischer Struktur.

Ausbildung, Facies und Mikrofauna des unteren Schrattenkalkes decken sich weitgehend mit den Befunden aus anderen Gebieten, sodass eine nähere Beschreibung unterbleiben kann.

Wie der Valanginienkalk und der Kieselkalk weist auch der untere Schrattenkalk, von den tieferen zu den höheren tektonischen Einheiten fortschreitend, eine deutliche Mächtigkeitszunahme auf. Dies geht deutlich aus der Darstellung auf Tafel II hervor.

b) Orbitolinaschichten.

Die Verbreitung der Orbitolinaschichten im abgewinkelten Schichtprofil wird unten S. 19 näher beschrieben. An dieser Stelle sei namentlich ihre Zusammensetzung in der Kleintal-Serie beschrieben, weil es sich um ein bisher nicht erkanntes Relikt handelt. Aus dem undeutlich gebankten, oberen Teil des unteren Schrattenkalkes gehen in raschem Übergang die gut geschichteten 10—12 m mächtigen Orbitolinaschichten hervor. Im verkehrten Schenkel der Oberbergmulde (Kleintal-Serie, vgl. Tafel IV, Profil 3) wurde (von den ältern zu den jüngern Schichten) folgendes Profil aufgenommen:

1. 3—4 m mächtige Wechsellagerung von 30—40 cm dicken, flaserigen, innen grauschwarzen, feinkörnig bis dichten Mergelkalen mit dünnen 10—20 cm messenden mergeligen Zwischenlagen;
2. bräunlich anwitternde, uneben geschichtete, schlierige, im oberen Teil feinsandige Mergelkalke; die trennenden, bröckeligen Mergelschiefer und die Kalkbänke führen oft massenhaft *Orbitolinen* (*O. lenticularis*);
- 2a. auffällige, 50 cm starke, innen und aussen schwarze, rissige, quarzitische Bank;
3. 5 m dicker, mit dem oberen Schrattenkalk vielfach eine Felsstufe bildender feinsandiger Komplex. Eine ausgeprägte Schichtfuge trennt einen dunkler erscheinenden unteren Teil von einer gelblich-grauen 2 m dicken Lage oben;
4. Orbitolina-reiche mergelige Lage, rascher Übergang zum wenig mächtigen Oberen Schrattenkalk;
5. Oberer Schrattenkalk. 10—12 m, undeutlich gebankte Kalke, hell anwitternd, im unteren Teil noch starke Anklänge an die Facies der Orbitolinaschichten zeigend, auf frischem Bruch dunkel-grauschwarz, fast dicht, mit seltenen *Orbitolinen*. Im oberen Teil heller, schrattenkalkähnlich werdend (oolithisch-onkolithische Struktur); darüber transgrediert das Lutétien als Assilinen-führende, glaukonitische Kalke.

Die sandigen, quarzitären Lagen im oberen Teil der Orbitolinaschichten gleichen oft den rissigen Gesteinen des «Auversien» ausserordentlich. Da die Orbitolinaschichten zudem an tektonisch unübersichtlichen Stellen auftreten, sind Verwechslungen mit Tertiärgesteinen sowohl als auch mit Kieselkalk leicht möglich. Eine entsprechende Zusammensetzung zeigen die Orbitolinaschichten an den früher (S. 3) erwähnten Wangberg-Linsen; dies weist darauf hin, sie aus der Oberbergmulde herzuleiten (siehe Tektonik S. 38).

Eine vollständige Entwicklung der Orbitolinaschichten samt dem überlagernden oberen Schrattenkalk ist nur noch im Axen-Nordlappen vorhanden (vgl. Tafel II). Wir finden dort an stratigraphisch gleicher Stelle ähnliche, wenn auch nicht so ausgeprägt sandig-quarzitische, braun anwitternde Bänke, wie im oberen Teil der Orbitolinaschichten der Kleintal-Serie.

c) Oberer Schrattenkalk.

Ausser in der Kleintal-Serie — wo übrigens nur der untere Teil erhalten ist — tritt der obere Schrattenkalk nur noch im Axen-Nordlappen auf, hier allerdings wesentlich mächtiger, als 30—35 m starke Serie oft deutlich gebankter, innen und aussen hellgrauer Schrattenkalkbänke.

III. Gault und Seewerkalk.

Das Auftreten von Gault und Seewerkalk ist beschränkt auf den Axen-Nordlappen, im besonderen auf Scheidegg und Horn, und ist hier wohl bedingt durch besondere tektonische Verhältnisse, auf welche unten S. 20 näher einzutreten sein wird.

1. Gault (Albien-Cénomanien).

Von P. 853 südwestlich ob Bauen (vgl. Tafel I, Fig. B) lässt sich der Gault in der ganzen N-Flanke der Scheidegg in gleichbleibender Facies verfolgen bis zum westlichsten Gaden von Rüebgarten. Kleine Vorkommen finden sich ferner östlich der Wohnhäuser von Rüebgarten in Zusammenhang mit der die Scheidegg von N nach S durchstechenden Rüebgartenmulde. In südwestlicher Fortsetzung liegen die neu gefundenen Gault-Aufschlüsse im N-Hang des Horn, in den sogenannten Hornbändern.

Die an der Scheidegg und am Horn auftretenden Gault-Sedimente sind ca. 8—10 m mächtig und durch reichlichen Glaukonitgehalt gekennzeichnet (Glaukonitkalksandstein). Die Grenze Oberer Schrattenkalk-Gault ist scharf, aber selten direkt beobachtbar, weil sich an ihr häufig eine Rutschfläche entwickelt hat. Im unteren Teil besteht der Gault aus dunklen, etwas schiefrigen Mergelkalken mit Phosphoritknollen (Mächtigkeit 0,50—1 m); höher oben wird das Gestein reiner kalkig und geht dann unter Aufarbeitungserscheinungen rasch in den Seewerkalk über.

Die Fossilführung ist spärlich. Die schlecht erhaltenen und wenig bezeichnenden Fossilien aus den basalen Schichten über dem oberen Schrattenkalk vermögen keinen Anhaltspunkt über ihr Alter zu geben. Der überlagernde zähe, feste Glaukonitkalksandstein lieferte nur einige *Belemnitenquerschnitte*. Hingegen finden sich in seinem oberen Teil — in den Übergangsschichten zum hangenden Seewerkalk — herauswitternde *Turriliten* (*T. bergeri* BRONG.) zusammen mit zahlreichen *Belemniten*, seltenen und schlecht erhaltenen *Ammoniten* und *Seeigeln*. Auch sind bereits die Kleinforaminiferen des Seewerkalks vertreten, worunter auch *Globotruncana apenninica*, O. RENZ (siehe unten).

Eine Zuweisung des geringmächtigen Gault der Scheidegg zu bestimmten Ammoniten-Zonen ist nicht möglich; sicher ist, dass in den glaukonitischen Schichten kein oberes Aptien vertreten ist, sondern nur Albien; aber eine weitere Unterteilung ist mangels Fossilien nicht durchführbar. Gut gekennzeichnet ist einzig die Turrilitenschicht, die heute meist zum untersten Cénomanien gestellt wird. Dabei ist die Möglichkeit gegeben, dass in dieser Turrilitenschicht in gewissem Betrage Aufarbeitung stattgefunden hat.

Die Fossilreste sind phosphoritisiert und zeigen im Vergleich zum umgebenden Nebengestein einen leichten Unterschied im Mengenverhältnis der darin auftretenden Quarz-, Glaukonit- und Glaukokalzitkörner; auch ist im Schliff die Grenze zwischen den hellgrauen, schon seewerkalkähnlichen Schichten und den darin eingebetteten Phosphoritfossilien stets scharf.

Immerhin scheint die Aufarbeitung nicht bedeutend gewesen zu sein, da sowohl die Phosphoritknollen als das Nebengestein die später im Seewerkalk häufig auftretenden Kleinforaminiferen führen.

2. Seewerkalk (Turonien).

Ausser an der Scheidegg konnte Seewerkalk auch in zwei kleinen neuen Vorkommen am Horn nachgewiesen werden. 10—12 m mächtiger, heller, muscheliger brechender, von schwarzen, tonigen Häuten durchzogener, heller, dichter Foraminiferenkalk mit *Inoceramenbruchstücken*. Mit dem Gault verbindet ihn der bereits erwähnte Faciesübergang; an seiner Obergrenze wird er transgressiv vom Assilengrünsand (Lutétien) überlagert, so dass die primäre Mächtigkeit nicht bestimmt werden kann. Er stimmt in jeder Hinsicht — auch im Dünnschliff — mit dem Gestein der Typlokalität Seewen bei Schwyz überein. Von den im Seewerkalk auftretenden Kleinforaminiferen (*Globotruncanen*, *Orbulinarien*, *Cristellarien* [*Robulus*], *Globigeriniden*) erheischen die *Globotruncanen* besonderes Interesse. H. P. SCHAUB (lit. 63) wies darauf hin, dass die von O. RENZ (lit. 60) in der Scaglia des Apennin beobachtete Entwicklungsreihe *Globotruncana apenninica* — *Gl. apenninica-linnei* (Übergangsform) — *Gl. linnei* zusammen mit *Gl. stuarti* auch im helvetischen Seewerkalk mit einiger Sicherheit nachge-

wiesen werden könne. Anhand einer systematischen Dünnschliffserie (16 Schliffe auf 10 m Seewerkalk) wurde auch der Seewerkalk an der Scheidegg in dieser Hinsicht geprüft. Dabei ergab sich folgendes:

Mit der allgemein vorhandenen *Globotruncana apenninica* treten hauptsächlich die Übergangsformen von *Gl. apenninica* zu *Gl. linnei* auf, wobei von unten nach oben die Tendenz zur Entwicklung der kofferförmigen *Gl. linnei* deutlich vorhanden ist. Es treten im oberen Teil bereits Formen auf, welche man zu *Gl. linnei* stellen könnte. Hingegen scheint *Gl. stuarti* noch zu fehlen.

Wir haben demnach im Seewerkalk der Scheidegg nur den Anfang der Entwicklungsreihe von *Globotruncana apenninica* zu *Globotruncana stuarti* vertreten. Da nun aber H. P. SCHAUB (lit. 63) für das Rawilgebiet in einer viel vollständigeren Seewerkalkfolge die ganze Evolutionsreihe bis zu *Globotruncana stuarti* nachwies, lässt sich der Betrag des durch voreocaene Erosion abgetragenen Seewerkalkes an der Scheidegg wenigstens summarisch feststellen; der wenig mächtige Seewerkalk unseres Gebietes würde demnach nur dem unteren Teil der gesamten Seewerkalkfolge entsprechen, wie dies schon früher, aber ohne genaue Anhaltspunkte, angenommen wurde.

IV. Bemerkungen über das allgemeine Vorkommen der Kreidehorizonte: Orbitolinaschichten — Oberer Schrattenkalk — Gault — Seewerkalk im Untersuchungsgebiet.

Wir wissen, dass die heutige Verbreitung der verschiedenen Kreidehorizonte nicht der ursprünglichen entspricht, sondern dass vormitteleocaene Abtragung, besonders in den nördlichen Faciesgebieten, die obere, mittlere und häufig auch die untere Kreide entfernt hat. Das Lutétien ruht auf einer Abtragungsfläche, und zwar greift im allgemeinen die Eocaentransgression, aufsteigend von den tieferen (nördlichen) zu den höheren (südlichen) tektonischen Einheiten, auf stets jüngere Kreideschichten über. Von dieser allgemeinen Regel gibt es aber Ausnahmen; solche sind besonders von J. OBERHOLZER namhaft gemacht worden (lit. 59, S. 414). Auch im Isental finden sich solche Ausnahmen, und zwar einerseits im Axen-Nordlappen (Scheidegg), andererseits — wie meine Aufnahme ergeben hat — auch in der Kleintal-Serie.

Für die nachfolgende Besprechung verweisen wir auf Tafel II, Fig. B, in welcher speziell die Eocaentransgression in der Gitschen- und Axendecke zur Darstellung gelangt.

Wie diese Figur zeigt, ist am N-Rand der Kleintal-Serie die Schrattenkalkfolge zunächst nur durch unteren Schrattenkalk vertreten, der gegen N, gegen die Gitschen-Decke, auskeilen muss. Das Auskeilen ist aber wegen der tektonischen Lücke zwischen Axen- und Gitschen-Decke nicht direkt beobachtbar. Dieser untere Schrattenkalk bildet den verkehrten untern Schenkel der unteren Kleintal-Falte (vgl. auch Tafel IV, Profile 2 und 3); er wird direkt von Lutétien überlagert.

In der darüberliegenden Oberberg-Mulde kann dagegen, und zwar sowohl im Kleintalhintergrund (etwas über der sogenannten Unteren Stelli) als auch im Muldenausstrich östlich unterhalb des vorderen Gitschen (ob Gitschenberg), trotz der später zu besprechenden komplizierten Tektonik, über dem untern Schrattenkalk die vollständige Serie von den Orbitolinaschichten bis hinauf in die basalen Schichten des oberen Schrattenkalkes festgestellt werden.

Im verkehrten Schenkel der Oberberg-Mulde, welcher nur lokal vorhanden ist, zeigt sich noch dieselbe Schichtfolge: Das Eocaen transgrediert allerdings auf nur 2—3 m dickem, oberem Schrattenkalk. In der nächsthöheren Tertiärmulde — ich nenne sie Paradies-Mulde¹⁾ —, deren Ausstrich nach E gegen Oberberg zu sich als schöne Umbiegung im Schrattenkalk zu erkennen gibt (vgl. Tafel IV) fehlt der obere Schrattenkalk, Eocaen ruht im normalen Muldenschenkel und in einem Teil des verkehrten, auf nur ca. 5—6 m mächtigen Orbitolinaschichten. Im dünn ausgezogenen Teil des verkehrten Muldenschenkels ob Musenalp gehen auch diese verloren, so dass die Nummulitenschichten, wie in der unteren Kleintal-Falte, auf unteren Schrattenkalk zu liegen kommen. Diese Verhältnisse können — wie Tafel II, Fig. B, darstellt — auf zweierlei Arten interpretiert werden: Entweder trans-

¹⁾ Als Paradies (!) wird von den Älplern das auf dem Eocaen gedeihende Grasband bezeichnet (vgl. Tafel IV, Profil 2, Kulisse D, und Tafel VI, Fig. A und B).

grediert in der Kleintal-Serie das Lutétien über eine leicht muldenförmig verbogene Schichtfolge; die tiefste Einsenkung führt oberen Schrattenkalk und liegt da, wo später die Oberberg-Mulde entstanden ist. Oder aber: Die Schrattenkalkserie ist von kleinen präeocänen Brüchen zerlegt, über welche das Lutétien transgrediert. Auf diese Deutung wird später (S. 62) noch näher einzutreten sein. In jedem Falle sei an dieser Stelle darauf hingewiesen, dass diese tektonischen Störungen (Mulden oder Brüche) nur sehr geringe Ausmasse erreichen; das zeigt am besten der Vergleich der oberen 8fach überhöhten Darstellung von Fig. B, Tafel II, mit der unteren, die nur 2fache Überhöhung zeigt. Würde man die Zeichnung nicht überhöhen, so kämen die Störungen kaum zur Geltung.

In der nächst anschliessenden Falte des Axen-Südlappens (Schardi) treffen wir vorerst auf gleiche Verhältnisse: Transgression des Eocaens auf unterem Schrattenkalk. In den sich im Streichen nach W neu einstellenden Falten am Kulm treten erneut Orbitolinaschichten in typischer Ausbildung auf. Sie setzen südlich des Sittobels am sogenannten Weissberg 1—2 m mächtig ein und nehmen nach W an Mächtigkeit zu (6—8 m am W-Ende des Kulm, 10—12 m am Bärenstock und Kaiserstuhl). In der Serie der Axenmattli-Mulde am Faulen, welche das facielle Übergangsglied vom Axen-Süd- zum Axen-Nordlappen bildet, finden wir gleiche Verhältnisse wie am Kulm, d. h. die Serie endet mit ziemlich mächtigen Orbitolinaschichten (8—10 m).

Von hier an nach N besteht nun keine Möglichkeit, die Schichtfolge wie bisher zu verfolgen: der zwischen Isleten und Bauen in grosser Breite in die Tiefe stehende Axen-Nordlappen verhüllt auf ca. 2,5 km die Kreide-Eocaengrenze und erst am N-Hang des Nordlappens, d. h. an der N-Abdachung der Scheidegg, tritt bei P. 853 im Kohltal südlich Bauen diese Grenze wieder zutage. Hier lässt sich nun aber, wie schon die G. V. K. angibt, eine vollständige bis in den Seewerkalk hinaufreichende Kreideserie feststellen. Dieselbe Vollständigkeit zeigt die Schichtfolge auch am Horn (südwestlich ob Isental), wo mir ebenfalls der Nachweis von Gault und Seewerkalk gelang.

Man kann nun annehmen — und diese Auffassung kommt auf Tafel II, Fig. B, zur Darstellung —, dass die Serie im nicht sichtbaren Teil des Axen-Nordlappens sich von N nach S zu allmählich vervollständigt bis zum Auftreten des Seewerkalkes. Hier ist aber darauf aufmerksam zu machen, dass das Vorhandensein von Gault und Seewerkalk nicht in das übliche Verbreitungsschema dieser Stufen passt, und zwar deshalb nicht, weil wir in der unteren Serie der Alpenrandkette (Pilatus-Teildecke der Rigihoehfluh), an welche nach dem Vorschlag von A. Buxtorf und A. Tobler die Axenkette anzuschliessen ist, keinen Gault und Seewerkalk finden. Wie die Profile der Rigihoehfluh (Karte und Profile zu lit. 42) zeigen, ruht das Eocæn hier auf oberem Schrattenkalk, und erst gegen Gersau zu schaltet sich nach und nach etwas Gault dazwischen.

Das Auftreten von Gault und Seewerkalk an der Scheidegg und am Horn kann wieder auf zwei Arten erklärt werden: Wir können eine Art älterer Einmuldung der Kreide annehmen (vgl. Tafel II, Fig. B, oben), ähnlich, aber noch ausgeprägter als die in der Kleintal-Serie beschriebene. Eine zweite Erklärung aber wäre auch hier durch die Annahme gegeben, es sei der gault- und seewerkalkführende Teil der Scheidegg während der obersten Kreide oder zu Beginn der Eocaenzeit grabenförmig eingebrochen und dadurch von der voreocänen Abtragung, welche in unserem Gebiet allgemein nachgewiesen werden kann, verschont geblieben (vgl. Tafel II, Fig. B, unten). Diese zweite Deutung hat für das Urnerseegebiet A. Buxtorf vertreten. Aus seiner Publikation (lit. 18) und der G. V. K. ist ersichtlich, dass auf der N-Seite des Rophaien und Dieppen südlich oberhalb Sisikon eine schmale gault- und seewerkalkführende Zone auftritt, welche von Brüchen eingefasst erscheint. Da nun das Eocæn ausserhalb dieses Gault- und Seewerkalkstreifens auf oberem Schrattenkalk transgrediert, kam A. Buxtorf zum Schluss, die begrenzenden Verwerfungen seien in ihrer ersten Anlage voreocæn entstanden. Besonders deutlich kommen diese Verhältnisse im Gebiet Sisikon-Menzigried-Rütenen zum Ausdruck, wo sich, vergleiche G. V. K., folgendes feststellen lässt: Über der Axenstrasse südlich Sisikon beobachtet man eine tektonisch ungestörte Auflagerung des Eocaens auf oberem Schrattenkalk. Diese steil nördlichfallende Normalserie wird in der Höhe von Menzigried von einem horizontalen, leicht verbogenen Bruch geköpft und nach S zurückgepresst. An der Bruchfläche finden sich verklemmte Fetzen von Gault, die zurückgepresste Serie selber aber führt ausser dem Gault auch

noch mächtigen Seewerkalk (15—20 m). Man kann also diese Serie als einen präeocänen grabenartig eingebrochenen Sedimentstreifen deuten.

Es stellt sich nun die Frage, ob die Verhältnisse an der Scheidegg ebenfalls auf diese Art zu erklären seien, denn beide Gebiete entsprechen sich genau, sie liegen beide in der Stirnpartie des Axen-Nordlappens.

Prüfen wir zu diesem Zweck die Verbreitung von Gault und Seewerkalk an der Scheidegg, so finden wir diese Schichten überall am Gipfelgrat, und von hier reichen sie nach SW bis zum Rüebgarten und nach NE bis zum P. 853 am N-Hang der Scheidegg. Unterhalb Rüebgarten ist die Schichtfolge tektonisch gestört, auch das Lutétien fehlt, so dass Stadschiefer direkt gegen unteren Schrattenkalk stösst; eine Entscheidung lässt sich hier also nicht gewinnen. Im NE bei P. 853 wird die ganze Serie Lutétien-Seewerkalk-Gault-Oberer Schrattenkalk-Orbitolinaschichten und sogar ein Teil des unteren Schrattenkalkes tektonisch abgequetscht. Nach E stösst also, wiederum tektonisch, Lutétien an unteren Schrattenkalk; es besteht also auch hier keine Möglichkeit, zu entscheiden, ob ehemals unterhalb P. 853 Gault und Seewerkalk nach der Tiefe zu vorhanden waren oder längs einem alten Bruch abgeschnitten wurden; auch weiter unten am Abhang bei Kohlrüti fehlen unterhalb P. 853 jegliche Aufschlüsse. Eine sichere Entscheidung, welche der beiden Deutungen (Einmuldung oder alte Brüche) gilt, lässt sich also im Scheidegg-Gebiet nicht gewinnen. Es wurden deshalb auf Tafel II, Fig. B, beide Erklärungen dargestellt. Da die Frage des Vorhandenseins «alter Brüche» für die Deutung des Gebirgsbaus von Wichtigkeit ist, werden wir später nochmals auf diese Probleme zurückzukommen haben (vgl. S. 62).

V. Eocaen.

1. Lutétien — Bartonien — Priabonien.

Mit Ausnahme des Gebietes zwischen der Alp Oberberg und dem Kleintal-Hintergrund, wo als Einlagerung in den Stadschiefern der Oberberg-Mulde und als verschürfte Massen im Flysch des Wangbergs die später näher zu behandelnden Kleinkonglomerate auftreten, zeigt das Eocaen innerhalb der Axen-Decke im allgemeinen überall die gleiche Gliederung von unten nach oben in

- | | | |
|--------------------------|---|----------------------|
| 1. Assilinengrünsand | } | Lutétien |
| 2. Complanatakalk | | |
| 3. Oberer Quarzsandstein | } | Bartonien-Priabonien |
| 4. Pectinidenschiefer | | |
| 5. Stadschiefer | | |

Die lithologische Grenze Complanatakalk-Oberer Quarzsandstein fällt nicht genau mit der Stufengrenze Lutétien-Bartonien zusammen; die für Lutétien bezeichnende *Nummulina complanata* findet sich auch noch in den basalen Schichten des Oberen Quarzsandsteins.

Kleine, wenn auch unbedeutende Abweichungen sind indessen verschiedentlich zu beobachten, so z. B. die kalkige Ausbildung des Assilinengrünsandes in der Kleintal-Serie oder das Fehlen oder nur undeutliche Auftreten des in der Kleintal-Serie gut entwickelten Oberen Quarzsandsteins in den Axen-Lappen. Endlich scheinen auch die Pectinidenschiefer verschieden mächtig ausgebildet zu sein.

Transgressionskonglomerate des Eocaens wurden — wenig typisch entwickelt — nur an zwei Stellen beobachtet: am N-Hang des Kaiserstuhls (südlich ob dem Schonegg-Pass) und am N-Hang der Scheidegg, hier aber nur sehr schwach und mehr einer Auflockerung der Seewerkalkunterlage vergleichbar.

Einen guten Begriff der faciiellen Verhältnisse und der Gliederung des Eocaens im Untersuchungsgebiet gibt das nachfolgend näher beschriebene Profil, welches aufgenommen wurde in der senkrechtstehenden Eocaen-Serie am W-Ende der Scheidegg, südlich oberhalb Furkelen.

1. Assilinengrünsand, 1—1,5 m,

mit unebener, löcheriger Transgressionsfläche dem Seewerkalk aufliegend; grünsandiges Gestein, fast ausschliesslich aus Quarzkörnern und Glaukonit zusammengesetzt. Hauptsächlich der untere Teil ist erfüllt von den oft isoliert herauswitternden Schalen von *Assilina exponens*. Es finden sich ferner kleine *Nummuliten* und *Orbitoiden*, vereinzelt *Seeigel* und *Austern*.

2. Complanatakalk, ca. 8 m.

Nach raschem Gesteinswechsel folgt über dem Assilinengrünsand eine Folge schlecht gebankter, bräunlich bis gelblich anwitternder, oft spätiger, eisenschüssiger, fast reiner Kalke mit spärlichem Glaukonit. Mancherorts tritt darin *Nummulina complanata* fast gesteinsbildend auf, zusammen mit ebenfalls sehr häufigen kleinen *Nummuliten* und *Orbitoiden*. In den rein kalkigen, oft hell anwitternden Partien im oberen Teil des Complanatakalkes sind lokal Lithothamnien sehr häufig (z. B. im Complanatakalk der Hornbänder am Horn).

3. Oberer Quarzsandstein, 6—7 m.

Im Profil der Scheidegg findet sich kein lithologisches Äquivalent des z. B. in der Kleintal-Serie gut ausgebildeten, grobkörnigen, etwas Glaukonit führenden Oberen Quarzsandsteins; er ist vermutlich vertreten durch feinsandige, aussen und innen dunkel erscheinende glaukonitische Kalke mit kleinen *Nummuliten* und *Orbitoiden*. Sie überlagern mit unebener, lithologisch scharfer Grenze den im oberen Teil hell anwitternden Complanatakalk. Nach oben wird die feinsandige Facies herrschend, es entstehen rostig anwitternde, eine rauhe rissige Oberfläche zeigende, feinsandig-quarzitische Gesteine, welche man früher auf Grund der darin auftretenden *Nummulina variolaria* ins «Auversien» stellte. Kleine *Nummuliten* und *Orbitoiden* sind nicht mehr so zahlreich wie im unteren Teil; sie werden vom zirkulierenden Wasser aufgelöst und hinterlassen Hohlräume, welche der Form der verschwundenen Nummuliten oder Orbitoiden entsprechen. Mit dem Zurücktreten von Nummuliten geht Hand in Hand eine starke Abnahme des Glaukonitgehaltes; man findet ihn nur noch in spärlichen Körnern.

4. Pectinidenschiefer, 3—4 m,

festе, bröckelig brechende, mergelige, feinsandige, Glimmer führende, gelblich-graue bis bräunliche Schiefer mit *Dentalien* und kleinen *Pecten*, Glaukonit selten. Sie sind sowohl mit dem liegenden Oberen Quarzsandstein wie mit den hangenden Stadschiefern durch Übergang verbunden.

Ihre Mächtigkeit wechselt innerhalb der verschiedenen tektonischen Einheiten: 3—4 m in der Kleintal-Serie, 8—10 m im Axen-Südlappen und in der Axenmattli-Mulde am Faulen, 3—4 m im Nordlappen.

In den nördlichen Einheiten (Kleintal-Serie und Südlappen) ist ihre Obergrenze lokal durch Phosphoritknollen gekennzeichnet.

5. Stadschiefer,

weiche, feinblättrige, gelbliche Mergelschiefer, stark glimmerig, oft ein seidiges Aussehen zeigend. Die im Dünnschliff stets nachweisbaren *Globigerinen* sind vereinzelt als dunkle Punkte auf den Schichtflächen schon makroskopisch zu erkennen. Zur Seltenheit findet man darin *Haifischzähne*. Mächtigkeit aus tektonischen Gründen stark wechselnd, die Schiefer bald fast ausgequetscht, bald angehäuft.

2. Kleintalkonglomerate.

Mit der Bezeichnung Kleintalkonglomerate belegte A. BUXTORF (lit. 15) die von ihm erstmals erwähnten, auf der G. V. K. besonders ausgeschiedenen brecciösen Konglomerate mit *Nummuliten* und *Orbitoiden*, welche ihre Hauptverbreitung im Kleintalhintergrund und dessen E-Abhang bis hinauf nach Wangberg und Oberberg besitzen. A. BUXTORF nahm an, die Konglomerate seien «wohl entstanden bei der Abtragung der Kreide, welche den Gitschenmalm, im besonderen aber auch die heute als autochthon bezeichneten Malmmassen überlagerte». Die Kleintalkonglomerate bilden in der Regel keine zusammenhängenden Bänke, sondern stecken als Linsen in den Stadschiefern und sind daher auf der G. V. K. und den zugehörigen Profilen, ferner auf der geologischen Urirotstockkarte dem Obereocaen eingereiht.

Was die tektonische Zugehörigkeit dieser Konglomerate betrifft, so wies sie A. BUXTORF der Gitschen-Decke zu, hauptsächlich wegen ihres schichtförmigen Auftretens im Hangenden der Gitschenkreide der Gigenfluh. Wie unten gezeigt werden soll, sprechen aber verschiedene Argumente dafür,

dass sie wohl eher zur Oberberg-Mulde und den Stirnpartien der untersten Falten der Kleintal-Serie gehören, d. h. zur Axen-Decke, weshalb wir sie erst jetzt besprechen.

Diese Kleintalkonglomerate sind eine der interessantesten Obereocaen-Bildungen des Helvetikums, so dass es sich lohnt, ihre Verbreitung und Beschaffenheit näher zu prüfen.

a) Verbreitung.

Die Konglomerate setzen erstmals ca. 200 m östlich der Alphütte Oberberg ein (östlichstes Vorkommen) und bilden hier einige wenig mächtige Konglomeratlagen in den Stadschiefern der Oberberg-Mulde. Nördlich der Alphütte nehmen sie an Mächtigkeit zu und bedingen zwischen Oberberg und den obersten Heuhütten des Wangbergs einige, besonders bei P. 1565 hervortretende Riffe, die, ungefähr mit dem Hang einfallend, eine grosse Fläche einnehmen. Unterhalb P. 1565, hauptsächlich im Abhang gegen das Kleintal, finden wir sodann zahlreiche in den verschiedensten Stellungen in den Stadschiefern steckende, tektonisch verschürfte Konglomeratriffe. Nach dieser lokalen Anhäufung nimmt die Zahl der Riffe westwärts, d. h. gegen den Kleintalhintergrund, zunächst rasch ab. In den Bachrunsen östlich Breitsiten fehlen sie lokal ganz, dies im Gegensatz zu den etwas schematischen Angaben auf der G. V. K.

Nach diesem kurzen Unterbruch aber stellen sie sich nach SW zu wieder in grosser Mächtigkeit ein und bilden die Felswände östlich P. 1248 im Kleintalhintergrund. Weitere isolierte Vorkommen treffen wir im Liegenden der unteren Kleintalfalte im SE von P. 1248, ferner — in relativ grossen Massen — am linken Ufer des vom Kesselfirn herunterkommenden «Firrebaches». Ein letztes Vorkommen endlich tritt ganz unten im Alpelebach auf, und zwar verknüpft mit Orbitoidenkalk (vgl. G. V. K.). Doch zeigt dieses nicht mehr die typische Entwicklung; denn das Bindemittel ist oft stark kalkig und führt gleichfalls *Orbitoiden*.

Das Auftreten der Kleintalkonglomerate gibt uns einige Anhaltspunkte über ihre tektonische Stellung. Die östlichsten Vorkommen auf der Alp Oberberg liegen in den zur Kleintal-Serie gehörenden Stadschiefern der Oberberg-Mulde. Sie überlagern nach unten nicht normal die Gitschenkreide, wie A. Buxtorf annahm, sondern sind von dieser durch eine wichtige Scherfläche getrennt. Auch nach W zu ist die Gitschenkreide gegen die Konglomerate durch die auch auf der G. V. K. angegebene Störung abgetrennt. Aus Tafel III, Profil 1, ist ersichtlich, dass die Konglomerate südlich Wangberg sich der nach N abbiegenden Kreide der Gitschen-Decke anpassen. Doch kann es sich meiner Meinung nach auch hier nicht um eine normale Überlagerung der Gitschenkreide handeln, denn in den sicher zur Gitschen-Decke gehörenden Stadschiefern der Gigen-Mulde (G-M auf Tafel III) fehlen die Konglomerate vollständig (vgl. S. 34). Meine Auffassung wird auch nicht entkräftet durch ein kleintalkonglomeratähnliches Vorkommen im Gigental auf Quote 950 m (vgl. G. V. K.). Ich vermute, dieses auf Tafel III angegebene Vorkommen sei durch den Axen-Südlappen nach N verschleppt worden.

Im Kleintalhintergrund treten die Konglomerate im Liegenden der unteren Kleintal-Falte auf und wie am Oberberg in der Bewegungszone zwischen Axen- und Gitschen-Decke. Mit den Konglomeratfetzen finden sich hier die später zu besprechenden, aus Kreide bestehenden «Kleintal-Linsen», welche zweifellos mit den untersten Falten der Kleintal-Serie in Verbindung zu bringen sind. Gleiche Verhältnisse treffen wir am Firrebach südlich Musenalp, auch hier sind neben den Konglomeratlinsen auch solche von Schrattenkalk und Drusbergschichten vorhanden.

All diese Beobachtungen sprechen eher für eine Zuweisung der Kleintalkonglomerate zur Oberberg-Mulde und den untersten Kleintal-Falten, d. h. zur Axen-Decke.

Es muss nun allerdings gesagt werden, dass sich nirgends ein irgendwie normales Profil findet, das uns die Konglomerate im ehemaligen Schichtverband zeigt. Weil sie — wie gleich zu zeigen sein wird — offenbar Einlagerungen im untersten Teil der Stadschiefer darstellen und diese Schiefer stärkste tektonische Verschüpfung erfahren haben, ist es verständlich, dass die darin eingelagerten Konglomeratbänke aus dem primär-stratigraphischen Verband herausgerissen, in Linsen ausgezogen und verschleppt wurden.

b) Zusammensetzung.

Die Komponenten der Konglomerate bestehen ausschliesslich aus helvetischen Sedimentgesteinen, und zwar sind — wie meine Dünnschliff-Untersuchungen ergeben haben — nur untere Kreide und Eocaen vertreten. Die Komponenten sind meist nur kantengerundet, häufig auch eckig, sodass das Gestein vielfach brecciöses Aussehen aufweist. Man könnte also auch von «Kleintalbreccien» reden. Die eckige Beschaffenheit weist darauf hin, dass die Gesteinstrümmer nur einen kurzen Transportweg hinter sich haben. Die Grösse variiert vom kleinsten, einige Millimeter im Durchschnitt messenden Gesteinssplitter bis zu Brocken, die im längsten Durchmesser 20 cm erreichen. Durch Dünnschliffuntersuchung konnten mit ziemlicher Sicherheit unter den Komponenten Unter-Kreide und Eocaen nachgewiesen werden, und zwar gilt hierüber folgendes:

Unter-Kreide:

ist vertreten durch: Öhrlikalk?, Valanginienkalk, unteren Kieselkalk, oberen Kieselkalk (Echinodermenbreccie), Altmannschichten, Drusbergschichten, Schrattenkalk, Orbitolinaschichten.

Ein Vergleich der als Komponenten nachgewiesenen Schichten mit den anstehenden Kreidefolgen der Gitschen-Decke und der Kleintal-Serie führt uns zu der Annahme, dass hauptsächlich die Kleintal-Serie, richtiger gesagt das fehlende Verbindungsstück zwischen Kleintal-Serie und Gitschen-Decke, die Gesteine zum Aufbau der Kleintalkonglomerate lieferte. Denn in der Gitschen-Decke fehlen Schrattenkalk und Orbitolinaschichten schon durch alteocaene Abtragung. Eine weitere Stütze erhält diese Ansicht durch das Auftreten von Komponenten, welche die gleichen Serpulakolonien führen, die wir in der Kleintal-Serie an der Obergrenze der Altmannschichten und im unteren Teil der Drusbergschichten fanden (vgl. S. 16).

Eocaen.

Ausser den Kreidekomponenten, die — wie wir sahen — ziemliche Grösse erreichen können, ist an der Zusammensetzung der Kleintalkonglomerate auch eocaenes Material vertreten, und zwar sind, wie die Untersuchung ergab, alle den Stadschiefern vorangehenden Eocaenbildungen als Komponenten nachweisbar.

Die nachfolgende Zeichnung (Fig. 5) soll meine Beobachtungen in schematischer Weise zur Darstellung bringen.

Was zunächst das normale Sediment betrifft, das rechts in der Zeichnung dargestellt ist, so besteht dieses — wie wir wissen — aus globigerinenführenden Stadschiefern, von bald typisch gelblich-grauer (unten), bald dunkelgrauer bis schwärzlicher Farbe (oben). Durch Aufnahme von feinerem, bald sandigem, bald grobem Material entstehen in raschem, seitlichem Übergang konglomeratisch-brecciöse Bildungen, wobei wir, etwas generalisierend, folgende durch Übergänge verbundene Typen unterscheiden können (vgl. Fig. 5).

I. Die basalen Konglomeratbildungen sind grobsandige bis feinbrecciöse Gesteine: zur Hauptsache bestehend aus feinem, eckigem und grobem, gutgerundetem Quarz, Korngrösse bis 2 mm und darüber (aufgearbeitetes eocaenes Material); Glaukonit und Pyrit nicht selten. Kreidekomponenten stark zurücktretend, meist klein, eckig. Fossilien: Zahlreiche, in der Regel zerbrochene *Nummuliten* und *Orbitoiden*; darunter Fragmente von grossen Nummuliten (*Nummulina complanata*, *N. uroniensis*) und Orbitoiden, alles mit zum Teil noch anhaftendem kalkigem Gestein, das auch die Kammern der grossen Nummuliten ausfüllt. Da *Nummulina complanata* niemals normales Fossil in den obereocaenen Stadschiefern ist, müssen diese grossen Fragmente aus aufgearbeitetem Lutétien hergeleitet werden. Diese grob- bis feinsandigen, feinbrecciösen Gesteine gehen seitlich in dichtgepackte grobe Breccien I' über, bestehend aus eckigen Kreidekomponenten, die nur durch dünne Häute von typischen gelblich-grauen, globigerinenführenden Stadschiefern I" getrennt werden.

Durch Abnahme des groben Quarzes sehen wir in den Konglomeratbänken zwischen Oberberg und Wangberg Gestein I nach oben übergehen in

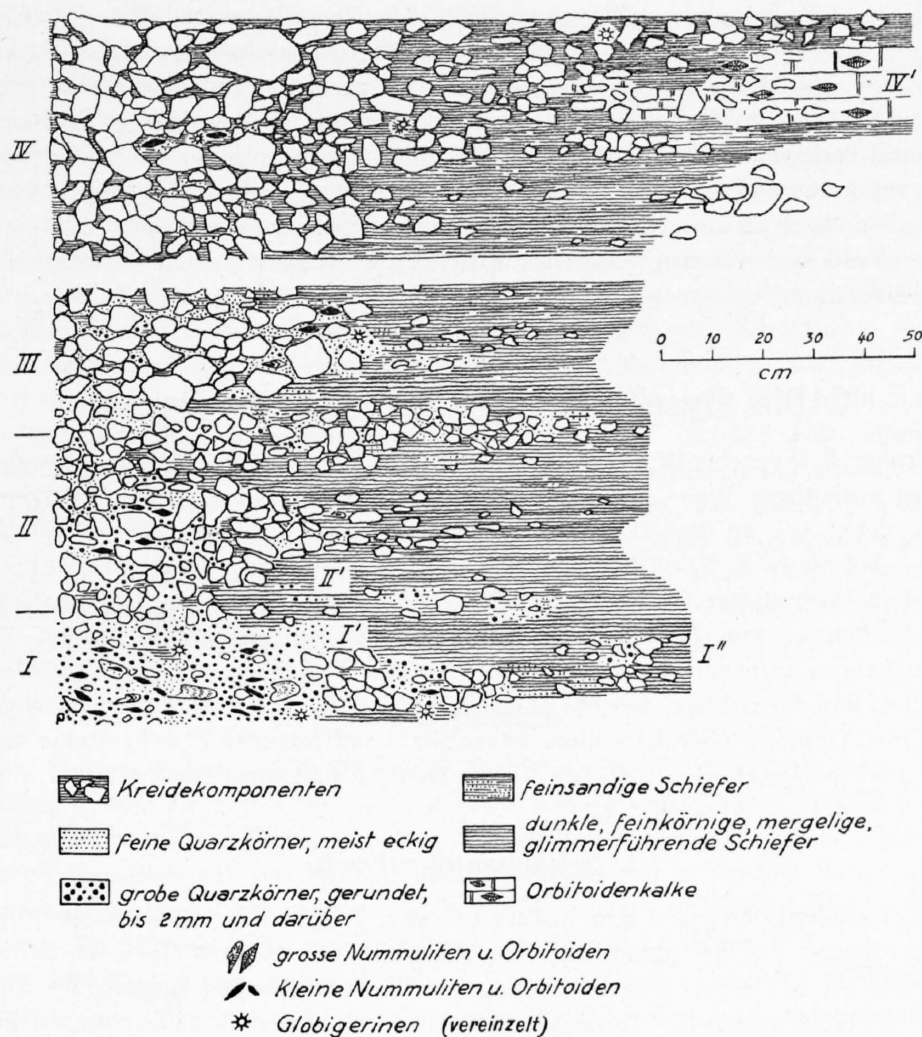


Fig. 5. Schematische Darstellung der Kleintalkonglomerate und ihrer Einlagerung in den Stadschiefern (nähere Erläuterungen im Text).

II. Relativ dicht gepackte brecciöse Konglomerate aus Kreidekomponenten. Bindemittel in der Regel feinsandig-schiefrig, stadschieferähnlich, mit einzelnen *Globigerinen* und eher seltenen kleinen *Nummuliten* und *Orbitoiden*. Grobsandige Schlieren mit der gleichen Zusammensetzung und Fossilführung wie I sind ebenfalls noch vertreten. Seitlicher Übergang in II' mit nur feinkörnigem schiefrigem Bindemittel. Von II bestehen nach oben Übergänge zu

III. Dichte Packung der Kreidekomponenten, Bindemittel sehr feinsandig-schiefrig, selten globigerinenführend; darin eingestreut einzelne grosse Quarzkörner. Es treten nur noch kleine *Nummuliten* und *Orbitoiden* auf, die sehr wohl autochthon sein können.

Ausser diesen im Schichtverband gebliebenen Konglomeratvarietäten tritt — für sich in einzelnen verschürften Linsen — noch Konglomeratvarietät

IV auf, gekennzeichnet durch dichte Packung der zum Teil recht grossen Kreidekomponenten; Bindemittel feinkörnig, dunkle glimmerige, oft mergelige Schiefer mit seltenen *Globigerinen*, von den echten Stadschiefern sich deutlich durch ihre dunkle Farbe unterscheidend. Lokal kann das Bindemittel auch kalkig entwickelt sein und ist dann reich an *Orbitoiden* (IV').

Am Firrebach und Alpelebach werden die Schiefer allmählich kalkiger und gehen in Orbitoidenkalk über.

Über die Ursache, welche zu der interessanten Bildung der Kleintalkonglomerate geführt haben, lassen sich nur Vermutungen anstellen. Es dürften aber — wie bereits in anderem Zusammenhange

erörtert wurde — vgl. S. 19 — nur zwei Deutungsmöglichkeiten in Betracht fallen: entweder örtliche Aufwölbungen oder Verwerfungen, beides aber von vorobereocaenem Alter. Da zwischen der Kleintal-Serie und dem Axen-Südlappen voreocaene Unregelmässigkeiten des Untergrundes nachgewiesen werden können, ist es möglich, dass ähnliche Störungen (Wellungen oder Brüche) im Bereich zwischen Kleintal-Serie und Gitschen-Decke zur Zeit der Ablagerung der Stadschiefer eine weitere Heraushebung erfuhren und erneut der Erosion ausgesetzt waren. Dadurch wurde zunächst das bereits abgelagerte Eocaen (Bartonien und Lutétien) wieder umgelagert, dann auch die Kreide aufgearbeitet und die Trümmer aus beiden Serien in dem im N direkt anstossenden Sedimentationsgebiet der Stadschiefer als «Kleintalkonglomerate» abgelagert.

C. Die Flyschunterlage der Gitschen-Decke.

In der früher S. 3 gegebenen Orientierung über Stratigraphie und Tektonik wurde die basale Flyschmasse in vorläufiger Weise gegliedert in Schächentalerflysch und Wildflysch. Diese Unterscheidung lehnt sich an die auf der Geologischen Karte der Urirotstockgruppe (lit. 26) gegebene Darstellung an. Auf der G. V. K. ist diese Zweiteilung noch nicht durchgeführt, alles ist bei der Gruppe Altdorfersandstein-Dachschiefer (= Schächentalerflysch) belassen. Dagegen sind in deren oberstem Teil kleine Schürfmassen von Nummuliten- und Kreidegesteinen angegeben worden. Gestützt auf meine Untersuchungen halte ich die von A. BUXTORF und P. ARBENZ auf der Urirotstockkarte gegebene Einteilung für die richtige, möchte aber beifügen, dass vielleicht in meinem engeren Gebiet noch eine dritte Gruppe allerdings bloss verschürft auftretender Flyschgesteine unterschieden werden muss, die ich Flysch des Oberen Gigintales nenne.

I. Schächentalerflysch.

Der Schächentalerflysch bildet den weitaus grössten Teil der Flyschmassen der Gitschen-Basis und gehört zum oberen Teil der parautochthonen Flyschbildungen am N-Rand des Aarmassivs. Er setzt sich zusammen aus einer Wechsellagerung von Sandsteinbänken (sogenannte Altdorfersandsteine) und Dachschieferlagen. Im oberen Teil der Serie treffen wir als Einlagerungen in den Sandsteinen grobe Konglomeratbänke = Gruontalkonglomerate.

Eine nähere Untersuchung dieser die westliche Fortsetzung des Schächentalerflysches bildenden Flyschbildungen wurde von mir nicht durchgeführt, dies müsste im Anschluss an ein systematisches Studium der ganzen Schächentaler Flyschmassen geschehen.

Im ganzen genommen, überwiegen in dieser Serie die Sandsteine. Die Dicke der Sandsteinbänke beträgt im Durchschnitt weniger als 1 m, ist aber sehr unterschiedlich. Nur selten finden sich mehrere Meter mächtige klotzige Sandsteinbänke, wie sie z. B. in den Steinbrüchen von Bolzbach ausgebeutet werden.

Die graublauen, zähen, festen, meist feinkörnigen, glimmerigen Altdorfersandsteine bestehen vorwiegend aus feinen Quarzkörnern, eingebettet in ein kalzitisches Bindemittel. Es wurden darin ferner beobachtet kleine Feldspäte, Zirkon, Biotit, Pyrit.

Die trennenden Dachschieferlagen sind durchschnittlich weniger mächtig als die über- oder unterlagernden Sandsteinbänke. Es sind dies vollkommen ebenspaltende, schwarze, glimmerführende Schiefer, sogenannte Dachschiefer. In solchen Schiefen findet man im Steinbruch von Attinghausen Reste von *Fischskeletten* (lit. 64).

Besondere Erwähnung bedürfen noch die in dieser Serie als Einschaltungen in den Sandsteinen auftretenden Konglomerate. Ihre Identität mit den Gruontalkonglomeraten im Gruontal östlich Flüelen steht fest: gleiche Zusammensetzung, gleiches Auftreten im oberen Teil der Altdorfersandstein-Dachschiefer-Serie. Die Gruontalkonglomerate wurden bereits von ALBERT HEIM eingehend auf ihre Zusammensetzung untersucht und beschrieben (lit. 8, S. 36—37). Auf diese Beschreibung stützen sich die späteren Arbeiten von CH. SARASIN (lit. 61, S. 212—213) und von

J. BOUSSAC (lit. 36). Die Untersuchungen von BOUSSAC brachten als neues wichtiges Ergebnis den Nachweis eines Gerölles mit *Nummuliten* und *Alveolinen* des Lutétien.

Was die Gruontalkonglomerate in unserem Gebiet betrifft, so sei hingewiesen auf die guten Aufschlüsse in den Bachgräben oberhalb Rüteli P. 923, oberhalb P. 900 und Böschrüti. Die Konglomerate wechsellagern dort mit grob- und feinkörnigen Altdorfersandsteinen; man findet alle Übergänge vom feinkörnigen Sandstein bis zu ganz groben Konglomeratlagen. Die Komponenten sind stets gut gerundet und erreichen Grössen bis zu 30 cm im grössten Durchmesser. Es wurden folgende Gesteine als Gerölle darin beobachtet: Weisse, milchige, fettig glänzende Quarzite, sehr häufig; seltener sind schwarze Hornsteine. Ferner sind Kalke zahlreich vertreten, und zwar wurden beobachtet: glimmerige, schwärzliche Mergelkalke, helle weissliche und grünliche bianconeähnliche dichte Gesteine; eher selten sind dunkle dichte Kalke und verschiedene Sandsteine. Nummuliten- oder alveolinenführende Gerölle, wie sie im Gruontal bei Flüelen von ALB. HELM (Nummulitenkalk, siehe lit. 8) und J. BOUSSAC (nummuliten-, assilinen- und alveolinenführendes Geröll, lit. 36, Tafel S. 272) gefunden wurden, konnten bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Kristalline Komponenten sind ebenfalls vertreten durch eher seltene Gerölle von Glimmerschiefern, Gneisen und Graniten. Die Aufzählung zeigt, dass die Komponenten der Gruontalkonglomerate exotischen Ursprungs sind, Gerölle aus der helvetischen Schichtserie scheinen ganz zu fehlen. Wie bereits J. BOUSSAC betonte (lit. 36), bilden die Gruontalkonglomerate grobe Einlagerungen in den Altdorfersandsteinen. Die Grösse der Gerölle (bis 30 cm Durchmesser) und ihre gute Rundung weisen auf fluviale Zufuhr hin.

II. Wildflysch.

Über dem Schächentalerflysch findet sich in einer Mächtigkeit von ca. 100 m eine Serie schwärzlicher, glimmeriger, wirr gefalteter und zerquetschter Schiefer mit Knollen kieseliger Gesteine, die als zerrissene, quarzitisches Sandsteinbänke gedeutet werden müssen. Die ganze tektonische Facies erinnert an stark gequälten, ultrahelvetischen Wildflysch. Da nun im Schächental sowohl die Unterlage der Axen-Decke als auch die der Griesstock-Decke von solchem Wildflysch gebildet wird und überdies P. ARBENZ auch im Gebiet Surenen-Engelberg zwischen den Altdorfer-Flyschgesteinen und den überschobenen Decken ultrahelvetischen Wildflysch festgestellt hat, so sind wir wohl berechtigt, auch in der Basis der Gitschen-Decke eine Lamelle von eingewickelter Wildflysch anzunehmen. Diese Auffassung ist denn auch auf der Geologischen Karte der Urirotstockgruppe (lit. 26) dargestellt auf Grund einer gemeinsamen Exkursion, die Prof. ARBENZ und Prof. BUXTORF am 31. August und 1. September 1917 ins Gitschengebiet ausgeführt hatten. Eine andere Frage ist dagegen die Zuweisung der in diesen Schiefen steckenden Linsen von Kalken, die von A. BUXTORF auf der G. V. K. (lit. 25) als «Gelbe Kalke (? Valanginien)» bezeichnet worden sind. Die Geologische Karte der Urirotstockgruppe dagegen führt diese Kalke mit der Farbe der Nummulitenkalklinsen an, wie sie bei Engelberg in dieser selben Zone festgestellt worden sind.

Eine von mir anhand zahlreicher Dünnschliffe durchgeführte Nachprüfung ergab, dass diese Kalke meist sehr stark marmorisiert sind, nur in seltenen Fällen ist ihre ursprüngliche Zusammensetzung und Struktur erkennbar. Dies ist auch der Grund, weshalb diese Kalklinsen von den früheren Autoren verschieden beurteilt wurden. Eine sichere Zuweisung dieser Gesteine, sei es zur Kreide oder zum Eocaen, muss in vielen Fällen wegen der Marmorisierung auch heute offen gelassen werden. Immerhin hat die Untersuchung ergeben, dass sicher Unter-Kreidekalke vertreten sind, und zwar sowohl onkolithisch-oolithische Kalke, wie wir sie in der Schichtfolge der Gitschen-Decke antreffen (Öhrlikalk), als auch gelbliche spätige, im Dünnschliff typische Echinodermengitter-führende Kalke (Valanginienkalk?) und dunkle kieselige Kalke (Kieselkalk?). Ich stelle diese Linsen daher in die Kreide und möchte sie in Verbindung bringen mit der Kreide der Gitschen-Decke, von deren Malm sie aber durch Scherflächen und zum Teil auch durch verquetschte Flyschschiefer getrennt sind. Meine Auffassung deckt sich im Prinzip mit der oben erwähnten von A. BUXTORF (vgl. Profil 3 der Profilserie zur G. V. K.).

Ergänzend sei hier bemerkt, dass auch M. LUTHER (lit. 20) die Linsen «gelber Kalke» im wesentlichen der unteren Kreide zuweist.

Trotzdem ist nicht ausgeschlossen, dass unter den etwas tiefer im Wildflysch steckenden Linsen auch solche von eocaenen Gesteinen sich finden könnten, die dann den Nummulitenkalken der Surenegegend und des Schächental-N-Hanges zu vergleichen wären. Bis jetzt ist es mir aber nicht gelungen — sei es im Gelände, sei es durch Dünnschliffuntersuchung —, in solchen Kalken Nummuliten oder Orbitoiden nachzuweisen.

Nördlich unterhalb des Bärenstockes scheint die Wildflyschzone auszuweichen. Jedenfalls treffen wir im Gigental keine typischen Wildflyschgesteine mehr. A. BUXTORF gibt freilich im Gigental bei der Zahl 5 von P. 1565 (lit. 26) ein isoliertes Wildflyschvorkommen an (siehe auch unsere Tafel III, Profil 1). Dazu möchte ich folgendes bemerken: wenn wir die dort auftretenden dunklen Schiefer und Quarzite als Wildflysch deuten, so müssen wir auch Teile der Schiefermassen zwischen Oberbergalp und Breitsiten, d. h. des E-Hangs des Kleintales, dazu rechnen. Denn auch dort finden wir intensiv gefaltete schwarze Schiefer mit grünlichen und hellen Quarzitknollen und dünnen Quarzitbänken. Eine definitive Zuweisung kann aber erst geschehen, wenn eine genaue topographische Karte vorliegt, die eine geologische Detailkartierung erlaubt.

III. Flysch des oberen Gigentales.

Wir erwähnten vorhin, dass die Flyschserie der Altdorfersandsteine und Dachschiefer hinaufreicht bis ca. auf Quote 850 m, wo — etwa beim *n* von Gigental — der Gigenbach sich gabelt. Oberhalb dieser Stelle bis hinauf gegen die Wangbergglinsen beobachten wir im Bachbett und den anstossenden Hängen in den Flyschschiefern eingebettete Linsen von Orbitoiden- und Nummulitenkalken, ferner von Kleintalkonglomeraten und Unter-Kreidekalken. Diese merkwürdige Vermischung lässt sich nur verstehen, wenn wir uns vergegenwärtigen, dass in dieser Gegend verschiedene Flyschserien zusammenstossen, nämlich 1. der kalklinienführende Flysch der Gitschen-Basis, 2. das Eocaen der Kleintal-Serie mit Kleintalkonglomeratbänken und Orbitoidenkalken und 3. die verkehrte Serie des Axen-Südlappens (vorwiegend Stadschiefer). Dann begreift man auch, dass eine Vermengung dieser verschiedenen Flyschmassen hat eintreten müssen, die sich kaum mehr entwirren lässt; jedenfalls kann auch hier eine Trennung erst dann versucht werden, wenn eine genaue topographische Grundlage grossen Maßstabes zur Verfügung steht.

D. Quartär.

I. Pleistocaen.

1. Moränen.

Eine Gliederung der Moränenablagerungen unseres Gebietes ergibt sich leicht aus dem Vorhandensein oder Fehlen von kristallinen Geschieben. Wo kristallines Material (Granit, Gneise etc. des Aarmassivs) auftritt, haben wir es mit dem Glazial des Reussgletschers zu tun. Alle anderen Moränen lassen sich zwangslos als Ablagerung der Lokalgletscher deuten. Ihrem Alter nach gehören aber beide sehr wahrscheinlich nur der Würmeiszeit und ihren Rückzugsstadien an.

a) Moränen des Reussgletschers.

Es handelt sich weniger um mächtige Moränenablagerungen als um eine starke Überstreuerung des linken, westlichen Reusstalhangs mit vereinzelt Blöcken und Blockschwärmen. Besonders gut lässt sich diese Erscheinung an der Scheidegg bei den Häusern von Bärschi beobachten, wo die erratischen Granit- und Gneisblöcke vielfach direkt dem vom Gletscher abgeschliffenen Kreideuntergrund aufliegen. Zusammenhängende, festgepackte Moränendecken fehlen indessen nicht ganz.

Sehen wir ab von zahlreichen, kleinen Moränenrelikten, so ist als wichtigstes Vorkommen die auch orographisch ausgeprägte, von Moränen bedeckte Terrasse zu erwähnen, welche sich auf der E-Seite des Gitschen von Rüteli (P. 923) über P. 900 zu P. 986 hinzieht.

Eine Anordnung der verschiedenen erratischen Blöcke in Zonen, entsprechend der Gesteinsfolge im Einzugsgebiet des Reussgletschers, ist an der Scheidegg erkennbar. Von der Bärchi, auf der E-Seite der Scheidegg, hangaufwärts lassen sich unterscheiden:

- a) Eine erste Zone von Blockschwärmen und Moränen vorwiegend granitischer Gesteine. Gneise untergeordnet, Malm (Hochgebirgskalk) selten: beschränkt auf die Untere Bärchi, ca. 950 m;
- b) eine zweite Zone: Kristallin hauptsächlich durch Gneise vertreten; Malm tritt häufiger auf als in Zone a und ist begleitet von vereinzelt seltenen Flyschsandsteinen: Gegend der Oberen Bärchi, ca. 1100 m;
- c) die dritte, oberste Zone (bei ca. 1250 m) zeigt nur noch vereinzelte seltene Gneisblöcke; herrschend sind Jurakalke (vorwiegend Malm) und Flyschgesteine, deren Herkunft wir in der Zone der Surenen und den einrahmenden Kalkketten zu suchen haben.

Die Verteilung der erwähnten Zonen und Blöcke ist allerdings nicht so deutlich, wie sie H. J. FICHTER bei Seelisberg vorfand (lit. 44, S. 120—121). Hingegen besteht kein Zweifel, dass die Reussmoränen beider Gebiete den gleichen Rückzugsstadien des würmeiszeitlichen Reussgletschers angehören, und zwar dürften sie nach den Ausführungen von H. J. FICHTER dem Bühlstadium zuzuweisen sein, dessen Stirnmoräne sich auf dem Grunde des Vierwaldstättersees zwischen den beiden Nasen findet (siehe G. V. K.).

b) Die Moränen der Lokalgletscher des Isentals.

Spuren der Vergletscherung des Grosstaies und Kleintaies sind sehr verbreitet; bei der ausgesprochenen Nordexposition des Gebietes müssen die beiden Täler sehr hoch mit Eis gefüllt gewesen sein. Auffallend ist indes das spärliche Auftreten von morphologisch hervortretenden Moränenbildungen, sei es als Wälle oder als ausgedehnte geschlossene Decken; wir müssen daher annehmen, dass nach dem Rückzug der Gletscher bei der Steilheit der Talflanken und dem grossen Erosionsgefälle viel Moränenmaterial von den Gehängen abgeschwemmt oder von jüngerem Gehänge- oder Bergsturzschutt und von Alluvionen überdeckt wurde.

Im einzelnen gilt folgendes:

Im Grosstal beobachtet man nur eine leichte Moränenauskleidung der Talsole bei Steinhüttli-Bühlrüti-Hüttenboden, ferner am rechten Talhang bei Hangbaumalp. Die ganze Oberflächen-gestaltung zeigt aber durch Rundhöckerformen (Bühlrüti, Hüttenboden) und Gletscherschliffe (Steinhüttli) deutlich die Gletscherwirkung; Moränenwälle sind jedoch keine erkennbar.

Besondere Erwähnung verdient ein nur einige Quadratmeter grosses Moränenrelikt, das sich auf dem aus Malmkalk bestehenden schmalen N-Grat des Schlieren, ca. 1,2 km südlich der Passlücke des Sassi-grates bei ca. 2300 m findet (vgl. Tafel V, Prof. 4)¹⁾. Aus der Humusdecke stechen einige kleine und grosse, gut gerundete Geschiebe hervor, die durch ihre helle Farbe sich scharf vom umgebenden dunkeln Malm unterscheiden. Sie bestehen aus gebleichten Sandsteinen, offenbar des unteren Doggers (Bajocien) der Urirotstockgipfelgegend; um Flyschsandstein kann es sich nicht handeln, er fehlt im Einzugs-gebiet vollständig. Die interessanten Geschiebe beweisen eine gewaltige Eisfüllung des Gross- und Kleintalhinterrandes, die vermutlich mit der grössten Vergletscherung in Beziehung zu bringen ist.

Auch im unteren Teil des Grosstaies ist zwischen Schluchen und Dorf Isental viel weniger Moräne tatsächlich nachweisbar, als die G. V. K. verzeichnet; spärliche Aufschlüsse (vgl. auch lit. 44) bei Neien zeigen immerhin, dass unter der Gehängeschuttdecke Grundmoräne wahrscheinlich in grosser Verbreitung vorausgesetzt werden muss.

Zu Zeiten hohen Eisstandes überfloss der nördliche Teil des Grosstal-gletschers die schön U-förmige Senke von Furkelen, zahlreiche dort oben zerstreute Blöcke und Geschiebe von Malmkalk beweisen dies; auch der Rücken der Scheidegg muss bei Höchstständen unter Eis begraben gewesen sein.

Etwas besser erhaltene Moränenreste zeigt das Kleintal; hier tritt nordwestlich Hundwald ein deutlicher linksseitiger Wall hervor (vgl. geologische Karte der Urirotstockgruppe), der am ehesten

¹⁾ Man erreicht die Stelle am besten, wenn man der im «Clubführer durch die Urner-Alpen» (herausgegeben vom Schweizer Alpen-Club) Bd. II, 3. Aufl. 1930, auf S. 338 angegebenen Route 11 b von Biwald auf den Schlieren folgt.

dem Gschnitzstadium entsprechen dürfte. Am Ausgang des Kleintales wurde sodann westlich von Fluh feste, lehmige Grundmoräne mit eingebackenen gekritzten Geschieben von Malmkalk und Kreide beobachtet. Zerstreutes erratisches Material, vermisch mit Gehängeschutt, findet sich vielerorts an den Talflanken des Kleintales (Güetisfluh, Kulm-E-Flanke, Horn-E-Seite oberhalb Siti).

Dass sowohl im Kleintal wie im Grosstal Wälle des Daunstadiums fehlen, dürfte in den lokalen Verhältnissen, d. h. den steilen, halbirkusartigen Felsabschlüssen beider Täler bedingt sein. Wahrscheinlich sandten zu dieser Zeit die Gletscher mehr nur Eisschuttkegel bis an den Fuss der Wände hinab, ohne dass diese sich unten wieder zu eigentlichen Gletscherzungen zu regenerieren vermochten. Das mit dem Eis abstürzende Moränenmaterial aber wurde von den Bächen verwaschen, so dass es nicht zur Bildung von Wällen kommen konnte.

Betrachten wir nun noch den unteren Teil des Isentals bei Dorf Isental selber und von da flussabwärts.

In der Talsohle ist das Moränenmaterial stark vermengt mit verschwemmtem Bachschutt. Eine wallförmige Moräne (Seitenmoräne) finden wir nur auf der linken Talseite; sie nimmt ihren Anfang etwas unterhalb der Kirche und zieht sich talauswärts gegen Acherli. Auch an den Talhängen (S-Abhang der Scheidegg, ferner auf dem langen Kamm des Schardi und dessen N-Hang südlich oberhalb Birchi) sind Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung stark verbreitet (hauptsächlich erratische Blöcke von Malm und Nummulitenkalk, lokal auch kleine Relikte von Grundmoräne mit typischer Packung, ferner Gletscherschliffe).

Es ist sodann die interessante Tatsache hervorzuheben, dass der Isentalerbach, beginnend etwa bei der im oberen Teil des Dorfes liegenden Säge, schluchtartig in Fels eingeschnitten ist. Weiter oben gegen das Grosstal zu fehlt die Felssohle ganz, sie zeigt sich erst wieder ganz oben bei Hüttenboden.

Diese Erscheinung ist nach der Auffassung von Prof. BUXTORF und mir wohl so zu erklären, dass im unteren Teil des Grosstaies (Abschnitt Schluchen-Stalden) der eiszeitliche Gletscher die Talsohle tiefer ausgeschliffen hat als weiter unten beim Dorf. Dies war durch zwei Umstände bedingt: erstens haben wir im Abschnitt St. Jakob-Stalden in der Talsohle die weichen Eocaen- und Valanginiengesteine vorauszusetzen, die auch die Senke von Furkelen bedingen, und zweitens war hier der Grosstalgletscher noch ein einheitlicher Eisstrom, der sich dann aber bei Stalden gabelte in den Furkelen-Ast und den Isentaler-Ast, von denen der letztere geringere Erosionskraft hatte als der einheitliche Grosstalgletscher. Das Einsetzen der Felssohle bei der Isentalersäge bedingt den nur wenig oberhalb erfolgenden Austritt von Grundwasserquellen, die für die Wasserversorgung des Dorfes gefasst worden sind.

Auch der Kleintalbach zeigt südlich Dorf Isental und hinauf bis zur engen Schlucht von Siti-Hermisegg fast durchgehends Felssohle; um so mehr fällt dann die grosse Weite des Tales oberhalb dieser Schlucht auf, die die des oberen Grosstaies übertrifft. Diese Weitung hängt zweifellos mit der allgemeinen Verbreitung weicher Flyschgesteine in der Sohle des Kleintalhintergrundes zusammen; wahrscheinlich fand hier eine beträchtliche Übertiefung des Felsuntergrundes statt, eine Übertiefung, die talauswärts bis zum Felsriegel von Hermisegg anhält. Weite und Tiefe speziell des oberen Teils des Kleintales würden noch viel gewaltiger erscheinen, hätte nicht eine sehr starke Verschüttung des ganzen Kessels mit verschiedenartigen jungen Schuttbildungen (Lawinen- und Bachschuttkegeln) stattgefunden.

Im unteren Teil des Isentals, bei Birchi, 1,5 km östlich des Dorfes, sind endlich, als einzige fluvioglaziale Ablagerung der Gegend, gut gewaschene, kalkige Schotter zu nennen (= verschwemmte Lokalmoräne), die, am Rand des Wieslandes von Birchi, in einer kleinen Kiesgrube südlich der Strasse gelegentlich ausgebeutet werden. Zur Zeit des Baus der Isentalerstrasse (1906) waren die Aufschlüsse besser als heute, und Prof. BUXTORF konnte damals die in nebenstehender Figur wiedergegebenen Feststellungen machen. Diesen zufolge wäre möglich, dass unter Birchi eine alte Rinne (I) des Isentalerbaches begraben liegt, die sich nach NE zu in der schmalen Schuttzone verraten würde, welche von Birchi bis fast zum P. 634 verfolgt werden kann (siehe G. V. K.).

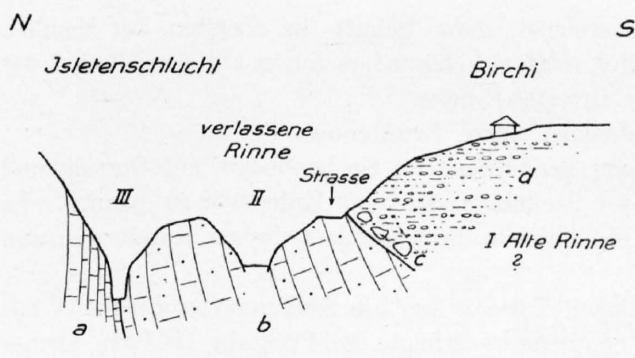


Fig. 6. Alte Rinnen des Isentalerbaches bei Birchli, nach einer Feldbuchskizze von Prof. BUXTORF (6. August 1906).

- | | |
|------------------------------|----------------------------------|
| a = Kieselkalk | d = Schotter (Stauschotter), mit |
| b = Valanginienkalk | lehmig-sandigen Einlagerungen |
| c = grosse, gerundete Blöcke | |

Etwas unterhalb der in Fig. 6 dargestellten Stelle ruht der Kies, nach Beobachtungen von A. BUXTORF 1906, auf grobblockigem Bergsturzschutt und ist auch zwischen die einzelnen Bergsturzböcke eingewaschen worden. Die vermutete alte Rinne I wäre zunächst also zum Teil auch durch Bergsturzschutt ausgefüllt worden.

Die Ablagerung der Schotter von Birchli erfolgt wohl unter der Stauwirkung des den Ausgang des Isentals verriegelnden eiszeitlichen Reussgletschers. Man könnte sie deshalb als Stauschotter bezeichnen.

Beiläufig sei darauf hingewiesen, dass ca. 200 m unterhalb Birchli, zwischen der Strasse und dem heutigen Felsbett des Isentalerbaches, sich eine alte verlassene Rinne (II) des Baches nachweisen lässt (siehe Fig. 6); sie ist eingeschnitten in Valanginienkalk und lässt sich auf eine ca. 100 m lange Strecke verfolgen. Möglicherweise hängt auch sie mit der erwähnten Einstauung des untersten Talstückes zusammen. Ist die Annahme einer Rinne (I) unter Birchli richtig, so hätte man zuerst eine Verlegung in Rinne II anzunehmen und dann eine zweite in den jetzigen Bachlauf.

In jedem Fall ist der heutige Isentalerbach zwischen Birchli und Isleten in starkem Einschneiden in die weichen Valanginienmergel begriffen. Ehemals endete das Isental mit scharfer hoher Stufenmündung gegen das glazial übertiefte Urnerseetal; auch heute ist trotz der starken postglazialen Erosion diese Stufe noch deutlich ausgeprägt; sie kommt am eindrucklichsten zur Geltung, wenn man nach dem 300 m hohen Anstieg Isleten-Birchli bei Schattigmatt die Talweite des Isentals betritt.

Im Anschluss an die Besprechung der Talgletscher seien noch einige kleine Kar-Nischen mit Moränenspurten zu nennen aus verschiedenen Teilen des Gebietes.

Im Grosstal nenne ich die Nische westlich Grubenboden, in der aber wohl infolge späterer Überdeckung deutliche Moränenspurten nicht mehr erkennbar sind. Dasselbe gilt für das Sulztal, das wohl glaziale Formen, aber keine Moränen erkennen lässt.

Im Kleintal wäre vor allem der hübsche, einer kleinen Nische vorgelagerte Moränenwall von Oberberg (am N-Hang des Vorderen Gitschen, vgl. G. V. K.) zu nennen; er dürfte dem Daunstadium angehören.

Eine auf der G. V. K. nicht angegebene, von Grundmoräne ausgekleidete Nische konnte ich oben im Gigental im Flyschgebiet östlich unterhalb P. 1565 (nördlich unterhalb Oberberg) nachweisen. Nach der Höhenlage wäre sie dem Gschnitzstadium zuzuweisen.

Endlich wäre aus der Gegend östlich unterhalb Sattel (zwischen Horn und Kulm) eine Art Schneehaldenmoräne (wohl des Gschnitzstadiums) zu erwähnen, die sich am Unterrand einer hier leicht angedeuteten Nische gebildet hat und bis an den Rand des Sittobels hinabreicht.

II. Holocaen.

Bergstürze und Sackungen

sind recht verbreitet und im wesentlichen schon auf der G. V. K. richtig wiedergegeben. Festzuhalten ist, dass eigentliche grosse Bergstürze kaum vorhanden sind, vielmehr zeigt sich meist, dass an den Talhängen zunächst grosse Sackungen auftraten. Diese lösten sich dann beim Talwärts-gleiten zu Block- und Gehängeschutt auf; damit verknüpfte Schichtpakete beweisen aber den ursprünglichen Sackungscharakter der Schuttbildungen. Häufig haben sich in den Abbruchnischen

der Sackungen später noch kleinere Nachbrüche ereignet, deren Schutt die obersten, oft ziemlich flachen Partien der Sackungsmassen bedeckt; dies zeigt sich besonders schön auf dem Boden der Musenalp im Kleintal und bei Jentialp auf der Grosstal-E-Seite.

Folgende Sackungen und Sturzmassen verdienen kurze Erwähnung:

a) Grosstal. Sehen wir ab von den kleinen Bergstürzen im Grubenboden, auf Gossalp und im Sulztal, so ist hier in erster Linie die grosse Sackungsmasse von Küferrüti zu nennen, die den ganzen Hang westlich unter dem Sassigrat bis hinab in die Talsohle zwischen Kümiboden und Rüti einnimmt.

Weiter talabwärts folgt, diesmal von der linken Talseite her, die Sackung von Riedmatt mit dem Kieselkalk-Paket von P. 1162. Aus dieser Schuttmasse erfolgte im Frühjahr 1937 ein kleiner Nachbruch, der den Isentalerbach zu stauen drohte.

Eine grosse Sackung von Blockmassen, begleitet von Sackungspaketen, hat sich auf der rechten Talseite bei Seikberg aus der bogenförmigen Felsnische, die sich vom Ronenboden zum W-Hang des Horns zieht, losgelöst.

b) Im Kleintal wird der ganze Hang zwischen Musenalp-Alpele-Bergli (oben) und Neienalp-Klosterberg (unten) von vollständig gelockertem Sackungsschutt eingenommen, unter welchem im Alpelebach die aus Eocaenschiefer bestehende Unterlage angeschnitten ist. Auch eine zwischen Alpele und Taglischen verlaufende (auf der G. V. K. fehlende) Rinne hat diese Schiefer freigelegt. Versackte Schieferpakete treten unter Musenalp und östlich ob P. 1248 (Neienalp) auf.

Tektonik.

Einleitung.

In einem einleitenden Abschnitt: «Allgemeine Orientierung über Tektonik und Stratigraphie» (S. 3), wurde die tektonische Gliederung des Untersuchungsgebietes in ihren Grundzügen erläutert. Wir unterschieden dort (vgl. Tafel I, Fig. A) von S nach N beziehungsweise von unten nach oben:

- A. Gitschen-Decke,
- B. Axen-Decke, unterteilt in
 - I. Kleintal-Serie,
 - II. Axen-Südlappen,
 - III. Axenmattli-Mulde (Axen-Süd- und Axen-Nordlappen trennend),
 - IV. Axen-Nordlappen.

Meine Untersuchungen erstrecken sich auf alle hier aufgezählten Einheiten; nicht berücksichtigt wurde dagegen der Jurakern der Axen-Decke.

Das Vorhandensein tonig-mergeliger Schichten (Zementstein- und Öhrlischichten, Valanginienmergel) zwischen Malmkalk und Valanginienkalk hatte beim Nordwärtsschub der Decken eine Lösung der Kreide-Eocaenserie vom zugehörigen Jura zur Folge. Dieser bildet — zurückgeblieben — die grosszügigen und einfach gebauten Falten der Urirotstockgruppe (Untere und Obere Urirotstock-Falte), über welche uns die geologische Karte von P. ARBENZ (lit. 26) und verschiedene seiner Publikationen genaue Auskunft erteilen (lit. 16, 17, 19, vgl. besonders auch «Geologischer Führer der Schweiz», Exk. Nr. 59).

A. Gitschen-Decke.

I. Historisches.

Die ersten Versuche, den markanten, den Urnersee beherrschenden, vordersten Gipfel der Gitschenstöcke, den sogenannten Vorderen Gitschen (P. 2514), geologisch zu deuten, finden wir in den Arbeiten des Altdorfer Arztes K. F. LUSSE (lit. 4, 1829 und lit. 5, 1842), ferner in einer kleinen Schrift C. M. BRUNNERS «Sur les phénomènes de soulèvement dans les Alpes suisses» 1852 (lit. 6). Die noch älteren Darstellungen von J. J. SCHEUCHZER (lit. 2, 1716) und J. G. EBEL (lit. 3, 1808) besitzen mehr nur historisches Interesse.

Vor allem verdient die Profildarstellung LUSSE (lit. 5, 1842) «Westseite des Quertales von Erstfelden bis Art» unser Interesse, denn sie enthält eine grosse Zahl trefflicher Beobachtungen. Nimmt man sich die Mühe, seine Gesteinsbezeichnungen mit den heutigen zu vergleichen, so ergibt sich die interessante Tatsache, dass LUSSE das Aufrufen der kalkigen Gesteine des Gitschen (er unterscheidet bereits Kreidekalk 4. Art und körnigen, kieseligen Kalk) auf einer aus Sandstein bestehenden Unterlage (LUSSE Alpensandstein = Altdorfersandstein) richtig dargestellt hat. Auch manche der markanten Falten in unserem Gebiet, z. B. am Vorder Gitschen, am Schardi, am Kulm und am Urnersee nördlich Isleten, sind gut erkennbar wiedergegeben, wenn auch seine stratigraphischen Unterscheidungen nur ganz allgemein gehalten und weit von der heutigen Deutung entfernt sind.

Die im Gegensatz zu den Zeichnungen LUSSE ganz schematisch gehaltene Darstellung von C. M. BRUNNER bringt insofern eine bemerkenswerte Angabe, als am Gitschengipfel (P. 2514)

«Calcaire à Rudistes» (wohl Urgon) angenommen wird, unterteuft von «Néocomien». Die Basis des Berges wird nicht näher gegliedert und irrtümlich als «Jura moyen» bezeichnet.

In ALB. HEIMS Darstellung der beiden Urnersee-Ufer (lit. 8, Tafel III, Fig. 3) gelangt auch der Gitschen zur Darstellung, und zwar wird der Fuss des Berges zum Eocaen gestellt, auf welchem eine vom Malm bis zum Schrattenkalk reichende Serie aufrucht; trotz der anormalen Auflagerung: Malm über Eocaen, wird aber der Gedanke einer Überschiebung noch nicht herangezogen.

Die Selbständigkeit der Gitschen-Decke wurde dann 1912 von A. BUXTORF erkannt durch den Nachweis einer auf der E-Seite des Berges über Gitschenmalm und -kreide verlaufenden Scherfläche, welche die Gitschen-Basis (Gitschen-Decke) vom darüberliegenden höheren Teil trennt; der letztere würde schon der Axen-Decke (Kleintal-Serie) angehören. Diese Auffassung hat auf der G. V. K. und der zugehörigen Profilserie (lit. 25) ihre Darstellung gefunden und ist im Prinzip durch meine Detailkartierung bestätigt worden.

II. Spezielle Tektonik.

Wie das tektonische Profil von Tafel I, sowie Tafel III zeigen, ruht die Gitschen-Decke auf Wildflysch und wird von der Axen-Decke überlagert. Sie besteht zur Hauptsache aus mächtigen, tektonisch gehäuftten Malmkalken (Quintnerkalk, Troskalk), ferner aus einer geringmächtigen Kreideserie (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) und Eocaen. Die Zugehörigkeit der Kreide auf der N-Seite des Vorderen Gitschen (zwischen Rinderstöckli und Gigental) zum liegenden Gitschenmalm wurde schon durch A. BUXTORF auf Grund des Profils an der Gigenfluh vertreten (vgl. G. V. K. und lit. 16), später aber von M. LUTHER (lit. 20) in Abrede gestellt mit der Begründung, dass überall, auch am Rinderstöckli und an der Gigenfluh, eine Scherfläche Gitschenmalm und überlagernde Kreide trenne. Meine Revisionsaufnahme ergab indessen, dass die Trennungsfläche zwischen Gitschen- und Axen-Decke nicht am Fusse des Rinderstöckli, sondern über diesem verläuft, wie dies aus Profil 3 zu G. V. K. ersichtlich ist. Überdies wird die Zugehörigkeit der Kreideschichten zwischen Alp Oberberg und dem Gigental zu Gitschen-Decke eindeutig bewiesen durch das schon früher beschriebene Normalprofil an der Gigenfluh (siehe Fig. 1, S. 7).

Die linsenförmige Gestalt der Gitschen-Decke zeichnet sich im Querschnitt der Gitschen-Ostwand deutlich ab. Wie Tafel III darstellt, spitzt der Malm der Gitschen-Decke nach S zu aus, doch besteht die Möglichkeit eines ehemaligen, ziemlich direkten Zusammenhanges mit dem Malm der Axen-Decke, d. h. mit dem der unteren Urirotstock-Falte. Am Fusse der gewaltigen Aufhäufung von Zementstein- und Öhrlichichten treten nämlich einige Malmlinsen auf, die sehr wohl als ehemalige, heute aber in einzelne Schichtpakete zerrissene Verbindung der beiden Einheiten gedeutet werden können. Nach N nimmt die Gitschen-Decke rasch an Mächtigkeit zu und schliesst frontal mit einer am Verlauf der Kreide erkennbaren Stirne ab. Die normale Kreidebedeckung, bestehend aus Zementsteinschichten, Öhrlikalk, Valanginienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten, sowie das zugehörige Eocaen sind nur in der Stirnregion, gegen das Gigental zu, vorhanden. Sie zeigen dort, speziell im Gebiet Gigenfluh-Gigental, eine komplizierte Kleintektonik, welche meist nur die höheren Schichten erfasste, ausgenommen eine kleine Überschiebung am Fuss der Gigenfluh in der «Gigen-Mulde» (G M) (Näheres siehe unten).

Am N-Hang des Rinderstöckli tritt — vgl. Tafel III — in der Kreide der Gitschen-Decke eine sekundäre Mulde = Rinderstöckli-Mulde auf, deren Kern hier aus unterem Kieselkalk gebildet wird. Über der Mulde folgt zuerst ein aus Zementsteinschichten bestehendes kleines Gewölbe, hierauf — getrennt durch eine scharfe Scherfläche — verquetschte Drusbergschichten, die aber schon zur Kleintal-Serie (Oberberg-Mulde [M₁], siehe unten) gehören. Die Rinderstöckli-Mulde öffnet sich im Streichen nach SW zunächst sehr rasch, und zwar derart, dass als jüngster Muldenkern noch Echinodermenbreccie des Kieselkalks und Drusbergschichten hinzukommen (siehe Kulissee Gigenfluh auf Tafel III). Sehr bald aber wird, westlich des Rinderstöckli, ihr verkehrter Schenkel durch die Axen-Decke überfahren und abgequetscht, sodass die Drusbergschichten des Muldenkerns schliesslich an einer Scherfläche direkt von den Stadschiefern der schon zur Kleintal-Serie

(Axen-Decke) gehörenden Oberberg-Mulde überdeckt werden (vgl. Fig. 1, S. 7). Längs der Scherfläche finden sich kleine verschürfte Linsen von unterem Kieselkalk, Kieselkalk-Echinodermenbreccie, Schrattenkalk und Eocaen (zum Teil Lutétien). Was den Schrattenkalk und das Lutétien anbetrifft, so können wir diese Vorkommen als Teile des zerrissenen Normalschenkels der Oberberg-Mulde betrachten, denn diese beiden Stufen fehlen der Gitschen-Decke ganz. Vom Kieselkalk und der Echinodermenbreccie lässt sich die Zugehörigkeit zur einen oder anderen tektonischen Einheit mangels bezeichnender Unterschiede nicht feststellen; wie mir scheint, ist auch die Gitschen-Decke daran beteiligt.

Der im W allein noch vorhandene, untere normale Schenkel der Mulde des Rinderstöckli beschreibt in seinem weiteren Verlauf eine schöne nordwärts gerichtete Stirne, welche dem Malm der Gigenfluh ganz normal aufliegt und ihn im W umhüllt (siehe Tafel III). Nach unten wird diese Kreideserie durch eine Überschiebung abgeschnitten, sodass der Malm direkt an die Stadschiefer der Gigen-Mulde (G M) stösst (vgl. Tafel III). An der Überschiebungsfläche stellen sich zahlreiche, grössere und kleinere verschleppte Linsen von Kieselkalk, Kieselkalk-Echinodermenbreccie, Drusbergschichten und Eocaen (nur oberer Quarzsandstein = Bartonien) ein, all das als Reste des zerrissenen verkehrten Schenkels der Gigen-Mulde (siehe auch Fig. 1, S. 7). Die Gigen-Mulde streicht nach E rasch in die Luft aus; direkt nördlich unterhalb des Rinderstöckli lässt sich das Ausstreichen des aus oberem Quarzsandstein bestehenden Eocaenkerns beobachten.

Unterhalb der Gigen-Mulde tritt die Kreide wieder unter dem Eocaen hervor und bildet den Abhang gegen das Gigental hinab, dem liegenden Gitschenmalm normal aufruhend. Die G. V. K. verzeichnet allerdings zwischen der Gitschenkreide und dem Gitschenmalm einen N-S gerichteten Bruch, doch gelang es mir, hier die gesamten Schichten vom Malm bis zum Kieselkalk nachzuweisen. Über dem Kieselkalk folgt nach W als Überlagerung Kieselkalk-Echinodermenbreccie in grosser Ausdehnung, die von A. Buxtorf irrtümlich als Valanginienkalk gedeutet wurde. Diese Echinodermenbreccie wird nach W von Eocaen überdeckt.

In der sogenannten Gige, am Fusse der Gigenfluh (vgl. Tafel III und auch Fig. 1, S. 7), wo die Echinodermenbreccie nach W unter den Flysch des Wangberg hineinstreicht und endgültig verschwindet, ist sie randlich mit den Stadschiefern verzahnt, welche die Kerne mehrerer kleiner knickartiger Kreidemulden bilden. Im östlichsten Bachgraben, welcher an der Vereinigungsstelle der verschiedenen Quellbäche in die Gige mündet, beobachtet man 5 dieser Kleinfalten; sie sind im Prinzip gleich gebaut wie die oben beschriebene Gigen-Mulde, nur viel kleiner (vgl. Tafel III).

Zur Gitschen-Decke sind endlich noch zu stellen kleinere, vollständig in Flysch steckende Schürflinge vorwiegend spätiger und kieseliger Kreidekalke (Valanginienkalk, Kieselkalk und Kieselkalk-Echinodermenbreccie). Sie wurden hauptsächlich im Bachbett der Gige beobachtet. Der grösste verschürfte Fetzen (Kieselkalk-Echinodermenbreccie) liegt an der Zusammenflusstelle der Quellbäche des Gigenbaches auf Quote 1260 und ist auf unserer Tafel III dargestellt; er findet sich auch auf der G. V. K. verzeichnet (allerdings irrtümlich als Valanginienkalk gedeutet).

Wie Tafel III zeigt, wird die Stirne der Gitschen-Decke an einer scharfen Überschiebungsfläche von Flysch unterlagert. Einigermassen klare Verhältnisse treffen wir in diesem schwer zugänglichen und wegen der Bewaldung sehr unübersichtlichen Gebiet aber einzig unterhalb des Bärenstockes (vgl. Tafel III). Nördlich unterhalb des markanten Zahns von Malmkalk welcher den Gipfel des Bärenstockes bildet, folgt eine nach Osten abfallende ausgeräumte Kehle in bankigem Öhrlikalk. Reste von verquetschten Zementsteinschichten sind ebenfalls noch vorhanden. Diese Kehle, bedingt durch die stärkere Verwitterung des Öhrlikalkes und der Zementsteinschichten, wird von einem selten begangenen Durchpass benutzt, der bei den Anwohnern allgemein als «Luchsenfalle» bekannt ist und die einzige Verbindung vom Gigental zur E-Seite des Gitschen (Gitschenberg) darstellt. Folgt man diesem steilen Weglein, so quert man die schöne Stirnumbiegungen zeigenden Bänke des Öhrlikalkes, welcher dann auf Quote 1020 scharf von Flyschgesteinen unterlagert wird; jüngere Kreideschichten der Gitschen-Decke (Valanginienkalk, Kieselkalk, Drusbergschichten) wurden hier nicht angetroffen.

Wie bereits im Abschnitt über den Wildflysch ausgeführt wurde, ist es wahrscheinlich, dass die Flyschbildungen direkt im Liegenden des Bärenstocks und diejenigen des oberen Gigentales noch zur Gitschen-Decke zu zählen sind; denn erst ca. 200 m südlich des Bärenstockes bilden die für Wildflysch typischen, schwarzen, gequälten Schiefer mit Ölquarziten die Unterlage der Gitschen-Decke (vgl. Tafel III).

Vom Fuss des Bärenstocks nach S ist die Grenzfläche Gitschenmalm-Wildflysch bis zum Auskeilen der Gitschen-Decke südlich Gitschenberg als schwach nördlich geneigte glatte Überschiebungsfläche aufgeschlossen. Im Abschnitt Wildflysch wurde schon vermerkt, dass die im Wildflysch auftretenden Linsen «Gelber Kalke», die auf der G. V. K. von A. Buxtorf als ?Valanginien bezeichnet worden sind, in der Tat am ehesten als untere Kreide (Öhrlikalk, Valanginienkalk, Kieselkalk) aufzufassen sind und wahrscheinlich zum grösseren Teil verschleppte Reste des verkehrten Kreideschenkels der Gitschen-Decke darstellen.

Nach oben wird der Gitschenmalm durch eine konvexe Scherfläche (I) von der überlagernden Axen-Decke getrennt; sie setzt südwestlich oberhalb Gitschenberg ein und steigt nach N zu allmählich gegen das Rinderstöckli an. An ihr findet eine Verquetschung und Verschleppung des normalen Schenkels der zur Kleintal-Serie (Axen-Decke) gehörenden Oberberg-Mulde statt.

Das Profil der Tafel III lässt deutlich erkennen, dass der Malmklotz der Gitschen-Decke die Strukturen der überlagernden Axen-Decke (Kleintal-Serie) beeinflusst hat, und zwar in der Weise, dass sich deren Falten dem Klotz anpassen. Denn darauf ist wohl die Ausdünnung und Verquetschung des normalen Schenkels der Oberberg-Mulde (M1) und die deutliche Zusammenpressung der Muldenöffnung am Rinderstöckli zurückzuführen. Auch die gewaltige Aufhäufung von Unterkreide unter P. 2540 (vgl. Tafel III) ist wohl durch den nördlich vorgelagerten Klotz der Gitschen-Decke bedingt worden.

Verfolgt man die Gitschen-Decke in ihrer Stirnregion im Streichen nach W zu, so erkennt man ein starkes axiales Absinken in dieser Richtung. Am Rinderstöckli liegt die Scherfläche zwischen Gitschen- und Axen-Decke auf ca. 1920 m; vielleicht lag sie, nach E zu, über dem Reusstal, noch höher. Im Hintergrunde des Kleintales ist die Gitschen-Decke fast verschwunden, es stechen, etwa auf Quote 1400, einzig noch einige kleine Malmaufschlüsse aus dem Schutt heraus, überlagert von Stadtschiefern (siehe Tafel IV und Urirotstockkarte, lit. 26). Es ergibt sich daraus ein Axialgefälle von 25° zwischen Rinderstöckli und Kleintal-Hintergrund. Doch entspricht dieses Abtauchen der Gitschen-Decke unter die Urirotstock-Masse wohl weniger dem Absinken des Deckenscheitels als vielmehr einer starken tektonischen Ausdünnung nach Westen zu, die zu einer völligen Zerreissung führen dürfte.

Die drei Gitschenmalm-Aufschlüsse am Fusse der Kleintalwand (auf G. V. K. infolge eines Druckfehlers mit der Farbe des Schrattenkalkes belegt, dagegen richtig angegeben auf der Urirotstockkarte, lit. 26) sind die letzten Anzeichen der westlichen Fortsetzung der Gitschen-Decke auf der Nordseite der Urirotstock-Masse. Dagegen treffen wir ca. 9 km weiter im SW, am sogenannten Weissberg auf der Südseite der Urirotstockgruppe, eine grosse Linse von massigem, hellem Gitschenmalm mit überlagernden Zementsteinschichten und Öhrlikalk (lit. 19), welche sich in gleicher Weise wie am Gitschen zwischen Axen-Decke und Wildflysch einschiebt. Auf die Selbständigkeit dieser Weissberg-Linse hat P. ARBENZ zuerst aufmerksam gemacht und sie als westliche Fortsetzung der Gitschen-Decke gedeutet. Nach P. ARBENZ lassen sich Spuren der parautochthonen Gitschen-Decke in Form einzelner kleiner Malm-linsen noch weiter nach W bis zum Jochpass verfolgen.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass die Gitschen-Decke keine zusammenhängende Überschiebungsmasse darstellt, sondern als ein durch die höheren Decken mehr passiv nach N geschobenes und dabei in einzelne Linsen zerrissenes, parautochthones Deckenelement gedeutet werden muss.

Als ihre östliche Fortsetzung kann die Griesstock-Decke im oberen Schächental angesehen werden. Auf die übereinstimmende tektonische Lage dieser beiden Decken im Liegenden der Axen-Decke, sowie auf die ähnliche facielle Ausbildung hat schon A. Buxtorf hingewiesen (lit. 15). Die

neueren Untersuchungen von W. BRÜCKNER im Schächental (lit. 40) und die meinigen am Gitschen haben diese Auffassung bestätigt, vor allem deckt sich die Schichtfolge der Stirnregion der Griesstock-Decke — von kleinen Mächtigkeitsschwankungen abgesehen — mit derjenigen der Gitschen-Decke vollständig.

B. Axen-Decke.

Wie früher (S. 3) dargelegt wurde (vgl. auch Tafel I, Fig. A), können wir innerhalb der Axen-Decke folgende Teilstücke unterscheiden:

- I. Kleintal-Serie,
- II. Axen-Südlappen,
- III. Axenmattli-Mulde,
- IV. Axen-Nordlappen.

Im folgenden soll der tektonische Bau dieser Elemente im einzelnen beschrieben werden, wobei wir, zur besseren Orientierung, für den südlichen Teil die «Geologische Karte der Urirotstockgruppe» heranziehen (lit. 26), welche diesen Gebietsteil klarer wiedergibt als die G. V. K.

I. Kleintal-Serie.

1. Vorder Gitschen (P. 2514). Kleintal-Hintergrund und Kleintal-W-Seite.

Als Kleintal-Serie wurde (S. 3) jenes aus Kreide und Eocaen bestehende Faltenbündel bezeichnet, welches — der Gitschen-Decke aufliegend — den oberen Teil des Vorderen Gitschen bildet. Dieses Faltenbündel sinkt gleich wie die Gitschen-Decke nach W axial stark ab, sodass es im Kleintal den unteren Teil der hohen, den Talabschluss bildenden Kleintalwand aufbaut.

Wie aus der «Geologischen Urirotstockkarte» ersichtlich ist, verlieren die oberen, südlichen Falten des Systems, die am Vorderen Gitschen, P. 2514, besonders klar entwickelt sind, nach W rasch an Bedeutung, und es sind die unteren, nördlicheren, im Kleintal-Hintergrund auftretenden Kreide-Eocaenfallen, welche nach SW unter die Urirotstock-Masse hinein streichen. Was auf der W-Seite des Kleintales von der Kleintal-Serie übrig bleibt, ist einzig die verkehrte Eocaen-Kreide-Serie, die nach oben überlagert wird vom Jurakern der unteren Urirotstock-Falte; die Serie entspricht gleichzeitig dem verkehrten Schenkel der Axen-Urirotstock-Decke. Diese verkehrte Serie tritt im Hintergrund des Grosstaies wieder zutage, zeigt hier aber — in sich selber zusammengestaut — lokale, zum Teil disharmonische Faltungen und Schuppungen, die später näher besprochen werden sollen.

Die reichlich komplizierte Detailtektonik der Kleintal-Serie ist am leichtesten zu erfassen, wenn man vom Profil des Vorderen Gitschen ausgeht, der auf Tafel III und Profil 2 der Tafel IV dargestellt ist. Aus Tafel III erkennt man im wesentlichen eine zwischen die Gitschen-Decke (unten) und den Malm oben beim Thor (verkehrter Malm der unteren Urirotstock-Falte = Falte 1) eingeschaltete, sekundär wieder gefaltete Muldenzone, die hauptsächlich aus Kreide besteht. Innerhalb dieser Zone lassen sich (vgl. Tafel III) folgende Teilmulden unterscheiden:

Zuoberst ist leicht zu erkennen die Schrattenkalkmulde M3 des Vorder Gitschen, P. 2514; sie wird unten von einer kleinen sekundären Mulde M3' begleitet. Der Schrattenkalk von M3 und M3' streicht nach W in die Luft aus und besitzt keine Fortsetzung mehr, denn die Mulde M3 verliert nach W rasch an Bedeutung. Auf der W-Seite des Kleintales, wo ihr Wiedereinsetzen erkannt werden kann, bedingt sie nur eine Faltung der untersten Kreideschichten (M3 auf Profil 3, Tafel IV).

Tiefer am N-Hang des Vorderen Gitschen treten eine Anzahl kleiner Mulden in den Drusbergschichten und im oberen Kieselkalk auf; häufig werden sie von lokalen Überschiebungen begleitet. Auf Tafel III sind sie mit dem Sammelindex M2 bezeichnet. Über ihre Fortsetzung nach W siehe unten.

Direkt über der Gitschen-Decke folgt die tief einstechende, von Eocaen erfüllte Mulde M1 = Oberberg-Mulde. Wie Tafel III zeigt, ist ihr liegender normaler Schenkel längs der Scherfläche I stark verquetscht; ebenso fehlt im verkehrten, hangenden Schenkel die Serie Drusberg-schichten-Lutétien, sodass gegen das Rinderstöckli zu Echinodermenbreccie des Kieselkalks längs der Überschiebung I' direkt auf den Stadschiefern des Muldenkerns liegt. Vollständige Profile der an der Mulde beteiligten Schichten stellen sich erst nach S, gegen den Muldenkern zu, ein. In der Gitschen-E-Flanke, an nicht leicht zugänglicher Stelle, konnte ich im Muldenkern über dem schon früher bekannten unteren Schrattenkalk noch Orbitolinaschichten und oberen Schrattenkalk nachweisen; erst über diesem folgt das Eocaen, beginnend mit Lutétien; Näheres über diese Schichtfolge wurde im stratigraphischen Teil ausgeführt (S. 19 und 21).

Wie Tafel III zeigt, wird der Muldenkern durch die Scherfläche I'', welche etwas weiter südlich mit der Scherfläche I zusammenläuft, in zwei Teile a und b zerlegt. Der obere Teil (b) zeigt einen zerknitterten Muldenkern und erscheint zurückgeblieben gegenüber dem unteren Teil (a), der eine knieförmige Falte aufweist. Ich vermute, dass Scherfläche I'' ganz gegen das Ende der alpinen Bewegung aufgerissen ist und dass an ihr das Teilstück a nach N vorgeschoben wurde nach Art einer Untervorschiebung. Jedenfalls kann hier keine alte präeocaene Bruchfläche vorliegen, denn das Lutétien ruht in a und b übereinstimmend auf oberem Schrattenkalk.

Der Nachweis von Orbitolinaschichten und oberem Schrattenkalk im Kern der Oberberg-Mulde ist von besonderer Bedeutung, weil er uns einen Anhalt gibt für die Herkunft der schon früher erwähnten, auf Tafel III als WL bezeichneten Kreide-Eocaen-Linsen am Wangberg.

Diese vier Wangberg-Linsen bestehen hauptsächlich aus unterem Schrattenkalk, Orbitolinaschichten, oberem Schrattenkalk und Eocaen (Lutétien und Bartonien) und stellen vollständig in Stadschiefern steckende Schürfpakete dar. Die grösste Linse führt auch noch ältere Schichten, nämlich Kieselkalk-Echinodermenbreccie und Drusberg-schichten, letztere mit den bezeichnenden *Exogyren* (*E. sinuata*).

Die Ausbildung der Schichtfolge dieser Linsen stimmt in jeder Hinsicht mit der im Kern der Oberberg-Mulde gefundenen überein. Da die Oberberg-Mulde der einzige Ort ist, wo südlich des Wangbergs Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk auftreten, sind wir berechtigt, die Kreide-Eocaen-Linsen des Wangbergs als tektonisch verschürfte Teile der Oberberg-Mulde aufzufassen, und zwar müssen wir sie aus ihrem liegenden Schenkel herleiten. Sie gelangten bei der Deckenüberschiebung wahrscheinlich in den Bereich der nach N vordrängenden Stirn des Axen-Südlappens und wurden von diesem passiv verschleppt.

Die nächsten wichtigen Aufschlüsse über die Tektonik der Kleintal-Serie zeigt die schon oben erwähnte Felswand des Kleintal-Hintergrundes, über deren Tektonik die Profile 2 und 3 der Tafel IV, enthaltend die Kulissen A—E bzw. A—C, sowie Tafel VI orientieren.

Unter der Kieselkalkwand, in welcher (vgl. Profil 2, Kulisse D) die Mulde M3 noch erkannt werden kann, folgt als neues Element die Mulde M2 = Paradies-Mulde, so benannt nach der durch Eocaen gebildeten Wildheuplangge «Paradies», die oben und unten von unterem Schrattenkalk (begleitet von etwas Orbitolinaschichten) eingefasst wird. Das Einsetzen dieser Mulde kann am besten erkannt werden, wenn man von Alp Oberberg dem Berghang nach SW folgt, immer etwa auf gleicher Höhe bleibend. Die Mulde streicht ungefähr NE—SW, vertieft sich also nach SW zu, mit dem Einstechen in den Berghang. Kern und verkehrter Schenkel der Mulde streichen nach W durch das ganze Kleintal und gliedern sich — vgl. Profil 3, Kulissen B und A, ferner Tafel VI — als Jüngstes der verkehrten Serie der unteren Urirotstock-Falte an. Der liegende, normale Schenkel der Paradies-Mulde lässt sich (vgl. Profil 3, Kulissen B und C) bis in die Mitte der Kleintalwand verfolgen; dort biegt er gegen unten gewölbeartig um und verschwindet als Stirne eines schmalen Gewölbes nach W unter der eocaenen Umhüllung. Dieses Gewölbe ist die Obere Kleintal-Falte A2, welche Paradies-Mulde (M2) und Oberberg-Mulde (M1) trennt. Falte A2 besteht fast nur aus der erwähnten Schrattenkalklamelle und dem hangenden Eocaen. Der Schrattenkalk ruht mit einer Scherfläche auf dem unteren liegenden Eocaen auf. Vollständig erhalten ist die obere Kleintal-Falte (A2) einzig im Abschnitt von Kulisse C in Profil 3, wo ein Gewölbekern von

Drusbergschichten und ein verkehrter Schenkel (unterer Schrattenkalk-Orbitolinaschichten-oberer Schrattenkalk) erkennbar sind.

Recht kompliziert gestalten sich die Verhältnisse der Oberberg-Mulde M1 in der Kleintalwand. Wir können diese Mulde vom Rinderstöckli als durchziehendes Eocaenband über die Alp Oberberg in die Kleintalwand hinein verfolgen. Wie Profil 2 zeigt, ist ihr verkehrter hangender Schenkel fast allenthalben ausgequetscht: längs der Scherfläche I' ruht oberer Kieselkalk (Echinodermenbreccie) oder unterer Kieselkalk direkt auf den Stadschiefern des Muldenkerns; nur vereinzelt schalten sich einige Linsen von Schrattenkalk und Eocaen dazwischen, so z. B. zwischen Oberbergalp und Rinderstöckli (Schrattenkalklinse auf Profil 2, Kulisse A), ferner westlich Oberberg bei Butzen (Schrattenkalk und Eocaenlinse auf Kulisse B und Tafel VI, Fig. A). Der jüngste Kern der Oberberg-Mulde besteht bis Butzen aus Stadschiefern; in der unzugänglichen Kleintalwand aber scheinen nur Nummulitenschichten (Lutétien und Bartonien) daran beteiligt zu sein. Die Stadschiefer setzen gegen SW erst dort wieder ein, wo auf der W-Seite der Kleintalwand die Falten der Kleintal-Serie unter die Urirotstockgruppe hinein streichen (vgl. Tafel VI, Fig. B).

Unter dem Eocaenband der Oberberg-Mulde M1 folgt in der Kleintalwand die liegende Falte A1 = Untere Kleintal-Falte. An ihr ist die ganze Schichtserie vom unteren Kieselkalk bis ins Lutétien und Bartonien beteiligt. Die Einzelheiten des geologischen Baues sind aus den Profilen 2 und 3 der Tafel IV und den Fig. A und B der Tafel VI ersichtlich. Bemerkenswert ist vor allem eine die Falte ganz spitzwinklig durchsetzende Scherfläche (I''), welche eine Zerlegung der Falte in die Teilstücke a und b bedingt. Auf dieser Scherfläche liegt im W das schmale Band «Untere Stelli» (U. St. in Prof. 3, Kulisse B), welches den einzigen Zugang von W her in die untern Bänder der Kleintalwand bildet.

Aus den Profilen der Tafel IV und den Fig. A und B der Tafel VI ist deutlich erkennbar, dass am unteren Teilstück (a) Kieselkalk beteiligt ist, am oberen (b) dagegen nur unterer Schrattenkalk und Hangendes. Der untere Teil des Gewölbes ist also weiter vorgeschoben als der obere. Dieses Verhalten erinnert genau an das, was wir in den sekundären Falten a und b im Kern der Oberberg-Mulde in der Gitschen-E-Wand feststellen konnten (vgl. Tafel III, Profil 1) und dort als Untervorschiebung bezeichneten. Daraus glaube ich den weiteren Schluss ableiten zu dürfen, dass die im Gewölbe A1 zwischen a und b verlaufende Scherfläche I'' die gleiche sei, die wir schon in der Gitschen-E-Wand feststellen konnten. Dass sich aus den sekundären Falten im Kern der Oberberg-Mulde die grosse Falte A2 entwickeln konnte, möchte ich darauf zurückführen, dass nach W zu die Gitschen-Decke an Mächtigkeit stark einbüsst, weshalb die Kreide der Kleintal-Serie sich freier falten konnte und weiter nordwärts vorgeschoben wurde.

Über die beiden Teilstücke a und b ist noch folgendes zu bemerken: b zeigt an seinem W-Ende eine sekundäre Mulde M1', über welcher eine schmale und spitz ausgezogene, liegende Falte von oberem Schrattenkalk liegt (vgl. Tafel IV, Profil 3, Kulissen B und C; Tafel VI, Fig. B). An dieser Falte sind nur die Orbitolinaschichten und der obere Schrattenkalk beteiligt, nicht aber der untere Schrattenkalk von b; dieser bleibt zurück (vgl. die Profile), und es findet also eine durch die mergeligen Orbitolinaschichten bedingte disharmonische Faltung statt.

Aus Fig. A der Tafel VI ist weiterhin zu entnehmen, dass Teil a der Unteren Kleintal-Falte (A1) im E eine deutliche Umbiegung zeigt, an der sämtliche Schichten Kieselkalk bis Eocaen beteiligt sind. Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk fehlen, doch ist dies — wie im stratigraphischen Teil angeführt wurde — durch präeocene Abtragung bedingt. Diese liegende Umbiegung verschwindet nach E unter der eocaenen Schiefermasse (vgl. Fig. A der Tafel VI). Am Fuss der Kleintalwand (vgl. Tafel IV, Profil 2, Kulisse E) ist der Kern dieses Faltenteils direkt auf Stadschiefer überschoben; nur an wenigen Stellen sind zwischen diesen und dem Kieselkalk kleine Linsen von Drusbergschichten, Schrattenkalk und Lutétien erhalten.

Zwischen der Unteren Kleintal-Falte und den schon früher erwähnten drei kleinen Aufschlüssen von Malm der Gitschen-Decke, die am Fusse der Kleintalwand als helle Kalke hervorstechen, schiebt sich eine schmale Zone stark verwalzter Gesteine ein. Oben und unten in dieser Zone treten deutlich erkennbare Stadschiefer auf, an einigen Stellen von Kleintalkonglomeraten be-

gleitet; ausserdem aber stecken in den Schiefen Pakete verschiedener Kreidehorizonte: Kieselkalk-Echinodermenbreccie, Drusbergschichten, Schrattenkalk und Eocaen (Lutétien und Bartonien). Wir bezeichnen diese Schürflinge als Kleintal-Linsen (KL von Profil 2 und 3, Tafel IV). Einzelne dieser Linsen zeigen noch den ursprünglichen Schichtverband und erlauben festzustellen, dass im Prinzip verkehrte Lagerung vorherrscht; dies gilt besonders für das westlichste Schürfpaket (vgl. Profil 3, Kulissee C, und Tafel VI, Fig. B).

Diese Kleintal-Linsen können nur hergeleitet werden aus der Muldenzone, welche sich zwischen die untere Kleintal-Falte A1 und den Gitschenmalm einschiebt. Da in den Linsen verkehrte Lagerung herrscht, könnte man daran denken, sie aus dem verkehrten Schenkel der Unteren Kleintal-Falte herzuleiten. Eine derartige Deutung ist — ganz schematisch — auf Profil 3, Kulissee C, angenommen worden; ist sie richtig, so wäre unter der Scherfläche I' eine weitere Scherfläche I'' (vgl. Profil 3) anzunehmen, längs welcher ebenfalls eine Untervorschiebung stattgefunden hätte.

Diese Kleintal-Linsen könnte man in gewissem Sinne vergleichen mit den Wangberg-Linsen, nur entstammen die letzteren aller Wahrscheinlichkeit nach dem normalen Schenkel der Oberberg-Mulde (vgl. Tafel III, Profil 1), während die Kleintal-Linsen aus dem verkehrten Schenkel der am Gitschen noch nicht vorhandenen, sondern erst nach W zu sich entwickelnden Unteren Kleintal-Falte stammen würden.

Nach dieser Beschreibung der geologischen Verhältnisse der Felswände, die den Kleintal-Hintergrund bilden, bleibt noch die nähere Betrachtung der W-Seite des Kleintales übrig, d. h. des Abhangs im Musenalp-Abschnitt, der auf Profil 3 der Tafel IV berücksichtigt ist.

Von der Kleintal-Serie ist im wesentlichen nur die verkehrte Serie Eocaen-Berriasien übrig, deren sämtliche Schichten — ausgenommen das Berriasien — nach Norden sehr stark ausgewalzt werden. Diese Ausdünnung der ganzen Schichtfolge hängt wohl mit der Nordwärtsverschleppung des Axen-Südlappens zusammen. Aber auch die aus Malm bestehende äusserste Spitze der unteren Urirotstock-Falte (= Kleiner Schlieren, vgl. Profil 3) erscheint nach N verschleppt und ausgedünnt. Andererseits hat unter dem Kleinen Schlieren und unter dem Sassigrat eine starke Aufhäufung von Berriasschichten stattgefunden; es handelt sich um die Berriasschichten, welche zum Urirotstock gehört, aber gleichzeitig den Kern des Axen-Südlappens bildet, vgl. Profil 3. Die Aufhäufung wird durch das disharmonische Verhalten des Malm der unteren Urirotstock-Falte und der Kreide des Axen-Südlappens bedingt.

In der verkehrten Kreide-Eocaen-Serie der Kleintal-W-Seite sind noch folgende Einzelheiten zu erwähnen (vgl. Profil 3): Im Valanginien und Kieselkalk zeigt sich — wie schon früher erwähnt — deutlich die nach SW ausklingende Gitschen-Mulde M3. Südlich über der Musenalp ist sodann in dieser verkehrten Serie eine lokale, mit Faltung verbundene Überschiebung erkennbar, welche Drusbergschichten, Schrattenkalk und Eocaen betrifft. Endlich finden sich südlich unterhalb Musenalp in eocaenen Schiefen mehrere Linsen von Drusbergschichten, zum Teil begleitet von Schrattenkalk, die als Fortsetzung der Kleintal-Linsen aufzufassen sind. Ferner sind den Schiefen, sowohl südlich Musenalp als auch unten im Alpelebach, kleine Linsen von Kleintalkonglomeraten, die aber mit Orbitoidenkalk verknüpft sind, eingelagert. Wahrscheinlich wird der ganze untere Teil der Kleintal-W-Seite von Eocaen gebildet, doch ist dieses nur im Alpelebach sichtbar (vgl. G. V. K.); der ganze Abhang von Musenalp, Alpele und Bergli wird von einer etwa einen Quadratkilometer einnehmenden und bis ins Tal reichenden Sackungs- und Bergsturzmasse eingenommen.

2. Grosstal-Hintergrund.

Ein tektonisch wesentlich abweichendes Bild zeigt die Kleintal-Serie im Hintergrund des Gross-tales. Zwar finden wir auch hier wieder die von der W-Seite des Kleintales beschriebene verkehrte Serie im Liegenden der unteren Urirotstock-Falte. Allein diese verkehrte Serie ist — vgl. Tafel V, Profil 4 — intensiv in sich selber verfaltet. Dabei machen sich gegen N zu über dem Schrattenkalk sehr starke disharmonische Bewegungen geltend, die das ganze von den Berriasschichten (oben) und den Drusbergschichten (unten) begrenzte Schichtbündel des Valanginien und des Hauterivien umfassen.

Ganz im S zeigt sich zunächst ein aus der verkehrten Serie gebildetes, nach N überliegendes Gewölbe (a), mit einem Kern von eocaenen Schiefern. Diese Eocaenbildungen waren schon C. MOESCH bekannt, und sie sind von ihm auf Blatt XIII (lit. 24) ungefähr richtig dargestellt worden; seine Zeichnung auf Taf. III Fig. 3 (lit. 9) widerspricht aber den beobachtbaren Verhältnissen, denn die Eocaenschichten und der Schrattenkalk steigen nicht gegen Hangbaualp hinauf, sondern bilden das erwähnte Gewölbe, dessen spezieller Bau aus Profil 4 ersehen werden kann.

Nördlich des Gewölbes a folgt — wie schon oben bemerkt — die Strecke stark disharmonischer Faltung: Eocaen und Schrattenkalk bilden in flacher Lagerung, nur zerschnitten und gestaffelt von kleinen Brüchen, die Talsohle und werden von dem schon auf Profil 3 der Profilsérie zur G. V. K. (lit. 25) angedeuteten grossen Bruch von Bühlrüti abgeschnitten. An diesem N 70° E streichenden steil S-fallenden Überschiebungsbruch (vgl. Profile 4 und 5) stösst eocaener Schiefer gegen N an Kieselkalk, der von Valanginienkalk bedeckt wird; verschleppte Fetzen von kalzitisiertem Schrattenkalk, 10—20 cm mächtig, von Drusbergsschichten und Kieselkalk-Echinodermenbreccie begleiten die Bruchfläche.

Über dem erwähnten basalen Schrattenkalk beginnt mit den Drusbergsschichten die Lösung des verkehrten Hangenden; es entsteht ein System nach N überliegender Falten, das generell, d. h. durch die mehrfache Wiederholung von Kieselkalk und Valanginienkalk, schon auf der Urirotstockkarte angedeutet ist, und dessen Details nun in Profil 4 näher zur Darstellung gelangen. Dabei ist zu beachten, dass alle die kleinen Falten starken Axialanstieg nach NE zeigen und im Berginnern — unter dem Sassigrat und unter dem Kleinen Schlieren — wieder ausklingen müssen; denn auf der Kleintal-W-Seite ist der Bau der Kleintal-Serie von ganz anderen, oben (S. 40) beschriebenen Leitlinien beherrscht.

Das N-Ende dieses Faltenbündels ist wegen der ausgedehnten Schuttmassen (Sackungs- und Bergsturzschutt) von Küferrüti-Jentli nicht genauer verfolgbar. Immerhin lässt sich erkennen, dass der Bühlrüti-Bruch sich bis in das Faltensystem hinauf geltend macht.

Auf der W-Seite des Grosstaes liegen — soweit dies die Schuttbedeckung festzustellen erlaubt — wieder einfachere Verhältnisse vor: auf das aus der verkehrten Serie gebildete Gewölbe a folgt nach N offenbar eine Mulde (m), an welche sich die flachliegende verkehrte Serie anschliesst, die sich bis zum Bühlrüti-Bruch verfolgen lässt. An dieser Störung verschwindet die Kleintal-Serie nordwärts in die Tiefe.

Ein Punkt muss noch besonders hervorgehoben werden: Auch im Grosstal ist dasselbe deutliche westliche Axialgefälle feststellbar, das wir vom Gitschen und Kleintal her kennen. Auf der E-Seite über Hangbaualp liegt die Kreide-Malm-Grenze bei 2070 m, während sie auf der W-Seite (südlich Gossalp) auf ca. 1800 m abgesunken ist. Durch dieses Axialgefälle und die oben erwähnten sekundären Falten entsteht auf der E-Seite des Grosstaes der breite, ausschliesslich aus unterer Kreide bestehende Abhang, welcher die Alpen Hangbaum, Wildenbutzen und Biwald trägt. Die W-Seite des Grosstaes ist viel steiler und erinnert in dieser Hinsicht auffallend an die Kleintal-W-Seite.

3. Die mutmassliche Fortsetzung der Kleintal-Serie auf der S-Seite der Urirotstockgruppe.

Vom Grosstal nach W taucht die Kleintal-Serie axial unter die nach N vorspringenden Jurfalten der Axen-Decke und verschwindet damit auf der N-Seite des Gebirges. Hingegen finden wir ca. 3 km südlich des Grosstaes, am S-Fuss der Urirotstockgruppe, einige Stellen, wo teils über Wildflysch, teils über der Gitschen-Decke, aber stets im Liegenden des verkehrten Malmschenkels der unteren Urirotstock-Falte, eine reduzierte, verkehrt gelagerte Kreideserie auftritt, und zwar an folgenden drei Punkten:

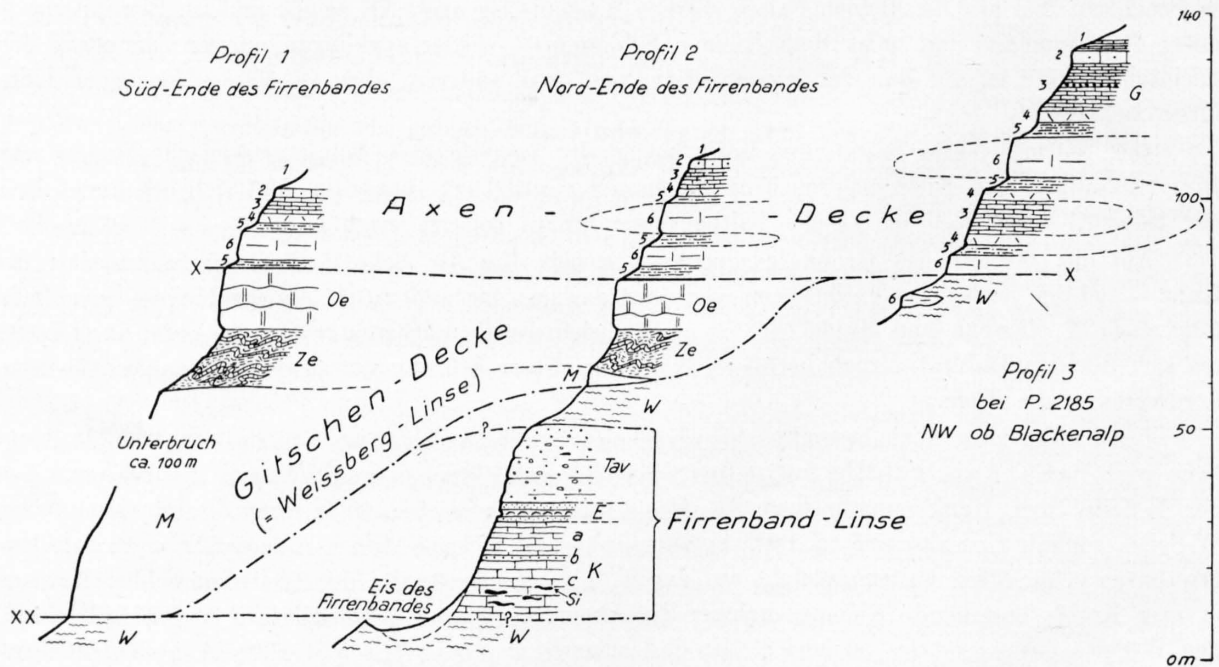
1. bei P. 2185 nördlich ob der Blackenalp,
2. am Firrenband und Weissberg westlich der Blackenalp,
3. östlich Engelberg ob der Holzkapelle.

P. ARBENZ (lit. 19) und A. BUXTORF (Tagebuchnotiz BUXTORF vom 1. September 1917) besuchten zusammen die Kreidevorkommen nördlich Blackenalp und setzten sie in direkte Beziehung zur Kreide auf der N-Seite der Urirotstockgruppe, d. h. mit unserer Kleintal-Serie. Diese Auffassung kommt auch auf dem von P. ARBENZ gegebenen Profil S. 769, Exkursion 59, lit. 45, zur Darstellung. Das Profil ist schematisiert als Profil 5 auf unserer Tafel VII wiedergegeben.

In Anbetracht der grossen Wichtigkeit dieser Kreidevorkommen besuchte ich das Profil bei P. 2185 und dasjenige am Firrenband und konnte dabei folgendes feststellen, vgl. die Profile der folgenden Fig. 7:

Bei P. 2185 liegt — wie den Notizen von A. BUXTORF und den Angaben von P. ARBENZ (lit. 19) zu entnehmen ist — eine verkehrte Kreideserie vor mit einer sekundären Schrägkalkmulde, vgl. Profil 3 in Fig. 7. Diese Fältelung kann mit den Mulden verglichen werden, die im Kleintal-Hintergrund mit SW-Richtung unter die Urirotstockgruppe hineinstreichen.

Komplizierter gestalten sich die Verhältnisse am Firrenband (Weissberg), vgl. Profile 1 und 2 der Fig. 7. Hier liegt unter der verkehrten Malm-Kreide-Serie der unteren Urirotstock-Falte das schon früher erwähnte Äquivalent der Gitschen-Decke (= Weissberg-Linse), bestehend aus Malm (Troskalk), Zementsteinschichten und Öhrlikalk. Ausserdem aber konnte ich in ihrem Liegenden das Vorhandensein einer bisher nicht beachteten Kreide-Eocaen-Linse feststellen, die ich



Figur 7.

Detailprofile der Firrenband-Linse und der Kreide-Serie bei Blackenalp.

1	Valanginienmergel	}	Verkehrter Schenkel der Unten Urirotstock-Falte (Axen-Decke)
2	Valanginienkalk		
3	Kieselskalk mit Glaukonitbank G		
4	Echinodermenbreccie		
5	Drusbergsschichten		
6	Schrattenskalk		
Oe	Oerlikalk	}	Gitschen-Decke
Ze	Zementsteinschichten		
M	Malm (Troskalk)		
Tav	Taveyannazsandstein	}	Firrenband-Linse (Kreide-Eocaen-Linse im Liegenden der Gitschen-Decke)
E	Eocaen (Sandsteine und Complanatakalk = Lutétien)		
K	Kreide (Hauterivien)		
a	feinspätige, kieselskalkartige Kalke		
b	Glaukonitbank mit Toxaster und Belemniten		
c	spätige Kalke mit Silexknollen Si.		
W	Wildflysch		

4. Die Firrenband-Linse

nenne. Sie liegt am N-Ende des Firrenbandes, da, wo die geologische Urirotstockkarte ein Nummulitenkalkband angibt. Die Kreide wird von normal zugehörigem Eocaen und dieses von Taveyannazsandstein begleitet. Im Detail gilt folgendes, vgl. Fig. 7, Profil 2:

Über dem Eis des Firrenbandes, das auf Wildflysch aufruht, besteht das Anstehende aus feinspätigen Kalken (c) mit Silexknollen (Si). Trotz einer gewissen Ähnlichkeit mit Valanginienkalk halte ich für wahrscheinlich, dass unterer Kieselkalk vorliegt, und zwar in einer Facies, wie sie J. KREBS aus dem unteren Teil der Tschingelkalke (Hauterivien) des Blümlisalpgebietes (Doldenhorn-Decke) beschrieben hat. Er spricht (lit. 53, S. 36) «von spätigem Kieselkalk mit zahlreichen langgestreckten Kieselknauern». Diese Parallelisierung wird dadurch gestützt, dass die silexführenden Kalke in unserem Falle sich nicht stark unterscheiden vom überlagernden feinspätigen, gebänderten, typischen Kieselkalk a und auch nicht durch eine scharfe Grenze von diesem getrennt werden, wie sie sonst ganz allgemein zwischen Valanginienkalk und Kieselkalk auftritt (vgl. Stratiographischer Teil). Die glaukonitische Bank b mit *Toxaster* und *Belemniten* wäre eine Einlagerung in diesem Kieselkalk. Bemerkenswert ist sodann die grosse Mächtigkeit dieses Kieselkalkes; wie Profil 2 der Fig. 7 zeigt, ist sie grösser als in der höher oben anstehenden, verkehrten Kreide der Axen-Decke. Der Kieselkalk wird transgressiv überlagert vom Eocaen, das P. ARBENZ auf der Urirotstockkarte angegeben hat. Das Eocaen besteht unten aus einer hellen, gelblichen Quarzitbank, ca. 0,8 m dick; Nummuliten wurden darin nicht beobachtet. Diese quarzitische Bank geht nach oben allmählich über in ca. 1 m dicken Nummulitenkalk, reich an *Nummulina complanata*. Nach oben werden die grossen Nummuliten seltener; es treten zahlreiche Orbitoiden und kleine Nummuliten auf. Über dem Nummulitenkalk folgen in raschem Übergang helle, feinkörnige, quarzitische Sandsteine (1—2 m). Darüber liegt sofort konglomeratischer, grobkörniger, typischer Taveyannazsandstein. Als Gerölle im Taveyannazsandstein fand sich ausser malmähnlichen Gesteinen auch ein Gerölle mit *Orbitoiden*. Zwischen den Taveyannazsandstein und die Gitschen-Decke schiebt sich dann ein dünnes Band von Wildflysch ein.

Eine sichere Entscheidung über die Herkunft dieser merkwürdigen Firrenband-Linse kann heute kaum gegeben werden. Ihrer tektonischen Stellung nach liegt sie unter der Gitschen-Decke und ist daher am ehesten als verschürftes parautochthones Schichtpaket aufzufassen, dessen Heimat zwischen Gitschen-Decke und Autochthon anzunehmen ist. Mit der Gitschen-Decke hat sie gemeinsam, dass das Eocaen auf Kieselkalk transgrediert; ein deutlicher Unterschied aber besteht in der Ausbildung des Kieselkalkes und im Vorhandensein des Lutétien und des Taveyannazsandsteins, die beide der Gitschen-Decke fehlen. Es bleibt zu prüfen, ob auch anderwärts, z. B. gegen Engelberg zu, im Wildflysch ähnliche Schubfetzen auftreten.

II. Axen-Südlappen.

Allgemeine Bemerkungen über Axen-Südlappen, Axenmattli-Mulde und Axen-Nordlappen.

Unter Hinweis auf Tafel VII: «Schematische Profile der Axen- und Gitschen-Decke zwischen Urnersee und Engelbergertal», die sich auf die Profile zur G. V. K., die späteren Darstellungen von P. ARBENZ und meine Neuaufnahme stützen, seien hier einige allgemeine Bemerkungen vorausgeschickt:

Am E-Ufer des Urnersees setzt erstmals die Unterteilung der Stirne der Axen-Decke in einen Süd- und einen Nordlappen ein; die Trennung ist bedingt durch die Axenmattli-Mulde (Profil 1). Am W-Ufer des Urnersees (Profil 2) ist der Südlappen ganz getrennt von der zugehörigen Jura-serie; diese setzt erst ca. 3—4 km südlicher ein (beim Thor in den Gitschenstöcken). Die Trennung ist zweifellos durch die als Klotz wirkende Gitschen-Decke bedingt, welche auch die Aufstauung der

Falten der Kleintal-Serie am Vorderen Gitschen und im Kleintal-Hintergrund zur Folge hatte. Wenig westlicher findet am Sassigrat, auf der W-Seite des Kleintales (vgl. Profil 3), der Anschluss des Südlappens an die verkehrte Kleintal-Serie und damit auch an die untere Jurafalte des Urirotstockes statt.

Im Grosstal wird von E nach W diese Verbindung immer enger, so dass bei Oberalp (vgl. Profil 4) Jura und Kreide zu einem einheitlichen System liegender Falten zusammentreten.

Weiter im W (Profil 5) ist die Vereinigung der am W-Ufer des Urnersees (Profil 2) getrennten Teilstücke der Axen-Decke (Jurakern und Kleintal-Serie im S, Axen-Süd- und Nordlappen im N) zu einer einheitlichen Überschiebungsmasse endgültig vollzogen. Dabei hat ein derart intensiver Zusammenschub stattgefunden, dass die obere Urirotstock-Falte (2) auf die Kreide der Axen-Decke überschoben erscheint.

Ein weiterer wichtiger und allgemeiner Zug besteht darin, dass der Südlappen gegen W an Bedeutung zunimmt: aus dem schmalen Lappen des Schardi (Profil 2) wird das System liegender Falten, das den Bärenstock (Profil 4) aufbaut und nach W zu die Basis der Wallenstöcke bildet (Profil 5). Umgekehrt verhält sich der Nordlappen: im Gebiet der Scheidegg (Profil 2) zeigt er die grosse Breite von ca. 2 km, verschmälert sich dann nach W zu rasch auf die Hälfte (Horn westlich Isental, Profil 3). Westlich des Grosstaales bleibt vom Nordlappen nur der schmale Schyengrat übrig (Profil 4), dann setzt der Nordlappen zunächst ganz aus. Erst 3 km westlicher, am Schoneggpass (Profil 4 a der Tafel VII), finden wir, zum Teil verschürft in den Valanginienmergeln der Drusbergdecke, einige aus Eocaen, Schrattenkalk und Drusbergschichten bestehende Schichtpakete, welche als letzte Zeugen des Nordlappens gedeutet werden können.

Dieses Schmälerwerden des Nordlappens tritt auf der tektonischen Skizze (Tafel I, Fig. B) sehr deutlich hervor. Die Axenmattli-Mulde läuft nicht parallel zum allgemeinen Streichen, sondern schneidet von Isleten an nach WSW den Nordlappen unter ganz spitzem Winkel bis zum vollständigen Ausspitzen am Schoneggpass. Da der Nordrand des Axenmattli-Eocaens vom Urnersee an bis zum Schyengrat durch eine sekundär steilgestellte Überschiebung (III) gebildet wird, kann man auch sagen, dass diese Überschiebung die Stirne der Axen-Decke spitzwinklig durchschneidet. Infolge des schiefen Schnittes verbreitert sich nach W zu der Südlappen auf Kosten des Nordlappens. Es findet ein Austausch der Massen statt: was dem S-Rand des Nordlappens verloren geht, gliedert sich dem N-Rand des Südlappens an.

Nach diesen orientierenden Bemerkungen können wir nun eintreten auf die

Detailtektonik des Südlappens.

Vom Urnersee ausgehend, gehört zum Südlappen zunächst der ca. 3 km lange Bergzug des Schardi; jenseits des Kleintales folgt der Kulm, und westlich des Grosstaales die lange Kette Bärenstock-Oberalpgrat-Kaiserstuhl (vgl. Tafel I, Fig. B).

1. Abschnitt Schardi.

Über den Bau des Schardi, der sich in den Steilhängen gegen den Urnersee und das Isental in allen Einzelheiten verfolgen lässt, orientiert das Profil 1 der Tafel III. Im grossen ganzen erkennt man eine tauchende Gewölbestirn (vgl. auch Tafel I, Fig. A), deren Kern von den Valanginienmergeln des Plattenbergs gebildet wird (Gewölbekern der Falte a3); ältere Schichten konnten am Schardi nicht nachgewiesen werden. Der N-Schenkel zeigt im Valanginien gut verfolgbare Faltung. Der höchste Punkt des Schardi, P. 1696 = Schardihörnli, wird von einer sekundären Schuppe gebildet. Unter dem Plattenberg-Kern folgt die Mulde m1, unter welcher am SE-Hang zwei kleine Kerne von Valanginienkalk a2 und a1, getrennt durch Kieselkalk, sichtbar werden. Diese kleinen Kerne und der trennende Kieselkalk stossen nach S längs anormalem Kontakt (II) an den die Sohle des Gigentals bildenden Schächentalerflysch, doch ist diese Grenze meist unter Schutt bedeckt. Auf die Deutung dieses Kontaktes wird später zurückzukommen sein.

Sehr interessante Verhältnisse zeigt der Fuss des Berges gegen den See zu: hier ermöglichen die mergeligen Drusbergschichten ein disharmonisches Verhalten von Hangendem und Liegendem: das den Kern der Mulde m1 bildende verkehrte Schrattenkalkgewölbe m1' ist etwas nach N verschoben und stösst längs einem Bruch an den saigeren Schrattenkalk des N-Schenkels.

Der N-Schenkel des Südlappens wird auf der ganzen Länge von Isleten bis zum Kleintalbach im höhern Teil von einer Schichtplatte von Kieselkalk-Echinodermenbreccie gebildet, die am Fusse des Steilhanges von Drusbergschichten, Schrattenkalk und Eocaen überlagert wird. Wie die G. V. K. angibt, durchsetzen einige NNW gerichtete Brüche die Schichtplatte, nur der westlichste bedingt aber eine deutliche Verstellung.

Besonderer Erwähnung bedarf noch die auf Tafel III, Profil 1, bei P. 1436 eingezeichnete Drusbergschichten-Schrattenkalk-Platte, welche längs einer Bruchfläche den Schichtköpfen des Kieselkalkes aufruht. Diese dünne, ca. 150 m breite Platte lässt sich auf ca. 600 m Länge verfolgen. Wie das Profil andeutet, erscheint sie von N her auf den Kieselkalk gepresst, allein es handelt sich nur um sekundäre Verschiebungen, wie sie am Südrand der Axenmattli-Mulde — allerdings in viel grösserem Ausmass — auch weiter westlich am Faulen stattgefunden haben. Darauf wird später, bei der Beschreibung der Axenmattli-Mulde, einzutreten sein (siehe S. 49).

Äusserst komplizierten und auch schwer zu deutenden Bau zeigt der S-Hang des Schardi gegen das Gigental. Wie die G. V. K. zeigt, lässt sich der aus Valanginienkalk und Kieselkalk bestehende Komplex m1—a3 nach SW nur verfolgen bis südwestlich Plattenberg. Hier endet dieses System an einer bedeutenden E-W gerichteten Störungslinie (x—x im Profil Tafel III), und nun ändert der Bau vollständig. Unser Profil zeigt, dass vom Gewölbe a3 nur der obere Schenkel (Valanginienberg-Kieselkalk) sich nach SW und oben fortsetzt. Unter den Valanginienbergmergeln erscheinen im E von P. 1696 (Schardi) Flyschschiefer, welche die untere Hälfte des Gewölbekerns ersetzen, und unter diesen folgt — fast genau in der Verlängerung des Valanginiengkalkes von m1 — eine vollständige, aber stark reduzierte und verkehrt liegende Kreide-Eocaenserie (Valanginienkalk bis Pectinidenschiefer). Dieses Schichtpaket sticht in den Berg hinein und wird nach SW zu ganz von Stadschiefern umhüllt; es tritt aber nach der Auffassung von Prof. Buxtorf und mir ca. 600 m westlicher in der Güetisfluh am rechten Talhang des Kleintales wieder zutage, weshalb wir dieses Paket als Güetisfluh-Masse (G-M) bezeichnen.

Über die Güetisfluh-Masse gilt folgendes: Zunächst ist festzustellen, dass sie nach tektonischer Stellung und Herkunft keinerlei Beziehung zeigt zu den früher beschriebenen Wangberg-Linsen. Sie unterscheidet sich von diesen auch sehr deutlich durch das Fehlen der Orbitolinaschichten und des oberen Schrattenkalkes. Das Eocaen ruht direkt auf unterem Schrattenkalk, und da dies allgemein für das Schardigebiet gilt, müssen wir die Güetisfluh-Masse mit dem Schardi in Zusammenhang bringen. Die einzige Lösung, die sich bietet, ist die Annahme, es sei die Güetisfluh-Masse ein beim Vorstossen des Südlappens zurückgebliebener Stirnteil des Südlappens. Diese Auffassung ist auf dem tektonischen Übersichtsprofil (Tafel I, Fig. A) angegeben, sie kommt auch schon auf Profil 3 der Profilsérie zur G. V. K. zur Darstellung. Diese Herkunft erklärt ohne weiteres die starke Verwalzung der Masse; dabei hat sich auch ein Valanginienkalk-Fetzen losgelöst (vgl. Tafel III) und steckt nun ganz im Flysch (bei W von Wangberg, G. V. K.).

Der Abhang des Schardi gegen das Kleintal zeigt den Wiederausstrich der im Gigental beobachteten Einheiten (vgl. Tafel IV, Profil 2). Über dem tauchenden Valanginienbergmergel-Kern zeigt der Valanginienkalk und der Kieselkalk Ansätze zu Schuppenbildungen, die aber bereits im unteren Kieselkalk erlöschen; im N folgt dann die normale Serie bis ins Eocaen. Fast als ein Fremdkörper schliesst sich im S die Güetisfluh-Masse an, die an ihrem S-Ende das gleiche Schrattenkalk-Eocaen-Profil aufweist, das wir vom oberen Gigental her kennen. Ob die Güetisfluh-Masse nach Norden direkt an den Kreidekern des Südlappens anstösst oder von diesem tief getrennt ist durch die von oben einstechenden Stadschiefer, lässt sich wegen starker Schuttbedeckung nicht entscheiden.

2. Abschnitt Kulm-Faulen.

a) Ostseite des Kulm.

Durch das quer zum Streichen verlaufende Kleintal erfährt der Südlappen einen kurzen Unterbruch. Wie aber schon der G. V. K. zu entnehmen ist, steht der Schrättkalk des Schardi in der Schlucht südlich Siti mit dem des Kulm in direkter Verbindung.

Westlich des Kleintales baut der Südlappen den gewaltigen E-Hang des Kulm und des Faulen (Rosegg) auf, über dessen geologische Verhältnisse Tafel IV, Profil 3, orientiert. Ein Vergleich dieses Profils mit dem der E-Seite des Kleintals (Profil 2) zeigt sofort, dass der Südlappen am Kulm viel mächtiger entwickelt ist als am Schardi. Wir beobachten zwei deutliche Falten A1 und A2, wobei offen gelassen werden muss, ob in der Tiefe unter A1 noch weitere Falten (A?) folgen, welche den tiefsten Falten unten am Urnersee entsprechen würden. Die Falten des Kulm sind wahrscheinlich in folgender Weise mit denen des Schardi zu parallelisieren: die obere Falte, A2, entspricht wohl der im Schardihörnli P. 1696 als Schuppenrest erhaltenen. Die untere Falte A1 dürfte sich aus einer der am Schardi nur schwach angedeuteten Schuppenstirnen entwickeln. Das grundsätzlich Neue besteht nun aber darin, dass am Kulm-Faulen die ganze Serie, vom Valanginien bis ins Eocaen, in die Faltung einbezogen wird und ausserdem im Gebiet der Rosegg eine mächtige Aufhäufung von Berriasien stattfindet, welche den gemeinsamen Kern all dieser Falten darstellt. Diese Berrias-Schichten stehen nach S mit dem verkehrten Berriasien der Kleintal-Serie in ununterbrochenem Zusammenhang, und damit ist für den Südlappen die Verbindung zwischen dem Jurakern, der unteren Urirotstock-Falte, und den Kreidestirnfalten gegeben. Nach unten, am Abhang über Klosterberg, wird das Faltensystem von einer scharfen Überschiebung (II) begrenzt, längs welcher sich — unter dem Kern von Valanginienmergeln — einige verquetschte Reste eines Mittelschenfels nachweisen lassen (Valanginienkalk und Kieselskalk).

Im Prinzip sind diese Verhältnisse in Profil 4 der Profilsérie zur G. V. K. richtig angegeben, doch hat meine Neuaufnahme einerseits gezeigt, dass in der E-Flanke des Kulm eine wichtige Scherfläche (V') erkannt werden kann, welche über der Falte A1 und der Mulde M1 einsetzt und schräg durch den Berghang in die Spitze der Falte A1 verfolgt werden kann. Sie gibt sich im Gelände als scharfer Schnitt zu erkennen, an dem die von oben heranstreichenden Felsen enden; daher wird die Scherfläche von einem Wildheuerpfad benützt, der von der sogenannten Kulmsplangg (vgl. Profil 3) über der Wandfluh gegen die Hermiskehle führt ¹⁾. Diese Scherfläche tritt, wie unten zu zeigen sein wird, auch in der W-Flanke des Kulm wieder zutage.

Weiterhin ergaben sich einige interessante Falten und Bruchbildungen im Gebiet des sogenannten Weissberges oberhalb Hermisegg. Profil 3 lässt erkennen, dass über Hermisegg das Eocaen in tiefer Mulde (M1) nach Süden reicht und dass der hangende verkehrte Schenkel der Mulde von einem — der Hermiskehle folgenden — Bruch durchschnitten wird. Diese Verwerfung durchsetzt auch das über der Mulde liegende Gewölbe A1. Dabei wird die Gewölbestirne des Weissberges abgetrennt und etwas versenkt. Der Bruch der Hermiskehle verwirft auch die Scherfläche V', woraus sich sein jüngerer Alter ergibt.

Eine ähnliche junge Verwerfung zieht (vgl. auch G. V. K.) von der SE-Seite des Kulm durch die Scharte bei P. 1865 in die NW-Flanke des Kulm hinab; in Profil 3 würde sie in der Kehle verlaufen, die sich von Rosegg nach P. 1865 hinaufzieht und die beiden Kulissen trennt. Die Störungsfläche streicht fast N—S und steht senkrecht; der Verschiebungsbetrag erreicht ca. 10 m. Dieser Bruch tritt im Gelände sehr schön in Erscheinung; auf der SE-Seite des Kulm verläuft das Weglein Rosegg-Kulm eine kurze Strecke direkt in der Verwerfungsspalte. Von P. 1865 an streicht er in die NW-Flanke des Kulm, wir werden seine Fortsetzung sofort zu besprechen haben.

b) Westseite des Kulm.

Die auf der E-Seite des Kulm schon von weitem am Verlauf des gut kenntlichen Schrättkalks erkennbaren Falten (A1 und A2 und Mulden M1, M2, M3) erscheinen auf der W-Seite des

¹⁾ Hermiskehle heisst die durch einen Bruch bedingte Runse südlich des Weissberges (vgl. Tafel IV, Profil 3).

Berges wieder, zum Teil allerdings in etwas veränderter Form. Diese Verhältnisse der Kulm-W-Seite und des Absturzes gegen das Grosstal gelangen auf Profil 4, Tafel V, zur Darstellung.

Im Liegenden der Axenmattli-Mulde M3 finden wir wieder die Falte A2. Der normale Schenkel dieser südlichsten Falte des Südlappens am Kulm wird durch die Scherfläche V, welche Axenmattli-Mulde und Südlappen scheidet, schief gekappt. Die Stadschiefer des Muldenkerns M3 kommen von N nach S auf die Schichtköpfe immer älterer Stufen zu liegen.

Unter A2 folgt die Mulde M2, welche hier allerdings weniger tief einsticht als auf der Kulm-E-Seite (vgl. Tafel IV, Profil 3), und unter dieser die Falte A1. Diese wird wiederum durch die Scherfläche V' in zwei Teile zerlegt, in einen oberen zurückgebliebenen und einen unteren, der vorgeschoben erscheint. Scherfläche V' durchschneidet also das ganze Faltenbündel des Südlappens am Kulm und bedingt sodann die komplizierten Verhältnisse im gemeinsamen Kern der Falten A1 und A2. Durch das Fehlen eines normalen Schenkels von Valanginienkalk in der Falte A1 stossen die Valanginienmergelkerne von A1 und A2 direkt aneinander. Sie werden getrennt durch die Scherfläche V', längs welcher man noch Reste des verwalzten Normalschenkels findet (vgl. Profil 4).

Im verkehrten Schenkel der Falte A1 tritt eine weitere Scherfläche (V'') auf, längs welcher die darunter liegende Mulde M1 etwas zurückbleibt. Ergänzend sei hier bemerkt, dass der vorhin (S. 46) bis P. 1865 verfolgte Bruch sich in der NW-Flanke des Kulm als schluchtartige Rinne geltend macht und das Muttisband (vgl. Profil 4) nach W begrenzt. Die Anwohner nennen diese Stelle des NW-Hangs bezeichnenderweise «gespaltener Kulm».

Über den Zusammenhang zwischen den Kreidefalten des Kulm und der Kleintal-Serie liefert die E-Seite des Grosstaies keinen Aufschluss. Südlich der Valanginienmergel liegt die ausgedehnte Schutt- und Sackungsmasse von Jentli-Küferrüti-Schulrüti, welche bis hinab in die Talsohle reicht.

c) Abschnitt Bärenstock-Oberalpgrat-Kaiserstuhl.

Auf der linken Seite des Grosstaies setzt sich der Axen-Südlappen nach W fort in der langen Bergkette Bärenstock-Oberalpgrat-Kaiserstuhl. Wie Profil 5 der Tafel V zeigt, ist der tektonische Bau des Südlappens in diesem Abschnitt relativ einfach. Dies hängt offensichtlich zusammen mit dem engeren Anschluss der Kreide an den jurassischen Deckenkern. Dem Profil ist zu entnehmen, dass im Abhang des Bärenstocks gegen das Grosstal eine grosse Falte A erkannt werden kann, die nach den allgemeinen Verhältnissen den vereinigten Falten A1 und A2 der Kulm-W-Seite entspricht. Unter dieser Falte liegt die komplex gebaute Muldenzone M. Sie enthält vermutlich die Mulden M1 und M2 des Kulm-W-Hangs. In der Tiefe unter M dürfen wir eine weitere Falte (A?) voraussetzen, deren verkehrter Schenkel bei Hüttenboden an den Tag tritt und jenseits des Bühlrüti-Bruches sich in der verkehrt gelagerten Kleintal-Serie fortsetzt. Weiter im W, am Gipfel des Kaiserstuhls, stellt sich dann über der Falte A noch eine neue höhere Stirne A' ein. Sie zeigt nicht normalen Bau, sondern ist längs einer horizontalen Scherfläche auf die liegende Falte A überschoben.

Im Gelände tritt am meisten die Falte A in Erscheinung. Ihr N-Schenkel baut den langen Kamm vom Bärenstock zum Oberalpgrat auf und bildet den Abhang gegen das Sulztal, vgl. G. V. K. In diesem N-Schenkel treten zahlreiche, ungefähr parallel zum Streichen verlaufende, senkrecht bis steil nach S fallende Brüche auf. Sie zeigen sich besonders schön im Schrattenkalk und den Orbitolinaschichten; in der Regel ist ihre Sprunghöhe aber klein. Nur einige zeigen grössere Beträge, der grösste Bruch setzt Kieselkalk (Echinodermenbreccie) neben Schrattenkalk. Eine dieser Verwerfungen (b) kommt auch auf Profil 5 zur Darstellung. Ausserdem machen sich ungefähr N—S streichende Brüche geltend; sie sind jünger als die vorhin beschriebenen, NNE—SSW verlaufenden, denn diese werden von den N—S-Brüchen verstellt. Zwei der grössten Verwerfungen sind bereits auf der G. V. K. angegeben (Thor und P. 2292 am Oberalpgrat).

Über den Bau der Mulde M gibt uns vor allem der Hang des Bärenstocks gegen das Grosstal zu Auskunft. Denn nur dort ist der sich gegen N öffnende Eocaenkern der Mulde aufgeschlossen. Die Einzelheiten im Bau dieser Mulde veranschaulicht Profil 5. Die Mulde sticht tief in den Berg

hinein, man erkennt dies an der gut sichtbaren Umbiegung im Valanginienkalk südwestlich Görenwald (in Profil 5 nur als Luftlinie dargestellt). Sie ist allerdings von einer flach nach N fallenden Scherfläche durchsetzt, längs welcher die darüber liegende Falte A über die Mulde vorgeschoben ist.

Über den weiteren Verlauf der Mulde nach SW geben die Profile 6 und 7 der Profilsérie zur G. V. K. Auskunft; diese zeigen, vor allem Profil 7, dass die Mulde am N-Hang der Wallenstöcke die Falten a und b trennt, welche den Falten A und A? auf unserem Profil 5 entsprechen.

III. Axenmattli-Mulde.

1. Abschnitt östlich des Urnersees (Axenstrasse).

Über die allgemeine Bedeutung der an der Axenstrasse ausgezeichnet erkennbaren Axenmattli-Mulde und ihren Verlauf in den Isentaler Bergen ist in den Abschnitten «Bisherige geologische Forschung» S. 1 und «Allgemeine Bemerkungen» S. 43 schon das Wesentliche gesagt worden.

Die Axenmattli-Mulde stellt aber nicht bloss eine wichtige tektonische Leitlinie dar im Teilstück der Axen-Decke im Isental, sondern sie darf ohne weiteres auch als eine Erscheinung von grösster allgemeiner Bedeutung bezeichnet werden. Denn hier ist wohl zum erstenmal eine zum Gewölbe verdrehte, d. h. aus der Tiefe heraufstechende, verkehrte Mulde beschrieben worden, daher auch die Sorgfalt, mit der ALBERT HEIM seine grundlegenden Aufnahmen im Gebiet der Axenstrasse durchgeführt hat. Die spätere Untersuchung durch A. BUXTORF hat die Angaben ALBERT HEIMS im Prinzip bestätigt, aber — gestützt auf die inzwischen festgelegte Detailstratigraphie — in mancher Richtung ausgebaut. Es sei verwiesen auf Profil 2 der Profile zur G. V. K. und ausserdem auf die Darstellung, die A. BUXTORF 1934 im «Geologischen Führer der Schweiz» (lit. 45, S. 763) gegeben hat. Diesen Darstellungen zufolge ist der eocaene Kern nicht allseitig von Schrattenkalk umhüllt, wie ALBERT HEIM annahm, sondern es sind zwei wichtige Störungsflächen zu erkennen, auf die wir hier schon hinweisen, weil sie sich auch im Isental geltend machen.

Ein erster anormaler Kontakt (III in Tafel VII) schneidet das Eocaen im N ab, so dass dieses, wo nicht lokal Schrattenkalk-Schürflinge sich dazwischen schalten, direkt an die verkehrte Schichtfolge Kieselkalk-Schrattenkalk anstösst. Diese Störung hat den Charakter einer Überschiebung: die Kreide ist von oben her über und vor das Eocaen geschoben worden.

Eine zweite Störung (V) liegt südlich des Muldenkerns: die zum Kern gehörenden Eocaen- und Kreideschichten ruhen längs dieser Störung auf älteren Kreideschichten auf. Die Störungsfläche verläuft im Bereiche der Axenfluh ziemlich horizontal und senkt sich gegen N, gegen das Eocaen zu, allmählich. Die unter der Scherfläche liegende Serie scheint nach N bewegt, der darüber liegende Muldenkern im S zurückgeblieben zu sein. Man könnte von einer Unterverschiebung des unteren Teiles reden.

Besonders zu beachten ist, dass die verkehrt liegende Serie der Axenfluh nur schwaches südliches Einfallen zeigt. Was sich in der Tiefe unter der Axenfluh vollzieht: ob nur eine bis ins Eocaen reichende verkehrte Serie vorliegt oder ob die Kreide noch liegende Falten zeigt, kann nicht entschieden werden.

2. Abschnitt westlich des Urnersees.

Westlich des Urnersees lässt sich die Axenmattli-Mulde ununterbrochen von Isleten bis zum Schoneggpass verfolgen (siehe Tafel I, Fig. B), doch sind verschiedene Teilstücke zu unterscheiden, die die Mulde in sehr verschiedener Vollständigkeit zeigen. Von E nach W folgen sich:

- a) zwischen Isleten und dem Kleintal: Schardi,
- b) zwischen Kleintal und Grosstal: Kulm-Faulen,
- c) zwischen Grosstal und Schoneggpass: Grosstal-Schoneggpass.

In allen Abschnitten ist der N-Rand durch den schon für das Axenmattli erwähnten anormalen Kontakt III (vgl. Tafel VII) gegeben, d. h. durch eine sekundär steilgestellte Überschiebung, an welcher die Eocaenschiefer der Mulde direkt von der untersten Kreide des Axen-Nordlappens überfahren werden. Gemeinsam ist ferner, dass der Muldenkern — ähnlich wie am Axenmattli, aber

noch stärker als dort — nach S gerückt erscheint. Dabei spielen im S-Schenkel der Mulde Störungen eine Rolle, die der Störung V des Axenmattli verglichen werden können. Im einzelnen gilt folgendes:

a) Schardi.

Von Isleten an nach SW verläuft das Eocaen der Mulde als schmales Schieferband auf der S-Seite der Schlucht des Isentalerbaches, streicht dann gegen Fluh und Siti, im N — wie erwähnt — immer begrenzt von der Überschiebungsfläche III. Über die Beschaffenheit der übrigen Mulden-teile kann nichts Näheres ausgesagt werden, denn sie sind so gut wie ganz der Erosion anheimgefallen. Einen Anhaltspunkt über den mutmasslichen Bau dieser Teile gibt uns einzig die auf dem Rücken des Schardi liegende, von Drusbergschichten begleitete Schrattenkalkplatte, die zwischen P. 1436 und P. 1552 (vgl. G. V. K. und Tafel III) auf dem steil N-fallenden Kieselkalk des Axen-Südlappens ruht. Sie erscheint, vgl. Tafel VII, Profil 2, längs einer Scherfläche (V) von N her auf den Kieselkalk geschoben, doch kann man auch sagen, sie sei zurückgeblieben, während der darunter liegende Kieselkalk nach N gepresst wurde. Die den Kieselkalk vom Schrattenkalk trennende Störungsfläche könnte der an der Axenstrasse beobachteten Störung V entsprechen, welche direkt südlich des Axenmattli-Eocaens gleichfalls Schrattenkalk und Kieselkalk trennt. Ein Unterschied besteht aber darin, dass der an der Axenfluh unter dem Schrattenkalk liegende Kieselkalk flach nach Süden einfällt, während am Schardi der Kieselkalk die früher beschriebene steile Schichtplatte des Schardi-N-Hangs bildet (vgl. Tafel III und Tafel VII).

Das Auftreten der Schrattenkalkplatte vom Schardi berechtigt aber doch zum Schluss, dass der eocaene Muldenkern — gleich wie am Axenmattli — erst über dieser Platte vorausgesetzt werden darf. Dies ist durch die Luftlinien auf Profil 1 von Tafel III und auf Profil 2 von Tafel IV angedeutet; die gleiche Annahme hat auch A. Buxtorf in seiner Profildarstellung vertreten (Profil 3 der Profile zur G. V. K.). Aus dieser Sachlage resultiert von der Axenstrasse nach W zu ein sehr starker Axialanstieg des Muldenkerns, den wir zu ca. 20—25° annehmen dürfen.

Ob der Muldenkern bis gegen das Schardihörnli P. 1696 und eventuell südwärts darüber hinaus gereicht hat, muss unentschieden bleiben. Die vorhin genannte Schrattenkalkplatte endet schon ca. 500 m nordöstlich P. 1696 an einem Bruch, während das beträchtlich höhere Schardihörnli die schon früher beschriebene, nach N gerichtete Schuppung der Unterkreide zeigt.

b) Kulm-Faulen.

Dieses Teilstück umfasst den interessantesten Abschnitt der Mulde, denn hier ist sie in grosser Vollständigkeit erhalten und zeigt in ihrem Bau Komplikationen von grösster Eigenart, wie sie im Bereich der helvetischen Decken kaum mehr wiederkehren. Dabei ist hervorzuheben, dass der Kulm-Faulen-Abschnitt ausgezeichnete Aufschlüsse aufweist, sodass eine restlose Abklärung möglich ist.

Dass im Grat Kulm-Faulen Eocaen vorhanden ist, hat erstmals 1894 C. Moesch erwähnt (lit. 9, Atlas, Tafel III, Fig. 8), allerdings, ohne dessen tektonische Stellung zu erfassen, denn er hielt es für eine von oben einsteichende Mulde. Auf Blatt XIII (lit. 24) fehlt dieses Eocaenvorkommen, dagegen ist eines südlich des Kulmgipfels eingetragen. Prinzipiell richtiger ist die schon vorher (1891) von Albert Heim gegebene Darstellung, die annimmt, die Axenmattli-Mulde streiche in den Sattel nördlich unterhalb des Kulm und werde dort nach oben von Kreide abgeschlossen. Dass am Faulen (= Sassigrat der Zeichnung Heims) Eocaen vorhanden ist, war Albert Heim nicht bekannt; das Isental lag ja auch ausserhalb seines engeren Untersuchungsgebietes. Wenn Albert Heim den Abschluss der Mulde am Kulm vermutete, so geschah dies wegen der schönen, nach N offenen Muldenumbiegung am N-Hang des Kulm gegen den Sattel zu. Diese Biegung ist so deutlich und von weitem sichtbar, dass sie schon von L. F. Marsili (lit. 1, Tavola II, oben und Tavola IV) und von J. J. Scheuchzer (lit. 2) zeichnerisch wiedergegeben worden ist.

Eine vollständige Abklärung der tektonischen Verhältnisse hat dann die von A. Buxtorf für die G. V. K. ausgeführte Neuaufnahme ergeben, die auf Profil 4 der Profile zur G. V. K. enthalten

ist. Meine Aufnahme hat diese Darstellung bestätigt, so dass sich auf Grund der Feststellungen von Prof. BUXTORF und mir folgendes sagen lässt:

Bezeichnend für den Abschnitt Kulm-Faulen ist vorerst die wichtige Tatsache, dass eine Zerlegung der Axenmattli-Mulde in zwei Teilstücke vorliegt. Wir erkennen:

- a) einen aus der Tiefe aufsteigenden, bis zum Sattel zwischen Horn und Kulm reichenden, untern Muldenteil und
- b) einen davon fast abgetrennten, ca. 1 km weiter südwärts den Faulen bildenden Teil, in welchem der Muldenkern fast vollständig erhalten ist.

Diese Zerreissung verhindert es, den früher erwähnten Axialanstieg der Muldensohle genauer festzulegen. Möglicherweise liegt das Maximum des Ansteigens etwa zwischen Schardi und Kulm-Faulen, d. h. über dem Kleintal, denn am Faulen und Kulm zeigt das dort der Scherfläche V aufliegende Eocaen bereits deutliche Tendenz zu westlichem Absinken.

Über den unteren Muldenteil orientieren Profil 3, Tafel IV, und Profil 4, Tafel V; sie zeigen übereinstimmend, dass der Nordrand der Mulde hier wieder von der Überschiebung III gebildet wird, der Mulden-S-Rand von den Falten des Südlappen-N-Randes.

Der obere Muldenteil enthält im Abschnitt zwischen Faulen und Sassigrat den Muldenkern, der in seinem Bau grosse Analogie zu dem allerdings wesentlich kleineren Kern am Axenmattli aufweist (vgl. Profil 1 und 3, Tafel VII). Wie am Axenmattli, wird der Kern nach unten durch eine gewaltige Scherfläche (V) abgeschnitten, die man vom Kulm bis zum Sassigrat verfolgen kann, und zwar auf beiden Seiten des Berges; einzig im südlichsten Abschnitt, südöstlich unter den Faulengipfeln, verhüllen Schuttmassen den anormalen Kontakt; dieser erscheint dann aber als scharfe Fläche wieder im Sattel des Sassigrates, wo die glaukonitische Schiffflischicht des mittleren Kieselkalkes direkt auf das Berriasien der Kleintalserie zu liegen kommt. Es fehlt an der Störung die Serie Valanginienmergel-unterer Kieselkalk. Die Scherfläche V zeigt bis unter dem Faulen zunächst schwaches und zuletzt stärkeres S-Fallen, biegt dann aber knickartig in die Höhe gegen den Sassigrat-Sattel. Wie Profile 3 und 4 (Tafel IV und V) zeigen, erscheint längs dieser Störung der Muldenkern nach S zu verschoben und dabei fast vollständig vom Muldenstiel getrennt. Ob aber wirklich eine derartige, nach S gerichtete Überschiebung des Muldenkerns stattgefunden hat, muss offen gelassen werden. Mit gleichem Recht können wir annehmen, der Kern sei zurückgeblieben, während der darunter liegende Axen-Südlappen nach N vorgeschoben wurde; man hätte es also hier wieder mit einer «Untervorschiebung» zu tun, die an Bedeutung und Verschiebungsbetrag die tiefer unten im Südlappen erscheinende Untervorschiebung (V') noch beträchtlich übertreffen würde.

Untersuchen wir nun noch den Muldenkern genauer, so ist man angesichts der komplizierten Tektonik überrascht, hier eine ganz normalmächtige Schichtfolge zu finden, die einzig in den Mergelhorizonten geringe Verquetschungen zeigt. Wie Profil 4, Tafel V, darstellt, ist vom Sassigrat zum Faulen eine vom Kieselkalk bis in die Stadschiefer reichende Normalserie vorhanden, die landschaftlich wie ein Hahnenkamm erscheint, weil die Kalke scharfe Gratzacken bedingen, die Mergelagen tiefe Scharten. Im Faulen selber ist der von Stadschiefern gebildete Muldenkern von Pectinidenschiefen umhüllt (vgl. Profil 4); dies ist besonders gut auf der W-Seite des Faulen erkennbar.

Vom verkehrten Schenkel der Mulde sind am Faulen die Pectinidenschiefer erhalten. Ältere Schichten dürften sich an der verkehrten Serie kaum beteiligen; wir müssen vielmehr annehmen, dass das vorhin beschriebene Normalprofil des Muldenkerns nach oben von der Überschiebungsfläche III abgeschnitten wird, welche wir weiter nordwärts schon kennen als südliche Grenzfläche des Nordlappens. Diese Annahme wird gestützt durch einige letzte Blöcke von fossilreichen kalkigen Valanginienmergeln, die man auf dem obersten Gipfel des Faulen, den Eocaenschiefen aufruhend, findet; Prof. BUXTORF hat sie 1906 sorgfältig in der Mitte der kleinen Gipfelfläche aufgehäuft.

Diese losen Stücke sind ein Beweis, dass dicht über dem Faulengipfel schon untere Kreide vorhanden gewesen sein muss, die diese Relikte liefern konnte. Glazialer Transport kommt wegen der eckigen Beschaffenheit und der Einheitlichkeit des Materials nicht in Frage. Auf den Profilen 3 und 4 wurde daher die Überschiebung (III) hart über dem Faulengipfel gelegt; auf der G. V. K. und den zugehörigen Profilen musste dieses Relikt übertrieben gross angegeben werden.

Die Fortsetzung der überschobenen Valanginienmergel des Faulengipfels bilden die zum Teil den Stadschiefern des Muldenkerns aufruhenden, zum Teil mit ihnen verschuppten fossilreichen Valanginienmergel-Pakete auf dem N-Kamm und im N-Hang des Faulen (vgl. Profil 3, Tafel IV).

Sehr interessante Verhältnisse zeigt der Gipfel des Kulm P. 1889: Die den W-Hang bildenden Eocaenschiefer ruhen längs der Überschiebung V auf dem Kieselkalk der Falte A2 des Südlappens. Am Gipfel selber aber und gegen die Einsattelung bei P. 1865 finden wir an der Scherfläche kleine Pakete von Echinodermenbreccie, Schrattenkalk, Nummulitengesteinen und Pectinidenschiefern, vgl. Profil 3, Tafel IV, die die einzigen Reste des zerrissenen und verwalzten normalen Schenkels der Axenmattli-Mulde darstellen; sie sind nach N in Beziehung zu setzen mit der Schichtserie am Muttlisband. Auch südlich vom Kulm ist die Überschiebung V von Schürflingen, diesmal aus Valanginienkalk bestehend, begleitet (vgl. Tafel IV, Profil 3).

c) Grosstal-Schoneggpass.

Hier ist — vgl. Profil 5 der Tafel V — zwischen Bärenstock und Schoneggpass von der Axenmattli-Mulde nur die Stielpartie (Teil A) erhalten, der den zum Axen-Nordlappen gehörenden «Schyengrat» (= Oberalpgmat der topographischen Karte) vom Südlappen trennt. Der Muldenkern ist vollständig erodiert, sodass darüber nichts ausgesagt werden kann. Da nach W zu, gegen den Schoneggpass, der Axen-Nordlappen auskeilt, müssen wir annehmen, dass auch die Axenmattli-Mulde zu existieren aufhöre; damit kommt die Basis der Drusberg-Decke direkt auf das zum Südlappen gehörende Eocaen zu liegen.

IV. Axen-Nordlappen.

Der Nordlappen der Axen-Decke findet westlich des Urnersees seine Fortsetzung in den Bergen Scheidegg, Horn, der Kreideserie von Schattenberg, dem Schyengrat und den Schürflingen am Schoneggpass. Wie früher erwähnt, verschmälert sich der Axen-Nordlappen nach W; am Schoneggpass ist er nur noch durch einige kleine Relikte angedeutet, die wohl seinem W-Ende entsprechen dürften (vgl. Tektonische Skizze, Tafel I, Fig. B).

Im S wird der Nordlappen begrenzt durch die Überschiebung III, welche seine tiefsten Schichten vom Eocaen der Axenmattli-Mulde trennt. Seine N-Grenze wird von der Überschiebungsfläche IV an der Basis der Drusberg-Decke gebildet. Die trennende Eocaenzone verläuft vom N-Fuss der Scheidegg über Furkelen gegen Sack (nordwestlich Dorf Isental). Am N-Fuss des Horn und im Grosstal liegt sie unter Schutt. Am Schyengrat (vgl. Tafel V, Profil 5) wird der Schrattenkalk des Nordlappens im N direkt von den Valanginienmergeln der Drusberg-Decke überdeckt, Eocaen fehlt hier dem Nordlappen wohl aus tektonischen Gründen. Dagegen tritt das Eocaen wieder auf in den kleinen Relikten des Nordlappens am Schoneggpass.

Durch das Isental und seine beiden Quelltäler (Klein- und Grosstal) wird der Nordlappen in die Teilstücke Scheidegg, Horn mit Schattenberg-Serie und Schyengrat zerlegt, die wir nun einzeln besprechen wollen.

1. Abschnitt Scheidegg.

Hier ist zunächst allgemein festzustellen, dass der Bau des Nordlappens auf der W-Seite des Urnersees wesentlich abweicht von dem, was auf dem E-Ufer im Bereich der Axenstrasse zu erkennen ist. Über das Gebiet der Axenstrasse geben die Darstellungen von A. Buxtorf (siehe auch Profil 1, Tafel VII nähere Auskunft, sodass auf Einzelheiten verzichtet werden kann. Nur allgemein sei bemerkt, dass der Unterschied der beiden Seeseiten zunächst durch den nach SW zu gerichteten Axialanstieg des Nordlappens bedingt ist. Dies hat zur Folge, dass am W-Ufer des Urnersees die verkehrte Schichtfolge der Stirne des Lappens bis zum unteren Schrattenkalk und den Orbitolinaschichten sichtbar wird, während auf der E-Seite des Sees — nördlich ausserhalb des Bereiches der Axenmattli-Mulde — im Seeniveau als Jüngstes sich erst der Kieselkalk zeigt.

Aber auch in den Einzelheiten ist der Bau des Nordlappens westlich des Urnersees sehr abweichend gestaltet und namentlich dadurch gekennzeichnet, dass die verkehrte Serie des Nordlappens ein grosses «Gewölbe» beschreibt, das am Urnersee landschaftlich ausgezeichnet hervortritt. Dieses «Gewölbe» ist schon von L. F. MARSILI (lit. 1 Tavola II unten und Tavola IV) und J. J. SCHEUCHZER gezeichnet worden (lit. 2, S. 112). Auf den Zeichnungen dieser beiden Autoren trägt die Scheidegg den Namen «Auf der Werch» (SCHEUCHZER), «Auf der Werchi» (MARSILI), womit zweifelsohne die heutige Bärchi am Osthang der Scheidegg gemeint ist. Dass das «Gewölbe» aber aus einer verkehrten Serie besteht, mithin eine zum Gewölbe verdrehte Mulde, analog der Axenmattli-Mulde, darstellt, hat erstmals ALBERT HEIM erkannt (lit. 8), nur tritt über Seeniveau als Jüngstes im Kern nicht Eocaen auf, wie HEIM angibt (vgl. lit. 8, S. 68, Tafel III, Fig. 3), sondern nur Orbitolinaschichten. Auf unseren Profilen ist diese Mulde mit dem Index M1 bezeichnet worden.

Die wesentlichen Grundzüge der Scheidegg hat dann A. BUXTORF auf der G. V. K. kartographisch festgelegt, wobei hauptsächlich auf folgende zwei Punkte hinzuweisen ist:

Die Aufnahmen von A. TOBLER und A. BUXTORF ergaben, dass auffallenderweise in der Gipfelpartie der Scheidegg auch Gault und Seewerkalk vorhanden sind, und zwar durchgehend verfolgbar von P. 853 (südlich ob Bauen) bis Rüebgarten (nördlich ob Dorf Isental). A. BUXTORF erkannte ausserdem die merkwürdige, von N fast horizontal in den Berg einstechende und diesen spiessartig durchsetzende Eocaenmulde von Rüebgarten, welche den Berg in einen unteren und oberen Abschnitt teilt (vgl. Profil 3 der Profilsérie zur G. V. K.). Ausserdem kartierte er östlich Rüebgarten zwei Schrattenkalkvorkommen (eines südlich unterhalb P. 1408, das andere bei P. 1122 am NE-Hang der Scheidegg), auf deren tektonische Deutung unten im Detail einzutreten sein wird.

Ausgangspunkt für eine Beschreibung der Scheidegg ist das

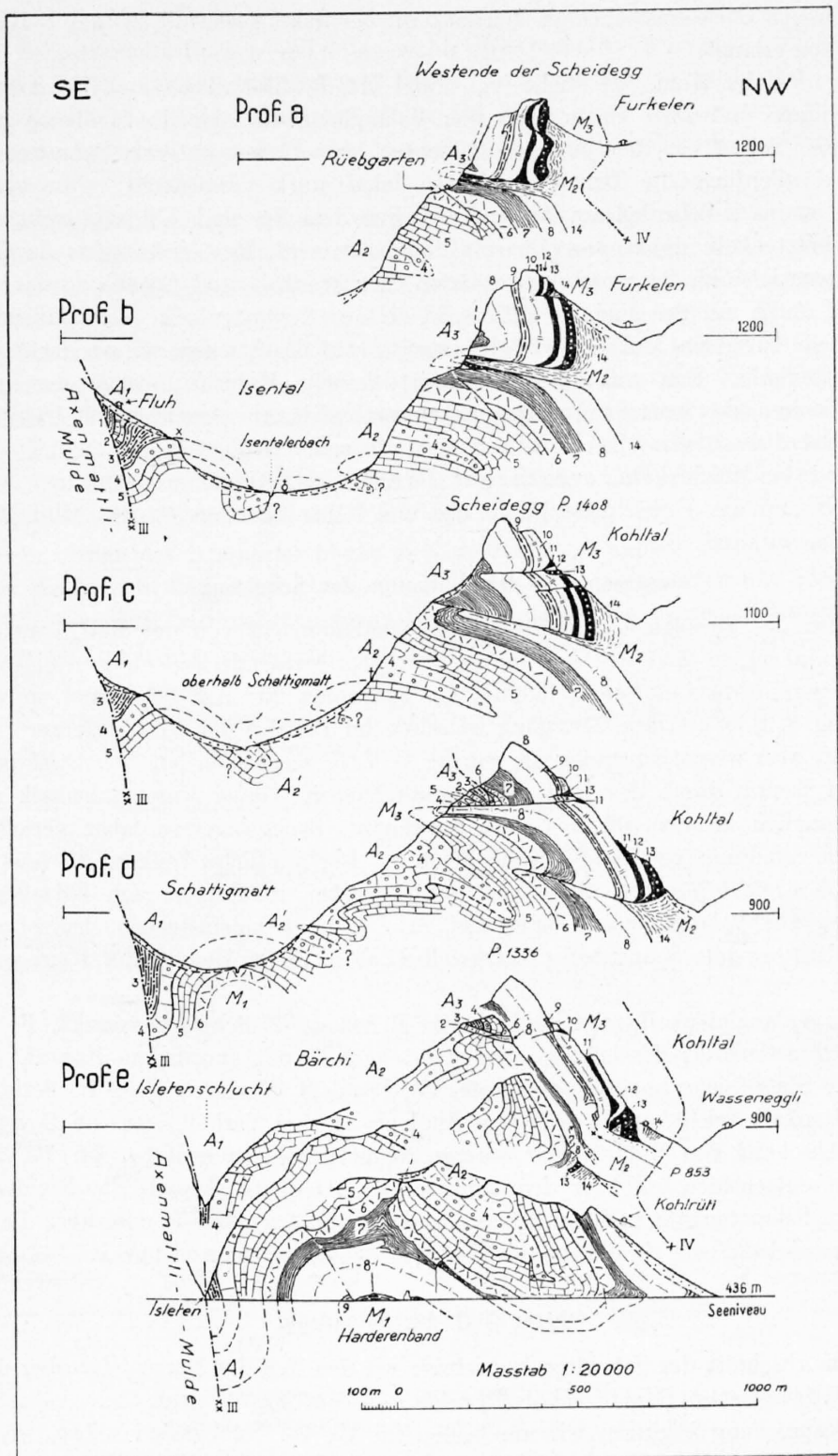
Querprofil am Urnersee

zwischen Isleten und Bauen, dargestellt in Profil 1 der Tafel III und schematisch auch in Tafel I, Fig. A, ferner sei schon hier auf Fig. 8, S. 53, hingewiesen, welche den Bau der Scheidegg in einer speziellen Profilsérie zeigt.

Wie erwähnt, tritt am deutlichsten die verkehrte Mulde M1 in Erscheinung, deren unterer Schrattenkalk den gut sichtbaren, schon von MARSILI und SCHEUCHZER dargestellten Gewölbebogen zeigt. Meine Neuaufnahme ergab, dass die dem Schrattenkalk aufliegenden mergeligen Drusberg-schichten ein disbarmonisches Verhalten des darüber liegenden Kieselkalkes ermöglichen: Vom Scheitel des Bogens ausgehend, durchsetzt ein Bruch die Echinodermenbreccie und den Kieselkalk und reicht bis zur unteren Bärchi hinauf.

Die grosse verkehrte Mulde M1 setzt sich nach SW im Berginnern fort und verrät sich am S-Hang des Berges wieder durch einen Aufschluss von Echinodermenbreccie wenig südlich unterhalb Acherli; ein entsprechendes Vorkommen von Echinodermenbreccie zeigt sich auch unterhalb Dorf Isental in der in Fels eingeschnittenen Sohle des Isentalerbaches bei Schattigmatt (Fig. 8, Profil d). Weiter westwärts ist die Mulde nur noch im Kieselkalk erkennbar (vgl. Profil c).

Südlich der Mulde M1 folgt am Seeufer (vgl. Tafel III, Profil 1) das steil einstechende Gewölbe A1, das aber nur aus einem N-Schenkel besteht. Die in seinem Kern als Ältestes auftretenden Valanginienmergel, die nur lokal (südlich Isental) noch von etwas Öhrlikalk begleitet sind, stossen längs der Überschiebung III an die Stadschiefer der Axenmattli-Mulde. Gewölbe A1 streicht spitzwinklig durch die Schlucht des Isentalerbaches gegen Birchi und zeigt sich dann wieder im Valanginien-Kieselkalkprofil von Fluh (P. 975 südöstlich Isental), vgl. Tafel IV, Profil 2, und Fig. 8, Profile b und c. Südwestlich von Fluh liegt im Wald noch ein beschränkter Aufschluss von Öhrlikalk (und Öhrlimergel), am SW-Ende auf seiner N-Seite begleitet von etwas Valanginienmergel (Fig. 8, Profil b). Der Aufschluss fehlt auf der G. V. K.; er ist erst in den letzten Jahren durch eine Rutschung freigelegt worden (er liegt hart südlich b des Index eb, vgl. G. V. K.). Offenbar handelt



Figur 8. Geologische Profile durch die Scheidegg (Axen-Nordlappen).

- | | |
|-------------------------|---|
| 14 Stadschiefer | 5 Kieselkalk |
| 13 Nummulitenschichten | 4 Valanginienkalk |
| 12 Seewerkalk | 3 Valanginienmergel |
| 11 Gault | 2 Öhrlikalk |
| 10 Oberer Schrattenkalk | 1 Öhrlimergel |
| 9 Orbitollaschichten | |
| 8 Unterer Schrattenkalk | IV Überschiebungsfläche der Drusberg-Decke |
| 7 Drusbergsschichten | III Scherfläche zwischen Nordlappen und Axen- |
| 6 Echinodermenbreccie | mattli-Mulde |

es sich um den von oben einsteichenden Berriaskern, der dann gegen W zu (am E-Hang des Horn) grosse Bedeutung erlangt.

Nördlich über der Mulde M1 sticht (vgl. Tafel III, Profil 1) das Gewölbe A2 von oben her in den Berg hinein und zeigt einen Kern von Valanginienkalk, der im Steilhang gegen den See hinab auf beiden Seiten von den jüngeren Schichten bis und mit unterem Schrattenkalk begleitet ist; dabei sind allerdings die Drusbergsschichten lokal stark verquetscht. Jüngeres als unterer Schrattenkalk ist im N-Schenkel am Abhang zwischen dem See und Kohlrüti nicht entblösst. Da der untere Schrattenkalk direkt von Quartär überdeckt wird, lässt sich nichts darüber aussagen, welche Schichten tiefer im Berg zwischen unterem Schrattenkalk und Eocaen vorausgesetzt werden müssen; einzig unten am See sind — anstossend an den Schrattenkalk — südfallende Orbitolinabänke in kleinem Aufschluss sichtbar. Möglicherweise ruht das Eocaen, wie an der Axenstrasse, auf oberem Schrattenkalk. Erst mit P. 853, südwestlich von Kohlrüti, setzen durchgehende Aufschlüsse ein, die nun aber auffallenderweise die ganze Kreideserie einschliesslich Gault und Seewerkalk zeigen; auf diese überraschende Tatsache wurde schon früher (S. 20) (vgl. Tafel II, Fig. B) hingewiesen und die Möglichkeit voreocaener Brüche in Betracht gezogen.

Bevor wir nun die Verhältnisse bei P. 853 und höher oben, gegen den Gipfelkamm zu, besprechen, wollen wir den

unteren Teil des Südhangs der Scheidegg

näher betrachten. — Verfolgt man den Valanginienkalkkern A2 von der Bärchi aus nach WSW, gegen Dorf Isental zu, so lässt sich eine immer deutlicher werdende Zerlegung in einen oberen Teilkern A2 und verschiedene untere Teilkern, die zusammen als A2' bezeichnet worden sind, erkennen (vgl. Fig. 8, S. 53). Diese Zerlegung ist schon im Profil 3 der Profilsreihe zur G. V. K. angedeutet, sie greift aber wesentlich tiefer, als auf der G. V. K. angegeben ist. Der Südkern A2' streicht unterhalb Dorf Isental durch das Bett des Isentalerbaches. Dieser Valanginienkalk muss nach S angeschlossen werden an den schon vorhin erwähnten, flachgelagerten, aber verkehrt liegenden Valanginienkalk von Fluh (vgl. Fig. 8, Profile c und b). Der nördliche Teilkern A2 (aus Valanginienkalk bestehend) streicht nördlich über Dorf Isental vorbei, unterlagert von Kieselkalk. Die Gewölbeumbiegung aus Valanginienkalk muss tief in den Berg hineinsteichen, leider verhindert die östlich von P. 842 liegende Schuttdecke festzustellen, ob in dieser Gegend der Kern von Kieselkalk umhüllt wird.

Über dem Valanginienkalk folgt nördlich von P. 842, als N-Schenkel von A2, die Serie Kieselkalk-unterer Schrattenkalk; der letztere aber stösst nach N mit anormalem Kontakt direkt gegen flach N-fallende Stadschiefer an (vgl. auch Tafel IV, Profil 2). Dadurch, dass die Serie nur bis zum unteren Schrattenkalk reicht, ergibt sich eine Analogie zu den Verhältnissen im S von Bauen, wo gleichfalls im Abschnitt von Kohlrüti nur unterer Schrattenkalk nachweisbar ist. Es lässt sich also auch hier nicht entscheiden, ob über dem unteren Schrattenkalk ehemals die Kreideserie nur bis und mit oberem Schrattenkalk vorhanden war (Analogie zur Axenstrasse) oder aber die ganze Folge bis und mit Seewerkalk, wie sie den oberen Teil der Scheidegg kennzeichnet.

Oberer Teil der Scheidegg.

Als oberen Abschnitt der Scheidegg bezeichnen wir den Teil des Berges, der über der Eocaenmulde von Rüebgarten (Mulde M2 der Profile a—e auf Fig. 8) liegt.

Unsere Besprechung beginnen wir am besten im W, bei Rüebgarten selber, wo weitaus die klarsten Aufschlüsse zur Verfügung stehen. Professor Buxtorf hat diese Gegend sehr eingehend untersucht und mir seine Aufzeichnungen zur Verfügung gestellt, die ich in allen Teilen bestätigen konnte. Auf Grund dieser Angaben und meiner Aufnahmen lässt sich folgendes feststellen (vgl. Fig. 8, Profil a, und Tafel IV, Profil 2):

Der N-Schenkel der Falte A2 reicht hinauf bis zum Haus von Rüebgarten, wo verschiedentlich noch Echinodermenbreccie und Drusbergsschichten zutage treten. Längs des Wegleins Rüebgarten-Sack verläuft aber eine fast horizontale Scherfläche, welche diesen N-Schenkel nach oben

abschneidet. Über der Scherfläche wird der Bergrücken von einer im allgemeinen steil südfallenden Serie unterer Schrattenkalk-Eocaen gebildet, wobei die jüngsten Schichten gegen S unter die älteren vorstossen. Dementsprechend tritt von N her ein lamellenartiger Eocaenkeil aus dem Berginnern an die Oberfläche. Diese keilförmige Mulde M2 dürfte nach S wohl nicht viel über Rüebgarten hinaus gereicht haben, doch lässt sich dies beim Haus und westlich davon wegen der Schuttbedeckung nicht näher verfolgen.

Sichere Aufschlüsse hierüber erteilt uns aber die Rinne des Kirchtales, die ca. 100 m östlich Rüebgarten verläuft und durch einen den Berg durchsetzenden, N—S gerichteten Querbruch bedingt ist; der E-Flügel des Bruches erscheint um ca. 10 m gehoben. (Der Bruch verläuft zwischen *b* und *g* von Rüebgarten, vgl. G. V. K.). Die folgenden, von Prof. Buxtorf entworfenen Profilskizzen *a*, *b* und *c* der Fig. 9 orientieren — besser als viele Worte — über die un- gemein komplizierten Verhältnisse: Das Herausstechen der enggeklemmten Mulde M2 ist im Kirch- tal ausgezeichnet erkennbar; als Jüngstes treten im Kern noch etwas Eocaenschiefer auf. Die Eocaenmulde wird von verquetschtem Schrattenkalk (begleitet von Seewerkalk) umhüllt; über der Mulde stechen Drusbergschichten in den Berg ein und bilden ein eingeklemmtes Gewölbe (vgl. Fig. 9), Drusbergschichten bilden auch die Unterlage der Mulde.

Zirka 30 m östlich des Kirchtales bieten sich wieder etwas andere Verhältnisse (vgl. Skizze *d* in Fig. 9): Als Muldenkern finden wir glaukonitischen Gault, Kalkellipsoiden und kleine Belemniten führend, umhüllt von einer zerbrochenen Schrattenkalklamelle. Von hier nach Osten ist die Mulde von Rüebgarten nur noch durch eine schmale, wulstartig hervortretende Schrattenkalkrippe zu erkennen (*e* in Fig. 9), die nach E rasch bergeinwärts verschwindet und von Drusbergschichten um- hüllt wird (beim *t* von Rüebgarten, siehe G. V. K.); der nächste Felskopf gegen E zu zeigt eine normale Serie Kieselkalk-Drusbergschichten.

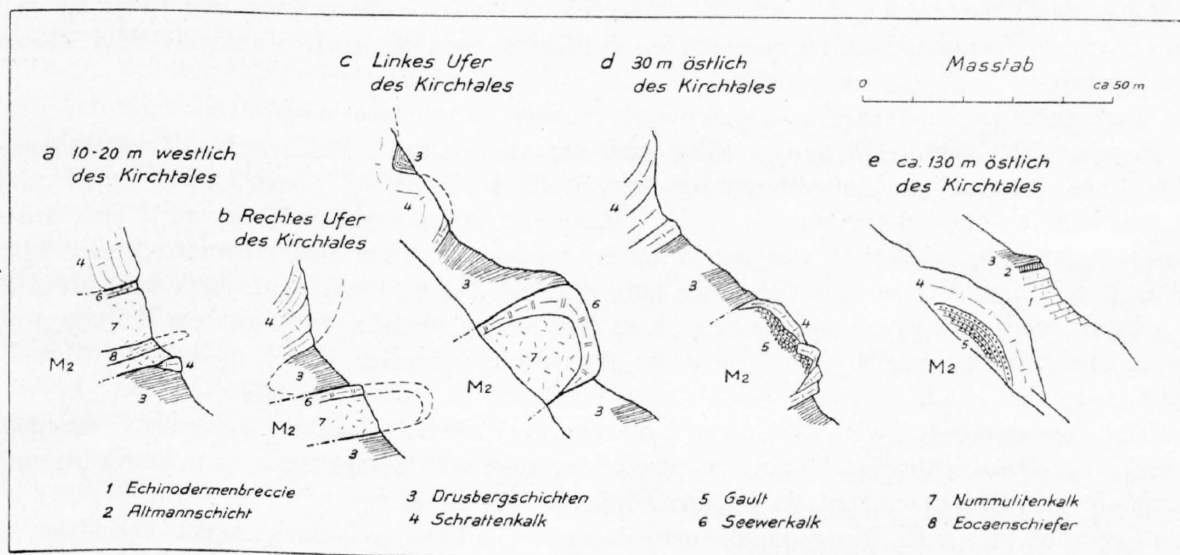


Fig. 9.

Detailprofile der Rüebgarten-Mulde (M 2).

Nach Beobachtungen von Prof. A. Buxtorf (Juli 1906).

Über den Verlauf der Mulde M2 im Berginnern nach E zu fehlen Anhaltspunkte. Es bestehen hierfür zwei Möglichkeiten:

a) Es wäre möglich, dass die Mulde im E wieder aus dem Berginnern hervorsteicht, und zwar in der Schrattenkalkpartie, die auf der G. V. K. bei der Zahl 1408 angegeben ist (vgl. auch Profil *d* in Fig. 8, S. 53). Dieser Schrattenkalk liegt aber topographisch höher als die östlich Rüebgarten verschwindende Schrattenkalk-Mulde M2. Da wir nun früher darauf hinwiesen, dass in der Scheidegg

der Nordlappen nach SW leicht axial ansteigt, würde die höhere Lage des Schrattenkalks von Zahl 1408 damit nicht in Einklang stehen.

b) Besser vereinbar mit dem Axialanstieg ist die Annahme, die Rüebgarten-Mulde M2 senke sich nach NE und erscheine — allerdings stark modifiziert — wieder bei P. 853 am S-Hang des Kohltals ob Bauen. Wenn hier auch die Aufschlüsse nicht sehr tief greifen, so lässt sich doch folgendes erkennen, was mit Rüebgarten gut übereinstimmt (vgl. Fig. 8, Profil e, S. 53): Von oben her streicht, wie dort, die ganze Serie Schrattenkalk-Gault-Seewerkalk-Eocaen gegen P. 853, wird dann aber am Fuss der Felswand abgequetscht, so dass am N-Fuss der hohen, oben aus Echinodermenbreccie, unten aus Drusbergschichten bestehenden Schichtplatte etwas verquetschter Schrattenkalk und dann sofort Nummulitenkalk folgt, beide südwärts in den Berg einstechend und lokal noch von Stadschiefern unterteuft. Soweit besteht vollständige Analogie mit Rüebgarten, nur sticht das Eocaen bei Rüebgarten offenbar viel tiefer ein als bei P. 853.

Eine Analogie mit Rüebgarten besteht dann auch — wie schon oben erwähnt — im Verhalten des unter der Mulde liegenden unteren Schrattenkalkes. Dieser stösst — wie oben (S. 54) beschrieben — bei Rüebgarten nach N anormal an Stadschiefer, und dasselbe gilt sehr wahrscheinlich auch für den früher erwähnten unteren Schrattenkalk unterhalb P. 853, d. h. zwischen Kohlrüti und dem Seeufer. Wäre auch oberer Schrattenkalk vorhanden, so würde er sich wohl als Felswand verraten. Wahrscheinlich stösst aber auch hier weicher Eocaenschiefer längs tektonischer Störungsfläche an unteren Schrattenkalk; dadurch würde sich die tiefgreifende Erosion im unteren Kohltal und die geschlossene Quartärdecke erklären.

Bringen wir die Rüebgarten-Mulde M2 in Zusammenhang mit dem Einstechen des Eocaens bei P. 853, dann muss der Schrattenkalk von Zahl 1408 einer zweiten höheren Mulde M3 entsprechen, wie dies in Fig. 8, S. 53, dargestellt ist. Anzeichen für eine solche zweite Mulde lassen sich tatsächlich am N-Hang des Scheideggkammes südlich ob Furkelen erkennen (vgl. Fig. 8, Profil b): auch hier stechen Stadschiefer unter Nummulitenkalk, Seewerkalk und Gault ein und kommen durch Verquetschung der genannten Schichten in direkten Kontakt mit dem oberen Schrattenkalk.

Zur Erklärung der Verhältnisse weiter im E müssen wir nun annehmen, dass — vgl. Fig. 8 — die jüngeren Schichten im N zurückbleiben und nur eine Schrattenkalklamelle, M3, als muldenartige Durchspiessung den Berg durchsetzt (vgl. Profil d in Fig. 8). Diese Lamelle würde den Schrattenkalk bei Zahl 1408 (der G. V. K.) bilden, und mit ihr könnte dann auch eine dritte Schrattenkalklamelle in Beziehung gebracht werden, welche ca. 1 km weiter ostwärts, bei P. 1122 (vgl. G. V. K.), dem Rücken der Scheidegg aufliegt. Wie Fig. 8, Profil e, deutlich zeigt, schiebt sich diese Platte von N her als spitzer, nach S zu deutlich ansteigender muldenartiger Keil zwischen den aus Öhrlikalk bestehenden Gewölbekern der Falte A3 und den liegenden Kieselkalk des Normal-schenkels der Falte A2.

Die eben erwähnte Falte A3, deren Kern nur im E (vgl. Profil d und e der Fig. 8) erhalten ist und hier eine allerdings tektonisch verquetschte, aber vollständige Serie vom Berriasien zum Seewerkalk und Eocaen umfasst, bildet den Gipfelgrat der Scheidegg.

Versuchen wir nach dieser Detailbeschreibung den allgemeinen Bauplan der Scheidegg zu umschreiben, so kann nach der Auffassung von Prof. Buxtorf und mir heute folgende Interpretation gegeben werden (vgl. Fig. 8, S. 53):

Im oberen Teil der Scheidegg lassen sich zwei von N in den Berg einstechende Mulden M2 und M3 nachweisen.

Die untere Mulde, M2 (= Rüebgarten-Mulde), ist im westlichen Teil der Scheidegg deutlich ausgeprägt und enthält hier einen den Berg durchsetzenden schmalen Kern eocaener Schiefer. Nach NE verliert Mulde M2 an Tiefe und erscheint bei P. 853, wo sie wieder ausstreicht, als eine mehr flexurartige Knickung, die sich bis in den Kieselkalk geltend macht; die jüngeren Schichten, im besonderen der Schrattenkalk, sind dabei stark verquetscht worden.

Die obere Mulde, M3, ist im SW mehr nur als Einknickung entwickelt, sticht dagegen nach NE zu immer tiefer in den Berg ein und erzeugt eine bis an dessen S-Seite reichende Schratten-

kalkplatte, die auf der SE-Seite der Scheidegg in zwei getrennten Aufschlüssen an die Oberfläche tritt (bei P. 1122 und Zahl 1408 der G. V. K.). Auf dieser Platte ruht der verquetschte Gewölbekern der obersten Scheideggfalte A3.

Diese tektonische Deutung des Scheidegg-Grates scheint uns eine befriedigende Lösung der heute vorliegenden Beobachtungen zu sein. Dabei sei allerdings bemerkt, dass in dem meist steilen und bewaldeten Gebiet eine geologische Detailkartierung grossen Schwierigkeiten begegnet. Auch hier wird erst eine Aufnahme auf Plänen grossen Maßstabs die endgültige Lösung bringen.

Es ist denkbar, dass die merkwürdigen, von jüngeren Schichten begleiteten Durchspiessungen dort entstanden sind, wo in der Kreideserie präeocäne Brüche vorhanden waren. Auf die Frage des Vorhandenseins solcher alter Brüche ist schon im stratigraphischen Teil (S. 20) hingewiesen worden; wir werden unten S. 62 nochmals darauf einzutreten haben.

2. Abschnitt Horn-Schattenberg.

Im Vergleich zur Scheidegg zeigt das Horn in seinem Gebirgsbau durchaus eigenes Gepräge.

Aus den Profilen 3 und 4 der Tafeln IV und V ist zunächst ersichtlich, dass im N der steilgestellten, zum Teil verbogenen und stellenweise überkippten Überschiebung III ein mächtiger Kern von Öhrlimergeln und Öhrlikalk folgt. Dieser Kern ist besonders auf der E-Seite des Horn, zwischen Sittobel und Ruestal, entwickelt und setzt sich aus mehreren übereinanderliegenden Falten zusammen (vgl. Profil 3). Oben am Sattel (vgl. Profil 4) ist oberflächlich nur eine einfache Schichtplatte erkennbar, die deutlich nach S überkippt ist, dann aber am W-Hang des Berges zu N-Fallen umknickt. Noch weiter westlich muss — wenigstens nach der Tiefe zu — das Berriasien ganz auskeilen, denn am später zu besprechenden Schattenberg liegen Valanginienmergel direkt auf dem Eocän der Axenmattli-Mulde.

Im N des Berriaskerns folgen — gleichfalls in die Falten einbezogen — Valanginienmergel und Valanginienkalk, doch glätten sich die Falten gegen das Hangende zu rasch aus, sodass der untere Teil der N-Wand des Horns von einer steil nordfallenden Schichtplatte von Kieselkalk-Echinodermenbreccie gebildet wird (vgl. Tafel IV, Profil 3). Den Fuss der Wand begleiten die Drusbergschichten, meist überdeckt von unterm Schrattekalk; wir sind also für die Sohle des Isentals nicht orientiert über Vorhandensein und Zusammensetzung der höheren Kreidehorizonte und die Verhältnisse an der Grenze gegen das Eocän.

Einen abweichenden Bau zeigt die Gipfelpartie des Horns, und zwar ist das tektonische Leitmotiv hier in zahlreichen, mehr oder weniger horizontal verlaufenden Brüchen gegeben, welche die steil aufgerichtete Schichtfolge durchsetzen. Längs den Bruchflächen sind die topographisch höheren Schichtpakete nach S gepresst worden und kommen dadurch auf die Köpfe älterer Schichten zu stehen. Es findet also innerhalb des Axen-Nordlappens eine Südwärts-Verschiebung der oberen Partien statt, die an diejenige erinnert, die wir vom Faulen (Axenmattli-Mulde) beschrieben haben; am Faulen ist allerdings der Verschiebungsbetrag wesentlich grösser als am Horn. Da sowohl am Faulen als am Horn der basale Teil nach N vorgepresst erscheint, kann man in gewissem Sinne auch von Untervorschiebung sprechen. Beide Störungssysteme, diejenigen am Horn und die am Faulen, sind zweifellos auf die gleiche Ursache zurückzuführen, doch besteht — wie Profil 3, Tafel IV, und Profil 4, Tafel V, zeigen — heute kein ganz direkter Zusammenhang der an den beiden Bergen festgestellten, mehr oder weniger horizontalen Störungsflächen. Das schliesst aber nicht aus, dass ehemals ein einheitlicher Bruch vorlag, der später in die Teilstücke am Horn (Bruch VII) und Kulm-Faulen (Scherfläche V) zerlegt wurde.

Über die flach einstechenden Brüche am Horn ist im einzelnen folgendes zu bemerken: Wie Profil 4 darstellt, sind hier neben zahlreichen kleinen Verschiebungen hauptsächlich zwei grosse Brüche, VI und VII, deutlich zu erkennen.

Der untere Bruch (VII) lässt sich — nach E ganz leicht ansteigend — durch den ganzen Berg verfolgen und begrenzt hier — unten begleitet von einem zweiten Bruch, der nach S mit Bruch VII zusammenläuft, vgl. Profil 3 — die deutlich abgesetzte Gipfelpartie des Berges.

Der obere Bruch (VI in Profil 4) verläuft vom Hornloch gegen die Hornbänder. Nach E zu aber steigt die Bruchfläche ziemlich rasch an, sodass sie schon wenig östlich des Horngipfels den Kamm erreicht. Hier bedingt sie die auf Prof. 3 eben noch angegebene S-Verschiebung des Gipfelgrates, dessen Schrattenkalkserie auf Drusbergschichten und Kieselkalk aufruht.

In Ergänzung zu den Angaben auf G. V. K. und dem zugehörigen Profil 4 ist noch zu bemerken, dass in den den Brüchen VI und VII aufliegenden Schichtpaketen auch Gault, Seewerkalk und sogar noch Eocaen vertreten sind, vgl. Profile 3 und 4 der Tafeln.

In stratigraphischer Hinsicht stimmt also die Gipfelpartie des Horns mit dem oberen Teil der Scheidegg überein, tektonisch aber bestehen zwischen Horn und Scheidegg wesentliche Unterschiede: Wir können wohl ganz allgemein den über Bruch VII liegenden Gipfel des Horns dem Gipfelgrat der Scheidegg gleichsetzen; während aber an der Scheidegg die so merkwürdigen, von N ein-spiessenden Mulden auftreten, zeigen sich am Horn nur einfache Bruchflächen, deren eine (VI) über-dies deutlichen Axialanstieg nach E aufweist.

Ein direkter Zusammenhang zwischen Scheidegg und Horn besteht in der basalen Kieselkalkfolge, in welcher zwischen Dorf Isental und Säge die Flussrinne eingeschnitten ist. Dieser Kieselkalk gehört dem komplizierten Faltensystem an, das sich aus der oben beschriebenen Mulde M1 und den Falten A2' und A2 nach SW entwickelt hat (vgl. Fig. 8). Hingegen kann der südlich auf diesem Kieselkalk folgende, zwischen Ruestal und Sittobel liegende Kern des Nordlappens (vgl. Tafel IV, Profil 3) nur schwer mit der Scheidegg und der ebenfalls zum Nordlappen gehörenden Valanginien-Hauterivienfolge von Fluh in Beziehung gebracht werden. Der ununterbrochene Aufschluss von Valanginienmergeln am W-Ufer des Kleintalbaches nördlich Sittobel spricht dafür, dass hier der Kern, und damit der ganze Nordlappen überhaupt, tiefer liegt als auf der E-Seite des Baches. Ob unter der hier den Felsuntergrund verhüllenden Schutt- und Moränendecke eine Quer-störung liegt, oder nur ein lokales axiales Absinken nach W stattfindet, muss unentschieden bleiben.

Nach W zu erscheint im Kartenbild das Horn längs einer N—S verlaufenden Linie scharf ab-geschnitten. Nach Auffassung von Prof. Buxtorf ist sehr wohl denkbar, dass dieses Aufhören durch einen N—S verlaufenden Querbruch (ähnlich etwa dem Kirchtal-Bruch, der das ganze W-Ende der Scheidegg durchsetzt) bedingt sein könnte. Ein Beweis lässt sich allerdings nicht er-bringen, denn der ganze Bereich von Wänge-Seikberg-Schopf wird ausschliesslich von Schutt und versackten Massen eingenommen.

Erst am Talhang im E von Schattenberg tritt wieder anstehender Fels zutage; es handelt sich um eine schildartig gebogene, nach N einfallende Schichtplatte (vgl. Profil 4, Tafel V). Sie umfasst die Schichten von den Valanginienmergeln bis zum unteren Schrattenkalk; jüngere Hori-zonte sind nicht aufgeschlossen. Der Kontakt gegen die Überschiebung III, wo Valanginienmergel direkt auf Stadschiefern der Axenmattli-Mulde aufliegen, wurde schon früher erwähnt (S. 50). Die Kreideserie von Schattenberg entspricht einem Ausschnitt aus dem N-Schenkel des Nordlappens.

3. Abschnitt Schyengrat-Schoneggpass.

Die Fortsetzung des Axen-Nordlappens westlich des Grosstaales wird durch die vom Valan-ginienkalk bis zum unteren Schrattenkalk reichende Kreidefolge des Schyengrates gebildet ¹⁾.

Ein Vergleich von Profil 5 mit Profil 4 (Tafel V) zeigt sofort, dass die tektonischen Verhält-nisse des Schyengrates denjenigen entsprechen, welche wir eben von der Kreideserie von Schatten-berg am E-Hang des Grosstaales beschrieben haben. Der Schyengrat stellt also, ähnlich wie das Paket von Schattenberg, einen allerdings recht dünn gewordenen Ausschnitt aus dem N-Schenkel des weiter im E (Horn-Scheidegg) mächtig entwickelten Axen-Nordlappens dar. Die Einzelheiten des tektonischen Baues sind aus Profil 5, Tafel V, ersichtlich:

Der Nordlappen ist auch hier von zwei Überschiebungen begrenzt: im S durch die den N-Rand der Axenmattli-Mulde bildende Überschiebungsfläche III, im N durch die Überschiebungs-

¹⁾ «Schyengrat» nennen die Anwohner den auf der topographischen Karte mit Oberalpgrat bezeichneten Felskamm südwestlich ob St. Jakob, am N-Hang des Bärenstocks.

fläche IV der Drusberg-Decke. Dem Profil ist weiter zu entnehmen, dass bei der Überschiebung der Drusberg-Decke eine Auswalzung des Nordlappens stattgefunden hat; Hand in Hand damit sind auch die dem unteren Schrattenkalk aufruhenden jüngeren Schichten abgeschürft worden, sodass das Valanginien der Drusberg-Decke (Mergel und Diphyoideskalk) direkt auf Schrattenkalk zu liegen kommt.

Während am Schyengrat, im Abschnitt von Profil 5, als Ältestes der Kieselkalk auftritt, ändert sich der Bau des Nordlappens etwas weiter westlich im Bärenwald insofern, als im Liegenden des Kieselkalkes auch noch der Valanginienkalk erscheint. Dafür fehlt wahrscheinlich die am Schyengrat vorhandene Serie Drusbergschichten-unterer Schrattenkalk, wenigstens kann dies aus dem Kartenbild geschlossen werden (vgl. G. V. K.). Sicher ist jedenfalls, dass der Nordlappen gegen das Sulztal zu rasch auskeilt, denn am Schoneggpass treffen wir nur noch einige kleine Kreide- und Eocaenpakete, die seinem W-Ende entsprechen können.

Über diese Verhältnisse am Schoneggpass orientiert Profilskizze rechts oben auf Profil 5, die nach Feldbuchnotizen von Prof. BUXTORF vom August 1907 entworfen wurde. Das Profil lässt erkennen, dass die dort auftretenden, zur Hauptsache aus Schrattenkalk bestehenden Pakete — nur die grösste Scholle führt ausser Schrattenkalk noch Drusberg- und etwas Orbitolinaschichten und ist an ihrem N-Ende auch von Eocaen begleitet — auf den Valanginienmergeln der Drusberg-Decke schwimmen. Einzig die links im Profil angegebene Schuppe von Eocaen steckt in der Stadschieferzone, welche Axen- und Drusberg-Decke trennt. Wir dürfen daraus schliessen, dass diese Kreideschürflinge ursprünglich ganz von den Valanginienmergeln an der Basis der Drusberg-Decke umschlossen waren und erst durch die Erosion herauspräpariert worden sind. Ähnliche Schürflinge fand H. J. FICHTER (lit. 44, S. 110, und Profil 12, Tafel 2) weiter im W, und zwar: «zwei kleine Schollen von quarzreichem Kieselkalk, 350—450 m nördlich P. 1927, ca. 1800—1900 m hoch. Bei P. 1264 nordwestlich Firnhütte (südlich Oberriekenbach, Profil 15) fossilreiche Valanginienmergel (kleine Exogyren).» Ihrer Facies nach können diese Schürflinge nur von der Axen-Decke hergeleitet werden. Speziell die Valanginienmergel der Axen-Decke unterscheiden sich durch ihren Reichtum an Exogyren ausserordentlich klar von den sterilen Valanginienmergeln der Drusberg-Decke. Aus dem Gesagten geht hervor, dass wir die Kreide-Eocaenschollen des Schoneggpasses nicht unbedingt als Reste des Nordlappens deuten müssen, es kann sich auch um verschleppte Fetzen des Axen-Südlappens oder andere Schürfmassen handeln, die durch die Drusberg-Decke nach N verschleppt worden sind, ein Gedanke, den auch H. J. FICHTER ausgesprochen hat.

C. Allgemeine Bemerkungen über die tektonischen Zusammenhänge der Isentalerberge.

Suchen wir aus dieser Detailbeschreibung des Gebirgsbaues der Isentalerberge und unter Benützung der heute vorliegenden Literatur die allgemeinen Grundzüge und die Zusammenhänge der einzelnen Elemente abzuleiten, so gilt nach der Auffassung von Prof. BUXTORF und mir das folgende (vgl. Tafel VII):

Auf den Flysch des Schächentales und der Surenen sind überschoben die Gitschen-Decke und die Axen-Decke.

Die Gitschen-Decke

ist lokalisiert auf die Basis des Gitschen, Profil 2, und stellt als Ganzes eine linsenförmige Masse dar. Wie dies A. BUXTORF 1912 (lit. 15) ausgesprochen hat und durch spätere Untersuchungen von P. ARBENZ, M. LUTHER, P. v. SCHUMACHER und W. BRÜCKNER bestätigt worden ist, können wir die Gitschen-Decke als Fortsetzung der parautochthonen Griesstock-Decke deuten. Allerdings schliesst sich die Gitschen-Decke nach Süden nicht direkt an das Autochthone an, wie dies bei der Griesstock-Decke der Fall ist, sondern sie ist offenbar passiv nach N verschleppt worden und hat in der Folge den Bau der aufruhenden Axen-Decke weitgehend beeinflusst. Eine westliche Fort-

setzung besitzt die Gitschen-Decke in der von P. ARBENZ als entsprechende Einheit erkannten Weissberg-Linse (Profil 5), die aber mit der Gitschen-Decke keine direkte Verbindung mehr besitzt. Die Weissberg-Linse liegt, wie die Griesstock-Decke im Schächental, wieder direkt vor dem Autochthonen und hat — im Gegensatz zur Gitschen-Masse — durch die darüberliegende Axen-Decke keine oder nur eine unbedeutende Verschleppung nach N erfahren.

Von Interesse ist das Vorhandensein einer bisher nicht beachteten parautochthonen Schürfmasse, die als

Die Firrenband-Linse

bezeichnet worden ist. Sie steckt im Wildflysch, im Liegenden der Weissberg-Linse (= Gitschen-Decke) und besteht aus faciell eigenartigem Kieselkalk und einer bis in den Taveyannazsandstein reichenden Eocaenserie (vgl. Tafel VII, Profil 5).

Die Axen-Decke.

Zur Deutung der Axen-Decke gehen wir am besten vom Querprofil aus, das auf der E-Seite des Engelbergertales aufgeschlossen ist. P. ARBENZ hat es vor einigen Jahren im «Geologischen Führer» (lit. 45, 1934) dargestellt, und diese Vorlage wurde für Profil 5 von Tafel VII benutzt; eingefügt wurde einzig die im Liegenden der Gitschen-Decke auftretende eben erwähnte «Firrenband-Linse».

Profil 5 zeigt, dass am W-Ende der Urirotstockgruppe der zur Axen-Decke gehörende Jura zwei grosse Falten aufweist, die P. ARBENZ «Untere Urirotstock-Falte» (1) und «Obere Urirotstock-Falte» (2) genannt hat. Falte 1 besitzt die zugehörige Kreidestirne: diese wird gebildet durch die liegenden Falten im Sockel der Wallenstöcke. Besonders wichtig ist nun, dass die Jura-stirne der Falte 2 soweit nach N vorgeschoben worden ist, dass sie direkt auf die Kreidestirnfalten der Falte 1 zu liegen kommt. Falte 2 besitzt in diesem Profil keine zugehörige Kreidestirne. Mit A. BUXTORF haben wir anzunehmen, dass die ehemals zugehörige Kreide durch die Drusberg-Decke nach N verschleppt worden ist; entweder liegt sie unter dieser begraben oder sie ist bis an den Alpenrand hinausgeschoben worden (Pilatus-Decke).

In Profil 4 ist von den beiden Jurafalten nur die untere (1) vollständig erhalten; die obere (2) ist, wohl infolge des östlichen Axialanstieges und der dadurch bedingten höheren Lage, der Erosion anheimgefallen; übrig geblieben ist einzig das kleine Doggerrelikt des Engelberger Rotstockes. Wir dürfen aber annehmen, dass Falte 2 in Analogie zu Profil 5 weit nach N gereicht hat, wie dies die Luftlinie andeutet. Zur Unteren Urirotstock-Falte 1 ist auch die Kreide vorhanden: sie bildet den Bärenstock, d. h. den Axen-Südlappen, wobei — im Gegensatz zu Profil 5 — festzustellen ist, dass diese Kreidestirne hier schon deutlich nach N eintaucht. Über diesem Südlappen zeigt sich in Profil 4 nun zum erstenmal die Eocaenzone der Axenmattli-Mulde (Ax), und über dieser liegt, freilich zunächst nur schwach entwickelt und überdies stark verklemmt, der hier zusammenhängend einsetzende Axen-Nordlappen. Die ganze Disposition aber zeigt, dass dieser Lappen in Beziehung zu bringen ist zur — hier allerdings fast ganz abgetragenen — Oberen Urirotstock-Falte (2).

Auf eine interessante Tatsache ist für Profil 4 noch hinzuweisen: Die Basis der Falte 1 wird vom Bärenstock an südwärts durch eine verkehrte Kreide-Eocaenserie gebildet, die sich unter der ganzen Urirotstockgruppe durch erstrecken muss, denn sie tritt — stark reduziert — an ihrem S-Hang wieder zutage. Sie ist auch auf Profil 4, stark ausgedünnt, angedeutet. Die verkehrte Serie beweist, dass im Urirotstockgebiet die Axen-Decke eindeutig auf das Schema einer liegenden Falte zurückgeführt werden kann. Vorgreifend sei bemerkt, dass wir dieser verkehrten Serie weiter ostwärts wieder begegnen werden in der sogenannten Kleintal-Serie.

Profil 3 zeigt im Prinzip die gleichen Züge wie Profil 4. Die Axenmattli-Mulde aber hat sich beträchtlich vertieft; ihr mächtiger Muldenkern bildet — nach S verschoben oder im S zurückgeblieben — den Faulen. Die beiderseits dieser Mulde liegenden, aus Kreide und Eocaen bestehenden Stirnlappen der Axen-Decke (Süd- und Nordlappen) tauchen deutlich nordwärts ein, der Nordlappen ist im Profil des Horn geradezu auf den Kopf gestellt. Die Untere Urirotstock-Falte (1) ist bis zu ihrem Liaskern erhalten; die verkehrte Kreideserie in ihrer Basis zeigt im Grosstal mehrere

nach N gerichtete Stauchungsfalten; das erklärt wohl auch, dass sie nicht bis an den S-Hang der Urirotstockgruppe durchgreift; sie ist nach N verschürrt und hier aufgestaut worden. Von der Oberen Urirotstock-Falte (2) ist wieder nur ein Relikt erhalten; es bildet den Gipfel des Urirotstocks. Auch für dieses Profil ist anzunehmen, dass die Stirne der oberen Falte (2) weit nach N greift, vielleicht bis über den Faulen; sie wird nun zum Kern des im Horn schon recht mächtig gewordenen Axen-Nordlappens.

In Profil 2 tritt uns ein wesentlich anderer Bau entgegen; es ist die Gitschen-Decke, die hier als ca. 900 m dicke Linse ihren Einfluss in entscheidender Weise geltend macht: Der Jurakern der unteren Falte (1) bleibt im Süden zurück, die verkehrte Kreide im Liegenden und vor der Malmstirne staut sich südlich und über der Gitschen-Masse zum komplizierten Faltensystem der Kleintal-Serie (Kl). Eine tief einstechende Eocaenmulde (Oberberg-Mulde = O) trennt dieses Faltensystem von der Gitschen-Decke. Vor der N-Stirne der Gitschen-Decke findet eine Aufstauung eocaener Schiefer verschiedenster Herkunft statt: Eocaen der Gitschen-Decke und der Kleintal-Serie, Eocaen des Südlappens und der Flyschunterlage. Die in diesen Schiefermassen steckenden Wangberg-Linsen (WL) sind aus dem normalen Schenkel der Oberberg-Mulde herzuleiten; sie haben eine Verschürrung von einigen Kilometern nach N erfahren. Die Gitschen-Masse und die durch sie aufgestaute Kleintal-Serie sind daran schuld, dass die zur Unteren Urirotstock-Falte (1) gehörende Kreidestirne, d. h. der Axen-Südlappen (Schardi), ganz abgetrennt erscheint. Dieser Stirnlappen sticht steil in die Tiefe; bei diesem Einstechen ist der südliche Teil der Stirne in der Höhe zurückgeblieben und bildet die so eigenartige Gütisfluh-Masse (G-M). Die Axenmattli-Mulde greift weniger weit in die Höhe als am Faulen. Mächtig entwickelt — wie wir wissen auf Kosten des Südlappens — ist der Axen-Nordlappen. Auch er sticht mit seinem südlichen Teil steil in die Tiefe. Vom zugehörigen Jurakern, d. h. von der Oberen Urirotstock-Falte (2), ist nichts mehr erhalten; wir sind aber berechtigt anzunehmen, dass er einst nordwärts bis über die Gitschen-Decke hinausreichte.

Profil 1 führt uns wieder einfachere Verhältnisse vor Augen. Durch das Kleinerwerden der Axenmattli-Mulde und das vom W- zum E-Ufer des Urnersees einsetzende starke östliche Axialgefälle vereinigen sich Axen-Nord- und -Südlappen zu einer Einheit, mit einem Jurakern, der als wiedereinsetzender Kern der Oberen Urirotstock-Falte (2) zu deuten ist. Dieser Kern ruht direkt auf dem Flysch des Schächentales. Die Untere Urirotstock-Falte (1) und mit ihr eine eventuell vorhandene, reduzierte Gitschen-Decke müssen weit im S zurückgeblieben sein. Aus der Gitschen-Decke wird weiter im E die Griesstock-Decke. Die Fortsetzung der Unteren Urirotstock-Falte aber müssen wir, wie P. ARBENZ erstmals angenommen hat und von seinen Schülern M. LUTHER und P. v. SCHUMACHER näher begründet wurde, in der Kammlistock-Decke (südlich des Klausenpasses) suchen. Wer die von P. v. SCHUMACHER gegebenen Profile vergleicht mit Profil 2 der Tafel VII und den Profilen 1 und 2, Tafeln III und IV, wird leicht erkennen, dass in der Tat das Faltenbündel der Kammlistock-Decke viele Anklänge zeigt an das der Kleintal-Serie. Das Zurückbleiben der Kammlistock-Decke ist aber wohl kaum durch die Gitschen-Griesstock-Decke bedingt, sondern viel eher durch die mächtige Aufhäufung von Flysch im unteren Schächental.

In jedem Fall ist das Verhalten der Unteren Urirotstock-Falte (1) ausserordentlich interessant: in der Urirotstockgruppe ist sie ein integrierender Bestandteil der Axen-Decke; im Schächental dagegen wird sie nicht bloss vollständig überfahren durch die weit nach N reichende Axen-Decke im engern Sinn, die sich östlich des Urnersees aus der Oberen Urirotstock-Falte (2) entwickelt hat, sondern sie wird der weit im S liegenden Griesstock-Decke angeschweisst, wird sogar vom Lochseitenkalk überdeckt und erscheint dadurch südlich des Klausenpasses als gleichsam parautochthones Deckenelement. Weiter im E würde die Kammlistock-Decke dann wieder zu einer selbständigen und grossen Decke, falls sich nämlich die Auffassung von P. ARBENZ bestätigt, dass sie mit der Mürtchen-Decke des Glarnerlandes zu identifizieren ist. Dann käme sie wieder über einen «Lochseitenkalk» zu liegen.

Wenn wir uns endlich fragen, warum in den Isentalerbergen: Scheidegg, Schardi, Horn, Kulm, Bärenstock eine so starke Steilstellung der Axen-Lappen, verknüpft mit einer wilden Zer-

schneidung der Berge durch Brüche und Scherflächen aller Art, eingetreten ist, so lässt sich nach der Auffassung von A. BUXTORF und des Verfassers eine Erklärung einzig finden im Vorhandensein des gewaltigen Nagelfluhklotzes der Rigi im N. Dies geht aus den Profilen 3 und 4 zur G. V. K. deutlich hervor. Wir beobachten diese Komplikationen nur da, wo im N die Rigi vorgelagert ist. Dieser Klotz übte nicht bloss einen tiefgehenden Einfluss aus auf die Gestaltung des Alpenrandes, bedingte nicht bloss, wie H. J. FICHTER gezeigt hat, manche Züge im Bau der Drusberg-Decke, sondern ermöglichte auch die Steilstellung und Verklemmung der Stirnlappen der Axen-Decke und sogar eine Steilstellung, vielleicht sogar Einwicklung des Südrandes der Drusberg-Decke unter den Nordlappen der Axen-Decke (vgl. Profile zur G. V. K. und Tafel I, Fig. A). Die «Misshandlung» der beiden Kreide-Eocaen-Stirnlappen der Axen-Decke war um so leichter möglich, weil die mächtigen Berrias-Valanginienmergel eine vollständige Loslösung der Stirnlappen von den zugehörigen Jurakernen bewirkt hatten.

D. Über alte Brüche in der Axen-Decke.

Endlich ist noch kurz auf die Frage zurückzukommen, inwieweit einzelne der grossen, meist flach verlaufenden Brüche, welche wir an der Scheidegg, am Horn, am Faulen etc. beobachten, ihrer Anlage nach alt, d. h. älter als der alpine Deckenschub sein können. Auf diese Frage ist schon im stratigraphischen Teil (S. 19—21) näher eingetreten worden, und zwar unter Berücksichtigung der Verhältnisse, die A. BUXTORF bei Menzigrad südlich ob Sisikon beobachtet hat (lit. 17). Dort liess sich eine alt- oder präeocaene Anlage der Brüche wahrscheinlich machen, weil beiderseits der später erneut bewegten Brüche das Eocaen auf verschiedenen Stufen der Kreide transgrediert (vgl. hierzu auch Tafel II, Fig. B, wo diese Deutung als Interpretation B berücksichtigt worden ist).

Benützen wir dieses Kriterium zur Beurteilung der Brüche im Isental, so dürfen wir hauptsächlich für die Brüche im oberen Teil der Scheidegg und am Horn eine ähnlich alte, d. h. präeocaene Anlage vermuten. Strikte Beweise lassen sich freilich aus Mangel an Aufschlüssen oder wegen des Dazutretens sicher junger Störungen nicht erbringen. Aber die ganze Anlage der Brüche an der Scheidegg und am Horn und ihr Auftreten im N-Schenkel des Axen-Nordlappens berechtigt uns, sie mit denen von Sisikon zu vergleichen.

Für die grossen, so auffallenden Brüche, längs denen am Faulen der eocaene Kern der Axenmattli-Mulde nach S verschoben erscheint, ist aber ein Beweis für ältere Anlage nicht möglich, denn das Profil der Kreide-Eocaengrenze ist am Faulen genau das gleiche wie am Muttlisband (nördlich unterhalb des Kulmgipfels, vgl. Tafel IV, Profil 3), von wo die Faulen-Serie abgerissen worden ist; an beiden Orten liegt das Lutétien auf Orbitolinaschichten.

Dagegen existiert in der Kleintal-Serie wieder eine Störung, die in ihrer Anlage sehr wohl präeocaen sein kann: es ist dies die früher (S. 39) beschriebene Untervorschiebung der unteren Kleintal-Falte A1a unter der Oberberg-Mulde. Es lässt sich hier folgendes erkennen (vgl. Tafel IV, Profile 2 und 3): Der normale Schenkel der Oberberg-Mulde (M1) zeigt unter dem Lutétien die ganze Serie bis hinauf zum oberen Schrattenkalk; im verkehrten Schenkel der unteren Kleintalfalte A1 aber transgrediert das Lutétien direkt auf unterem Schrattenkalk. Es ist also möglich, dass die Scherfläche I' einem alten Bruch entspricht, der bei der Aufstauung der Kleintal-Falten umgeformt wurde und die Untervorschiebung veranlasste.

Das früher beschriebene Beispiel des Faulen, wo man gleichfalls von einer Untervorschiebung der Muttlisband-Falte (A2) reden kann (vgl. Tafel IV, Profil 3), aber keinerlei Anzeichen eines alten Bruches vorliegen, zeigt deutlich, wie vorsichtig man bei der Beurteilung des Alters der ersten Anlage der Brüche und Schubflächen sein muss. Bei einigen Brüchen ist alte präeocaene Anlage wahrscheinlich, bei anderen — und zwar gerade bei den merkwürdigsten und grössten — lässt sich hierfür kein Beweis erbringen. Wir müssen vielmehr annehmen, dass sie erst spät aufgerissen sind, und zwar bei der Steilstellung und Verklemmung, welche Axen-Nord- und -Südlappen erlitten haben.

Zusammenfassung.

Die vorliegende Arbeit über die Geologie des Isentals behandelt die Stratigraphie und Tektonik des Kreide-Eocaen-Anteils der Axen-Decke zwischen Urnersee im E und der Wasserscheide gegen das Engelbergertal im W. Berücksichtigt wurde auch die zwischen Urnersee und Kleintal im Liegenden der Axen-Decke auftretende, parautochthone Gitschen-Decke.

Stratigraphie.

Die Serie der Gitschen-Decke umfasst den in Quintnerkalk und Troskalk gegliederten Malm, ferner eine geringmächtige, aber deutlich gegliederte Unterkreidefolge, die vom Berriasien bis hinauf zu den Drusbergschichten des Barrémien reicht (Näheres siehe Tafel II). Darüber folgt das Eocaen, beginnend mit dem Bartonien und reichend bis ins Priabonien. Lutétien fehlt.

An dieser Stelle sei auch auf die gleichfalls parautochthone Firrenband-Linse hingewiesen, die an der Basis der zur Gitschen-Decke gehörenden Weissberg-Linse gefunden wurde. Sie ist durch die eigenartige Entwicklung des Kieselkalkes und des Eocaens gekennzeichnet (Auftreten von Tavey-annazsandstein).

Die Kreideserie der Axen-Decke zeigt den für die tieferen helvetischen Decken bezeichnenden nördlichen Faciestypus. Die Serie reicht vom Berriasien bis zum oberen Schrattenkalk, im Axen-Nordlappen treten Gault und Seewerkalk dazu.

Folgende Details verdienen Erwähnung: Im Valanginienkalk konnten zwei *Pecten*-Bänke mit kleinen glatten *Pecten* nachgewiesen werden, ausserdem die dem obersten Valanginien entsprechende Gernsmätlischicht (beste Ausbildung am Horn). Im mittleren Teil des Kieselkalkes tritt als konstanter Horizont die glaukonitische Schiffflischicht auf. Im Gault ist sicher nur das Albien vertreten, doch ist eine nähere Einteilung wegen Fossilmangel nicht möglich. Vom Seewerkalk sind nur die untersten Bänke erhalten; sie führen reichlich Foraminiferen, wichtig sind vor allem die Globotruncanen.

Die Verbreitung der Gault-Seewerkalkserie wie auch die der Orbitolinaschichten und des oberen Schrattenkalkes spricht für leichte tektonische Bewegungen präeocaenen Alters im Bereiche der Scheidegg und der Kleintal-Serie. Ob diese als schwache muldenartige Verbiegungen oder als Brüche entwickelt waren, lässt sich nicht sicher entscheiden; immerhin dürften die Gault-Seewerkalkrelikte eher durch alte Brüche zu erklären sein.

Im Eocaen der Axen-Decke, das vom Lutétien bis ins Priabonien reicht, verdienen die den Stadschiefern (Priabonien) eingelagerten Kleintalkonglomerate besondere Erwähnung. Sie bestehen ausschliesslich aus Komponenten der helvetischen Kreide-Eocaenserie.

Die Flyschunterlage der Gitschen-Decke wird gebildet aus Schächentalerflysch (Altdorfersandstein, Dachschiefer, Gruontalkonglomerate) und Wildflysch. Die im Wildflysch unter der Gitschen-Decke auftretenden Kalklinsen wurden zum Teil als sicher zur Kreide gehörig erkannt (wohl verschleppte Fetzen der Gitschen-Decke). Im oberen Gigental fand eine intensive Vermengung der verschiedensten Flyschgesteine statt, die sich kaum mehr entwirren lässt.

Quartär.

Vertreten sind Reuss- und Lokalmoränen. Beide dürften der Würmeiszeit und ihren Rückzugsstadien angehören. Die Moränenablagerungen der Lokalgletscher sind spärlich. Trotzdem beweisen

sie eine starke Vereisung des Isentals. Von Interesse ist der Nachweis eines kleinen Moränenreliktes auf dem Grat südlich des Kleinen Schlieren bei ca. 2300 m; es dürfte sich um Moräne der grössten Vergletscherung (Riss) handeln. Zu erwähnen ist, dass Grosstal und Kleintal Anzeichen starker glazialer Übertiefung zeigen. Bei Birchi, am Ausgang des Isentals, treten lokal fluvioglaziale Schotter auf; sie können in Beziehung stehen zu einer dort vermuteten alten Rinne des Isentalerbaches. Kleinere Bergstürze sind recht verbreitet. Daneben treten ausgedehnte Sackungen auf, deren grösste sich auf der W-Seite des Kleintals (Musenalp, Alpele, Taglischen) und der E-Seite des Grosstals (Jentli, Kümiboden, Rüti) finden; ihre Loslösung ist wohl eine Folge der glazialen Übertiefung.

Tektonik.

Über die Tektonik sind allgemeine Überblicke gegeben worden:

1. in der Einleitung: Allgemeine Orientierung über Tektonik und Stratigraphie, S. 3,
2. zu Beginn der tektonischen Beschreibung des Axen-Südlappens (Allgemeine Bemerkungen zu Axen-Süd- und -Nordlappen, S. 43—44),
3. im Abschnitt: Allgemeine Bemerkungen über die tektonischen Zusammenhänge der Isentalerberge (S. 59).

Wir verweisen auf diese zusammenfassenden Ausführungen.

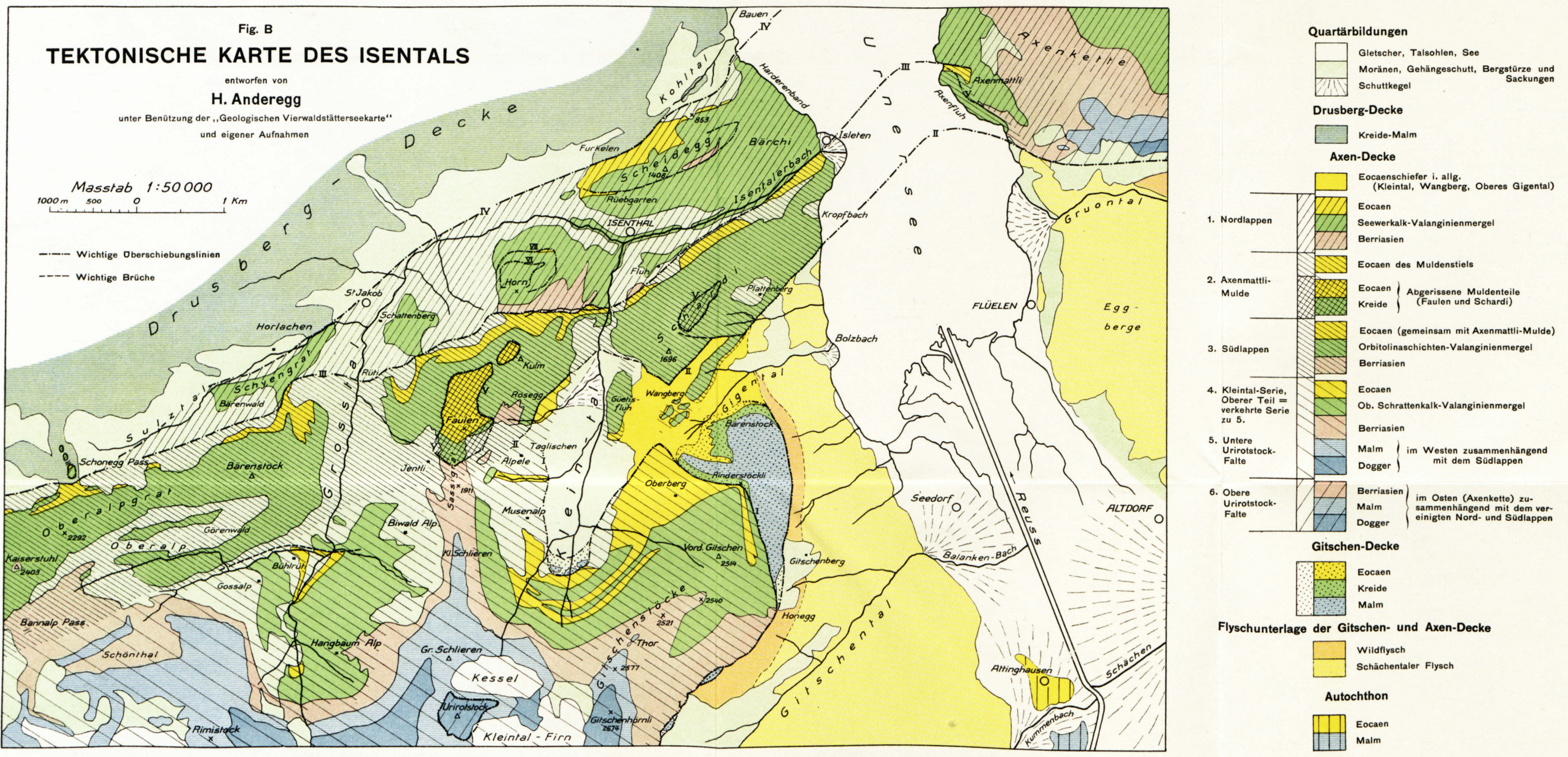
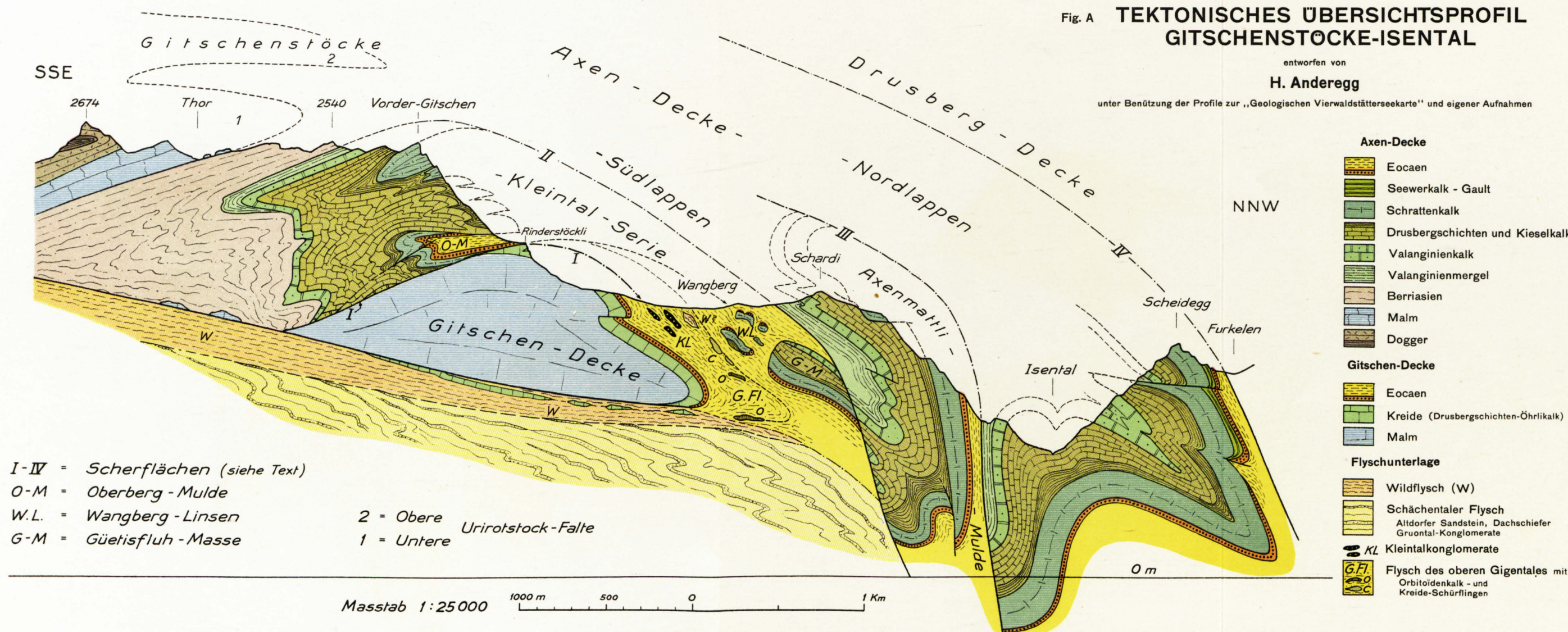


Fig. A

**STRATIGRAPHIE
DER KREIDE-EOCAEN-SERIE
DER GITSCHEN- UND AXEN-DECKE
IM GEBIET DES ISENTALS**

Masstab 1:2000

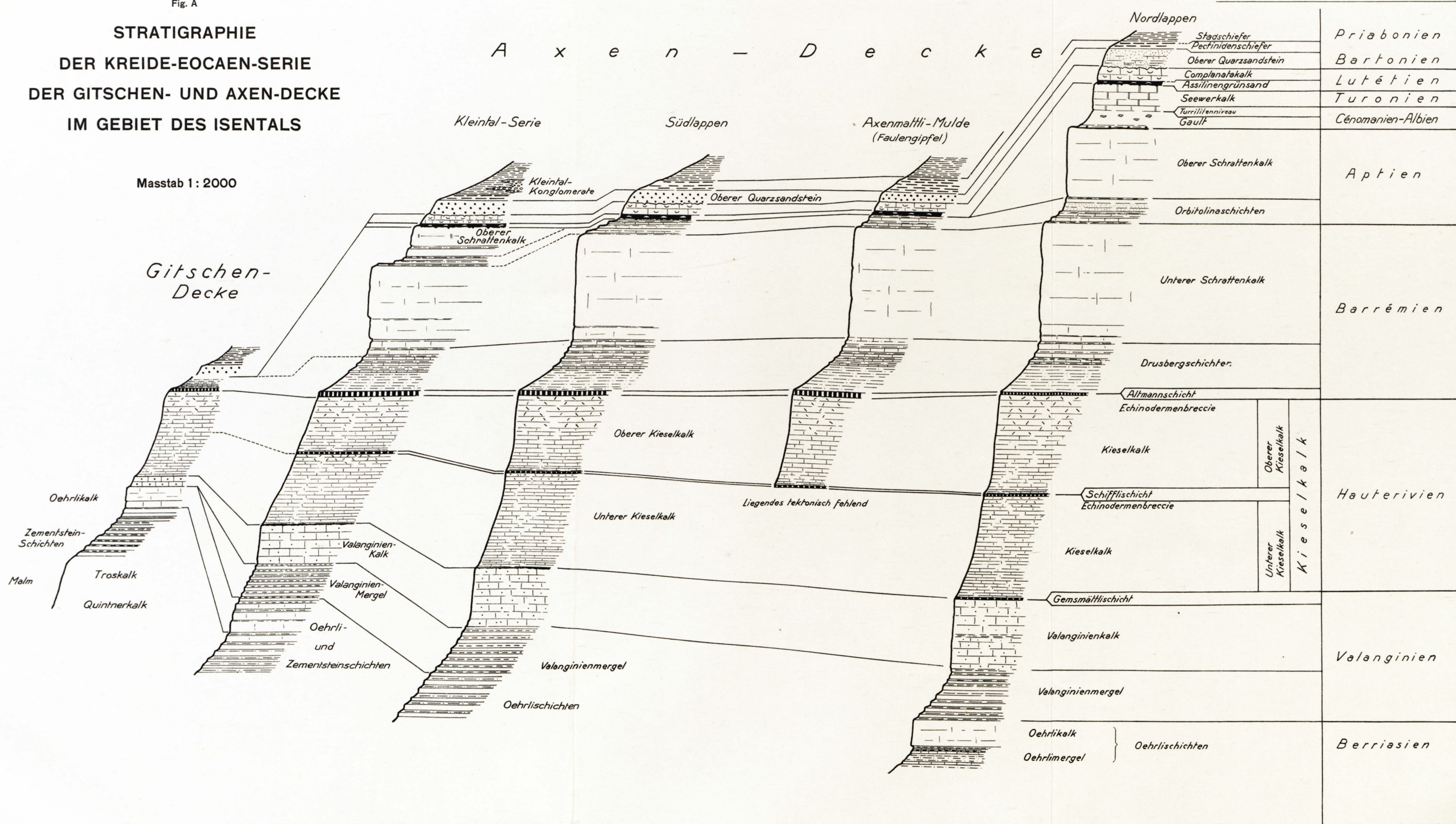
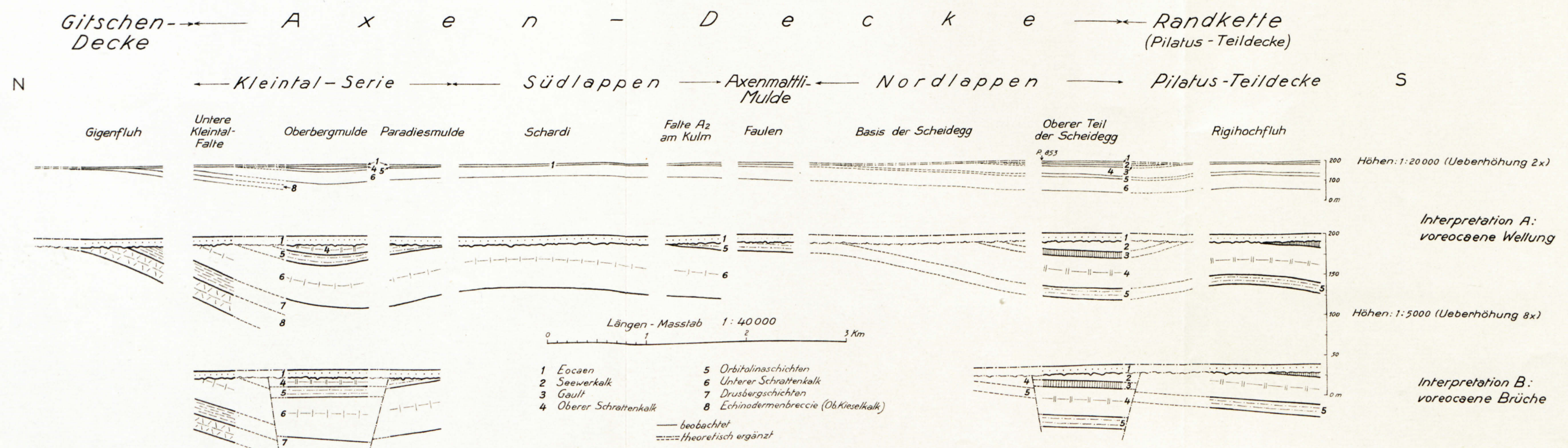
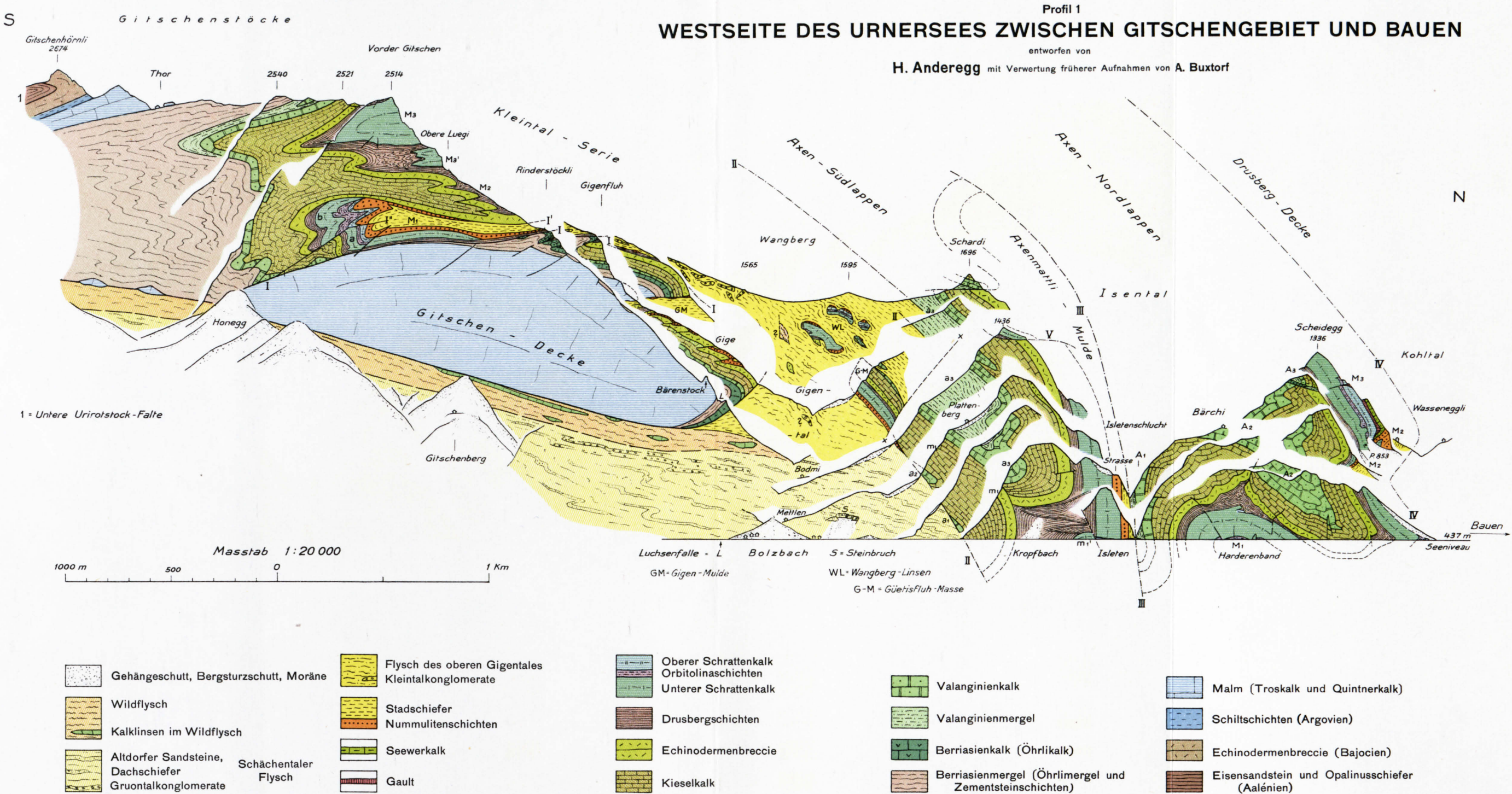


Fig. B DIE EOCAEN-TRANSGRESSION IN DER GITSCHEN- UND AXEN-DECKE

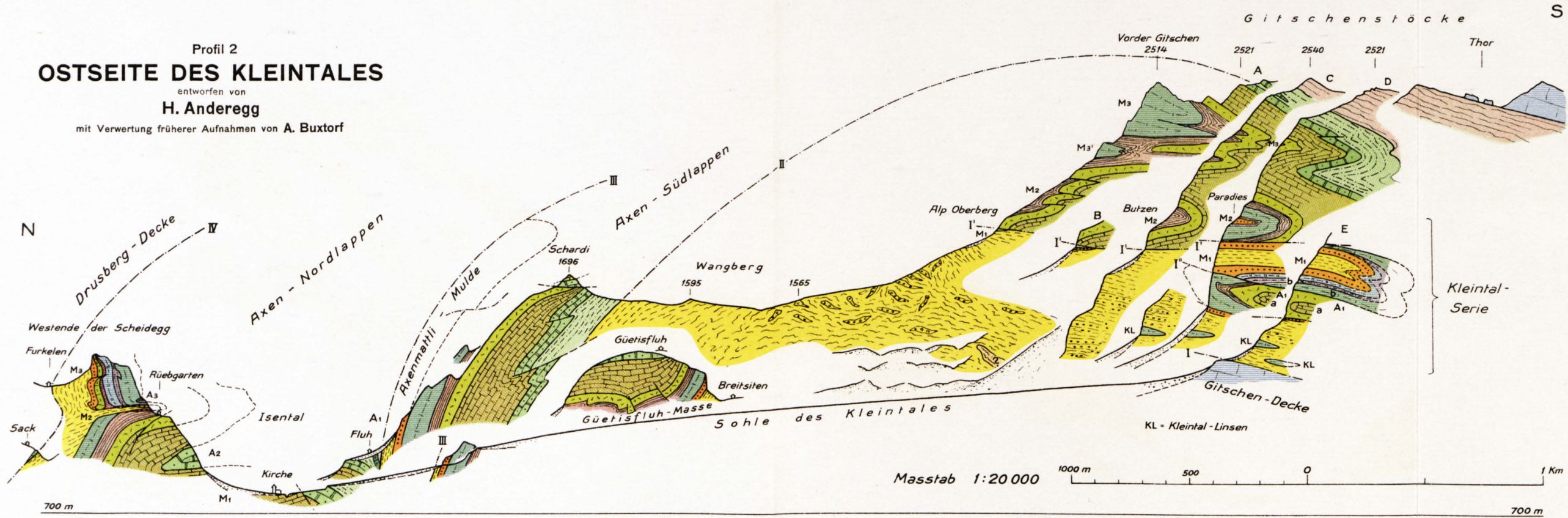




Profil 2
OSTSEITE DES KLEINTALES

entworfen von
H. Anderegg

mit Verwertung früherer Aufnahmen von **A. Buxtorf**

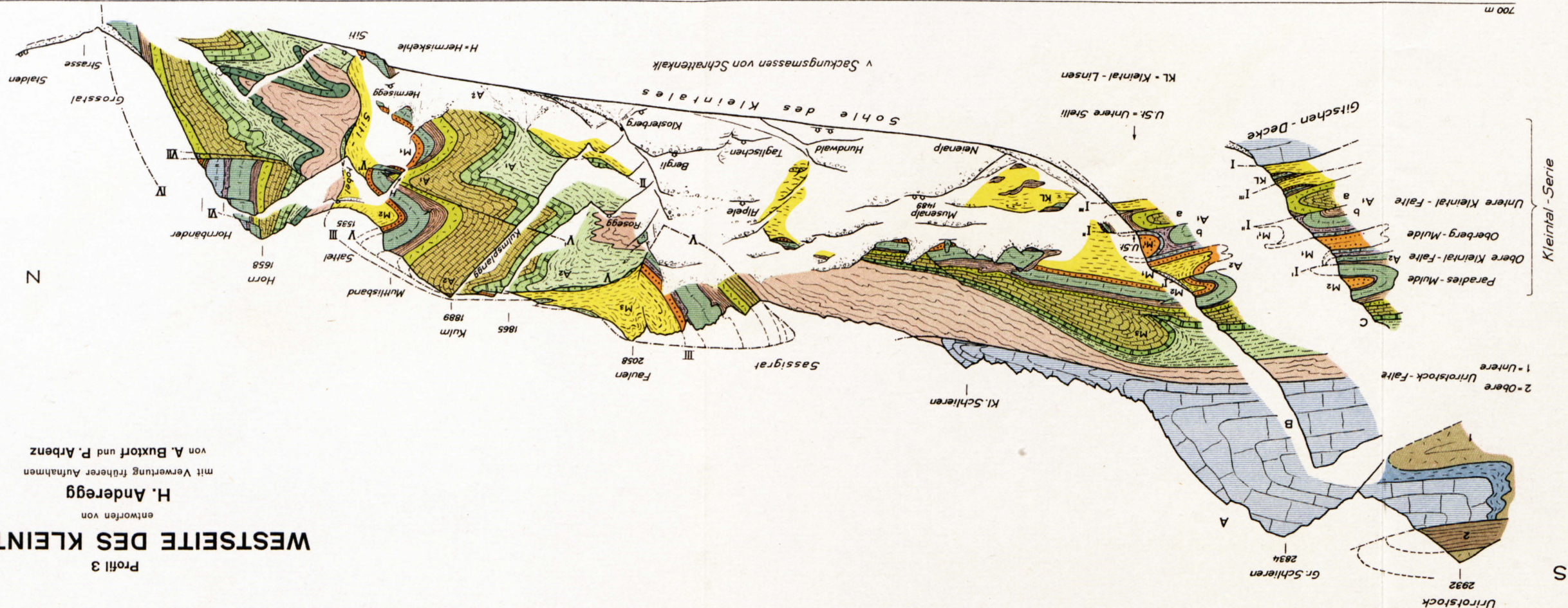


- Gehängeschutt, Bergsturzschutt, Moräne
- Eocaenschiefer i. allg. mit Kleintalkonglomeraten und Wildflysch?
- Stadschiefer Nummulitenschichten
- Seewerkalk
- Gault
- Oberer Schrattenkalk Orbitolinaschichten
- Unterer Schrattenkalk
- Drusbergschichten
- Echinodermenbreccie
- Kieselkalk
- Valanginienkalk
- Valanginienmergel
- Berriasienkalk (Öhrlkalk)
- Berriasienmergel (Öhrlmergel und Zementsteinschichten)
- Malm (Troskalk und Quintnerkalk)
- Schiltsschichten (Argovien)
- Echinodermenbreccie (Bajocien)
- Eisensandstein und Opalinusschiefer (Aalénien)

Profil 3
WESTSEITE DES KLEINTALES

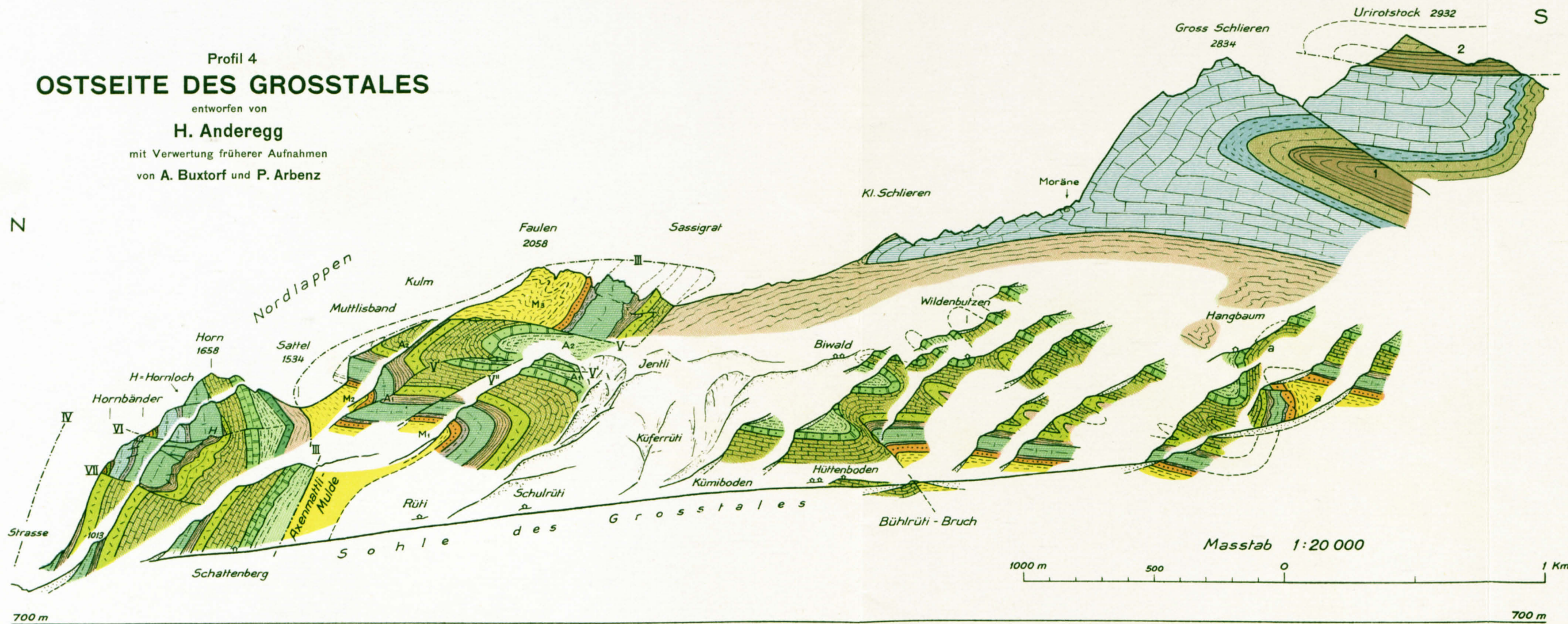
entworfen von
H. Anderegg

mit Verwertung früherer Aufnahmen
von **A. Buxtorf** und **P. Arbenz**



Profil 4 OSTSEITE DES GROSSTALES

entworfen von
H. Andereg
mit Verwertung früherer Aufnahmen
von **A. Buxtorf** und **P. Arbenz**

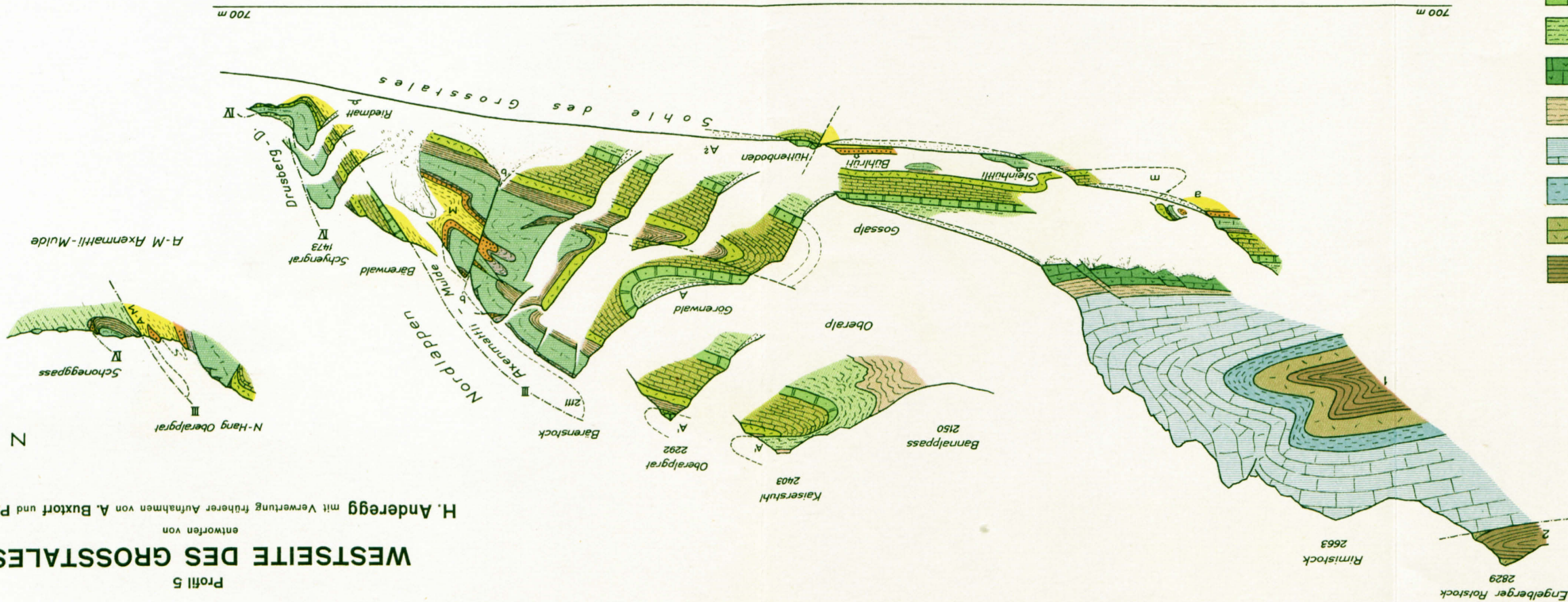


2 = Obere Urirotstock - Falte
1 = Untere

- Gehängeschutt, Bergsturzschutt, Moräne
- Stadschiefer
- Nummulitenschichten
- Seewerkalk
- Gault
- Oberer Schrattenkalk Orbitolinaschichten
- Unterer Schrattenkalk
- Drusbergsschichten
- Echinodermenbreccie
- Kieselkalk
- Valanginienkalk
- Valanginienmergel
- Berriasienkalk (Öhrlikalk)
- Berriasienmergel (Öhrlimergel und Zementsteinschichten)
- Malm (Troskalk und Quintnerkalk)
- Schiltschichten (Argovien)
- Echinodermenbreccie (Bajocien)
- Eisensandstein und Opalinusschiefer (Aalénien)

Profil 5 WESTSEITE DES GROSSTALES

entworfen von
H. Andereg
mit Verwertung früherer Aufnahmen von **A. Buxtorf** und **P. Arbenz**



2 = Obere Urirotstock - Falte
1 = Untere

GEOLOGISCHE ANSICHTEN DES KLEINTAL-HINTERGRUNDES

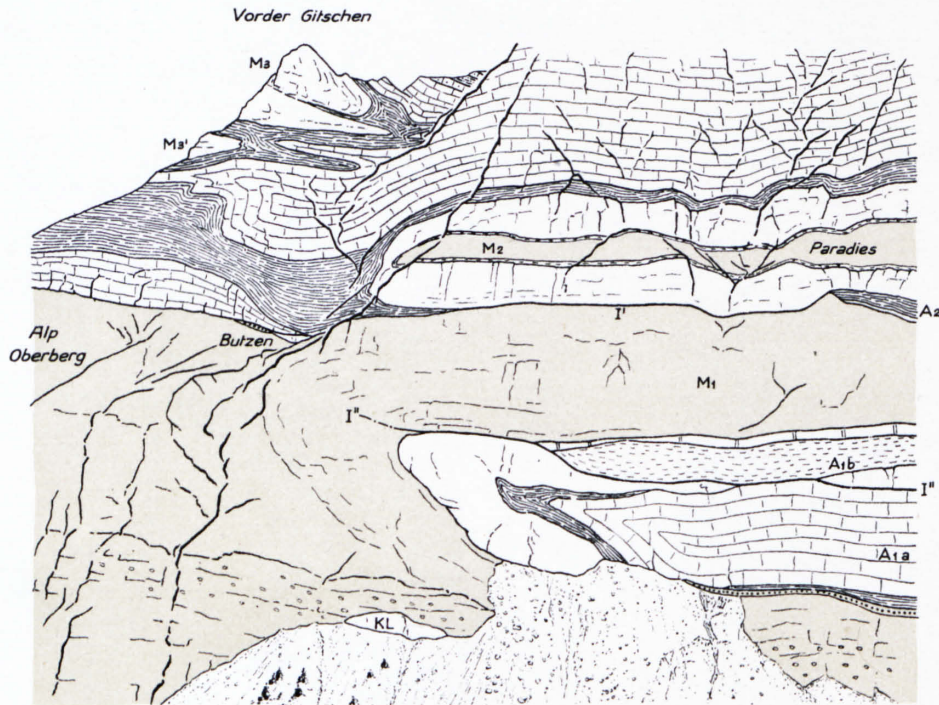


Fig. A Ostseite des Kleintal-Hintergrundes von Musenalp aus

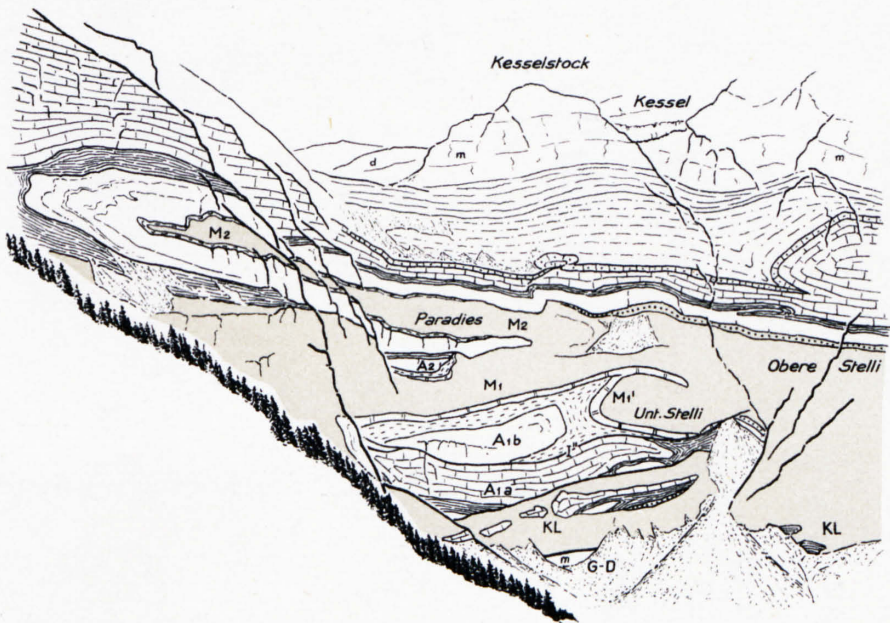


Fig. B Südseite des Kleintal-Hintergrundes von Wangberg aus

- Gehängeschutt, Bergsturz Moräne
- Eocaenschiefer mit Kleintalkonglomeraten
- Nummulitenschichten

- Oberer Schrattenkalk Orbitolinaschichten
- Unterer Schrattenkalk
- Drusbergschichten

- Echinodermenbreccie und Kieselkalk
- Valanginienkalk
- Valanginienmergel

- Öhrli- und Zementsteinschichten
- Malm
- Dogger

KL = Kleintal-Linsen
G-D = Gitschen Decke

SCHEMATISCHE PROFILE DER AXEN- UND GITSCHEN-DECKE
ZWISCHEN URNERSEE UND ENGELBERGER TAL

nach Angaben von P. ARBENZ, A. BUXTORF und eigenen Aufnahmen, zusammengestellt von H. ANDEREGG

