

BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz

herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz, Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 57. Lieferung
I. Abteilung

Des ganzen Werkes 87. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse

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

Nouvelle série, 57^e livraison
I^{re} partie

87^e livraison de la collection entière

Stratigraphische und tektonische Untersuchung
der
Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs
(zwischen Wendenjoch und Wetterhorn)

Mit 7 Textfiguren und 5 Tafeln

Von
Karl Rohr

(Ausgegeben im Februar 1926)

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1926
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1926
Imprimé par Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

Die vorliegende Untersuchung des Herrn Dr. *Karl Rohr* wurde von ihm der Geologischen Kommission am 22. März 1924 unterbreitet und von dieser zur Publikation in den «Beiträgen» angenommen. Am 18. April 1925 wurde der Druck beschlossen, aber aus Mangel an Mitteln noch zurückgestellt. Seither verdanken wir Herrn Direktor Dr. *Jos. Erb* im *Haug* eine hochherzige Spende, welche den Zweck hat, die Herausgabe fertiger Werke zu beschleunigen, und die gewünschte raschere Publikation im Interesse der Autoren und der Wissenschaft zu fördern. Diese Spende hat es uns ermöglicht, die Untersuchung von Herrn Dr. K. Rohr noch im Jahre 1925 in Druck zu geben.

Die gesammelten Belegstücke, Fossilien usw. sind im Geologischen Institut der Universität Bern deponiert.

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

Zürich, den 27. August 1925.

Für die Geologische Kommission,

Der Präsident:

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

Der Sekretär:

Dr. **Aug. Aeppli**.

(Manuskript eingegangen den 10. März 1924.)

Vorwort des Verfassers.

Den Ausgangspunkt für die vorliegende Arbeit bildete das stratigraphische Detailstudium der Trias und des Dogger im Gadmertal, in Ergänzung der Aufnahmen, die *P. Arbenz* dort bei Anlass der Arbeiten für die geologische Karte Engelberg-Meiringen ausgeführt hatte. Die stratigraphischen Studien führten mich zu einer erneuten Untersuchung der tektonischen Verhältnisse und in Erweiterung des ursprünglichen Planes zum Studium der ganzen Kontaktzone bis zum Wetterhorn. Ich gelangte dabei in das Arbeitsgebiet von *Fr. Müller* in Meiringen, der mir in zuvorkommender Weise die noch unpublizierte geologische Karte der Engelhörner zur Benützung vorlegte und mich im Terrain begleitete, so dass meine auf die stratigraphischen und tektonischen Zusammenhänge gerichteten Studien auch dort erleichtert waren.

Die Feldaufnahmen wurden in den Sommermonaten 1919—1921 ausgeführt. Die leider oft sehr schlecht erhaltenen Fossilien bedürfen zum Teil noch einer Revision.

Für die vielen Anregungen und die tatkräftige Unterstützung, die ich von meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. *P. Arbenz*, erhielt, sei der herzlichste Dank ausgesprochen. Auch Herrn Prof. *E. Hugli*, welcher meiner Arbeit ein stetes Interesse zuwandte, möchte ich danken, ebenso Herrn *Fr. Müller* in Meiringen, der mich auf Exkursionen begleitete und dem ich auch viele Anregungen zu verdanken habe, und endlich wärmsten Dank auch meinem Freunde, *Hans Thalmann*, welcher in liebenswürdigster Weise einen grossen Teil meiner Fossilbestimmungen einer Nachprüfung unterzog.

Text und Beilagen wurden in der vorliegenden Form 1922 als Dissertation abgeschlossen und später, nachdem ein Auszug publiziert worden war, der Geologischen Kommission vorgelegt. Ich bin der Geologischen Kommission für die Aufnahme der Arbeit in die «Beiträge» zu grösstem Dank verpflichtet.

Nachdem diese Arbeit im März 1924 der Geologischen Kommission eingereicht und von derselben zum Drucke angenommen worden war, erschien eine Arbeit von *Willy Bruderer* über die Stratigraphie am N-Rand des Aarmassivs, mit der ich mich in einem Nachtrag befasse. Im übrigen blieb der Text, abgesehen von einer Ergänzung des Literaturverzeichnisses, unverändert.

Bargen (Kt. Bern), Oktober 1925.

K. Rohr.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	II	B. Zusammenfassung	24
<i>Vorwort des Verfassers</i>	III	<i>a)</i> Die triasischen Bildungen	24
<i>Literaturverzeichnis</i>	VI	<i>b)</i> Der Lias	25
<i>Einleitendes</i>	1	<i>c)</i> Die Bildungen des autochthonen Dogger	25
I. Teil. Stratigraphie.		1. Das Aalénien	25
A. Gliederung, Gesteinscharakter und regionale Verbreitung der Zwischenbildungen	3	2. Das Bajocien	25
Die permo-triasische Verwitterungsschicht	3	3. Das Bathonien	26
1. Die Bildungen des Muschelkalkes	4	4. Das Callovien	26
<i>a)</i> Der Arkosesandstein oder Triasquarzit (Quarzsandstein nach <i>A. Heim</i>).	4	C. Versuch einer Zyklengliederung der Zwischenbildungen	26
<i>b)</i> Die Rauhwacke von Innertkirchen	5	II. Teil. Tektonik.	
<i>c)</i> Der Rötidolomit	6	<i>Einleitendes</i>	28
<i>d)</i> Quarzige Einlagerungen im Rötidolomit	7	A. Tektonische Analyse typischer Profile zwischen Wendenjoch und Wetterhorn	30
<i>e)</i> Der rote Sandstein von Innertkirchen	7	1. Wendenjoch	30
<i>f)</i> Die Dolomitbreccie von Innertkirchen	7	2. Schuppenregion der «Schwarzen Naht» (Kleingletscherabsturz)	30
<i>g)</i> Der fossilführende Rötidolomit von Innertkirchen	8	3. Die Schwarzbirgmulde (Wendentalp).	31
<i>h)</i> Der rote Dolomit von Innertkirchen	8	4. Die Gadmerbänder (Gadmer Doppelschlingen, <i>Baltzer</i>)	33
<i>i)</i> Der Trochitenkalk von Mettlenberg	8	<i>a)</i> Die südlichere, höher gelegene Mulde	33
2. Der Quartenschiefer von Birchlaualp (Keuper)	9	<i>b)</i> Die nördlichere, tieferliegende Mulde	34
3. Die liasische Emersion	10	5. Die Sackung von Mettlenalp	35
4. Die Bildungen des autochthonen Doggers	11	6. Die Schuppenregion des Achtelsassgrätli	36
<i>a)</i> Der Aalénienspatkalk (Asp.)	11	7. Die Gentalstörung	37
<i>b)</i> Die Aalénienschiefer (Asch.)	13	8. Die Überschiebung von Boden-Allenschwendi	38
<i>c)</i> Das Bajocien (Echbr.)	14	9. Die Basiskomplikationen des Augstgummabsturzes	39
Die Basisschichten des Bajocien	15	<i>a)</i> Tektonische Störung beim Tieflaubach	39
Die Kieselknauer der Echbr.	15	<i>b)</i> Die erste Überschiebung an der Augstgumm-basis	39
Die korallogenen Bildungen des Bajocien	16	<i>c)</i> Klassische Überschiebung bei U.	40
Die Brachiopodenbank von Innertkirchen	16	10. Die Basisregion des Pfaffenkopfkeiles (P. K.)	40
Facies und Verbreitung der Echbr.	16	11. Die Muldenendregion des P. K.	44
Die Dolomitführung der Echbr.	18	12. Die Augstgummregion	45
Die Verbreitung der Quarzgerölle in der Echbr.	18	13. Der Dossenkeil (D. K.)	47
Die Verbreitung der Kieselknauer in der Echbr.	19	<i>a)</i> Das Muldenende des D. K.	47
Die Verbreitung der Korallen in der Echbr.	19	<i>b)</i> Die Überschiebung an der Basis des Gstellihorns (Leitern).	47
<i>d)</i> Die Bildungen des Bathonien	19	<i>c)</i> Die Unregelmässigkeit des D. K. am Nordgrat des Dossenhorns	49
1. Der untere Eisenoolith = untere Parkinsonschichten	19	B. Allgemeine und regionaltektonische Untersuchungen am Nordrande des Aarmassivs	49
Facies und Verbreitung des untern Eisenooliths	20	1. Die Pfaffenkopfkeilmulde (P. K.-Mulde)	49
2. Die obere Schiefer (Bathonianschiefer)	20		
Die Verbreitung der Bathonianschiefer	21		
<i>e)</i> Das Callovien (oberer Eisenoolith)	23		
Verbreitung und Facies des Callovien	23		

	Seite		Seite
2. Der Glectsteinlappen	52	2. Die Struktur des Kristallinen	57
Die Unregelmässigkeit am Hühnergutzgletscher	53	3. Zusammenhang zwischen Eruptiv- und Sedi-	
Die Struktur des Glectsteinkristallins	54	menttektonik	58
3. Der Dossenkeil (D. K.)	54	Die Keilmulden	58
Die Marmorzüge des Dossenhorns	55	4. Über das Ausmass der Bewegung	58
4. Zur Tektonik des Erstfeldermassivs	56	5. Die Tektonik der Sedimenthülle	59
C. Zusammenfassung.	57	6. Zum mechanischen Verhalten der Sedimente . .	59
1. Die Aufpressung des Kristallinen	57	Nachtrag	60

Verzeichnis der beigelegten graphischen Darstellungen.

- Tafel I: Stratigraphisches Serienprofil Wendenjoch-Gstellihorn.
- Tafel II: Schematisierte stratigraphische Abwicklung der Zwischenbildungen.
- Tafel III: Tektonisches Sammelprofil Wendenjoch-Ferrichstetten.
- Tafel IV: Tektonisches Sammelprofil aus dem Gebiete zwischen Wellhorn und Innertkirchen.
- Tafel V: Tektonisches Serienprofil Titlis-Wellhorn.

Figurenverzeichnis.

- Figur 1: Darstellung der auskeilenden Aalénienschiefer im Hintergrunde des Urbachtales.
- Figur 2: Spezialprofil, Dossenkeil. Dossenhorn-NW-Flanke.
- Figur 3: Schematisierte graphische Darstellung der epirogenetischen Bewegungen während der Sedimentation der Zwischenbildungen.
- Figur 4: Darstellung «Zur Entwicklung der Schwarzenbergkeilmulde, Wendentäl».
- Figur 5: Orientierende Darstellung der Muldenendregion des Pfaffenkopfkeiles in der Gegend der Augstgumm-Laucherlialp.
- Figur 6: Darstellung «Zur Deutung der Basiskomplikationen der Augstgumm».
- Figur 7: Schematische Darstellung der Entwicklung der Laubstock- und Dossenkeilmulde.

Literaturverzeichnis.

1. 1907. **Arbenz, P.** Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. *Eclogae*, IX, S. 464—483.
2. 1912. **Arbenz, P.** Der vermeintliche Lias von Innertkirchen. *Eclogae*, XII.
3. 1913. **Arbenz, P.** Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. in die Obwaldneralpen vom 10. bis 13. September 1913. *Eclogae*, XII.
4. 1919. **Arbenz, P.** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich*, S. 246—275.
5. 1920. **Arbenz, P.** Über den geologischen Bau der Urirotstockgruppe. *Mitteil. d. Natf. Ges. Bern* (Sitzungsbericht).
6. 1920. **Arbenz, P.**, und **Müller, F.** Über die Tektonik der Engelhörner bei Meiringen und den Bau der parautochthonen Zone zwischen Engelberg und Grindelwald. *Eclogae*, XVI, S. 111—115.
7. 1880. **Baltzer, A.** Der mechanische Kontakt zwischen Gneis und Kalk im Berner Oberland. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lfg. 20.
8. 1886. **Baltzer, A.** Die weissen Bänder und der Marmor im Gadmental. *Mitteil. d. Natf. Ges. Bern*, S. 30—34.
9. 1921. **Bruderer, W.** Sur la tectonique et stratigraphie du bord septentrional du massif de l'Aar. *Bull. soc. vaud. sc. nat.*, 54, S. 209—214.
10. 1839. **Escher v. d. Linth, Arn.** Erläuterungen der Ansichten einiger Kontaktverhältnisse zwischen kristallinen Feldspatgesteinen und Kalk. *N. Denkschr. d. schweiz. Natf. Ges.*, 1839.
11. 1911. **Escher, B. G.** Über die prätriasische Faltung in den W. Alpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der N. Seite des Tödi. *Diss.* Zürich.
12. 1867. **Favre, A.** Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisinée du Montblanc. Paris, Masson.
13. 1873. **Fritsch.** Das Gotthardgebirge (Das Gotthardgebiet). *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lfg. 15.
14. 1874. **Heim, Alb.** Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe. Bd. I und II.
15. 1920. **Heim, Alb.** Geologie der Schweiz. Bd. II.
16. 1916. **Heim, Alb.**, und **Arn.** Die Juramulde im Aarmassiv bei Färnigen. Geologische Nachlese Nr. 25 mit 3 Textfiguren und 4 Tafeln. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich.*, Jahrg. 61.
17. 1917. **Heim, Alb.** und **Arn.** Der Kontakt von Gneis und Trias an der Haldenegg bei Erstfeld, S-Seite der Felsegg. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich.*
18. 1830. **Hugi, J. F.** Naturhistorische Alpenreisen. 1 Band mit Kupfertitel, 2 Kärtchen, 16 Profiltafeln und 9 Tabellen. Solothurn, 1830.
19. 1910. **Königsberger, J.** Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. Br. und Leipzig.
20. 1910. **Königsberger, J.** Geologische und mineralogische Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort.
21. 1921. **Krebs, J.** Stratigraphie der Blümlisalpette (Fisistock-Doldenhorn-Blümlisalp-Gspaltenhorn) im Berner Oberland. *Diss.* Basel. (Manuskript).
22. 1874. **Lory, Ch.** Notes sur quelques faits de la structure des Alpes. *Arch. sc. phys. et nat.*, Vol. XLXI.
23. 1829. **Lusser.** Geognostische Erforschung und Darstellung des Alpendurchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. I. Bd. *Denkschr. d. Schweiz. Natf. Ges.* 1829.
24. 1842. **Lusser.** Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Erforschung und Darstellung des Alpendurchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. *N. Denkschr. d. Schweiz. Natf. Ges.*, Bd. VI.
25. 1921. **Morgenthaler, H.** Petrographisch-tektonische Untersuchungen am N-Rande des Aarmassivs. *Eclogae*, XVI, Nr. 2, S. 179—217.

26. 1914. **von Osten-Sacken, O.** Beiträge zur Kenntnis einiger vorwiegend aus zoogenen Komponenten aufgebauten Kalksteine. *Inaug.-Diss.* Zürich.
27. 1910. **Paulcke, M. W.** Fossilführender Rötidolomit. *Zentralblatt f. Min., Geol. u. Pal. Eclogae*, XI, S. 633.
28. 1915. **Paulcke, M. W.** Geologische Beobachtungen im helvetischen und lepontinischen Gebiet. *Geologische Rundschau*, VI, S. 212—214.
29. 1912. **Ploeg, van der.** Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. *Eclogae*, XII.
30. 1886. **Schmidt, C.** Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.*, Beil.-Bd. 4, S. 338—472.
31. 1887. **Schmidt, C.** Diabasporphyrite und Melaphyre vom N-Hang der Schweizeralpen. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* Jahrg. 1887, Bd. I, S. 58—69.
32. 1911. **Staub, W.** Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächen- und Maderanertal im Kanton Uri. *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, n. F., XXXII.
33. 1851. **Studer, B.** Geologie der Schweiz. Bd. I und II.
34. 1879. **Stutz, U.** Notizen aus den Alpen. Über das Erstfeldertal. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* S. 842—849.
35. 1884. **Stutz, U.** Über den Lias der sogenannten Kontaktzone in den Alpen der Urschweiz. *N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* 1884, Bd. II, S. 14—20.
36. 1897. **Tobler, A.** Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am N-Rand des Aarmassivs (mit Benutzung der Manuskripte von U. Stutz). *Verh. d. Natf. Ges. Basel*, XII, S. 25—107.
37. 1910. **Tolwinski, K.** Die grauen Hörner. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich*. Jahrg. 55, Heft 3 und 4, S. 331.

Nachtrag.

38. 1922. **Rohr, K.** Stratigraphische und tektonische Untersuchungen am N-Rand des Aarmassivs im Gebiete zwischen Wendenjoch und Wetterhorn. *Jahrb. d. Philosoph. Fakultät II d. Universität Bern*, Bd. III, S. 53—74. Diss.-Auszug.
39. 1923. **Scabell, W.** Beiträge zur geologischen Kenntnis der Wetterhorn-Schreckhorngruppe. *Jahrb. d. Philosoph. Fakultät II d. Universität Bern*, Bd. III, S. 242—256.
40. 1924. **Bruderer, W.** Les sédiments du bord septentrional du massif de l'Aar du Trias à l'Argovien. *Bull. des laborat. de géol., géogr. phys., min. et pal. de l'Univ. de Lausanne*. Bulletin n° 37, S. 1—86.

Einleitendes.

Von den Alpenforschern, wie die Geologen der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts vom Volksmunde genannt wurden, verdient vor allem *Bernhard Studer* (33) hervorgehoben zu werden. Er hat bereits 1851 die Vermutung ausgesprochen, dass der Rötidolomit in den Muschelkalk zu stellen sei (33, 14), was erst *Paulcke* (27, 633) beinahe 80 Jahre später durch seine berühmten Myophorienfunde im Rötidolomit von Innertkirchen nachzuweisen gelungen ist. Er kannte auch den Quartenschiefer und seine konglomeratische Facies bei Birchläui im Gadmertal. Er führt sie unter der Bezeichnung Wetzschiefer in die Literatur ein und ordnet sie in die Bildungen des Keupers ein. Auch den Quarzit an der Basis des Dolomits hat er überall beobachtet. Ebenso war ihm die Echinodermenbreccie bekannt, jedoch gibt er ihr keinen Namen und ordnet sie auch nicht ein, dafür aber ist der durch seinen Fossilreichtum auffallende Callovien-Eisenoolith ihm vom ganzen N-Rande des Aarmassivs bekannt; auch vermutet er, dass neben diesem obersten Schichtglied der Zwischenbildungen noch ein älterer Eisenoolith — der spätere Bifurkatenoolith nach *Tobler* (36, 94), in welchem Garantien usw. gefunden wurden — auftreten müsse; im Anstehenden hat er ihn freilich nicht gekannt.

Baltzer weist dann 1880 (7, 32) die schwarzen Tonschiefer, die unmittelbar über dem Rötidolomit liegen, nach und gibt ihnen liasisches Alter, jedoch mit der Bemerkung: «Es könnte sich in dieser Bildung ebensogut um Keuper oder Dogger handeln.»

Stutz (35, 14) und *Schmidt* (30, 14) stellen 1884—1886 fest, dass die schwarzen Tonschiefer über dem Rötidolomit in die Opalinuszone zu stellen seien. Endlich weist 1887 *Tobler* (36, 82) nach, dass der schwarze, spätige Kalk, der hie und da in Denudationsrelikten (vgl. stratigraphische Abwicklung) in sehr geringer Mächtigkeit sich einstellt und die Basis der Opalinusschiefer bildet, nach seiner Fossilführung zu schliessen, den gesamten Lias vertrete.

Kurz nachdem *Paulcke* (27, 633; 28, 212—214) das Muschelkalkalter für den Rötidolomit von Innertkirchen nachgewiesen hatte, untersuchte *P. Arbenz* 1912 (2, 674) die von *Tobler* und *Schmidt* noch in den Lias gestellten, zwischen Rötidolomit und Opalinusschiefern liegenden Spatkalke neuerdings, wobei es ihm gelang, anhand einiger Liocaraten:

L. opalinoides, MAYER-EYMAZ = *L. acutum*, HORN,

L. helveticum, HORN,

L. plicatellum, BUCKMAN,

und Lamellibranchiern fragliche Sedimente in das Aalénien zu verweisen. Damit war zugleich der Beweis geleistet, dass auf der ganzen Zone des N-Randes des Aarmassivs der Lias fehlt und das Aalénien in mächtiger Paralleltransgression über die Trias hinweggreift. Sicher anstehender Lias ist nur am E-Ende des untertauchenden Aarmassivs bei Vättis von *Tolwinski* konstatiert worden.

Endlich wäre noch die Arbeit von *Walter Staub* (32) 1910, die über das Wesen des mesozoischen Windgällenrückens aufklärt, zu erwähnen. Dieser Autor führt auch die Parallelisierung des südöstlich der Windgälle zur Ablagerung gelangten Eisensandsteins und der im N derselben auftretenden Opalinusschiefer durch.

Der von *Lusser* (23) entdeckte und von *Walter Staub* näher untersuchte Makro-Oolith des Ribibodens (W-Absturz der kleinen Windgälle) wurde 1912 auch von *Van der Ploeg* (29, 209) in den Basis-schichten der Echinodermenbreccie des Erstfeldertales aufgefunden.

Die Dreiteilung, wie sie *Tobler* (36) für die Echinodermenbreccie des Bajocien eingeführt hat, wird von *Van der Ploeg* (29) und *Walter Staub* (32) beibehalten, letzterer macht jedoch darauf aufmerksam, dass dieselbe nur für das nördlich der Windgälle gelegene Gebiet Gültigkeit besitze, indem im südlichen Faciesgebiete dieselbe keine Kieselknauer mehr enthalte.

1913 stellt *P. Arbenz* (**3**, 717) auch für das hintere Engelbergertal (Niedersurenen) das Vorkommen einer makro-oolithähnlichen Bildung an der Basis der Bajocien-Echinodermenbreccie fest und vermutet, dass in ihr das Äquivalent des von *W. Staub* (**32**) und *Van der Ploeg* (**28**) beschriebenen Makro-Ooliths des Reuss- bzw. Erstfeldertals vorliege.

Eigentümlich ist die Ansicht *Morgenthalers* (**26**, 198), wonach das südliche Vorspringen der Sedimente in der Haslidepression (axiale Einsenkung des Pfaffenkopfkeiles über dem Aaretal) seine Ursachen in der primären Verbreitung des Mesozoikums besitzen sollte. Er spricht von einer Bucht des vor-tertiären Aaremassives, in welche die Meere der Trias und des mittleren und oberen Malms hineintransgrediert seien, ganz ähnlich, wie dies wahrscheinlich auch für die Sedimente des Färnigerkeiles in der Gegend der Rotegg (**26**, 199) der Fall sein könnte. Nachfolgende Untersuchungen lehren jedoch, dass die angeführte Hypothese *Morgenthalers* (**26**, 139) sich mit dem Wesen der Sedimentation am N-Rande des Aaremassives nicht vereinbaren lässt (vgl. Taf. II und I B, Zusammenfassung, S. 49).

I. Teil.

Stratigraphie.

Angeführte Untersuchungen erstrecken sich auf das Gebiet zwischen Wendenjoch und Wetterhorn, die in der zweiten Hälfte dieses Teiles beschriebene stratigraphische Abwicklung umfasst jedoch auch das Engelberger-Erstfelder und Maderanertal. Leider sind meine Untersuchungen in letztgenanntem Gebiete aus Mangel an Zeit etwas dürftig ausgefallen, deshalb hält sich erwähnte Darstellung im östlichen Teile hauptsächlich an die Angaben der im vorigen Kapitel zitierten Arbeiten von *W. Staub* (32), *Van der Ploeg* (29), *Albert* und *Arnold Heim* (Die Kalkmulde von Färnigen) und *H. Morgenthaler* (25). Die stratigraphische Abwicklung wurde hauptsächlich auf den östlichen Teil des N-Randes des Aarmassives ausgedehnt, weil es vorteilhaft erschien, anhand derselben die Sedimentation der Zwischenbildungen für genanntes Gebiet in Zusammenhang zu behandeln.

A. Gliederung, Gesteinscharakter und regionale Verbreitung der Zwischenbildungen

am Nordrande des Aarmassives (Wendenjoch—Wetterhorn).

Die permo-triasische Verwitterungsschicht.

Die permo-triasische Verwitterungsschicht lässt sich an der «schwarzen Naht» in der Nähe des Wendengletscherabsturzes am besten studieren, denn dort tritt sie auf wohl 200 m ohne Unterbruch zutage. Der plötzliche Farbenwechsel des im allgemeinen dunkelbraun anwitternden Innertkirchnergranites gegen den Kontakt hin fällt schon auf weite Entfernung auf. Die Farbveränderung, welche etwa 70 m unter dem Kontakt in die Erscheinung tritt und rötliche bis grünliche Töne umfasst, ist als Folge der permo-triasischen Oberflächenverwitterung des Innertkirchner- bzw. Erstfeldermassives aufzufassen.

Die Arkose, wie *Baltzer* (7, 32) diese Verwitterungsschicht nennt, ist nicht ein eigentliches Sediment, sondern einzig und allein die Aufbereitungszone des in jener Zeit denudierten herzynischen Gebirges, dessen Faltenzüge sich einstmals wahrscheinlich über das ganze Gebiet des heutigen Aarmassivs ausgedehnt haben.

Was nun die Ausdehnung dieser Verwitterungsschicht anbelangt, so ist hervorzuheben, dass es weder im Reuss- noch im Aaretal eine Stelle gibt, an der primäres Fehlen dieser Erscheinung festzustellen wäre.

Wenn wir sie heute dennoch mancherorts vermissen, so liegt der Grund hierfür meistens in der tektonischen Beanspruchung der betreffenden Gegenden. Es sei nur an die Basis des Dossenkeiles (80 m über der Dossenhütte S. A. C.), der Gstellihornspitzelkappe, des Geissrückens im Hintergrunde des Urbachtals usw. erinnert, an welchen Stellen die Arkose völlig verschwunden ist, um oftmals in benachbarten Zonen in einer um so grösseren Mächtigkeit angehäuft zu sein. Manchmal mag es jedoch auch vorgekommen sein, dass dieselbe, wie übrigens Untersuchungen von *W. Staub* (32, 22) gelehrt haben, durch äusserst intensive Druckwirkungen der tertiären Gebirgsbildung zu einem gneisartigen Gesteine regeneriert worden ist (Gstellihornspitzel?); immerhin bedürfte es zur völligen Aufklärung dieser Erscheinung in meinem Untersuchungsgebiete noch näherer Untersuchungen.

Aus den angeführten Tatsachen geht hervor, dass das ehemalige Aarmassiv, soweit es der heutigen Beobachtung zugänglich ist, in permischer Zeit ein flacher Festlandsrücken gewesen sein muss, welchen Charakter das nachmalige Aarmassiv wohl auch noch während der Buntsandsteinzeit beibehalten hat, denn die ersten marinen Ablagerungen über dem alten herzynischen Rumpfgebirge werden durch Bildungen des Muschelkalkes (Rötidolomit-Arkosesandstein) dargestellt.

Das Lagerungsverhältnis zwischen Arkose und kristallinem Untergrunde ist durchwegs als Diskordanz zu bezeichnen, selbst auch an jenen Stellen, wo scheinbare Konkordanz vorherrscht, indem in diesem Falle, wie die tektonischen Untersuchungen im II. Teile vorgelegter Arbeit dartun, ausnahmslos Dislokationskonkordanz vorliegt. Es dürfte schwer sein, am N-Rand des Aarmassivs irgendwo eine Stelle zu finden, an welcher ursprüngliche Konkordanz — angenommen, dieses Lagerungsverhältnis hätte überhaupt je bestanden — heute noch zu beobachten wäre.

1. Die Bildungen des Muschelkalkes.

a) Der Arkosesandstein oder Triasquarzit.

Quarzitsandstein nach *A. Heim* (15, 101).

Mächtigkeit 1—2,5 m.

Dieser grobkörnige, weisse und äusserst kompakte Quarzsandstein geht gegen unten allmählich in Arkose über. Er ist in seinen höheren Partien deutlich geschichtet, und seine Komponenten: vornehmlich Quarzkörner, wenig Glimmer und Feldspäte, sind nach ihrer Korngrösse geordnet und meist vollkommen gerundet, ein Charakteristikum für die fluviatile Natur der betreffenden Ablagerung.

Albert Heim hat auf der Oberfläche des Arkosesandsteins sogenannte Ripplemarks gefunden (15, 101). Eine ähnliche, wenn auch nicht immer so deutlich gewellte Oberfläche einzelner Quarzitbänke lässt sich auch im Gadmertal beobachten.

Die Mächtigkeit des Arkosesandsteins ist erstaunlich regelmässig. Sie beträgt meistens 1,5 m, ausnahmsweise kann sie auch, wie z. B. am Wendengletscherabsturz, auf 3 m anwachsen oder auf null reduziert sein, wie das am Gstellihorn Gipfel der Fall ist. Ob indessen diese Mächtigkeitsänderungen jeweilen ihre Ursachen in ursprünglichen Schwankungen der Sedimentation oder in tektonischen Beeinflussungen haben, ist nicht immer leicht zu entscheiden.

Der Arkosesandstein steht meistens in Wechsellagerung einerseits mit schwarzen Tonschiefern, anderseits mit Rötidolomitbänken, deren Mächtigkeit im allgemeinen nur einige Zentimeter beträgt, was übrigens auch für die Tonschieferzwischenlagerungen gilt. Aus diesen Lagerungsverhältnissen, wie sie auch von *Walter Staub* für das Windgällengebiet festgestellt worden sind (25, 24), geht deutlich hervor, dass Rötidolomit und Arkosesandstein inklusive Tonschiefer der Dolomitbasis gleichalterige Bildungen und demnach als Sedimente des Muschelkalkes aufzufassen sind.

Als besonders eigenartige Erscheinung mag die lithologische Identität der triasischen Tonschiefer und derjenigen des Aalénien, als Absätze zweier weit auseinanderliegender geologischer Zeitabschnitte, hervorgehoben werden.

Der Arkosesandstein ist in bezug auf seine Mächtigkeit wie auf seine Verbreitung eine der konstantesten Ablagerungen der Zwischenbildungen. So beträgt seine Mächtigkeit beispielsweise am Wendenjoch 2,4 m, zirka 15 km westlich davon, am Urbachsattel, 2,8 m. Trotzdem er gegen N mehr und mehr mit Triasdolomiten in Wechsellagerung gerät und deshalb wahrscheinlich Muschelkalkalter besitzt, bleibt er dennoch im S an jenen Stellen, wo der Rötidolomit (Muschelkalk) längst durch die liasische Denudation abgetragen worden ist, bestehen. So z. B. im Gebiete des Färnigerkeiles, des hängenden Schenkels des Dossenkeiles und in ausserordentlich typischer Ausbildung am Wetter- und Wellhornsattel.

Es mag der Gedanke nahe liegen, der Quarzsandstein der erwähnten Gebiete möchte vielleicht geringeren Alters sein als derjenige der nördlichen Zonen, welcher überall von Rötidolomit überlagert wird, allein die Identität des Gesteinscharakters und die Tatsache, dass der Arkosesandstein an Stellen,

wo die dolomitischen Bildungen auskeilen, ohne irgendwelche Facies- oder Mächtigkeitsänderungen nach S weiter vordringt (hängender Schenkel des Dossenkeils, Dossenhorn-W-Flanke) beweisen die Gleichaltrigkeit und vollkommene Identität der betreffenden Ablagerungen aller Profile am N-Rande des Aaremassives.

Der Arkosesandstein enthält leider keine Fossilien, die über das Ablagerungsmedium desselben Aufschluss geben könnten, immerhin darf wegen seiner oftmaligen Wechsellagerung mit Rötidolomit angenommen werden, dass er mindestens zum Teil eine marine Bildung ist, obwohl die weitgehende Abrundung der Quarzkörner auf einen weiten Transport in fließendem Wasser schliessen lässt.

b) Die Rauhacke von Innertkirchen.

Mächtigkeit 0—4 m.

Das Auftreten derselben an der Basis des Rötidolomites ist bis dahin in der Literatur kaum erwähnt worden. Herr Prof. *Arbenz* hat mich speziell auf diese Bildungen aufmerksam gemacht, nachdem er bei seinen Untersuchungen zur geologischen Karte der Gebirge zwischen Engelberg und Meiringen in der Unterwasserlamm bei Innertkirchen rauhackeähnliche, zellige Dolomite aufgefunden hatte. Es mutet eigentümlich an, dass dieses sonst für die Trias so charakteristische Sediment ausser in obiger Gegend am ganzen N-Rand des Aarmassivs nirgends mehr anstehend gefunden worden ist. Neuerdings (1920) ist sie jedoch von *Krebs* (21, 17) im hintern Lauterbrunnental (Schluchgraben) aufgefunden worden. Es gelang mir, die Rauhacke an der Basis des Dolomites, wie weiter unten des näheren ausgeführt werden soll, auch anderorts festzustellen, immerhin scheint sie auf die Gegend von Innertkirchen und den Hintergrund des Urbachtales lokalisiert zu sein.

In lithologischer Hinsicht zeichnet sie sich durch ihren ausgesprochen brecciösen bis zelligen Bau aus. Eine grosse Zahl von calcitischen Septen durchsetzen die polygonalen Hohlräume, deren Inhalt meistens ausgelaugt worden ist, wobei ein feiner, rostgelber, dolomitischer Grus als Auslaugungsrückstand zurückgeblieben ist, welche Substanz nebst sandigen, quarzreichen Beimengungen ziemlich viel Ca CO_3 enthält. Wahrscheinlich waren die entsprechenden Basisschichten der Trias ursprünglich etwas gipsführend, und die kavernöse Beschaffenheit derselben ist wohl auf eine Auslaugung des Calciumsulfates zurückzuführen.

Die tiefsten Horizonte der Rauhacke, soweit dieselbe überhaupt aufgeschlossen ist, werden durch eine Transgressionsbreccie gebildet, die sich vorwiegend aus sandig-kalkigen, vielleicht durch Verwitterung aus Dolomiten hervorgegangenen Gesteinstrümmern, aus arkosesandsteinartigen Komponenten und wenigen reinen Quarziten und Dolomiten zusammensetzt. Alle diese Komponenten sind vollkommen eckig und werden durch einen kalkigen Zement zusammengehalten.

Die Mächtigkeit der Rauhacke von Innertkirchen ist der unvollkommenen Aufschlüsse wegen nicht genau zu ermitteln, sie mag schätzungsweise immerhin 3,5—4 m betragen.

Die Verbreitung der Rauhacke geht, wie beigelegte stratigraphische Abwicklung lehrt (Taf. II), gegen S nicht über das untere Gadmer-Gental und den Urbachtalboden hinaus. Ob in der Gentalwasserschlucht oberhalb Mühlethal noch Rauhacke zur Ablagerung gelangte, ist fraglich, denn die jene Gegend kennzeichnende Flexur (vgl. Gentalflexur) hat die triasischen Bildungen derart ausgedünnt, dass es heute nicht mehr möglich ist, dort stichhaltige stratigraphische Untersuchungen anzustellen.

Morgenthaler erwähnt in seinen geologischen und petrographischen Untersuchungen am N-Rand des Aarmassivs ein Rauhackevorkommen am Furtwangpass (25, 207). Es ist jedoch sehr unwahrscheinlich, dass an einer Stelle, die sicherlich südlicher liegt als das letzte Auftreten der auskeilenden Trias (Rötidolomit), noch Rauhacke aufzufinden sein sollte, was noch dadurch bekräftigt wird, dass dieselbe sonst noch nirgends in einer Gegend angetroffen worden ist, die mehr als 2 km südlich der durch Innertkirchen verlaufenden tektonischen Streichrichtung gelegen ist. Es dürfte demnach keinem Zweifel mehr unterliegen, dass die Verbreitung der Rauhacke für den zentralen Teil des N-Randes des Aarmassivs ganz auf die Gegend von Innertkirchen, Urbach- und Gentalboden und Lauterbrunnental beschränkt ist.

c) Der Rötidolomit.

Der Rötidolomit ist wohl das markanteste Schichtglied der Zwischenbildungen überhaupt. Er ist von einer Reihe von Autoren, wie *Bernhard Studer* (33), *A. Escher* (10), *Schmidt* (30), *Stutz* (34), *Tobler* (36), *Heim* (15) usw., eingehend untersucht worden, so dass es sich erübrigt, hier nochmals eine Charakterisierung desselben wiederzugeben. Es seien nur einige weniger bekannte Eigentümlichkeiten desselben erwähnt:

Der Rötidolomit ist in bezug auf Verbreitung und Mächtigkeit viel weniger konstant als der liegende Arkosesandstein, wiewohl beide Bildungen annähernd gleichen Alters sind. So beträgt z. B. seine Mächtigkeit in Innertkirchen 60 ± 5 m, im Hintergrunde des Urbachtals (Rotefluch bis Augstgumbasis) und bei Ferrichstätten 40 m, beim Laucherli und im Wental zirka 20 m, am Urbachsattel nur noch 1 m, um endlich am S-Schenkel des Dossenkeiles in einer Höhe von 2700 m ü. M. und im Hintergrunde des Evitales auf Null reduziert zu werden; dafür aber ist er in bezug auf seine Facies äusserst konstant. Überall am N-Rande des Aarmassivs besitzt er dieselbe gelbe bis weisslich-staubige Anwitterungsfarbe, überall dieselbe, unter dem Mikroskop nicht auflösbare Feinheit des Korns.

Wenn der Rötidolomit auch in oftmaliger Wechsellagerung mit dem Arkosesandstein und den Basistonschiefern steht, so geht er doch nirgends in letztere Bildung über, immer bleibt er durch eine scharfe Fläche, eine Diskontinuitätsfläche im kleinen, von den Tonschiefern getrennt.

Wie aus der eingangs angeführten Darstellung der Mächtigkeitsverhältnisse des Rötidolomits hervorgeht, nimmt derselbe von N gegen S allmählich ab, um im W in der Gegend des Dossenkeiles, im E — nach den Beobachtungen von *Alb. Heim* (15, 284), *W. Staub* (32, 34) und *Van der Ploeg* (29, 202) — im Evital (Reusstal) bzw. in der Gegend von Gwächten und Krönten auszukeilen, wobei zu bemerken ist, dass dieses Verhalten hier und dort auf verschiedene Ursachen zurückzuführen ist, indem für das Windgällengebiet ein primäres Auskeilen angenommen wird (vgl. *Alb. Heim* [15, 283]), im Dossen-Wetterhorngebiet aber, wie noch erörtert werden soll, eine später einsetzende (liasische, zum Teil Aalénien-) Denudation für das Fehlen fraglicher Bildung verantwortlich zu machen ist. Die Frage, ob an der Windgälle der Rötidolomit wirklich primär schon gefehlt hat, dürfte in Anbetracht des Umstandes, dass das Aussetzen dieser Bildung für den übrigen Teil des N-Randes des Aarmassivs immer ein sekundäres, durch liasische (zum Teil Aalénien-) Denudation verursachtes ist, noch nicht völlig abgeklärt sein. Da Einstreuungen grober (kristalliner) Gerölle oder Breccien auch an jenen Stellen fehlen, wo der Dolomit auskeilt, so darf nicht angenommen werden, dass in ihnen Strandbildungen des ehemaligen Muschelkalkmeeres vorliegen. Damit mag auch die Vermutung von *P. Arbenz*, wonach die Muschelkalktransgression auch über das nachmalige Windgällengebiet hinweggegangen sei, gerechtfertigt sein.

Dass die heutige S-Grenze des Rötidolomites in meinem Untersuchungsgebiete (Wendenschloß-Wetterhorn) zweifellos eine Denudationsgrenze ist, mag durch folgende Tatsachen begründet werden:

1. Es ist zu beobachten, dass gegen S zuerst die höchsten, allmählich immer tiefere Partien des Rötidolomits aussetzen; so verschwindet z. B. der «Rote Dolomit», der in Innertkirchen den roten Sandstein überlagert oder an Stellen, wo letzterer fehlt, direkt über dem gelb anwitternden tieferen Dolomitkomplexe liegt, einerseits schon in der Gegend von Allenschwendi im W, andererseits bei Ferrichstätten an der Gentalausmündung im E, währenddem die tieferliegenden Partien desselben mehr und mehr nach S vorgreifen. Auf diese Weise wird von oben gegen unten Schicht um Schicht abgetragen, bis zuletzt nur noch die tiefsten Horizonte dieser Bildung mit der für sie so charakteristischen Wechsellagerung von Tonschiefer und Sandstein übrigbleiben; aber auch diese fallen gegen S der Denudation anheim, so dass zuletzt nur noch der Arkosesandstein als einziger Vertreter der Trias anzutreffen ist. Dieser scheint den verwitternden Agentien grossen Widerstand entgegengesetzt zu haben, sonst wäre es nicht möglich, dass er während langer geologischer Zeiten (oberer Lias und Aalénien) den denudierenden Einflüssen hätte Stand halten können.

2. Der Rötidolomit besitzt in südlichen wie in nördlichen Zonen dieselbe Ausbildung.

3. Es fehlen an der südlichen Grenze desselben Brandungsgerölle, Breccien oder sandige Beimengungen.

Die unter 2—3 angeführten Tatsachen lassen erkennen, dass der Dolomit ehemals eine viel grössere Verbreitung besessen haben muss, eine Verbreitung, welche sicherlich weit über die heutigen, als Denudationsgrenze zu bezeichnenden Ränder desselben hinausgegangen ist, was noch besonders aus dem Umstande hervorgeht, dass der Dolomit der Trias in sehr grosser Verbreitung in Form von Breccien und Konglomeraten im Dogger und Lias gewisser helvetischer Decken (Urirotstock-Axendecke, *Arbenz*, 5, 3 und 4) auftritt, wobei zu beachten ist, dass die Gerölle gegen N an Grösse zunehmen, und man infolgedessen über ihre aarmassivische Herkunft kaum im Zweifel sein kann. Wäre nun aber der Dolomit schon primär im wesentlichen auf seine heutige Ausdehnung beschränkt gewesen, so würde es schwer fallen, für die gewaltigen Massen triasischer Gerölle zitierter Gebiete eine Heimat zu finden, die solchen Anforderungen entsprechen würde; auf jeden Fall müsste sie anderswo als im mesozoischen Aarmassiv rücken gesucht werden.

d) Quarzige Einlagerungen im Rötidolomit.

Es gibt zwei Arten von kieseligen Absonderungen im Dolomit:

1. Silexknollen mit zerschlitzten Konturen, den Kieselknauern des Bajocien sehr ähnlich werdend, wahrscheinlich organischen Ursprungs (Spongien?).

2. Lagerförmige Bänder und Adern von Quarz, parallel zu den Schichtfugen abgesondert, deutlich kristallinisch, wahrscheinlich anorganischen Ursprungs, das heisst aus Kieselsäurelösungen auskristallisiert.

e) Der rote Sandstein von Innertkirchen.

Mächtigkeit 0—4 m.

Ganz unvermittelt tritt mitten im Dolomit von Innertkirchen ein dunkel bis braunrot anwitternder, ziemlich feinkörniger Sandstein auf. Im frischen Zustande ist er grau und ähnelt in dieser Beziehung den feinen Varietäten der Molasse sehr. Seine Komponenten sind Quarz in Form von gut gerundeten Körnern, geringe Beimengungen von Feldspat und wenig Glimmer. Der Zement ist quarzig bis dolomitisch.

Der rote Sandstein von Innertkirchen ist, wie die Rauhwaacke, ganz nur auf diese Gegend (Keisten nördlich von Innertkirchen) beschränkt; wenigstens ist es mir trotz eifrigsten Suchens nicht gelungen, ihn auch anderwärts festzustellen. Anfänglich lag der Gedanke nahe, dessen Heimat entsprechend derjenigen der übrigen grobklastischen Trümmergesteine oder Zwischenbildungen im S, und zwar an der Grenze des auskeilenden Rötidolomites, anzunehmen, allein nähere Untersuchungen zeigten, dass fragliche Bildung schon in den höheren, südlicheren Partien des Keistens aussetzt und dass sie sich daselbst nur noch durch die Anwesenheit einer groben Dolomitbreccie (vgl. unter *f*) verrät. Es mag deshalb nicht ausgeschlossen sein, dass dasselbe aus einem durch Denudation hervorgerufenen Fenster aus dem N von Innertkirchen stammt.

Rauhwaacke und roter Sandstein sind besondere Charaktereigentümlichkeiten der N-Facies, ebenso das Auftreten von Fossilien (vgl. 1 *f*). In ähnlicher Facies ist nach den Untersuchungen von *J. Krebs* (21, 17/18) die Trias des hintern Lauterbrunnentales entwickelt; wenigstens was Rauhwaacke und Rötidolomit anbelangt. Keuper und Rhät fehlen allerdings im Aaretaleinschnitt.

f) Die Dolomitbreccie von Innertkirchen.

(Mächtigkeit 0—2 m.)

Der rote Sandstein von Innertkirchen keilt gegen E ziemlich rasch aus. Leider ist die Stelle, wo derselbe aussetzt, durch die Vegetation verdeckt. Bei genauerer Untersuchung zeigt es sich jedoch, dass am Gipfel des Keisten und in der Unterwasserlamm in dem Schichtkomplex, in welchem der Sandstein zu erwarten wäre, sich eine Dolomitbreccie einstellt. Das sandige Material ist vollständig verschwunden, dafür tritt ein Gemenge dunkler, eckiger Dolomitbruchstücke auf, deren Durchmesser zwischen 5 und 50 mm schwankt. Letztere sind in einen hellgelben, dolomitisch anwitternden Zement eingeschlossen. Die kleineren Komponenten sind kantengerundet bis gerundet, während-

dem bei den grösseren niemals eine Abrundung zu konstatieren ist. Daraus folgt, dass die Sedimentation sich in einem verhältnismässig ruhigen Medium abgespielt haben muss. Die Dolomitbreccie mag sich in einer Inundationsphase nach einer nur kurze Zeit andauernden Trockenlegung gebildet haben, indem die durch Oberflächenverwitterung, eventuell Brandung entstandenen Dolomitbruchstücke von neuem überflutet und durch die Absätze des Muschelkalkmeeres verkittet worden sind. Submarine Rutschung darf für die Entstehung derselben kaum angenommen werden, da bei dem ausgesprochen epikontinentalen Charakter des Muschelkalkmeeres keine grossen Böschungen existiert haben dürften (vgl. Taf. II und Fig. 3).

g) Der fossilführende Rötidolomit von Innertkirchen.

M. W. Pauleke (27, 633; 28, 212/214) hat, wie bereits eingangs erwähnt worden ist, im Rötidolomit am Keisten nördlich Innertkirchen eine Fundstelle für Fossilien entdeckt. Dieselbe liegt etwa 10 m unter dem unter *d* angeführten roten Sandstein selbiger Lokalität und lieferte einige schlecht erhaltene Reste von *Myophoria cf. vulgaris*, eine *Gervillia cf. socialis* und einige *nucula-gregaria*-ähnliche Muscheln.

An der selben Stelle fand ich einige recht schlecht erhaltene Petrefakten, wie:

Myophoria cf. orbicularis, BR.

Myophoria cf. vulgaris, SCHLOTH.

Nucula cf. Goldfussi, ALB.

Pecten cf. discites, SCHLOTH.

Leider ist es ungemein schwer, ein gut erhaltenes Fossil herauszubekommen, denn der Dolomit ist sehr spröde und zudem ist die Kohäsion zwischen Versteinerung und Einbettungsmaterial so gross, dass es kaum gelingt, auch nur ein einziges Petrefakt herauszupräparieren.

Die oben angeführten Myophorien und Nuculiden mögen das von Pauleke festgestellte Muschelkalkalter des Rötidolomits aufs neue bestätigen.

h) Der rote Dolomit von Innertkirchen.

Mächtigkeit 0—25 m.

Nach oben wird der Rötidolomit durch eine Aufeinanderfolge von rotanwitternden, eisenschüssigen Dolomitbänken von insgesamt 20—25 m Mächtigkeit (am Keisten nördlich Innertkirchen gemessen) abgeschlossen. Die Schichten, deren rote Anwitterungsfarbe von Eisenverbindungen $\text{Fe}(\text{OH})_3$ herührt, sind nur in der Gegend von Innertkirchen anstehend. Sie scheinen fossilleer zu sein, wenigstens ist es mir trotz oftmaliger Bearbeitung derselben nicht gelungen, auch nur ein einziges versteinungsverdächtiges Handstück zu schlagen.

Der rote Dolomit gehört ganz der N-Facies an, indem seine Verbreitung gegen S nirgends über die Linie Gental-Urbachtal (Sande) hinausgeht.

i) Der Trochitenkalk von Mettlenberg (Strat. Neuheit).

Mächtigkeit 0—1 m.

Etwa 200 m westlich von Mettlenberg (nördlich Gadmen), zirka 1750 m ü. M., werden die Triasdolomite durch einen hellen, grobspätigen Kalk abgeschlossen. Derselbe — eine stratigraphische Neuheit für die Bildungen der autochthonen Trias — geht gegen unten allmählich in den liegenden Rötidolomit über, indem seine Korngrösse stetig abnimmt, und sich zwischen die anfänglich einzig vertretenen Kalkspatindividuen mehr und mehr Dolomitsubstanz von rostiggelber Farbe einstellt, bis schliesslich der Kalk durch das dichte, normale Calcium-Magnesiumkarbonat ganz verdrängt worden ist.

Durch Behandlung mit Salzsäure gelang es mir, die organogene Natur dieses Gesteins nachzuweisen. Dasselbe besteht sozusagen ausschliesslich aus Echinidenfragmenten, und zwar vornehmlich aus Encrinitenstielgliedern; demnach ist die für dieses Gebilde eingeführte Bezeichnung Trochitenkalk vollkommen gerechtfertigt.

Obwohl dieser Spatkalk unmittelbar über dem Dolomit zur Ablagerung gelangte, also mit dem liegenden Muschelkalk und den hängenden Aalénienschiefern in demselben Lagerungsverhältnis steht wie der Aalénienspatkalk von Innertkirchen (vermeintlicher Lias von Innertkirchen; *Arbenz* [2]), ist er seines besondern lithologischen Charakters wegen nicht mit letzterem zu verwechseln.

Das Auftreten dieser triasischen Echinodermenbreccie scheint nur ein lokales zu sein, wenigstens ist es mir nicht gelungen, dieselbe auch anderwärts auffinden zu können.

Über ihr Alter kann nichts Genaueres angegeben werden, immerhin lässt sich das betreffende Sediment mit dem Trochitenkalk bzw. Encrinitenkalk des Juragebirges ohne Zwang parallelisieren.

Hierin spricht sich die Zugehörigkeit der autochthonen Trias zum germanischen Faciesbezirk aus und ist im ferneren ein neues Moment gegeben, das auf das Muschelkalkalter des Rötidolomits hinweist.

Die Frage, ob der Trochitenkalk, welcher nur im untersten Triasband der Mettlenbergalp anzustehen scheint, einmal überall vorhanden gewesen ist, aber durch diagenetische Prozesse derart verändert worden ist, dass er anderwärts nicht mehr mit Sicherheit nachgewiesen werden kann, ist nicht zu beantworten.

2. Der Quartenschiefer von Birchlaualp. Keuper.

Mächtigkeit 0—20 m.

Über dem Rötidolomit setzt in der Gegend von Birchlauh (nördlich Nessenthal) östlich des Sättelipasses in einer Höhe von 1910 m ü. M. ein sehr feinkörniger, stellenweise konglomeratischer Sandstein ein. Derselbe wurde schon von *Bernhard Studer* (33) und *Van der Ploeg* (29) beschrieben. Auch *Baltzer* (7) und *Tobler* (36) führen ihn an, ohne sich jedoch über seine konglomeratische Natur zu äussern.

Die heutige Ausdehnung dieser Ablagerung ist sehr beschränkt (400 m gemessen an der Aufschlusslinie). An der Basis ihres zentralen Teiles findet sich eine Geröllbank, die aus reinen Quarzgeröllen von 1—30 cm Durchmesser und aus Dolomitfragmenten kleinerer Dimensionen besteht. Über die Herkunft der Quarzgerölle lässt sich nichts Bestimmtes sagen, und das um so weniger, als in ihrer Nachbarschaft keine eigentlichen Gneisgerölle anstehen, wahrscheinlich aber ist es, dass sie aus grosser Entfernung, was aus ihrer vollkommenen Abrundung zu schliessen ist, aus dem kristallinen Untergrunde stammen oder eventuell als gerollte Silexknollen des Muschelkalkes aufzufassen sind.

An anderer Stelle beobachtet man einen scheinbaren Übergang von Rötidolomit in Quartenschiefer, es zeigt sich jedoch bei genauerem Zusehen, dass sich über der obersten, etwas gelockerten Dolomitbank eine Sandsteinbank von gelber Farbe, die durch die Beimengung einer grossen Zahl von Dolomitfragmenten von 1—3 mm Durchmesser entstanden ist, einstellt. Die Dolomitbeimengung nimmt gegen oben schnell ab, so dass schon 2 m über der Basis des Quartenschiefers ein reiner Sandstein ansteht. Derselbe führt Gerölle, welche ebenfalls aus Sandstein bestehen, aber nicht eine grünlich-weiße Farbe, wie sie das Einbettungsmaterial zeigt, sondern eine rote Tönung besitzen.

Der Durchmesser der Gerölle schwankt zwischen einigen Millimetern und einigen Dezimetern, wobei die grössten wohl 40 cm erreichen können.

Die Form derselben ist ebenfalls sehr verschieden, indem die kleineren durchwegs linsenförmige Gestalt besitzen und oftmals seitlich derart zusammengedrückt erscheinen, dass man im Zweifel sein kann, sie noch als Geröll bezeichnen zu dürfen, die grossen Komponenten dagegen meistens gut gerundet und nur ausnahmsweise unregelmässig umgrenzt sind (vgl. 29, 203. Photographie). Auch kann es vorkommen, dass Gerölle an ihren Rändern gelappt oder ausgezipfelt sind. Oftmals sind Gerölle zu beobachten, die auf der einen Seite vollkommen gerundet, auf der andern jedoch ausgefranst erscheinen. Charakteristisch für den Quartenschiefer ist ferner, dass seine Konglomerate nicht nach ihrer Grösse geordnet sind, sondern ein Durcheinander von grossen und kleinen Rollstücken bilden, die bezüglich ihrer Lagerung nur insofern etwas Gemeinsames haben, als die grösste Ausdehnung derselben mit der Horizontalen zusammenfällt.

Alle bisher angeführten Tatsachen sprechen gegen Ablagerung in fließendem Wasser, viel eher handelt es sich um Bildungen eines flachen Strandes. Die weichen Formen, die Zerschlitzen und

Lappung der Geröllkonturen weisen darauf hin, dass das Konglomerat zur Zeit seiner Bildung noch in ziemlich weichem Zustande gewesen sein muss. Die Einbettung der Gerölle in dasselbe Material (Quarzsand und toniges Bindemittel), aus welchem die Gerölle bestehen, mag als ein weiteres Argument, das für eine Strandbildung spricht, Geltung erlangen.

Aus dem Gesagten geht hervor, dass für den Quartenschiefer von Birchlauri ganz ähnliche Ablagerungsbedingungen bestanden haben müssen wie für den von *Van der Ploeg* (23, 203) beschriebenen Keupersandstein des Bockitobels bei Erstfeld. Dieser Autor war der erste, der jene eigentümlichen Konglomeratbildungen als Strandbildung erklärt hat.

Der Quartenschiefer wurde entsprechend seiner Lage (unmittelbar über dem Muschelkalk) und seiner lithologischen Ähnlichkeit mit obertriasischen Sandsteinen anderer Orte in den Keuper gestellt.

Krebs (21, 18—20) stellt ihn entsprechend seiner Überlagerung durch Equisetenschiefer, welche dem Schilfsandstein zugerechnet werden müssen, in den Gipskeuper.

Bezüglich seiner regionalen Verbreitung ist zu bemerken, dass er im Gebiete Erstfeld-Lauterbrunnen an drei Orten festgestellt worden ist: Erstens im hintern Lauterbrunnental im Schluchgraben (*Krebs*, 21, 19), zweitens bei Birchlauri im Gadmertal (*Studer*, 26, II, 139—141) und drittens im Bockitobel bei Erstfeld.

Der Quartenschiefer von Birchlauri enthält zwei Geröllhorizonte, welche die ganze Ablagerung durchsetzen und an den Rändern derselben durch die grosse liasische Denudation geköpft sind. Die ursprüngliche Verbreitung ging also ehemals weit über die heutige hinaus, was auch aus dem Vorkommen facieell gleich ausgebildeter Quartenschiefer anderer Lokalitäten, wie Bockitobel (nach *Van der Ploeg*, 29, 204) und Mettenberg (nach neueren Untersuchungen von cand. geol. *Scabell*), zu schliessen ist.

Was die Lagerungsverhältnisse desselben mit dem liegenden Rötidolomit anbelangt, ist hervorzuheben, dass deutliche Diskontinuität vorherrscht, indem eine Emersionsfläche auftritt, auf welcher sich stellenweise Quarzitgerölle einstellen. Der Quartenschiefer besitzt eine höckerige Oberfläche, welche durch die liasische Denudation zustande gekommen ist.

Der Faciescharakter dieser Bildung ist derjenige eines Epikontinentalmeeres mit rein terrigener Sedimentation.

3. Die liasische Emersion.

Es mag angebracht sein, vor der Beschreibung des autochthonen Doggers noch mit einigen Worten auf die Verhältnisse des Lias hinzuweisen.

Über dem ganzen N-Rand des Aarmassivs fehlt bekanntermassen der Lias. Das Fehlen desselben ist die Folge einer epirogenetischen Bewegung, einer Hebung des mesozoischen Aarmassivs. Vielleicht wurden im untern Lias noch Sedimente abgesetzt, immerhin ist es auffallend, dass in der Echinodermenbreccie des Bajocien, welche oftmals von Triasgeröllen erfüllt ist, keine Fragmente liasischer Gesteine zu finden sind. Diese Tatsache spricht entschieden für das primäre Fehlen des Lias.

Van der Ploeg (29, 209) fand seinerzeit in den Opalinusschiefern des Erstfeldertales Quarzitgerölle, von welchen er vermutete, dass sie liasisches Alter besitzen könnten, der Nachweis, dass in ihnen wirklich Sedimente jener Zeit vorliegen, konnte jedoch nicht erbracht werden.

Auch *P. Arbenz* hat in denselben Ablagerungen Gerölle aufgefunden, in welchen er gerollte Steinkerne von Muscheln erkannte. Leider waren sie unbestimmbar, so dass auch daraus kein Schluss auf das Vorkommen oder Fehlen des Lias gezogen werden konnte.

Im fernem stellt *Stutz* (35, 16) auf der Abrasionsfläche des Rötidolomits im Erstfeldertal Bohrlöcher liasischer Bohrmuscheln fest, ohne jedoch über die Zeit jenes Denudationsstadiums Näheres mitteilen zu können.

Das Auftreten des Toarciens am östlichen Ende des Aarmassivs (*Tolwinski*, 37, 337) kann als Folgeerscheinung einer die grosse Aalénientransgression einleitenden Inundationswelle kleineren Stiels betrachtet werden.

4. Die Bildungen des autochthonen Doggers.

a) Der Aalénienspatkalk (Asp.).

Vermeintlicher Lias von Innertkirchen nach *Arbenz*; Mächtigkeit: 0—0,50 m.

Wie bereits in der Einleitung erwähnt worden ist, sind die schwarzen, spätigen Kalke, die hie und da an der Basis der Aalénienschiefer auftreten von *Stutz*, *Moesch* und *Tobler* noch in den Lias gestellt worden. *P. Arbenz* hat indessen im Sommer 1912 (12, 633) diese Kalke aufs neue untersucht. Es gelang ihm, aus dieser Bildung folgende Fossilien herauszuschlagen:

Lioceras opalinoides, MAYER-EYMAR.
L. helveticum, HORN.
L. plikatellum, BUCKM.
Pecten disciformis, ZIET.
P. (Variamussimum) pumilus, LMK.
Astarte exavata, SOW.

Modiola plicata, MOESCH.
Pinna opalina, QU.
Gervillia acuta, SOW.
Pholadomya Frickensis, MOESCH.
Ph. fidicula, SOW.

Dieser Autor stellt anhand angeführter Fauna Aalénienalter fest.

In dem zum Teil bis 50 cm erreichenden Spatkalk fand ich folgende Fossilien:

Ludwigia Sinon Bayle (HOFFM.).

HOFFMANN, Fauna und Stratigraphie des untern Doggers von Sehnde bei Hannover. Taf. IV, Fig. 1.

Lioceras Sinon Bayle (HOFFM.).

HOFFMANN, Stratigraphie und Fauna des untern Doggers von Sehnde, Hannover. Taf. V, Fig. 1.

= *Lioc. Sinon (Bayle)*, HORN.

HORN, Harpoceraten des Donau-Rheinzuges. Taf. XI, Fig. 3.

Lioceras costosum, BUCKM.

BUCKMANN, Inf. oolithe of the British Island. Supplement. Taf. VI, Fig. 1—4.

= *Ludwigia costosa*, QUENST.

HOFFMANN, Fauna und Stratigraphie des Doggers von Sehnde bei Hannover. Taf. II, Fig. 9.

Pholadomya (Bucardia).

ROLLIER, Faciès du Dogger, S. 233.

Wittlingeri, WAAGEN.

In Fig. MOESCH, Monographie der Pholadomyen. Tab. X, Fig. 1, und Tab. XI, Fig. 3.

Pecten (Camptonectes) lens., SOW.

BENECKE, Eisenerzformation von Elsass-Lothringen. Taf. III, Fig. 9.

Pecten spatulatus (Roem.), QU.

BENECKE, Eisenerzformation von Elsass-Lothringen. Taf. III, Fig. 9.

Pecten sp. (Velopecten).

Pecten sp.

Pecten (Variamussium) pumilus, LAMCK.

BENECKE, Eisenerzformation von Elsass-Lothringen. Taf. III, Fig. 21.

Pecten Luciensis, D'ORB.

ROLLIER, Faciès du Dogger, S. 266.

Pecten demissus, PHILL.

GOLDFUSS, Petref. germ. Pl. 89, Fig. 9.

BENECKE, Eisenerzformation von Elsass-Lothringen. Taf. III, Fig. 8.

Lima contracta, QU.

QUENST., Jura. Tab. 48, Fig. 9.

Terebratula globata (Sow. full.)

D'ORBIGNY, Pal. franç. Terrains jur. Brachiopodes. Pl. 99, Fig. 6.

Terebratula Eudesi, OPP.

ROLLIER, Synopsis des Spirobranches, S. 200.

Bezüglich des Sedimentationscharakters und der Faciès des Aalénien ist folgendes anzuführen:

Der Aalénienspatkalk wurde während einer grossen Transgression, der ersten nach derjenigen des Muschelkalkes, abgelagert. Das Eigentümliche dieser Erscheinung ist das fast gänzliche

Fehlen einer Transgressionsbreccie an der Basis der das Aalénien vertretenden Spatkalke und Tonschiefer.

Als besondere Eigentümlichkeit des Aalénienspatkalkes mag das häufige Auftreten von Dolomitfragmenten und der durch dieselben veranlassten konkretiösen Bildungen hervorgehoben werden. Bei der ersten Betrachtung möchte man diese kugeligen Bildungen leicht als Versteinerungen von Brachiopoden ansehen, allein nähere Untersuchung lehrt, dass dieselbe meist aus einem vollkommen gerundeten (weil gerollt) Dolomitekern von 2—6 mm Durchmesser besteht, um den herum sich konzentrische Hüllen aus CaCO_3 anlagern. Letztere sind durch (tonige?) Beimengungen schwarz gefärbt. Diese Bildung darf in Berücksichtigung ihrer Struktur als Grossoolith bezeichnet werden, indessen ist zu beachten, dass nicht überall, wo im Aalénienspatkalk Dolomitgerölle auftreten, auch ein oolithisches Gestein entstanden ist, welche Tatsache auf eine verschiedene chemische Zusammensetzung des damaligen Meeres hinweist.

Die erwähnten Dolomitgerölle deuten auf Küstennähe, die vollkommene Rundung derselben auf einen ziemlich weiten Transport, eventuell Wellenschlag, hin, welche Tatsache besonders deshalb von Interesse ist, weil sie lehrt, dass zur Zeit des mittleren Aalénien der Rötidolomit eine viel grössere Ausdehnung gegen S gehabt haben muss, als dies im Bajocien noch der Fall war, indem die ungefähr in gleicher Höhe zur Ablagerung gelangten triasischen Komponenten der Echinodermenbreccie eine nur eckige oder höchstens kantengerundete Umgrenzung besitzen und somit aus viel geringerer Entfernung stammen als diejenigen des Aalénienspatkalkes.

Das transgressive Verhalten des Aalénienspatkalkes äussert sich weniger in seinem Gesteinscharakter als vielmehr in seinem Übergreifen auf verschiedenaltige Sedimente seines Liegenden; so transgrediert derselbe z. B. bei Vättis über Lias (Toarcién), bei Innertkirchen über die roten, höchsten Dolomitkomplexe, bei Birchlauri auf Quartenschiefer, und am Schwarzen Berg, Firnalpeli und bei Niedersurenen (nach *P. Arbenz*, **1**, 717) endlich über die mittleren Schichten des Rötidolomites.

Als weitere erwähnenswerte Eigentümlichkeit des Aalénienspatkalkes ist sein sporadisches Auftreten in Form von Denudationsrelikten. In der Unterwasserlamm bei Innertkirchen beträgt seine Mächtigkeit 40—50 cm, aber schon am Ausgange dieser Schlucht keilt fraglicher Spatkalk aus, um auf der linken Seite des Aaretales am Fusse von Allenschwendi wieder einzusetzen, wobei seine maximale Mächtigkeit nur 10 cm erreicht. Möglicherweise stehen diese beiden Vorkommnisse im N noch miteinander in Verbindung. Vgl. Taf. I und II.

Im W des Aaretales liessen sich keine weiteren Vorkommnisse von Aalénienspatkalk mehr konstatieren, hingegen treten im E desselben diese Bildungen meist in sehr geringer Mächtigkeit (10—20 cm) und Ausdehnung auf; es seien nur die Vorkommnisse von Boden ob Wyler, dann einer Gegend unmittelbar südlich P. 1480 bei Habern, von Birchlauri, Schwarzen Berg, Wendental (an den Stirnen zweier Dolomitschuppen), von Firnalpeli im Engelbergertal und Niedersurenen erwähnt. In bezug auf das Vorkommnis von Birchlauri ist zu betonen, dass dasselbe sich genau an die Grenzen der Quartenschiefer hält, soweit sichtbar (vgl. stratigraphische Abwicklung, Taf. II); daraus geht hervor, dass die Denudation beide Bildungen im mittleren Aalénien gleichzeitig ergriffen hat, und ferner, dass dieselbe dort in erst verhältnismässig später Zeit erfolgt ist (nach Ablagerung des Aalénienspatkalkes). Dass natürlich auch in dieser Gegend vor der Sedimentation des Aalénienspatkalkes eine Abtragung stattgefunden hat, geht aus früher erwähnten Tatsachen hervor.

Dass im weitern die aufgezählten Vorkommnisse, deren Horizontalausdehnung selten über 200 m misst (vgl. stratigraphische Abwicklung), ehemals als einheitliche Ablagerung miteinander in direktem Zusammenhang standen, möge der Umstand beweisen, dass der lithologische Charakter derselben überall genau gleich bleibt. Auch stellen sich keine Sande oder andere terrigene Trümmergesteine an den Rändern der betreffenden Absätze noch irgendwelche Übergänge in andere Gesteine ein.

Nach *Van der Ploeg* (**29**, 203—206) und *W. Staub* (**32**) scheint weder im Reusstal noch im Erstfeldertal der Aalénienspatkalk anzustehen, dafür aber wurde er zuerst von *Stutz* (**34**) und *Schmidt* (**30**) und später auch von *Tobler* (**36**) im Engelbergertal bei Firnalpeli aufgefunden und von *Tobler* (**36**) in den Lias gestellt (vgl. *Arbenz*, **1**, 673).

b) Die Aalénienschiefer (Asch.) oder untere Schiefer.

Mächtigkeit 0—10 m.

Die Asch. mit ihren roten, knolligen Konkretionen, die häufig aus einem Phosphoritkern und schaligen Anlagerungen von eisenhaltigem bis tonigem Kalk bestehen, sind von einer Reihe von Autoren (*W. Staub* [32], *Van der Ploeg* [29], *Stutz* [34], *Tobler* [36], *Schmidt* [30], *Baltzer* [7], *Heim* [15] usw.) eingehend untersucht worden, so dass es sich erübrigt, hier eine detaillierte Beschreibung derselben wiederzugeben. Immerhin möge erwähnt sein, dass die in diesen Tonschiefern auftretenden Knollen nicht immer konkretiöser Natur sind, indem auch ähnlich aussehende Konglomerate sie vertreten können. Herr Prof. *P. Arbenz* fand z. B. gerollte Steinkerne von Fossilien (Pholadomyen) usw., und *Van der Ploeg* (29, 209) entdeckte Quarzitgerölle, von denen er vermutete, dass sie aus dem Lias stammen könnten.

Leider sind die Asch. derart morsch, dass es selten gelingt, ein einigermaßen gut erhaltenes Petrefakt herauszuschlagen, dennoch ist es *Tobler* gelungen (36, 79), im Rotsteintal (linksseitiges Nebental des Erstfeldertales) folgende Fossilien aus den höheren Horizonten der sogenannten untern Schiefer herauszuschlagen:

Pentacrinus württembergensis, OPP.
Leda rostralis, D'ORB.
Nucula Hausmanni, RÖM.
Protocardium subtruncatum, D'ORB.
Trigonia tuberculata, QUENST.
Astarte Voltzii, GOLDF.
Pleurotomaria cf. Quenstedti, GOLDF.
Cerithium cf. armatum, GDF.
Lioceras sp.
Trigonia cf. navis (*Stutz*, Erstfeldertal).

Diese Fossilien, unter denen *Nucula Hausmanni*, *Leda rostralis* und *Trigonia navis* usw. für das Aalénien leitend sind nebst der lithologischen Ähnlichkeit der fraglichen Tonschiefer mit den Opalinustonen des Juragebirges, veranlassten *Tobler* (36), die sogenannten untern Schiefer in die Opalinuszone einzureihen.

Dass die Asch. eine transgressive Bildung sind, wurde bereits unter 4, a, festgestellt, das Merkwürdige dabei ist, dass die schwarzen, bisweilen etwas glimmerhaltigen Aalénientonschiefer trotz ihres transgressiven Charakters an ihrer Basis kaum Gerölle oder Breccien aufzuweisen haben. Es scheint, als hätte die Inundation so schnell an Ausdehnung gewonnen, dass gewissermaßen keine Zeit mehr zur Geröll- oder Breccienbildung vorhanden gewesen wäre.

Die Ablagerung der betreffenden Schichten geschah wahrscheinlich in einer strandfernen, bathyalen Zone (vgl. Taf. II und Fig. 3), sonst müsste sicherlich mehr grobklastisches Material zur Ablagerung gelangt sein. Wenn nun im Engelberger- und Erstfeldertal dennoch grobe Gerölle vorkommen, so mag der Grund hierfür in der Strandwirkung des nahen Windgällerrückens gelegen sein.

Im SE dieses mesozoischen Rumpfes stellt sich nach *Albert Heim*, *W. Staub* (32, 34) und andern eine sandige Aalénienfacies, der sogenannten Eisensandstein ein. Es scheint, als sei der grösste Teil der grobklastischen terrigenen Sedimente der damaligen Aarmassivschwelle den südlichen (helvetischen) Meeren zugeführt worden, währenddem die nördlichen «autochthonen» bedeutend weniger festländische Trümmergesteine erhielten; so fehlen beispielsweise in den Asch. die in ihrem Hängenden (Bajocien-Echbr.) wie in ihrem Liegenden (Asp.) so allgemein verbreiteten Dolomitgerölle gänzlich. Zur Erklärung dieser Tatsache ergibt sich nun folgende Möglichkeit:

Die Hebung trat erst nach Ablagerung der Aalénientonschiefer ein. Dass dem so ist, möge das in Fig. 1 skizzierte Profil beweisen:

Im Hintergrunde des Urbachtales, dicht westlich des Tieflauigrabens, in einer Höhe von zirka 1000 m ü. M., keilen die Asch. plötzlich aus. Etwa 500 m südlich davon treten die Asch. nochmals

in Form zweier denudierter Linsen von höchstens 10—20 cm Mächtigkeit auf. Auf eine Distanz von etwa 50 m nimmt ihre Mächtigkeit um mindestens 2 m ab, um bald auf Null reduziert zu sein, ohne dass die weiter im S in Erscheinung tretende tektonische Störung dafür verantwortlich gemacht werden könnte. Dieselben setzen einfach aus, ohne dass auch nur eine Andeutung einer Faciesveränderung

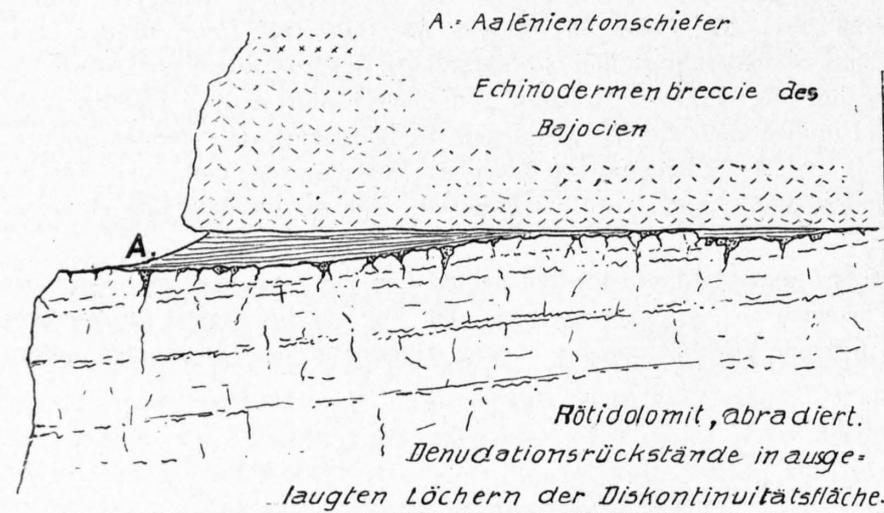


Fig. 1. Auskeilende Aalénientonschiefer im Hintergrund des Urbachtales.

bemerkbar würde, auch gehen sie nicht, wie etwa noch angenommen werden könnte, in die Echbr. über. Wenn dem wirklich so ist, so müssen in den hängenden Schichten nördlich der (Denudations-) Grenze der Asch. noch Reste dieser Schiefer existieren: Es zeigen sich denn auch an der Basis der hängenden Echbr. Einstreuungen von winzigen Tonschieferbruchstücken, die weiter im N infolge ihrer zu jener Zeit wohl noch sehr geringen

Widerstandsfähigkeit gegen mechanische Einwirkungen jedoch nicht mehr zu erkennen sind.

Die angeführten Tatsachen lehren, dass hier eine ausgesprochene (südliche) Denudationsgrenze der Asch. vorliegt. Dieselbe verläuft wie folgt (vgl. Taf. II):

Augstgumbasis (obiges Profil), Laubstockbasis (Vordergraben), Pfaffenkopfbasis (1000 m ü. M.) — bis dahin immer im liegenden Schenkel (N-Schenkel) des Pfaffenkopfkeiles verlaufend —, zwischen Zwächten und Rotegg hindurch.

Der Umstand, dass südlich der Denudationsgrenze der Asch. kein Asp. (Aalénienspatkalk) mehr auftritt, ferner, dass derselbe nirgends (von N her) mehr diese Grenze erreicht, scheint anzudeuten, dass der Asp. auch primär weniger weit nach S übergreifen hat als die Asch.

Das Aalénien stellt gewissermassen einen Sedimentationszyklus für sich dar (vgl. Fig. 3):

1. Asp.-Transgression über den liasischen Festlandsrücken;
2. kleinere Hebung und teilweise Denudation des Asp.;
3. grössere Senkung und Ablagerung der Asch.;
4. Hebung — im S bis zur Trockenlegung und vollkommene Abtragung — im N bis zur Emersion, aber ohne wesentliche Denudation.

c) Das Bajocien, Echinodermenbreccie (Echbr.).

Mächtigkeit 6—10 m.

Die als Steilstufe sich im Gelände hervorhebende Echbr., aus welcher sich der ganze Komplex des Bajocien zusammensetzt und die von den Asch. unterlagert wird, geht oben in den sogenannten untern Eisenoolith (des untern Bathonien) über. *Tobler* (36, 105) gliederte die Echbr. nach ihrem lithologischen Charakter in drei Teile:

1. in die untere Echbr., welche den im E (Windgällengebiet und Erstfeldertal) auftretenden, von *W. Staub* (32, 30) und *van der Ploeg* (29, 209) beschriebenen Makro-Oolith in ihren unteren Partien enthält, im übrigen aber aus sandigen, grobspätigen Kalken besteht;

2. in den Kieselknauerhorizont (mittleres Bajocien), der jedoch, wie später noch dargetan werden soll, nicht überall auftritt und infolgedessen für eine allgemein gültige Horizontierung kaum verwendet werden kann, und

3. in eine obere Echbr., welche nebst feineren, spätigern Kalken auch noch den Korallenhorizont einschliesst. Letzterer tritt überall an der Grenze zwischen Bajocien und dem untern Eisenoolith auf.

Van der Ploeg (29, 209) zählt auch den Bifurkatenoolith, welcher die korallogenen Bildungen direkt überlagert, noch zum Bajocien, währenddem aus noch anzuführenden Gründen diese von *Tobler* (36) als unterer Eisenoolith bezeichnete Bildung wohl eher dem Bathonien zugerechnet werden dürfte.

Die Basisschichten des Bajocien.

Die Basisschichten der Echbr. zeichnen sich im Gadmertal (Birchlau-Wendenjoch) durch Einlagerungen eigentümlicher Konkretionen aus. Dieselben bestehen aus schaligen Absonderungen von Calcit und Chamosit. Ihre Form ist nicht, wie beim Makro-Oolith, durch eine kugelig konzentrische Anordnung der einzelnen Hüllen, welche um einen andersartigen Konzentrationskern herumliegen, bedingt, sondern muss gerade durch ihre Unkonstanz charakterisiert werden. Ausnahmsweise kommt es jedoch auch vor, dass fragliche Bildungen einen mehr oder weniger konzentrischen Bau aufweisen, wobei sie eine dem Makro-Oolith so ähnliche Form erreichen können, dass der Schluss naheliegt, dieselben als spezifische Bildungen des letztern anzusehen, was um so mehr gerechtfertigt erscheint, als auch ein Vergleich der Lagerungsverhältnisse zu demselben Resultate hinleitet, indem die Konkretionen des Gadmertales an der Basis der Echbr., der eigentliche Makro-Oolith des Reuss- und Erstfeldertales nach *W. Staub* (32, 30) und *Van der Ploeg* (29, 209) in ihrer unmittelbaren Nähe zur Ablagerung gelangten. Aus dieser an und für sich unbedeutenden Lagerungsverschiedenheit ergeben sich folgende Möglichkeiten:

1. Die Bildungen sind gleichzeitig entstanden (Makro-Oolith und Basiskonkretionen des Gadmertales). In diesem Falle fehlen im Gadmertal und im W des Aaretals die im Gebiete der Reuss unter dem Makro-Oolith liegenden tiefsten Schichten der Echbr., und letztere ist in genannten Gegenden eine transgressive Bildung mit sukzessivem Übergreifen höherer Schichtkomplexe auf Aalénienschiefer in südlicher Richtung.

2. Die Basiskonkretionen des Gadmertales sind älter als der Makro-Oolith des Reusstales. In diesem Falle muss letzterer wenn nicht schon im Erstfeldertale, so doch im Engelbergertale auskeilen, denn im Gadmertal besteht absolut kein Anzeichen dafür, dass im Innern der Echbr. eine gross-oolithische Bildung vorkommt.

Die erste Möglichkeit scheint die wahrscheinlichere zu sein, indem sich nachweisen lässt, dass in der Gegend der kleinen Windgälle am Ribiboden der Makro-Oolith ebenfalls die Basis der Echbr., welche mit ihren höhern Partien in transgressiver Form mehr und mehr gegen S übergreift, erreicht.

Leider gelang es mir nicht, Petrefakten aus den Basisschichten der Echbr. herauszuschlagen. *Stutz*, der den Makro-Oolith schon kannte, zitiert aus demselben liasische *Pecten* (*aequivalvis*), *Pentacrin*iten, *Mytiliden* usw., jedoch erweisen Untersuchungen von *P. Arbenz*, *Van der Ploeg* (29), *W. Staub* (32), dass derselbe in den Dogger (Aalénien oder Bajocien) zu stellen ist. Nach *Van der Ploeg* (29, 209/210) müsste derselbe der Zone der *Ludwigia Murchisonae* zugerechnet werden. Diese Einreihung bedarf aber noch einer Nachprüfung.

Die Kieselknauer der Echbr.

Das Vorkommen von Silexknollen in der Echbr. hält sich hauptsächlich an die mittleren Partien derselben. Dies gilt namentlich für den östlichen Teil des N-Randes des Aarmassivs, währenddem im zentralen und westlichen Teile desselben diese Bildungen nicht nur in ihrer horizontalen, sondern auch in ihrer vertikalen Verbreitung grossen Änderungen unterworfen sind (vgl. Taf. II). Demnach eignen sie sich, wie bereits erwähnt, nur lokal zur Horizontierung.

Über die Entstehung der Kieselknauer ist man im unklaren. Einerseits wird angenommen, dieselben seien auf anorganischem Wege (Kieselsäurekonkretionen) entstanden, andererseits besteht die Vermutung, es handle sich in ihnen um organische Bildungen, wie verkieselte Schwämme usw. *Van der Ploeg* (29, 222) weist darauf hin, dass Dünnschliffe bis dahin noch keine sicheren Anhaltspunkte

weder für die eine, noch für die andere Anschauung geliefert haben. Es ist indessen wahrscheinlich, dass die Kieselknauer einerseits wegen ihrer an Spongien erinnernden Oberfläche, andererseits aus Gründen ihres verschiedenen Auftretens — es ist nämlich zu beobachten, dass dort, wo die Echbr. durch Beimengungen von Dolomitfragmenten, Quarzkörnern usw. verunreinigt ist, die kieseligen Bildungen gar nicht oder nur äusserst selten vorkommen — organischen Ursprungs sind, wobei durch nachträgliche molekulare Umlagerungen die biologische Struktur verwischt worden ist.

Fossilien wurden in ihrem Bereiche keine gefunden.

Die korallogenen Bildungen des Bajocien.

Die Bajocien-Echbr. wird nach oben durch einen Korallenhorizont abgeschlossen. Im Hintergrunde des Urbachtals treten jedoch schon in den mittleren Partien der Echbr. Korallen auf, ebenso an der Rotenfluh im Urbachtal, währenddem bei Innertkirchen sich dieselben nur an den obern Grenzschichten des Bajocien auffinden lassen. *Tobler* zitiert (36, 91) aus den obern Grenzschichten der Echbr. folgende Korallen:

Isastrea salinensis, Koby.
Isastrea Bernardi, D'ORB.
Isastrea tenuistriata, M'COY.
Confusastrea Terquemi, E. et H.
Latimacandra sp.

Die Brachiopodenbank von Innertkirchen.

In der Unterwasserlamm nördlich Innertkirchen findet sich zwischen Echbr. und unterem Eisenoolith eine Kalkbank, die vollständig von Brachiopoden erfüllt ist. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Zusammenschwemmung, wenigstens hat sich dieser Fossilhorizont anderwärts nicht auffinden lassen. Die Bestimmung ergab:

- | | |
|--|---|
| 1. <i>Garantia Pompeckji</i> , WETZEL. | WETZEL, Faunistische und stratigraphische Untersuchungen an den Parkinsonschichten des Teutoburgerwaldes. Pal. LVIII. Taf. XIII, Fig. 9—14. |
| 2. <i>Cardium cognatum</i> , PHILL. | WHITEBORNE, Fossils of the Inf. Ool. |
| 3. <i>Terebratula Röttingensis</i> , ROLL. | ROLLIER, Synopsis des Spirobranches (Brachiopoden), S. 224 und 387. |
| = <i>Terebratula globata</i> , QU. | QUENSTEDT, Brachiopoden, Atlas. Taf. 50, Fig. 26. |
| 4. <i>Terebratula sphaeroidalis</i> , SOW. | OOSTER, Brachiopodes des Alpes suisses. Pl. 1, Fig. 18. |
| 5. <i>Terebratula maxillata</i> , SOW. | OOSTER, Brachiopodes des Alpes suisses. Pl. 2, Fig. 5. |
| 6. <i>Terebratula pervalis</i> , SOW. | GREPPIN, Fossiles de l'oolithe inférieure des environs de Bâle. Pl. XVIII, Fig. 1. |
| 7. <i>Terebratula Ferryi</i> , EUD.-DESL. | D'ORBIGNY, Pal. franç. Brachiopodes. Pl. 96, Fig. 5.
ROLLIER, Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes), S. 237 und 223. |

Diese Petrefakten liegen in sehr grosser Zahl beieinander, wahrscheinlich infolge von Verschwemmung, welchem Umstande es auch zuzuschreiben sein dürfte, dass Formen aus den untern Parkinsonschichten (1, 3 und 4) mit solchen aus dem obern Bajocien (5—7) zusammen vorkommen. Die Brachiopodenbank von Innertkirchen repräsentiert demnach die obere Grenzschicht des Bajocien.

Facies und Verbreitung der Echbr.

Dass die Dreiteilung der Echbr. nur in beschränkter Masse Gültigkeit besitzt, wurde bereits eingangs erwähnt. So lässt sich beispielsweise dieselbe für die Gegend des Mettlenberges, oberstes der sogenannten weissen Bänder, und in der Unterwasserlamm bei Innertkirchen nicht mehr durch-

führen, indem dort die Kieselknauer gänzlich fehlen, und wiederum gibt es andere Lokalitäten, wie zum Beispiel im Hintergrund des Urbachtales, wo stellenweise das ganze Bajocien von Silexknollen erfüllt ist.

Ähnliches lässt sich auch über die Verbreitung der Korallen, die man bisher nur aus den obersten Horizonten der Echbr. kannte, sagen. Zwar fehlen sie in diesen Partien kaum irgendwo, sie können jedoch schon in mittleren Horizonten des Bajocien auftreten. Es gelang mir nämlich, an jener Stelle, wo die Zwischenbildungen aus den Alluvionen der Urbachebene gegen die Augstgumbasis aufsteigen, ebenso an der roten Fluh, Korallen aus den mittleren Partien der Echbr. herauszuschlagen.

Das Bajocien ist eine thalattogene, im S mehr und mehr organogen-detritische Bildung, denn die rein chemischen und organischen Ablagerungen, wie sie dem N eigen sind, nehmen gegen S sukzessive terrigenes Material auf, wie Dolomitmörner und feine Quarzgerölle (vgl. Taf. II und I).

Im allgemeinen ist zu beachten, dass an Stellen, wo die Geröllführung dominiert, die Echbr. keine oder nur wenig Kieselknauer enthält, welche Tatsache mich auch veranlasste, in diesen Bildungen umgelagerte fossile Spongien zu vermuten.

Die Echbr. ist eine typisch transgressive Bildung, ohne jedoch irgendwo ihren neritischen Charakter eingebüsst zu haben. Das Fortschreiten der Überflutungswelle geschah, wie dies bei der Inundation eines epikontinentalen Meeres immer der Fall zu sein pflegt, in entgegengesetzter Richtung, wie die Einstreuung epirogener Trümmergesteine, also gegen S (vgl. P. Arbenz, 4, 264).

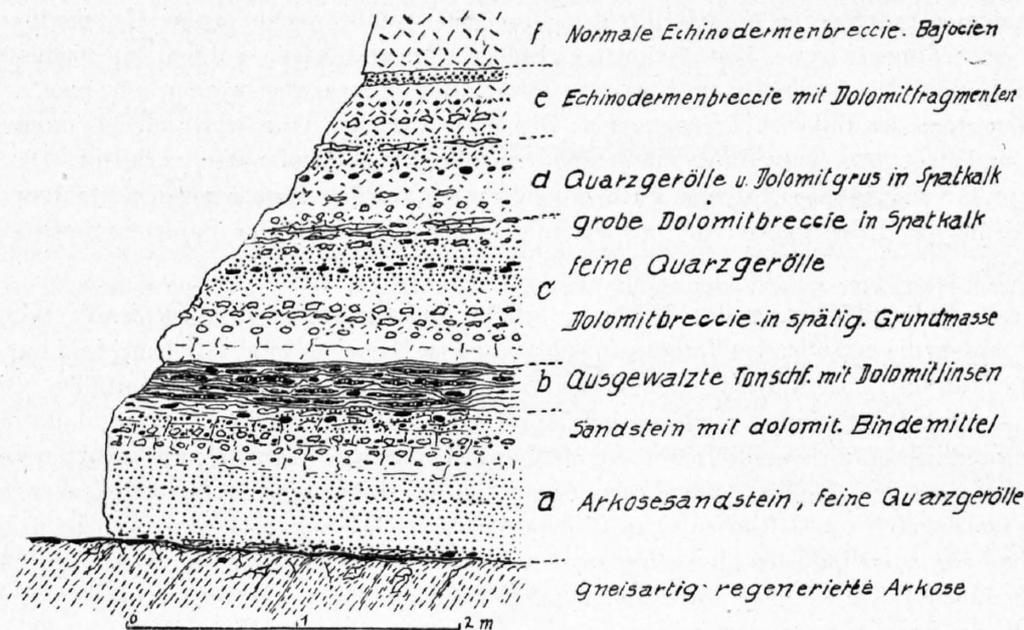


Fig. 2. Spezialprofil zur Veranschaulichung der Bajocientransgression im Hängenden des Dossenkeils an der Dossenhornwestflanke.

An der Basis der Echbr. stellt sich im Gebiete des Dossenhorns (W-Flanke) im S-Schenkel der gleichnamigen Keilmulde eine eigentliche Transgressionsbreccie ein. Wir befinden uns zirka 2760 m ü. M., gerade an der Stelle, wo die Denudationsgrenze des Rötidolomites durchgeht, und beobachten folgendes Profil (vgl. Fig. 2).

Gneisartige Arkose in dislokationskonkordanter Lagerung mit den Sedimenten.

- a) 1 m Arkosesandstein mit dolomitischen Infiltrationen. Gegen oben Lockerung desselben und Einbettung seiner Komponenten in eine ockerig-gelbe, dolomitische Grundmasse. Deutlich gerollte Quarzkörner von 1—2 mm Durchmesser (Trias);
- b) 30 cm gröbere Dolomitgerölle bis zu 3 cm Durchmesser, eingebettet in flaserig ausgewalzte Tonhäute, die mit den Basisschiefern des Rötidolomites normaler Profile zu parallelisieren sind. Einstreuung kleiner elliptisch gepresster Quarzgerölle;

- c) 30 cm gröbere Dolomitbreccie und gerollte Dolomitbruchstücke, daneben Quarzgerölle bis zu 3 cm Durchmesser. Grundmasse dolomitisch, selten schwach spätig (Bajocien?);
- d) 40 cm Übergang gegen die Echbr. unter Bildung einer groben Dolomitbreccie. Dolomitflatschen bis zu 30 cm Länge. Gerollte Quarzkörner bis zu 3 cm Durchmesser. Einbettungsmaterial zwischen Dolomitgrus und Spatkalk schwankend (Bajocien);
- e) 20 cm Dolomitbreccie mit eingestreuten Quarzkörnern. Bindemittel geht sukzessive über in Echinodermenspatkalk;
- f) Bajocien-Echbr. Mächtigkeit: 4—6 m (tektonisch reduziert).

Anfänglich möchte man versucht sein, zu glauben, in diesem Profil den primären Transgressionsrand des Rötidolomits vor sich zu haben. Gegen diese Annahme spricht jedoch das Auftreten von Dolomitgeröllen, die zweifellos aus S stammen. Auch müssten in diesem Fall viel (grössere) gröbere Breccien mit viel mehr kristallinen Bestandteilen am Aufbau derselben teilnehmen. Die Quarzkörner stammen wohl meistens aus dem Arkosesandstein.

Die Entstehungsgeschichte des geschilderten Profiles möge anhand nachstehender Entwicklung erläutert werden:

1. Triasische Überflutung.

2. Liasische Denudation im S, vielleicht bis in diese Gegend vordringend. Lockerung der triasischen Sedimente.

3. Aalénientransgression — nicht direkt nachweisbar, weil bei nachfolgender Hebung im mittleren Aalénien die Sedimente dieses Zeitabschnittes gleich wieder abgetragen worden sind, wobei an dieser Stelle der Rest des Rötidolomits einer weitem Denudation unterworfen worden sein mag.

4. Einsetzen der Bajocien-Transgression: Der letzte Rest der Trias wird vollends in eine Breccie aufgelöst und mehr und mehr durch ein echinodermenbrecciöses Bindemittel verkittet. Die Denudationsgrenze, die zur Zeit des Aalénien noch ziemlich weit im S lag, rückte gegen Ende dieser Zeit bis in die Gegend des Dossenorns vor, wo sie infolge des Einsetzens der Bajocientransgression zum Stehen kam.

Was die **Dolomitführung der Echbr.** anbelangt, so ist zu bemerken, dass dieselbe sehr unregelmässig ist, indem die betreffenden Fragmente bald das ganze Bajocien (Innertkirchen), bald nur die mittleren (rote Fluh im Urbachtal) oder die oberen (Gstellhorn) Horizonte desselben erfüllen. Auffallend ist dabei — Prof. P. Arbenz hat mich speziell darauf aufmerksam gemacht —, dass im allgemeinen an Stellen geringer Geröllführung die Echbr. ein Mächtigkeitsmaximum aufweist, was wohl darauf zurückzuführen ist, dass jene Stellen strandfernen Zonen mit kontinuierlicher Sedimentation angehören.

Aus den angeführten Tatsachen ist zu schliessen, dass die Hebung (epirogenetisch) des nachmaligen Aarmassives das ganze Bajocien über angedauert haben muss, und dass zum mindesten der Rötidolomit und die Sedimente des Aalénien, wie übrigens schon im Kapitel 4 a, angedeutet worden ist, während dieser Zeit der Erosion ausgesetzt waren.

Im fernern ist die Tatsache, dass am Gstellhorngipfel, also an einer Stelle, die in der Abwicklung südlicher liegt als die Denudationsgrenze des Dolomits (vgl. Taf. I und II), Dolomitgerölle vorkommen, ebenfalls als Beleg für die ehemals viel umfangreichere Verbreitung der Bildungen des Muschelkalkmeeres hinzunehmen.

Wenn nun aber am Wettersattel¹⁾, einer verhältnismässig sehr südlich gelegenen Zone, dennoch dolomitische Beimengungen fehlen, so ist das noch kein Beweis dafür, dass der Rötidolomit in jener Gegend überhaupt nie vorgekommen ist, denn diese Bildung kann ja während des Lias, sicherlich jedoch teilweise im Aalénien abgetragen worden sein. Möglicherweise wurden die Abtragungsprodukte dieser Lokalität in das im S liegende helvetische Meer weggeführt.

Zur **Verbreitung der Quarzgerölle** ist zu bemerken, dass sie gegen S zunehmen, um schon in der Gegend des Gstellhorns über diejenige der Dolomitfragmente zu dominieren. Am Wettersattel, wo letztere fehlen, wird die Echbr. in allen Horizonten gleichmässig von Kieselgeröllen erfüllt. Die Grösse

¹⁾ Der Wettersattel ist die Lücke zwischen Wetter- und Rosenhorn und liegt 3540 m ü. M.

wie die Zahl derselben nimmt gegen N ab, erstere auf dem Wege: Wettersattel-Innertkirchen von 4 mm mittlerem Durchmesser auf 1,5 mm im Mittel.

Umgekehrt verhält es sich mit der **Verbreitung der Kieselknauer**, indem dieselben gegen N mehr und mehr in Erscheinung treten. Ob der Grund hierfür in der Abnahme der Geröllführung gegen N oder in der in angegebener Richtung zunehmenden Meerestiefe zu suchen ist, kann kaum entschieden werden. *P. Arbenz* hält letztgenannte Möglichkeit für die wahrscheinlichere, indem in den Kieselknauern spongiöse Bildungen vermutet werden dürften, die im allgemeinen in nicht allzu seichten Meereszonen vorzukommen pflegen.

Das seltene **Auftreten von Korallen** in den mittlern und die allgemeine Verbreitung derselben in den höchsten Horizonten der Echbr. deutet auf eine gegen das obere Bajocien zunehmende Verflachung des Meeres hin, eine Verflachung, welche möglicherweise mit einer maximalen Ausdehnung der Bajocientransgression zusammenfällt, denn es lässt sich auch anderwärts konstatieren, dass die transgressivsten Bildungen oftmals flachmeerischen Charakter besitzen.

Hier ist vielleicht auch der Ort, auf einen eventuellen Trugschluss *Bruderers* (9, 212), welcher Autor die Wetterhorngegend durch eine über Kristallin hinweggehende Malmtransgression charakterisiert, aufmerksam zu machen, indem das Fehlen des autochthonen Doggers an jener Stelle (unmittelbar über dem Krinnefirn zirka 3000—3150 m ü. M.), wie nachfolgende Untersuchungen zeigen werden, wahrscheinlich auf tektonische Ursachen zurückzuführen ist (vgl. II, B, 3; Taf. IV).

d) Die Bildungen des Bathonien.

1. Der untere Eisenoolith = untere Parkinsonschichten.

Ohne scharfe Grenze gehen die obersten Schichten der Bajocien-Echbr. in den untern Eisenoolith über, welcher eine graugrüne, selten rötlichbraune Anwitterungsfarbe besitzt und etwas weniger eisenhaltig ist als der Callovien-Eisenoolith.

Tobler (36, 55) fand darin eine *Parkinsonia baculata*, QU., und einige Brachiopoden, wie *Rhynchonella angulata*, Sow., *Terebratula Württembergica*, OPP., *Terebratula sphaeroidalis*, Sow.

Stutz (Sammlung «Keistenlamm») fand in diesem Horizonte folgende Ammoniten: *Parkinsonia Garantiana*, d'ORB.(= *Garantia*), *Parkinsonia bifurcata*, ZIET. (= *Cosmoceras bifurc.*, QU.), deshalb führt *Tobler* für diese Bildung die Bezeichnung Bifurkaten-Oolith ein. Nachstehende Fossiliste lehrt jedoch, dass der untere Eisenoolith nicht der Bifurkatenzone, sondern derjenigen der *Parkinsonia subarietis* = (untere Parkinsonschichten = unteres Bathonien nach *Wetzel*) entspricht.

In der Unterwasserlamm bei Innertkirchen gelang es mir; folgende Fossilien aus diesem Horizonte herauszuschlagen:

<i>Parkinsonia subarietis</i> , WETZEL.	WETZEL, Faunistische und stratigraphische Untersuchungen der Parkinsonschichten des Teutoburgerwaldes. Taf. XIV, Fig. 3 und 4.
<i>Parkinsonia subarietis</i> , WETZEL.	WETZEL, ibidem Taf. XIV, Fig. 1.
<i>Parkinsonia subarietis</i> , WETZEL.	WETZEL, ibidem Taf. XIII, Fig. 18 und 19.
<i>Parkinsonia Neuffensis</i> , OPP.	WETZEL, ibidem Taf. XIX, Fig. 1.
<i>Parkinsonia planulata</i> , (ROLL.) QU.	ROLLIER, Faciès du Dogger, S. 297.
= <i>A. Park. planulatus</i> , QU.	QUENSTEDT, Cephalopoden. Taf. II, Fig. 2.
<i>Parkinsonia ferruginea</i> , OPPEL.	CLERC, Monogr. des fossiles du dogger. Pl. I, Fig. 4.
<i>Perisphinctes Moorei</i> , OPPEL.	CLERC, Loc. cit. Pl. I, Fig. 2.
Park. sp.	
Gervillia sp.	

Facies und Verbreitung des untern Eisenooliths.

Die Echbr. geht gegen oben meist ohne deutliche Grenze in einen dunkeln, dichten Kalk mit eingestreuten Eisenoolithkörnern über. Der untere Eisenoolith, wie diese eisenreiche Bildung genannt wird, ist neben dem Callovien der petrefaktenreichste Horizont der Zwischenbildungen.

Seine facielle Ausbildung ist vom Reuss- bis ins Urbachtal überall dieselbe, währenddem seine Mächtigkeit in nördlichen Zonen zwar annähernd konstant, im S aber bis auf Null reduziert sein kann, wie dies für das Gebiet des mesozoischen Windgällenrückens und die Laucherli-Dossenhornregion der Fall ist.

Albert Heim (13, 283) und *W. Staub* (32, 34) haben bewiesen, dass das Auskeilen des untern Eisenooliths im N der Windgälle (zwischen Ribiboden und Evital) durch den in jener Zeit sich noch bemerkbar machenden Windgällenrücken verursacht worden ist, dass somit die Grenze dieser Bildung in jener Gegend als eine ursprüngliche aufzufassen ist.

Leider sind im W, in der Laucherli-region (Urbachtal), die stratigraphischen Untersuchungen durch den tektonisch ausserordentlich komplizierten Bau und die damit in Zusammenhang stehende weitgehende Marmorisierung der Eisenoolithe und der Echinodermenbreccie derart erschwert, dass die Stelle, des Auskeilens des Bifurkatenooliths nicht genau fixiert werden kann. Dementsprechend ist auch die Frage nach der Ursache des Aussetzens fraglicher Bildung mit grossen Schwierigkeiten verbunden, indem sie nur auf indirektem Wege gelöst werden kann.

Erst die südlich anschliessende Zone der Gstellihornbasis (vom Urbachsattel bis zu den sogenannten Leitern oberhalb der Hütten der Augstgummalp) liefert uns weitere Anhaltspunkte, indem da selbst nur ein Eisenoolith mit ausschliesslich Callovienfossilien (nach *B. Studer*, 33, *Baltzer*, 7, *Tobler*, 36) vorkommt, daraus folgt, dass der untere Eisenoolith nicht, wie leicht vermutet werden könnte, mit dem Callovien-Eisenoolith zu einer einbeitlichen Bildung verschmolzen ist; daraus geht des weitern hervor, dass er auskeilt oder in die Echbr. übergeht. Letzteres scheint indessen sehr unwahrscheinlich, denn die Beobachtungen von *Alb. Heim* (15, 284) zeigten, dass derselbe auch im E, am Windgällenrücken — wohl unter ähnlichen Verhältnissen stehend —, ohne wesentliche Faciesveränderung auskeilt. Da nun aber an der Gstellihornbasis noch einzelne Reste von obern Schieferen vorkommen, ohne dass in ihrem Liegenden eine oolithische Ablagerung zu finden wäre, so folgt daraus transgressives Übergreifen ersterer (obere Schf.) über auskeilenden untern Eisenoolith. Möglicherweise liegt auch hier eine Denudationsgrenze vor, und zwar sowohl für den untern Oolith, wie auch für die obern Schiefer.

2. Die obern Schiefer (Bathonienschiefer).

Mächtigkeit 0—8 m.

Die Bathonienschiefer sind bekanntlich sehr feine Tonschiefer von schwarzgrauer Farbe. Gegen ihre Basis hin stellen sich namentlich gegen E (Gadmer-, Engelberger- und Erstfeldertal) Kalkbänke ein, welche zugleich den Übergang gegen den liegenden untern Eisenoolith bilden, indem sie nach unten mehr und mehr Oolithkörner aufnehmen.

Auch in den obersten Horizonten derselben treten auf der ganzen Länge des Gadmertales grau bis grün anwitternde Kalkbänke von 10—30 cm Mächtigkeit auf, welche gegen oben in zunehmendem Masse oolithisch werden und auf diese Weise einen unmerklichen Übergang in die Sedimente des Callovien bilden.

Tobler (36, 37) zitiert aus dem Bathonienschiefer unter anderm folgende Versteinerungen:

Rhynchonella varians, SCHLOTH.

* *Terebratula globata*, SOW.

* *Zeilleria subbuculenta*, DAV.

* *Zeilleria ornithocephala*, SOW.

* *Trochus bijugatus*, QU.

*) Die mit * bezeichneten Fossilien stammen aus der *Stutzschen* Sammlung.

Trochus cf. duplicatus, d'ORB.
Cerithium echinatum, QU.
Limatula helvetica, OPP.
Posidonia parkinsoni, QU.
Goniomya proboscidea, AG.
 * *Lima* sp. (*Plagiostoma*)
 * *Pecten* sp.
 * *Ostrea Knorri*, ZIET. var. *planata*, QU.
Park. cf. ferruginea, OPP. (*Sandei*, Roteflub).
Astarte depressa, QU.
Trigonia Kurri, OPP.
Trigonia cf. impressa, SOW.
Trigonia cf. angulata, SOW.

Anband dieser Fauna und der Lagerungsverhältnisse der obern Schiefer — zwischen unterm Eisenoolith (unteres Bathonien) und Callovien — erklärt *Tobler* (36, 37) dieselben als eine Bildung des obern Bathonien.

In der Unterwasserlamm bei Innertkirchen gelang es mir, aus einer Kalkbank in den mittleren Partien der obern Schiefer folgende Petrefakten herauszuschlagen:

<i>Oppelia aspidoides</i> , OPP.	RÖMER, Fauna der Aspidoidesch. von Lechstedt, Diss. Tab. VI, Fig. 4.
(= <i>A. fuscus</i> , QU.)	
<i>Belemnites giganteus</i> , QU.	
<i>Garantia</i> sp.	
<i>Gervillia</i> sp.	
<i>Pecten</i> sp.	
<i>Lima (Plagiostoma) Mulleri</i> , QU.	GREPPIN, Bajocien sup. des environs de Bâle.
<i>Terebratula diptycha</i> , OPP.	ROLLIER, Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes). S. 219, 387, 391 etc.
= <i>Terebratula Phillippsi</i> , MORRIS.	MORRIS, Annals mag. nat. hist. 1847. S. 245, Fig. in Quenst. Brachipod. Atlas, Tab. 50, Fig. 35.
<i>Terebratula (Liothyrina) ovoides</i> , SOW.	OOSTER, Brachiopodes des Alpes suisses. Pl. 2, Fig. 9.
<i>Terebratula homologastyr</i> , ZIET.	ROLLIER, Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes). S. 212, 387.
= <i>Terebratula intermedia</i> , ZIET.	QUENSTEDT, Brachiopodes. Atlas, Tab. 50, Fig. 6.
<i>Zeilleria subbuculenta</i> , CHAP. et DEW.	E. GREPPIN, Descr. des fossiles du Bajocien supérieur des environs de Bâle. Pl. XVIII, Fig. 5.
<i>Zeilleria ornithocephala</i> , DAV.	OOSTER, Brach. des Alpes suisses. Pl. II, Fig. 6—9.
<i>Pecten (Camptonectes) lens</i> , SOW.	J. MORRIS, Monogr. of the Great Oolite.

Diese Fauna, worunter speziell *Oppelia aspidoides* für das obere Bathonien leitend ist, mag die Horizontierung früherer Autoren aufs Neue bestätigen. Die Bestimmungen der oft schlecht erhaltenen und deformierten Brachiopoden bedürfen zum Teil einer Revision.

Die Verbreitung der Bathonianschiefer. Die obere Schiefer ziehen sich mit bemerkenswerter Konstanz vom Reusstal bis ins Urbachtal hinüber, wobei sie im Wental ihre grösste Mächtigkeit erreichen (8—10 m). In ihren oberen Partien stellen sich gelegentlich kalkige bis mergelige Einlagerungen ein (Gadmer- und Wental, und nach den Beobachtungen von *P. Arbenz* auch bei Firnalpeli).

Die Mächtigkeit der oberen Schiefer beträgt bei Innertkirchen noch 4 m, bei Allenschwendi 3 m, im Hintergrunde des Urbachtales noch 2, um an der Gstellhornbasis (Augstgumm) auf Null reduziert zu sein.

*) Die mit * bezeichneten Fossilien stammen aus der *Stutzschen* Sammlung.

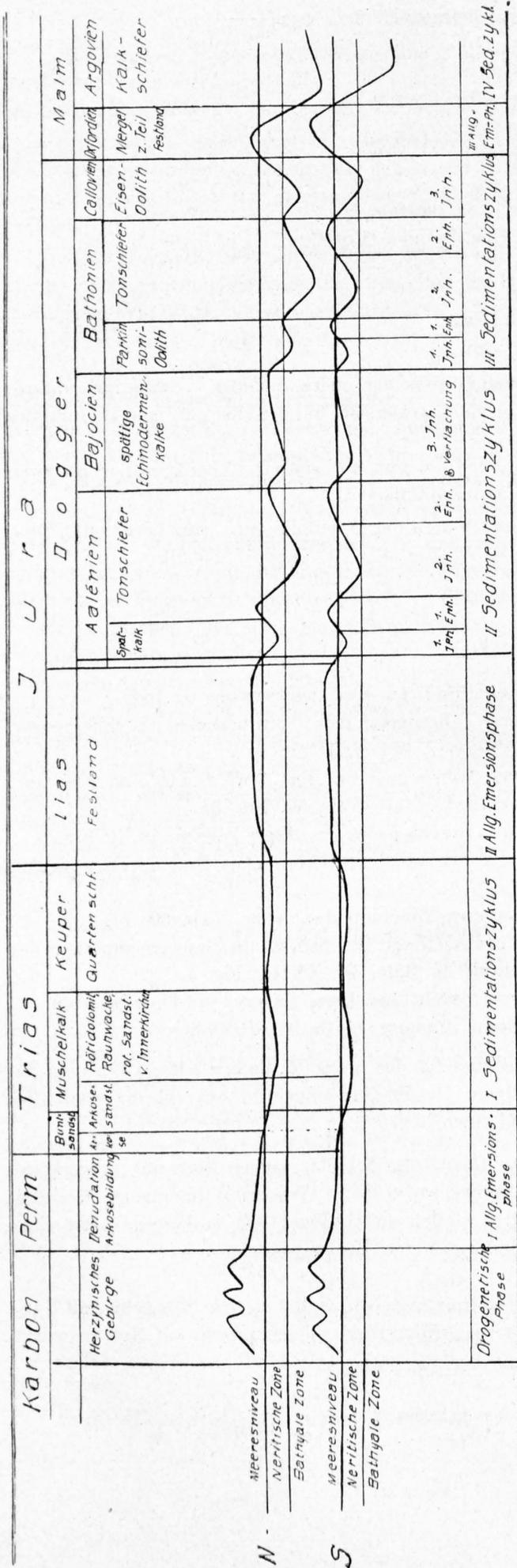


Fig. 3. Schematisierte graphische Darstellung der epirogenetischen Bewegungen während der Sedimentation der Zwischenbildungen.

Der Ort, wo die Bathonianschiefer aussetzen, ist wiederum wegen der grossen tektonischen Bearbeitung der betreffenden Schichten nicht genau zu ermitteln.

Überall, wo in dieser südlichen Zone noch Bathonien-Tonschiefer vorhanden sind, zeigt es sich, dass dieselben gegen das Hängende wie gegen das Liegende scharf abgegrenzt sind. Die Diskontinuität gegen die Echbr. ist natürlich durch das Fehlen des untern Eisenooliths bedingt, diejenige gegen den obern Eisenoolith wahrscheinlich ebenfalls durch eine Trockenlegung, welche unmittelbar nach Ablagerung der obern Schiefer einsetzte und während welcher die südlichen Partien der obern Schiefer bis in diese Gegend abgetragen wurden. Dass hier nicht die ursprüngliche Sedimentationsgrenze letzterer Bildung vorliegt, sondern ein Denudationsrand, beweisen die beschriebenen Lagerungsverhältnisse und die Konstanz der Facies.

Demnach müssen für das Bathonien folgende epirogenetische Bewegungen angenommen werden (vgl. Fig. 3):

1. Senkung während der Ablagerung des untern Eisenooliths;
2. unbedeutende Hebung, welche im S zur Trockenlegung und völliger bis teilweiser Denudation führte (Denudation des untern Eisenooliths);
3. grössere Senkung und Sedimentation der obern Schiefer in bathyaler Tiefe (inklusive Kalkbänke und Mergel);
4. Hebung bis zur Trockenlegung im S und Abtragung. Im N: Sedimentation von Kalk in den höhern Horizonten der obern Schiefer.

Die von Tobler (36) verbreitete Annahme, die Oolithisierung der obern Schiefer, welche sich an der Roten Fluh im Urbachtal bemerkbar macht, sei eine gegen W überall anzutreffende Erscheinung, bedarf einer kleinen Berichtigung, indem am Fusse der Augstgumm von der Oolithisierung der obern Schiefen nichts mehr zu bemerken ist. Es handelt sich also lediglich um eine rein lokale Erscheinung, deren Ursachen noch unbekannt sind.

e) Das Callovien (oberer Eisenoolith).

Wahrscheinlich wird das ganze Callovien durch einen massigen, dichten und sehr eisenreichen oolithischen Kalk, dessen Mächtigkeit am ganzen N-Rande des Aarmassivs annähernd konstant ist, dargestellt.

Der Callovien-Eisenoolith setzt sich, wie schon *Tobler (36)*, *Heim (15, 100)* und andere mehr gelehrt haben, aus einem schwach tonigen, kalkreichen, durch Eisenverbindungen rot gefärbten Zement und aus den Ooiden, die aus einem organischen (Foraminiferen-, Echinodermen-, eventuell Bryozoen-trümmer) oder anorganischen Konzentrationskern und schalig-konzentrischen Chamosithüllen bestehen, zusammen. Nicht selten sind in tektonisch stark beeinflussten Zonen die beschriebenen Eisenverbindungen, wie Untersuchungen von *A. Heim (15, 100)* gezeigt haben, in eine dichtere Modifikation, in Magnetit, übergegangen.

Tobler (36) erwähnt aus diesem Gestein eine grosse Anzahl von Fossilien, wovon besonders nachstehende Cephalopoden für das Callovien charakteristisch sind:

- Hecticoceras hecticum perlatum*, QUENST.
Hect. Buch., QUENST.
Stephanoceras anceps, QUENST.
Steph. ornati, QUENST.
Macrocephalites macrocephalus, SCHLÖNB.
Perisphinctes orion, OPP.
P. calloviensis, d'ORB.
P. sulciferus, OPP.
P. funatus, OPP.
P. curvicosta, OPP.
Belemnites (Belemnopsis) semihastatus rotundus, QUENST.
Belemnopsis calloviensis, OPP.

Diese Fossilliste sei noch durch einige eigene Petrefaktenfunde aus dem obern Eisenoolith von Innertkirchen, rote Fluh, Birchlaui (Achtelsass) ergänzt:

- Perisphinctes convolutus everus*, QU. QUENSTEDT, Cephalopoden, Taf. 81, Fig. 18.
 = *P. Kontkiewiczzi*, SIEM. u. SIEMIRADSKI, Monographie der Amm. Gattung Perisphinctes, S. 112.
Perisphinctes arcicosta, WAAG. SIEMIRADSKI, Monographie der Amm. Gattung Perisphinctes, Taf. XXI, Fig. 33.
Perisphinctes alligatus, LECK. SIEMIRADSKI, Monographie der Amm. Gattung Perisphinctes, Taf. XXVII, Fig. 58.
Macrocephalites macrocephalus, QU. QUENSTEDT, Ammoniten des schwäb. Jura, Taf. 76, Fig. 10.
 = *A. macrocephalus tumidus*, REIN. QUENSTEDT, loc. cit. Taf. 76, Fig. 14.
Macrocephalites compressus, QU. QUENSTEDT, loc. cit. Taf. 76, Fig. 14.
 = *A. macrocephalus compressus*, QU. QUENSTEDT, Cephalopoden des schwäb. Jura, Taf. 29, Fig. 1—5.
Terebratula antiplecta, v. BUCH. OOSTER, Brach. des Alpes suisses. Pl. 2, Fig. 10.
Terebratula Ferryi DESL. d'ORB., Pal. franç. brachiopodes. Pl. 96, Fig. 4.
Rhynchonella Haasi, ROLL. ROLLIER, Synopsis des Spirobranches (Brachiopoden). S. 150.
 HAAS u. PETRI, Brachiopoden der Juraformation. Taf. VI, Fig. 15.

Mit Eintritt des Callovien hat im S eine Senkung eingesetzt, welcher Vorgang zur Folge hatte, dass der diesen Zeitabschnitt vertretende Eisenoolith sich in transgressiver Form gegen S aus-

gebreitet hat und wohl einmal über dem ganzen nachmaligen Aarmassiv zur Ablagerung gelangte.

Dass diese Bildung eine echt transgressive gewesen ist, geht schon aus dem Umstande hervor, dass sie im E, wie übrigens schon die obere Schiefer, über den bis ins obere Bajocien sich bemerkbar machenden Windgällenrücken (vgl. *Heim*, 15, 283) ohne irgendwelche Veränderung hinweggeht. Dass gerade über diesen mesozoischen Festlandsrücken das Oxford zur Ablagerung gelangte, währenddem es — mit Ausnahme des hintern Lauterbrunnentals, wo es im Schluchgraben durch *Krebs* (27, 27) neuerdings (1921) entdeckt worden ist — sonst am N-Rande des Aarmassivs fehlt, mag ferner darauf hinweisen, dass im E die mit dem Callovien eingetretene Senkung durch die nachfolgende Regressionsphase, welche im mittleren, eventuell obere Oxfordien den Grad einer Emersion erreichte, nicht aufgehoben wurde.

Die Trockenlegung im untern Malm (Oxford) dauerte wahrscheinlich nur kurze Zeit, immerhin wurde während derselben das Oxfordien, wenn es überhaupt noch sedimentiert worden ist, auf weite Strecken abgetragen.

Dieselben gelbgefleckten Schiltkalke, welche im E die graublauen Oxfordmergel und -schiefer überlagern und mit denselben durch einen allmählichen Übergang verbunden sind, dieselben Schiltschichten gelangten im Erstfelder-, Gadmer- und Urbachtal unmittelbar über dem Eisenoolith zur Ablagerung. Es ist indessen gar nicht immer leicht, überall eine gut ausgeprägte Diskontinuitätsfläche nachzuweisen, indem meistens Übergänge existieren.

Leider ist der Schiltkalk fossilieer, so dass der Beweis für die Annahme, derselbe könnte gegen W vielleicht das Oxfordien vertreten, nicht erbracht werden kann.

Der obere Eisenoolith ist das in bezug auf seine Facies und Mächtigkeit konstanteste Glied der Zwischenbildungen. Seine mittlere Mächtigkeit beträgt für das Gadmer- und Urbachtal 1,6 m. Gegen S scheint sie schwach abzunehmen, so ist sie beispielsweise am Wettersattel (3560 m ü. M.) nur noch 1—1,2 m.

Aus der Beobachtung, dass sich in erwähnter Richtung sukzessive Quarzgerölle von 1—3 mm Durchmesser einstellen, mag ersehen werden, dass irgendwo im S, eher aber noch im W, ein Festlandsrücken existierte (Gastern-Moreles-Granitrücken nach *Heim* [15, 285]).

B. Zusammenfassung.

a) Die triasischen Bildungen (vgl. Fig. 3).

Die triasischen Bildungen am N-Rande des Aarmassivs bilden einen ausgesprochenen Sedimentationszyklus, in welchem die permisch bis altriasische Arkose die Emersions-, der Arkose-sandstein und die Bildungen des Rötidolomites die Inundations-, und endlich der Quartenschiefer die Regressionsphase veranschaulichen. Mitunter ist es jedoch auch vorgekommen, dass die geringsten epirogenetischen Bewegungen infolge des seichtmeerischen Charakters des Muschelkalkmeeres Blosslegungen des kristallinen Untergrundes und somit sandige Einschwemmungen, wie der Triassandstein von Innertkirchen, zur Folge hatten.

Die Transgression der Trias ging sehr wahrscheinlich über den ganzen permischen Aarmassiv-rücken hinweg. Die heutigen Grenzen der Ablagerungen jener Zeit sind grösstenteils Denudationsgrenzen, entstanden durch Abtragung im Lias- und Dogger. Eine Ausnahme freilich scheint im Windgällengebiet vorzuliegen, wo ein kristalliner Festlandsrücken existierte, der dem Vordringen des Muschelkalkmeeres Einhalt gebot (vgl. *A. Heim* [15] und *W. Staub* [32]).

Die Rauhwacke und der rote Dolomit, welche (am Keisten bei Innertkirchen) die Basis, beziehungsweise das Dach, der triasischen Ablagerungen bilden, sind in ihrem Vorkommen ganz auf den N beschränkt, indem sie, wie auch der unter A, c, beschriebene Triassandstein (von Innertkirchen) nur im Gebiete von Innertkirchen anstehen.

Die Facies der autochthonen Trias entspricht derjenigen der germanischen, indem einzig Seichtmeerabsätze von sandigem bis dolomitischem Charakter vertreten sind. Ausnahmsweise

gelangte auch rein organogenes Material zur Ablagerung, wie der Trochitenkalk von Mettlenberg (vgl. A, 1, i, 16).

Der Quartenschiefer, ein konglomeratführender, sehr feiner, oftmals primär angewitterter Sandstein, tritt nur sporadisch auf. Er beschränkt sich in geringer Ausdehnung auf folgende Gegenden: Birchlaualp (Salzgäbi 1950 m ü. M.); Bockitobel bei Erstfeld; Mettenberg ob Grindelwald (zirka 2300 m ü. M.), wo er neuerdings von *Scabell* festgestellt wurde.

In der beigelegten stratigraphischen Abwicklung (Taf. II) wurde er unter «Denudationsrelikte» ausgeschieden.

b) Der Lias.

Die einzigen Vorkommnisse von Lias in der nördlichen Randzone des Aarmassivs finden sich bei Vättis (Toarciens nach *Tolwinski*, 37) und im Tödigebiet, wo er neuerdings von *F. Weber* aufgefunden wurde.

Das Fehlen des Lias über dem Aarmassivrücken ist die Folge einer epirogenetischen Bewegung, das heisst, einer Hebung, welche vielleicht unmittelbar nach Ablagerung der Trias erfolgte. Gerölle liasischen Alters sind wenigstens bisher im Autochthonen nirgends mit Sicherheit festgestellt worden. Daraus kann mit einiger Wahrscheinlichkeit auf das primäre Fehlen desselben über dem mesozoischen Aarmassiv geschlossen werden.

c) Die Bildungen des autochthonen Doggers (vgl. Taf. II und Fig. 3).

1. Das Aalénien.

Die Transgression des mittleren Aalénien überflutete einen grossen Teil des Festlandrückens, welchen das Aarmassiv zu jener Zeit noch bildete. Während dieses Inundationsstadiums wurde zunächst der Aalénienspatkalk abgelagert.

Kurze Zeit nachher trat eine Hebung ein, welche zur Folge hatte, dass ein grosser Teil der spätigen Aalénienkalke wieder abgetragen wurde, so dass diese Bildung heute nur noch in spärlichen Denudationsrelikten vorliegt.

Während einer neuen Senkung mit erneuter Überflutung wurden die Aalénienschiefer sedimentiert, um kurz darauf infolge einer epirogenetischen Bewegung, welche im S zur Trockenlegung führte, in jenen Partien wieder abgetragen zu werden.

Diese Vorgänge spielten sich in einer flachen Randregion eines epikontinentalen Meeres ab, deshalb die schroffen Gesteinswechsel und die schon bei der kleinsten epirogenetischen Bewegung sich bemerkbar machenden Erosionserscheinungen.

2. Das Bajocien.

Das Bajocien wurde durch eine Überflutung eingeleitet, während welcher sich die Transgressionsbreccie des Dossenorns bildete (vgl. S. 17 und 18).

Die Ablagerungen dieser Zeit werden durch eine Echinodermenbreccie vertreten, die an geröllfreien, strandfernen Stellen (im N), namentlich in ihren mittleren Zonen, Kieselknauer aufnehmen kann.

Die im Auftreten dieser kieseligen Gebilde begründete Dreiteilung der Echinodermenbreccie in eine obere, einen Kieselknauerhorizont, und eine untere Echinodermenbreccie kann im zentralen Teile des N-Randes des Aarmassives aus den früher angeführten Gründen nicht durchgeführt werden. Ebenso ist das Auftreten von Korallen insofern für eine durchgehende Horizontierung ungeeignet, als solche nicht nur an der oberen Grenze, sondern auch in den mittleren Partien des Bajocien vorkommen.

Was die Geröllführung anbelangt, ist zu bemerken, dass die Zahl sowie die Grösse der Gerölle (Quarz, Dolomitfragmente) gegen S zunimmt. Daraus folgt, dass sie aus S stammen, ausnahmsweise kann jedoch in den autochthonen Bildungen anderwärts und in andern Zeiten die Einmischung grobklastischer Trümmergesteine auch von N her erfolgt sein. Es sei nur an den Triassandstein von Innertkirchen erinnert (vgl. S. 7).

3. Das Bathonien $\left\{ \begin{array}{l} \text{Obere Schiefer} \\ \text{Unterer Eisenoolith} \end{array} \right.$

Der untere Eisenoolith verdankt seine Entstehung einer an seiner untern Grenze einsetzenden Senkung. Im S wurde er durch eine unmittelbar nach seiner Ablagerung erfolgte Hebung wieder abgetragen, währenddem er im N, wo diese Bewegung der grösseren Meerestiefe wegen nicht mehr zur Geltung gelangte, in seiner ursprünglichen Mächtigkeit stehen geblieben und durch einen allmählichen Übergang (durch Zunahme des Tongehaltes) in die oberen Schiefer gekennzeichnet ist.

Gegen Ende des Bathonien setzt eine Hebung ein, welche im S zur Denudation der obern Schiefer führte.

4. Das Callovien (oberer Eisenoolith).

Der Callovieneisenoolith ist eine in bezug auf Facies wie Mächtigkeit erstaunlich regelmässige Bildung.

Er zeichnet sich insofern durch ein transgressives Verhalten aus, als er gegen S mehr und mehr auf ältere Ablagerungen übergreift und anzunehmen ist, dass das betreffende Meer einmal das ganze nachmalige Aarmassiv überflutet hat. Der Gasternrücken ist von dieser Inundation wahrscheinlich verschont geblieben. Für diese Annahme spricht das Auftreten von Kieselgeröllen im SW, nach *Albert Heim* (15, 285).

Im obern Callovien erfolgte jedoch wohl eine allgemeine Hebung, die zur Trockenlegung führte und weiterhin das Fehlen des Oxfordien zur Folge hatte. Eine Ausnahme liegt in der Windgällengegend vor, indem dort, wie *Alb. Heim* (15, 285) und *W. Staub* (32) festgestellt haben, diese Bildung in Schiefen und Mergeln vertreten ist.

Der Hochgebirgskalk selbst ist in transgressiver Form über dem ganzen Gebiete des mesozoischen Massivs in beträchtlicher Mächtigkeit (300—500 m) zur Ablagerung gelangt; auf jeden Fall ist sein Fehlen in gewissen Keilzonen, z. B. an der Rotegg (Färnigen) kein primäres, wie *Morgenthaler* (25, 203) annimmt, sondern ist auf tektonische Ursachen zurückzuführen. Auch die Annahme *Königsbergers* (19, 37), die Bildungen des Mesozoikums setzen über dem Massivrücken aus, ist dahin zu berichtigen, dass die Ursachen hierfür in der posttertiären Abtragung zu suchen sind.

C. Versuch einer Zyklengliederung der Zwischenbildungen.

(Vgl. Fig. 3.)

Die Sedimentation der Zwischenbildungen am N-Rand des Aarmassives kann ohne Zwang in drei grosse Zyklen (Hauptsedimentationszyklen), deren Einsetzen jeweilen mehr oder weniger genau mit dem Beginn der geologischen Formationen zusammenfällt, gegliedert werden. Eine Ausnahme macht der letzte derselben, indem sein Anfang mitten in den Dogger, immerhin in die Grenze zweier Stufen (Bajocien-Bathonien) fällt.

Der erste Sedimentationszyklus ist der triasische. Er wird durch die erste allgemeine Emersionsphase, die permisch- bis alttriasische, nach unten und durch die zweite, die liasische, nach oben abgeschlossen.

Der zweite Sedimentationszyklus umfasst Aalénien und Bajocien. Er wird vom dritten einzig durch die im S sich bemerkbar machende kleine Emersionsphase (E. Ph.) getrennt.

Der dritte Ablagerungszyklus schliesst die beiden obersten Stufen des Doggers (Bathonien und Callovien) ein. Seine obere Grenze fällt mit der dritten allgemeinen Emersionsphase, welche die Abtragung beziehungsweise die Nichtablagerung des Oxfordien verursachte, zusammen. (Eine Ausnahme bildet das Windgällengebiet.)

Endlich wäre der Vollständigkeit halber noch der vierte Sedimentationszyklus, welcher mit der grossen Argovientransgression anhebt und mit Eintritt der Trockenlegung, welche der Bohnerzformation zugrunde liegt, zum Abschluss kommt, zu erwähnen.

Der zweite und dritte Sedimentationszyklus können wiederum in kleinere Sedimentationszyklen aufgelöst werden, und zwar zerfällt der zweite im N wie im S in zwei, der dritte nur im S in drei solche, auch mit der Bezeichnung Sekundärzyklus zu belegende Unterabteilungen.

Da bei den Sekundärzyklen die Übergänge von bathyalen in neritische, und von diesen in kontinentale Bildungen kaum zu beobachten sind, so ist man über die Zyklennatur der betreffenden Sedimentation meistens im Zweifel; bedenkt man jedoch, dass durch tiefgreifende Abtragung ein grosser Teil der Sedimente wieder abgetragen worden ist, dass also oftmals gewissermassen nur noch Denudationsrelikte vorliegen, so wird der scharfe Gesteinswechsel, der durch das häufig ganz unvermittelte Auftreten von Emersionsflächen bedingt ist, leicht verständlich. Es handelt sich hier nicht um eine gestörte Sedimentation, wie sie etwa in orogenetisch bewegten Zonen von Geosynklinalen oder Geantiklinalen als charakteristische Erscheinung vorkommt, sondern um eine natürliche Zyklusfolge der Ablagerungen eines ausgesprochenen Epikontinentalmeeres mit bathymetrisch sehr empfindlichen Sedimenten und vielen Emersions- und Diskontinuitätsflächen.

Die Ursachen des Zykluscharakters der Sedimentation am N-Rande des Aarmassivs sind nebst klimatischer, kosmischen Veränderungen usw. wohl hauptsächlich epirogenetische Bewegungen. Die Gründe hierfür sind folgende:

1. Alle Transgressionen sind Paralleltransgressionen;
2. die Transgressionen zeichnen sich durch den Mangel an groben Transgressionsbreccien aus;
3. die Denudationserscheinungen treten häufig nur an ein und demselben Schichtkomplex auf und greifen selten auf wesentlich ältere Ablagerungen über, was in einer Geantiklinalregion, wo die denudierenden Kräfte sich viel besser auswirken können, im allgemeinen der Fall ist;
4. die Denudationsgrenzen verlaufen weder mit dem Streichen des ehemaligen herzynischen Gebirges noch mit demjenigen der nachmaligen alpinen Faltung parallel, sondern schneiden diese Richtungen unter spitzem Winkel.

Aus angeführten Tatsachen geht hervor, dass es nicht orogenetische Bewegungen, auch nicht postume Faltungen (der herzynischen Faltung) sind, welche diese zyklusweise Sedimentation verursacht haben, sondern dass die Gründe hierfür in den oszillatorischen Hebungen und Senkungen rein epirogenetischen Charakters zu suchen sind, welche sich an einer sanften Schwelle, dem mesozoischen Aarmassivrücken, ausgelöst haben.

II. Teil.

Tektonik.

Einleitendes.

Herr Prof. *Paul Arbenz* hat mir im Sommer 1919 die Aufgabe gestellt, die Zwischenbildungen am N-Rande des Aarmassives einer näheren Untersuchung zu unterziehen. Diese Arbeit sollte sich speziell auf die Stratigraphie und Paläontologie dieser Schichtgruppe beziehen, allein ich bin zeitweilig etwas von dieser Aufgabe abgewichen, indem ich mich auch tektonischen Fragen zuwandte. Dabei haben mich namentlich die sogenannten Keile am N-Rande des Aarmassives interessiert, deren Deutungsversuche im Laufe der Zeit so mannigfache Veränderungen erfahren haben; auch ist es mir von grossem Vorteil gewesen, bei der stratigraphischen Abwicklung der Zwischenbildungen über die Tektonik dieses Gebietes durch spezielle Untersuchungen orientiert worden zu sein.

Es sind vor allem die Lagerungsverhältnisse zwischen Eruptivem und Sedimentärem, welche die Forscher seit den frühesten Zeiten interessiert haben. Neben *de Saussure*, *F. J. Hugi* (18) ist es vor allem *Bernhard Studer* (33) gewesen, der in den dreissiger Jahren des letzten Jahrhunderts seine Aufmerksamkeit den Kontaktverhältnissen im Berner Oberlande zuwandte. Seine Beobachtungen sind von grosser Genauigkeit und Mannigfaltigkeit. Obgleich dieser Forscher die Zentralgranite für jünger als die sie überlagernden Sedimente hielt, und die Entstehung des «Finsteraarhornmassives» rein vulkanischer Tätigkeit zuschrieb, so hat er doch in anderer Hinsicht Hervorragendes geleistet. Er hat gemeinsam mit *Arnold Escher von der Linth* (10, 6) im Jahre 1839 die interessanten Kontaktverhältnisse (Überlagerung der Sedimente durch Kristallin an der Jungfrau), auf welche *F. J. Hugi* (18) als Erster aufmerksam gemacht hat, einer näheren Untersuchung unterzogen. Seine Darstellung der Gstellihorngegend ist von derartiger Genauigkeit, dass sie auch heute noch volle Gültigkeit besitzt, an einer Stelle schreibt er sogar, dass man wegen der grossen einheitlichen Schieferung der Gneisgebirge des Dossenorns und der Umgebung des Gauligletschers leicht zur Annahme gelangen könnte, das Eruptive sei älter als der Kalk, und seine gegenwärtigen Umrisse längs demselben seien durch Zerstörung seiner Masse entstanden, eine Ansicht, von welcher man aber sofort abkommen müsse, wenn man die metamorphischen Wirkungen am Kontakte (Laucherliggend und Grindelwald) in Berücksichtigung ziehe.

Heute wissen wir, dass jene Kontaktwirkungen nicht existieren, dass dafür aber reine Dislokationsmetamorphosen des Malms und der Zwischenbildungen vorkommen, welche Erscheinungen *Bernhard Studer* (33) als Kontaktwirkungen gedeutet hat.

Eigenartig ist seine Anschauung über die Entstehung des Talkessels von Innertkirchen und seiner radiären Nebentäler. Diesen vergleicht er als ein Erhebungskrater, jene deutet er als in denselben einmündende Barancos. Die Überlagerung der Sedimente durch Gneis am Laubstock und Pfaffenkopf zwingt ihn dann, die Kraterbildung von Innertkirchen in eine Zeit zu verlegen, in welcher die Ablagerung des Eruptivgebirges über die Sedimente obiger Zone und die Intrusionen des erstern in den liegenden Malm bereits zum Abschluss gekommen sein mussten.

Bernhard Studer (33) ist hauptsächlich durch die Tatsache des Mangels von deutlichen kettengebirgsmässigen Synklinalen und Antiklinalen der Zentralmassive zur vulkanistischen Deutung dieser Gebirge veranlasst worden. Dieser Anschauung stand diejenige von *Lory* (22, 89) gegenüber, wonach das Finsteraarhornmassiv bedeutend älter sei als die Gebirgsbildung selbst (wahrscheinlich vorkarbo-nisch). *Lory* (32) hat die Gneisschichtung für die ursprüngliche Schichtung angesehen, welche vor Ablagerung der Trias durch einen gebirgsbildenden Vorgang in Mulden und Gewölbe gelegt worden war,

um gleich darauf einer gründlichen Denudation anheimzufallen. Er erkannte (als Erster?) die triasische Diskordanztransgression, welche über den denudierten Rumpf jenes Gebirges hinweggegangen ist. Nach ihm ist die Fächerstruktur erst nach der zweiten Gebirgsbildung, der alpinen, zustande gekommen, indem ein tiefgehender und intensiver Seitendruck die Massive (Teilmassive) erfasste und zusammengepresst und umgelegt hat.

Baltzer wendet (**7**, 212) gegen diese Anschauung die mangelnde Übereinstimmung der petrographischen Zonen an entsprechenden Teilen des Faltenfächers ein.

Eine ähnliche Ansicht über die Fächerstruktur des Aarmassives äussert auch *Favre* (**12**).

Endlich wäre noch die *Fritzsche* (**13**, 149) und die *Pfaffsche* Theorie über die Fächerbildung zu erwähnen. Diese beiden Autoren erklären die Fächerstruktur als eine Folgeerscheinung der Tiefenerosion in den gewaltigen Längstälern. Dass dem nicht so sein kann, beweist *Baltzer* damit, dass das deckenartige Übergreifen von kristallinen Massen auf Sedimente, wie zum Beispiel an der Jungfrau und an der Gipfelpartie des Gstellihorns usw. beobachtet werden kann, eine solche Deutung nicht zulässt.

Auch *Albert Heim* (**15**, 156) hat zu dieser Frage ebenfalls Stellung genommen. Er betont, wie übrigens schon *Favre* getan hat, dass das Kristalline in vollkommen festem Zustande gefaltet worden sei, wobei die einzelnen Falten heute kaum mehr deutlich zu erkennen seien, da sie durch eine allgemeine Schieferung senkrecht zum wirkenden Gebirgsdruck beinahe völlig verdeckt oder verwischt worden seien. Die in der Nähe des Kontaktes oftmals auftretenden Abbiegungen deuten ehemalige Gewölbe an, die jedoch späterhin geborsten seien.

J. Königsberger (**19**, 37) macht 1911 auf die primäre Diskordanz zwischen paläozoischen und mesozoischen Ablagerungen am Wendenjoch aufmerksam. Auch vermutet er, dass seit der herzynischen Faltung in jenem Gebiete keine nennenswerte Dislokation mehr stattgefunden habe ausser der tertiären Hebung der Intrusivmassen des Innertkirchner- und des Erstfeldermassives.

Von grossem Interesse sind die Untersuchungen von *B. G. Escher* (**11**, 159) 1911. Er weist darauf hin, dass nebst der tertiären Faltung für das «Finsteraarmassiv» der ältern Autoren zwei paläozoische Faltungen (nach *Lugeon*) in Betracht kommen, wovon die erste zwischen Mittel- und Oberkarbon, die zweite an der obern Grenze der Steinkohlenformation liegt. Sie entsprechen der ersten und zweiten herzynischen Faltung. Er hebt im ferneren hervor, dass die Streichrichtung des paläozoischen Gebirges im allgemeinen um einen kleinen Betrag von derjenigen der alpinen Faltung abweicht, dass es aber auch vorkommen kann, dass die Richtungselemente beider Bewegungen zusammenfallen könne. Auch dieser Autor (*B. G. Escher*) macht auf die primäre Diskordanz zwischen dem Karbon und den Ablagerungen des Mesozoikums und derjenigen zwischen ersterer Bildung und dem mittelkarbonisch intrudierten Innertkirchnergranit bzw. Erstfeldergneis (**11**, 159), aufmerksam. Dabei betont er, dass durch die tertiäre Faltung das Lagerungsverhältnis zwischen Mesozoikum und Karbon einerseits, dasjenige zwischen den Sedimenten der Steinkohlenformation und dem Kristallin andererseits wesentlich verändert worden sein könne, wobei es oftmals vorkommen könne, dass aus primärer Diskordanz Konkordanz (Dislokationskonkordanz nach *Heim*, **14**) hervorgegangen sei.

Bezüglich der alpinen Tektonik macht er bei Gelegenheit der Beschreibung der Biferten- und Selbsanftwand speziell auf das eigentümliche Verhalten des Rötidolomites aufmerksam, das dem tektonischen Bau des übrigen Mesozoikums, welches in harmonische Falten gelegt ist, widerspricht. Die «Sprünge», welche der starre Rötidolomitkomplex an denjenigen Stellen, wo Dogger und Malm in Falten gelegt sind, macht, führt er auf den völlig verschiedenen physikalischen Charakter von Dolomit und Opalinusschiefer (Aalénien) zurück.

Sehr interessant ist es, dass an einer wohl 80 km von der Sandalp entfernten Stelle uns dasselbe Phänomen in der Pfaffenkopfkeilregion des hintern Urbachtales nochmals entgegnetritt. Wenn auch nach aussen dieselbe Erscheinung zu konstatieren ist, so muss die Deutung derselben doch etwas modifiziert werden (vgl. Zusammenfassung S. 57 und 58), indem auch die Tektonik des Kristallinen in Berücksichtigung gezogen werden muss.

Im Jahre 1920 veröffentlichten *P. Arbenz* und *F. Müller* (**6**) einige Resultate über die Tektonik der Engelhörner, welche letztere durch Herrn *Müller*, Sekundarlehrer in Meiringen, bearbeitet werden, wobei er feststellte, dass am Ausgang des Gentaes eine flexurartige Störung vorliegt. Auch berichtet

er *Baltzer*, welcher (7, 124) annahm, die Gneiskomplexe oberhalb Laucherli an der S-Flanke der Augstumalp seien Schollen, die von sedimentären Schichten völlig umgeben seien, indem er darauf hinweist, dass in ihnen Erosionsrelikte ehemals zusammenhängender Gneiskomplexe vorliegen.

Mit der Tektonik der Zentralmasse hat sich in neuerer Zeit auch *Argand*¹⁾ beschäftigt. Er ist der Ansicht, dass zum Beispiel die Keile, die an den Aussenrändern der Masse häufig zu beobachten sind, durch Aufschiebungen des kristallinen Vorlandes an sogenannten listrischen Flächen entstanden seien. Nicht nur die Sedimentkeile am N-Rande des Aarmassivs, sondern selbst die Wurzeln der helvetischen Decken greifen nach diesem Autor in solche, unter sich ein Keilsystem bildende Verschiebungsflächen im Grossen hinab.

Morgenthaler (25, 208) schlägt für den N-Rand des Aarmassivs folgende tektonische Gliederung vor:

1. Laubstock-Pfaffenkopfkeil, eventuell unterer Jungfrau keil im Westen;
2. Dossenkeil = oberer Jungfrau keil im Westen;
3. Färnigerkeil = Windgällenfalte im E.

Diese Einteilung dürfte, wenigstens was 1 und 3 anbelangt, beibehalten werden, hingegen ist es sehr fraglich, ob der obere Jungfrau keil mit dem Dossenkeil zu parallelisieren ist. Die Erörterung dieser Frage wird in der Arbeit von *Scabell* (39) gegeben werden.

A. Tektonische Analyse typischer Profile zwischen Wendenjoch und Wetterhorn.

1. Wendenjoch.

(Vgl. tektonisches Sammelprofil: Wendenjoch-Ferrichstätten, Taf. III.)

Die unerwartet grosse Mächtigkeit des Rötidolomits am Wendenjoch erklärt sich durch eine am rechten Ufer des Wendengletschers (200 m unterhalb genannter Passschwelle) in Erscheinung tretende Doppelung des Dolomitkomplexes, und zwar handelt es sich um eine Parallelüberschiebung, an der ausser den genannten Schichten namentlich an der Stirnregion des hängenden Schenkels noch Aalénienschiefer teilnehmen, indem dieselben infolge ihres geringen innern Widerstandes gleichsam als Schmiermittel in die Verschiebungsfläche hineingerissen worden sind. Die übrigen Komponenten des Doggers bilden an der Dolomitstirne eine liegende Falte, sind aber nicht wie die Aalénienschiefer unter dieselbe eingewickelt.

Da nun aber das Ausmass der Dolomitüberschiebung grösser ist als dasjenige, welches sich aus einer Streckung der vor der Dolomitstirne liegenden Doggerfalte ergibt, so scheint ein Widerspruch vorzuliegen, der aber sofort dahinfällt, wenn man auch die kleinen Staufältehen, welche sich gegen N im weitem Verlaufe des Doggers einstellen, in Rechnung zieht.

2. Schuppenregion der «Schwarzen Naht».

(Am Fusse des Kleingletscherabsturzes 2100–2400 m ü. M.)

Der tektonische Bau der Gegend der «Schwarzen Naht» ist durch seine Schuppenstruktur und durch aussergewöhnliche Mächtigkeit der Aalénienschiefer gekennzeichnet (Mächtigkeit der Aalénienschiefer: 15 m).

Der Rötidolomit, welcher sich durch seine grosse Massigkeit und Brüchigkeit auszeichnet, ist auf eine Profillänge von vielleicht 100 Metern nicht weniger als achtmal abgeschuppt, d. h. auf sich selbst überschoben worden, so dass eine eigentliche Dachziegelstruktur zustande gekommen ist. (Für nachfolgende Betrachtungen sei speziell auf das tektonische Sammelprofil [Taf. III]: Wendenjoch-Ferrichstätten aufmerksam gemacht.)

¹⁾ *Argand, E.* Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. helv., vol. XIV, S. 145–191, 1916.

Die Abschuppungen kamen dadurch zustande, dass der kristalline Untergrund unter der Wirkung des tertiären Gebirgsdruckes eine innere Zusammenpressung erleiden musste, währenddem der horizontalliegende Dolomitkomplex den gebirgsbildenden Kräften ausgewichen ist, und zwar ohne wesentliche Zusammenpressung unter Bildung der erwähnten Schuppen.

Bei der Dislokation, die der Dolomit gegenüber dem Kristallinen erfahren hat, haben die unter-triassischen Tonschiefer eine vielleicht ausschlaggebende Rolle gespielt, indem der Dolomit, ohne von letztern unterlagert zu werden, vielleicht nicht abgeschuppt, sondern möglicherweise in Falten gelegt worden wäre.

Der Arkosesandstein hat an der Dolomitüberschiebung nirgends wesentlichen Anteil genommen, sondern hat sich überall, wohl infolge des Fehlens einer geeigneten Gleitschicht, zum Kristallinen gehalten, indem er sich in eine grosse Zahl von Staufalten unter gleichzeitiger Clivagebildung gelegt hat. Die Clivageflächen verlaufen parallel zur Gneisschieferung.

Die Arkose hat sich in bezug auf ihre Tektonik genau gleich verhalten wie der Gneisgranit, indem auch er einer Druckschieferung, d. h. einer intensiven Zusammenpressung, unterworfen worden ist. Ihre Schieferungsflächen gehen gegen unten in diejenigen des Innertkirchnergranites über. Daraus folgt:

Die Arkose- wie die Gneisschieferung verdanken ihre Entstehung dem tertiären Gebirgsdruck, dabei ist allerdings nicht ausgeschlossen, dass das Kristalline nicht schon in herzynischer Zeit einer mehr oder weniger gleichsinnigen, durch die alpine Gebirgsbildung aber vollständig übertönten Druckschieferung anheimgefallen ist.

Herr Prof. *Arbenz* neigt zu letzterer Anschauung hin, währenddem *Alb.* und *Arn. Heim* (17) auch für die Arkoseschieferung präalpines (prätriassisches) Alter annehmen.

Das Kristalline (inklusive Arkose) nimmt an der dachziegelartigen Struktur (Schuppenstruktur) des Dolomits absolut keinen Anteil. Man sucht in der Verlängerung der Überschiebungsflächen der Triasschuppen vergebens nach entsprechenden transversalen Bruchflächen im Innertkirchnergranit, dafür aber zeigt sich daselbst eine um so ausgesprochenere Druckschieferung, welche als direkte Wirkung des an dieser Stelle vielleicht infolge präexistierender (herzynischer) Druckschieferung besonders leicht zum Ausdruck gelangenden Tangentialdruckes in aussergewöhnlicher Intensität zur Wirkung gekommen ist.

Was nun das tektonische Verhalten des Doggers anbelangt, ist hervorzuheben, dass namentlich die Aalénienschiefer das weitere Vordringen der Schuppen — sie übernahmen 1. infolge ihrer Beschaffenheit, zweitens ihrer Lagerung (unmittelbar über dem Dolomit) die Rolle eines Gleitmaterials —, nachdem diese einmal entstanden waren, wesentlich begünstigt haben.

Die übrigen Glieder des Doggers machen die Bewegung ihres Untergrundes insofern mit, als sie sich in schönem Faltenwurf den treppenartig absteigenden Dolomitschuppen anschliessen. Manchmal zeigt sich jedoch auch in geringem Masse die Tendenz zur Schuppung, allein die grosse Plastizität dieser Schichtgruppe verhindert ihre Entstehung meistens schon im embryonalen Zustand (vgl. speziell tektonisches Sammelprofil, Wendenjoch-Ferriehstätten, Taf. III, V).

3. Die Mulde am Schwarzen Berg, 1900—2000 m ü. M. (Wendenalp).

(Vgl. Fig. 4 und Taf. III, V.)

Unmittelbar an die im vorigen Kapitel beschriebene Abschuppungszone schliesst sich gegen N die Mulde des Schwarzen Berges an. Dieselbe ist eine mit dem Kristallinen in konkordanter Lagerung sich befindende sogenannte Keilmulde, die sich von einer gewöhnlichen Mulde nur durch die weitgehende seitliche Kompression, welche im Gebiete der eigentlichen Muldensynklinale für das oftmals direkt spitzwinklige Umknicken (daher Keil) der an ihr beteiligten Schichten verantwortlich gemacht werden muss, unterscheidet.

Bezüglich der Form besteht also kein prinzipieller Unterschied zwischen diesen beiden Arten von Mulden, wohl aber bezüglich ihrer Entstehung, indem eine gewöhnliche Mulde durch direkt wirkenden Tangentialdruck, eine Keilmulde aber auf indirektem Wege (vgl. Basisregion des Pfaffenkopfkeiles, S. 41—44) entstanden ist.

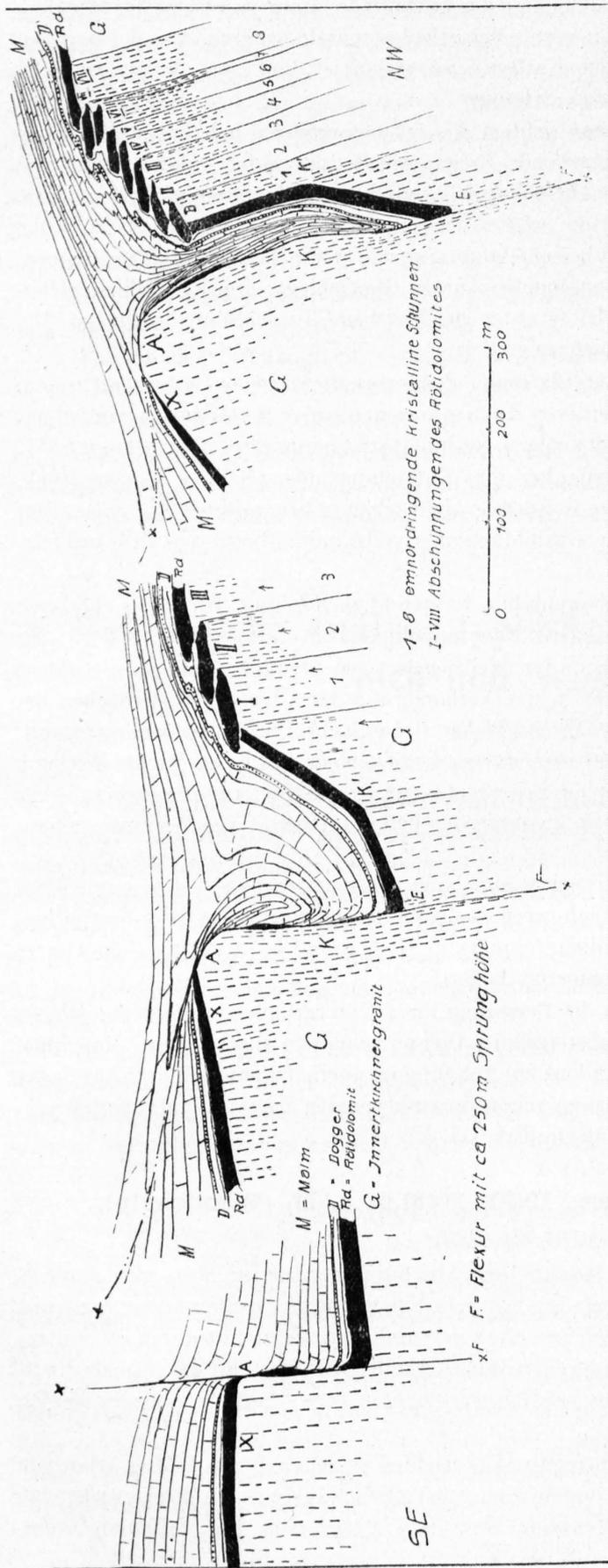


Fig. 4. Schematische Darstellung der Keilmulde am Schwarzen Berg.

Eine besondere Eigentümlichkeit dieser Mulde ist die Knickung ihrer Schenkel bei K und K' in der Nähe des Muldenendes (Muldenumbiegung E) ¹⁾. Weit aus das Sonderbarste aber ist die Tatsache, dass die Zwischenbildungen an ihrem N-Schenkel fehlen oder nur in Spuren vertreten sind.

Auch auf der Strecke A—X fehlen die Zwischenbildungen.

Der Hochgebirgskalk nimmt an der Bildung der Mulde als Muldenkern, und zwar nur in geringem Masse, teil. Seine Hauptmasse setzt sich ohne wesentliche Gefällsveränderung über die Synklijalregion hinweg.

Das Streichen der Mulde (N 55° E) weicht um 8°—10° gegen N vom allgemeinen alpinen Streichen ab.

Die Deutung für die Entstehung der Schwarzenbergmulde anhand dieser Tatsachen kann am besten unter Zuhilfenahme dreier Entwicklungsstadien, wie sie in der Fig. 1 veranschaulicht sind, durchgeführt werden.

1. Stadium:

Entwicklung einer flexurartigen Störung, wahrscheinlich etwas vor der alpinen Gebirgsbildung (ähnlich wie im Tafeljura). Die Zwischenbildungen werden an der Überschiebungsfläche bei A und E abgebogen und im weiteren Verlaufe der Bewegung zerrissen.

Auf der Strecke A—X wie E—B herrscht völlig normale Lagerung in der ganzen Schichtreihe.

Es stellt sich der alpine Gebirgsdruck ein. Damit steht in Zusammenhang eine weitgehende Zusammenpressung der kristallinen Massen. Bei K, wo keine direkte Pressung erfolgt, bleibt der Granit in seiner ursprünglichen

¹⁾ Der Ausdruck «Muldenende», wie ihn Herr Prof. Arbenz vorgeschlagen hat, ist andern Bezeichnungen, wie «Muldenstirne», «Muldenumbiegung» usw., deshalb vorzuziehen, weil die hiermit bezeichnete Muldengegend selten irgendwelche Muldenumbiegungen erkennen lässt und nirgends den Charakter einer «Stirne» besitzt.

Mächtigkeit bestehen, währenddem er bei E einen Zusammenschub erleidet. Deshalb das scheinbare Auseinanderbrechen bei K.

Grosser Tangentialdruck bewirkt auf der Zone K'—B eine differenzierte Hebung, währenddem die seitliche Zusammenschiebung des Kristallinen auf der Strecke B—III eine beginnende Abschuppung des Sedimentären (Triasdolomite) zur Folge hat. Es bilden sich die «Embryonalschuppen» I—III eventuell noch weitere Dolomitschuppen. An den Abrissstellen derselben stellen sich Verschiebungsflächen im liegenden Gneis-Granite ein. Die zwischenliegenden Gesteinskomplexe 1, 2, 3 erfahren eine gegenseitige Hebung um Schuppenmächtigkeit (20—30 m), ohne dass dabei im Kristallinen irgendwelche Transversalverschiebung in der Verlängerung der Überschiebungsflächen der Dolomitschuppen entstehen konnte.

Der Malm, einen Faltenwurf bildend, macht die Bewegung der Schuppen I, II, III usw. mit, jedoch verliert sich die Faltung gegen oben mehr und mehr, was in Anbetracht seiner grossen Plastizität und Gleitfähigkeit leicht möglich ist, indem er sich, unter Entwicklung einer grossen Zahl von Gleitflächen, in differenzierter Bewegung über A hinweg schiebt, wobei auf der Strecke A—X eine Abscherung der Zwischenbildungen stattfindet.

3. Stadium:

Die Pressung verstärkt sich, deshalb weitere Zusammenschiebung und gleichzeitige Hebung des Kristallinen (auf Kosten seiner Mächtigkeit). Im Zusammenhang damit ist die weitere Dolomitabschuppung bis hinauf zur 8. Schuppe gediehen.

Die Mulde über E wird durch seitliche Zusammenpressung zur Keilmulde. (Bei E tritt spitzwinkliges Umknicken der Muldenelemente ein.) Dabei kommt K' gegenüber vom K zu liegen, deshalb erscheint die so entstehende Keilmulde in dieser Gegend geknickt.

Über A—X vollzieht sich eine differenzierte Malmüberschiebung.

Herr Prof. *Arbenz* hat mich auf die Analogie der hier zur Sprache gekommenen präalpinen, verwerfungsartigen Störung mit der *Gentalflexur* (vgl. dies) aufmerksam gemacht. Er war es auch, der zuerst die Vermutung ausgesprochen hat, dass sich die Keile oftmals aus solchen Linien heraus entwickelt haben könnten. Auch das abweichende Streichen der Mulde deutet auf einen besonderen Modus bei der Entstehung der Mulde.

4. Die Gadmerbänder (Gadmer Doppelschlingen nach *Baltzer*).

(Vgl. Tafel III.)

Von rund 3000 m fallen die grauweissen Malmwände des Gadmertales in unerhörter Steilheit bis auf 2000 m ab. Der ausserordentliche Böschungswinkel (60°—80°) ist nur möglich, weil die ganze Malmmasse bergewärts fällt und aus massigen Schichten besteht.

Am Fusse dieser Wände ziehen sich überall die Zwischenbildungen durch. Ob Gadmen erkennt man schon aus grosser Entfernung das dreimalige Auftreten der Dolomite. Sie liegen als gelblich-weiße, von den dunkelvioletten Gneismassen sich scharf abhebende Bänder von 20—30 m Mächtigkeit in annähernd horizontaler Lage und ziemlich gleichmässigem Abstände übereinander.

Baltzer (7, 143, und 8, 30—34) hat sie in seinem «Kontakt» beschrieben. Er unterscheidet zwischen einer östlichen und einer westlichen Falte. Diese Unterscheidung kann jedoch, wie schon die geologische Karte von *Arbenz*: Engelberg-Meiringen zeigt, nicht durchgeführt werden, indem es sich um zwei miteinander unmittelbar in Zusammenhang stehende Mulden handelt, wovon die südlichere, höher gelegene im Spreitgraben vollkommen, die tieferliegende, nördlichere infolge der Abtragung nur noch teilweise erhalten ist.

a) Die südlichere, höher gelegene Mulde.

(Vgl. tektonisches Sammelprofil: Wendenjoch-Ferrichstätten, Taf. III.)

Der S-Schenkel dieser Mulde ist nur in ausgequetschten Linsen vorhanden. Er steigt in nordwärts überkippter Stellung, d. h. in verkehrter Lagerung mit 30—40° und in dislokationskonkordanter Lagerung mit dem Gneis an, um schon in einer Entfernung von zirka 20 m vom Muldenende ohne irgend-

welche Umbiegung gegen seine normalliegende südliche Fortsetzung abzubrechen. Die Abwitterung ist heute gerade so weit fortgeschritten, dass sie die Muldenumbiegung beinahe erreicht. In einem kleinen Erosionseinschnitt wird es möglich, eine Profilansicht dieses tektonischen Gebildes aufzunehmen. Die Muldenumbiegung ist freigelegt. Der Krümmungsradius derselben ist sehr klein (2—3 m für die äussersten Schichten), was namentlich für die Kernschichten gilt. Die Umbiegungen der letzteren gehen mehr und mehr in spitze Winkel über, bis zuletzt Parallelstellung eintritt.

Diese Mulde zeigt keinerlei sekundäre Kernfalten, wie sie etwa in grossen, seitlich zusammengepressten Keilmulden (Färnigerkeil) vorzukommen pflegen. Ihr normalliegender N-Schenkel besitzt annähernd horizontale Lagerung. Er wird aus einer normalen Schichtreihe von Trias, Dogger und Malm gebildet. In einer Entfernung von etwa 80 m von der Muldenumbiegung bricht er ohne sichtbaren Grund ganz plötzlich ab, einzig und allein der obere Eisenoolith setzt sich noch unter zunehmender Auswalzung bergewärts fort, ohne dass es möglich wäre, dort auch nur eine Andeutung einer die südlichere und nördlichere Mulde verbindenden Gewölbeumbiegung festzustellen.

Die Deutung der Entstehung der besprochenen Mulde anhand der erwähnten Tatsachen ergibt:

1. Die Mulde ist eine Keilmulde, weil sie durch eine Überschiebung (Gneisgranit) unter intensiver, seitlicher Pressung entstanden. Spitzwinklige Knickung am Muldenende.

2. Bei der Überschiebung sind Partien der dem Kristallin aufsitzenden Zwischenbildungen (Dolomit und Bajocien-Echinodermenbreccie) losgerissen worden; sie bilden, in einzelnen Fetzen auftretend, den verkehrten Mittelschenkel der Keilmulde.

3. Die Stirnpartien der dislozierten Zwischenbildungen der südlich an die Mulde angrenzenden Zwischenbildungen weisen samt und sonders in eine Verschiebungszone des Malms hinein. Demnach ist das oberste südlichste «Band» als Schuppe aufzufassen, welche wahrscheinlich durch ein weiteres Überschobenwerden aus der Schuppe VIII der «Schwarzen Naht» hervorgegangen ist (vgl. Fig. 4).

4. Die Verschiebungszone des Malms und die auf ihr stattfindende Einschleppung und Auswalzung des oberen Doggers sind als Folgeerscheinungen der differenzierten Malmüberschiebung, wie sie unter A 3 dargestellt worden ist, zu betrachten.

Möglicherweise hat einmal in einem Embryonalstadium der fraglichen Keilmulde — an Stelle der Überschiebung im Malm — ein Gewölbe existiert, wurde jedoch bei der weitem Entwicklung durch die Bewegung des Malms zerstört.

b) Die nördlichere, tieferliegende Mulde.

Dieselbe ist, wie die südlich anschliessende, nach N umgelegt. Ihr verkehrter S-Schenkel ist einzig durch eine verkehrte Lage von Aalénienschiefen, welche um die Stirne (Schuppenstirne, weil gleichsam als Schuppe in eine Überschiebungszone hineingepresst) des normalliegenden Schenkels der unter a besprochenen Mulde herumgerissen worden sind, repräsentiert. Ob der liegende Malm ebenfalls durch eine verkehrte Schichtreihe vertreten ist, lässt sich wegen des Mangels an Leitschichten nicht mit Sicherheit feststellen, und das um so weniger, als im Innern der Malmmasse keinerlei Umbiegungen zu konstatieren sind. An der Basis des Hochgebirgskalkes treten die Zwischenbildungen in normaler Lagerung, aber tektonisch ziemlich hergenommen, wieder auf.

Der Malm, 50 m mächtig, ist in dünne Blätter ausgewalzt. Seine ursprüngliche Mächtigkeit ist vielleicht doppelt so gross gewesen. Demnach ist anzunehmen, dass ein grosser Teil des autochthonen Malms an der Bildung dieser nördlicheren Mulde beteiligt ist. Dass nicht der ganze Hochgebirgskalk als Muldenschenkel bis hierher reicht, beweist die Tatsache, dass kein Tertiär in der Zone des Muldenkerns aufzufinden ist. P. Arbenz hat indessen tertiäre Schichten, die tief unter die Gadmerflühe eingefaltet sind und zweifellos in diese Muldenregion hineinweisen, festgestellt. Somit ist an der Muldenatur dieses tektonischen Gebildes nicht mehr zu zweifeln.

In Anbetracht obiger Verhältnisse ist anzunehmen, dass das Muldenende (M.-Umbiegung) in der Rekonstruktion über das Gadmental zu liegen kommt (vgl. tektonisches Serienprofil, Wendenjoch-Wetterhorn, Taf. V).

5. Die Sackung von Mettlenalp.

Wenn wir auf dem schmalen Pfade, der von Mettlenalp gegen Alpligen (zirka 1700 m ü. M. östlich Birchlaui) wandern und einen Blick zur Seite tun, so fällt uns dicht westlich (100 m) der Mettlenalplhütten eine 40 m mächtige Dolomitbank auf, die sich in östlicher Richtung stetig hebt. Sie stellt das vierte Band der Gadmer-Doppelschlinge (*Baltzer*, **7**, 143, und **8**, 30–34) dar.

Über diesem weissen Band folgt Dogger in normaler Lagerung, dann stark gepresster Malm und endlich horizontalliegender Innertkirchner Gneisgranit, der nach oben durch Dolomitblöcke, eventuell Bänke abgegrenzt erscheint.

Leider sind die Aufschlüsse im obern Teile des Profils sehr schlecht, so dass es unmöglich ist, irgendwelche Zusammenhänge aufdecken zu können.

Die besprochenen schwach bergewärts fallenden Schichten werden durch den Spreitgraben angeschnitten, allein gerade in diesem Erosionseinschnitt verunmöglicht hochliegender Schutt nähere Untersuchungen vollständig.

Westlich des Spreitgrabens ist derselbe Schichtkomplex wieder aufzufinden, jedoch erscheint er gegenüber seiner östlichen Fortsetzung um zirka 80 m abgesunken. Derselbe ist vollständig aus seinem ursprünglichen Schichtverbände herausgefallen. Es ist ein allgemeines Durcheinander von Blöcken aller möglichen Grössen und stratigraphischer Herkunft, so dass man unwillkürlich an einen Bergrutsch denkt, und wohl auch mit vollem Rechte. Für die höherliegende östliche Fortsetzung ist das keineswegs ohne weiteres anzunehmen. Wohl ist ihr Gefüge etwas gelockert, aber typischen Bergrutsch- oder Absenkungscharakter besitzt der ganze Komplex dennoch nicht.

Wir versuchten dieses Band zuerst als völlig umgeknicktes Muldenende des Schwarzbergmuldenzuges zu deuten, aber es wollte nie recht verständlich werden, wie es möglich sein sollte, dass die am «Schwarzen Berg» noch vertikal einschneidende Muldensynklinale hier noch weiter, und zwar bis zur Horizontalstellung, abgeknickt sein könne. Auch konnte der obere Teil des fraglichen Schichtkomplexes — Trias über Malm, darüber horizontalliegender Gneisgranit — nicht mit dieser Mulde in Zusammenhang gebracht werden.

Prof. *Arbenz* hatte bei seiner Aufnahme der geologischen Karte Engelberg-Meiringen hier diese Hypothese auch versucht, schliesslich aber Zweifel gehegt, ob das unterste Band überhaupt anstehend sei. Als wir dann im August 1919 gemeinsam diese Stelle begingen, machte er mich darauf aufmerksam, dass hier eventuell eine Sackung vorliege.

Neue daraufhin angestellte Untersuchungen bestätigten diese Vermutung. Wir haben es wirklich mit einer Sackung zu tun, indem:

1. die Mächtigkeit aller Schichtglieder mit derjenigen des sicher Anstehenden der im vorigen Kapitel unter *b* beschriebenen Mulde übereinstimmt (Dolomit 25 m);
2. die Lagerungsverhältnisse und die Ausbildung ebenfalls in Einklang stehen mit denjenigen obiger Mulde;
3. Gleitflächen im Spreitgraben vorkommen und endlich
4. das Ganze ziemlich stark gelockert und zerklüftet ist.

Der Betrag der Absackung nimmt von E gegen W zu. So beträgt er für eine Stelle, die etwa 200 m östlich der Mettlenalplhütten liegt, zirka 20 m, für den Punkt 1748 zirka 150 m und für die Partie westlich des Spreitgrabens etwa 180–280 m.

Überall ist der kristalline Untergrund mit abgesackt.

Die Grenzen der Absackung sind im E infolge der geringen Verschiebung (Senkung) kaum angedeutet, und deshalb nicht mit Sicherheit festzustellen.

Im W ist die Grenze durch eine den Hang schief schneidende, also im Widerspruch mit den Prinzipien der Erosion stehende, kleine Rinne angedeutet. Dieser Einschnitt nähert sich gegen oben mehr und mehr dem Spreitgraben und zugleich der Abrisslinie, welche ebenfalls den Spreitgraben durchsetzt. Am wenigsten lässt sich über die untere Grenze der Sackung anführen, denn sie ist durch Bedeckung mit Moräneschutt und Vegetation der Beobachtung entzogen, auch liefert die Topographie des Geländes keine Anhaltspunkte, die für eine Bestimmung fraglicher Grenze genügen könnten.

Aus der Bedeckung der Sackung mit Moräneschutt geht hervor, dass sie wohl vor der letzten Vereisung entstanden sein muss.

Aus den angeführten Tatsachen geht also hervor:

1. dass eine Absackung für die Entstehung des vierten «Bandes» verantwortlich gemacht werden muss und
2. dass die oberen drei «Bänder», wovon wiederum nur die beiden höheren aufgeschlossen sind — das tiefstliegende ist noch unter der Absackungsmasse begraben —, die anstehenden Schenkel der im letzten Kapitel unter *a* und *b* angeführten beiden Keilmulden repräsentieren.

6. Die Schuppenregion des Achtelsassgrätli.

(Vgl. Tafel III.)

Das Achtelsassgrätli ist der westliche Ausläufer der Tellistockkette. Es trennt gleich den Gadmerflühen das Gadmental vom Gental. Die Gegend ist tektonisch sehr kompliziert gebaut. Die Lösung der tektonischen Fragen wird besonders durch den Umstand erschwert, dass das Geländestreichen parallel zum Schichtstreichen verläuft und nur in zwei namenlosen, untiefen Runsen eine Profilansicht möglich wird, welche meistens sehr ungünstig ist, da der einsetzende Wald drei Viertel der Einschnitte verdeckt.

Die Trias liegt hier in nicht weniger als bis zu siebenmaliger Wiederholung übereinander. Die einzelnen Dolomitkomplexe werden zum Teil durch Aalénienschiefer voneinander getrennt, zum Teil aber ist auch dieser, wie die übrigen Doggermassen, gegen die Stirne der Dolomitschuppen, um welche es sich hier, wie nähere Untersuchung lehrt, handelt, vorgeschoben worden. Der obere Dogger, namentlich die beiden Eisenoolithe mit den zwischenliegenden oberen Schiefen sind von den hangenden, normal gelagerten und den liegenden, verkehrten Malmschichten gleichsam wie durch die Walzen einer Lederpresse erfasst, eingeklemmt und mitgeschleppt worden. Die Laminierung geht auch hier bis zum völligen Auskeilen der betreffenden Schichten.

Die Echinodermenbreccie verhält sich etwas anders, indem sie oft plötzlich, aber ohne Gewölbeumbiegung, abbricht.

Die Aalénienschiefer sind durchwegs um die normalliegenden Dolomitstirnen herumgeschleppt worden, gleichsam wie Schilf von der Strömung um einen Brückenpfeiler herumgerissen wird, wobei das fließende Wasser den ausweichenden Malmkalken, das Schilf hingegen den Aalénienschiefern, der Brückenpfeiler der Dolomitstirne entspricht.

Die Triasschuppen zeigen an ihrer Stirne keinerlei Umbiegungserscheinungen; es handelt sich eben um starre Schuppen im vollkommensten Sinne des Wortes. Das Ausmass der durch die Abschuppung erreichten Gesamtüberschiebung dürfte wohl 100—120 m betragen.

Die Tektonik des Gneises scheint in grossem Widerspruche zu derjenigen der Sedimente zu stehen, indem er nirgends mit abgeschuppt worden ist, auf keinen Fall abgeschuppt entsprechend triasischen Schuppen. Wenn irgendwo im Kristallinen Schuppung erfolgt ist, so verläuft sie immer anders als diejenige der Sedimente, darüber später Näheres.

Am Achtelsassgrätli verlief die Bewegung des Kristallinen nahezu senkrecht zur Ebene der Abschuppung obiger Dolomite, also nordwärts 60° — 65° ansteigend. Der Gneis ist intensiv geschiefert. Verschiebungsfläche steht an Verschiebungsfläche. Schicht um Schicht ist an diesen Verschiebungsflächen emporgepresst worden und hat bruchlos den ursprünglichen Raum der weichen, sich überschiebenden Dolomitschuppen eingenommen. Wir suchen in der Nähe der Schuppenwurzeln vergebens nach horizontalen Überschiebungslinien im Gneise. Sie haben nicht entstehen können, weil die Eruptivmassen zwar seitlich zusammengepresst worden sind, aber niemals aus ihrer ursprünglichen, präexistierenden herzynischen Schieferungstektonik herausgebracht werden konnten. Diese präexistierende Schieferung zwang die einzelnen Komponenten der Gneismasse, parallel zur Stellung ihrer Textur auszuweichen. Ob der wirkende Gebirgsdruck in der Tiefe grösser war als an der Oberfläche des Eruptiven, lässt sich an diesem Profile nicht ersehen, darüber später Näheres.

Die Entstehung obiger Abschuppung kann wie folgt gedeutet werden: die Auflagerung des Mesozoikums bildete eine horizontale Ebene, wie sie seit der Triastransgression (durch permische Denudation

entstanden) bis zum Beginne der tertiären Gebirgsbildung bestanden hat. Darüber lagen völlig ungestört die mesozoischen Sedimente. Beim Beginn der tertiären Gebirgsbildung wurden die Sedimente infolge der intensiven Zusammenpressung ihres Untergrundes, des Kristallinen, zum Ausweichen gebracht. Dies geschah natürlich in der Richtung kleinsten Widerstandes und unter geringstem Kraftaufwand, also gegen N, und auf dem Wege einer ebenen (geraden) Überschiebung, wie sie das angeführte Profil in typischer Ausbildung zu wiederholten Malen aufweist. Ob in dieser ersten Phase der dislozierenden Bewegung auch schon eine Hebung des kristallinen Untergrundes stattfand, kann aus diesem Profil nicht ersehen werden. Hingegen ist anzunehmen, dass die partielle Hebung des kristallinen Untergrundes die Abschuppung der Triasdolomite des Achtelsassgrätli sehr begünstigt hat, indem die gegen S an jeder Verschiebungszone zunehmende Hebung des Kristallinen die nordwärts abgleitenden Dolomite veranlasste, sich über ihre in der Tiefe zurückgebliebene nördliche Fortsetzung zu überschieben. Daher erklärt sich auch das ausnahmslose Fehlen der verkehrten Mittelschenkel und auch der Stirnübergängen der Dolomite, daher auch das Auftreten der Abschuppungen in ganzen Serien. Es wäre mir nicht begreiflich, wieso der massige Dolomit bei der gewaltigen Überlastung in so oftmaliger Wiederholung und auf so engem Raum sich hätte abschuppen sollen, wenn es ihm möglich gewesen wäre, irgendwo weiter nördlich oder auch an Ort und Stelle eine einzige, dafür aber eine entsprechend weitausholende Überschiebung zu bilden. Diese einzige und grosse Überschiebung wäre wohl zustande gekommen, wenn der Dolomit durch die paketweise Verstellung des Untergrundes nicht daran verhindert worden wäre.

7. Die Gentalstörung.

(Vgl. Tafeln III und V.)

In der Gental Schlucht, dicht östlich von Ferrichtstätten, finden wir einen eigenartigen Aufschluss. Die Zwischenbildungen setzen nämlich auf einmal aus, nachdem sie von N-Fallen ohne sichtbaren Grund urplötzlich in S-Fall und weiter in Saigerstellung übergegangen sind; der Malm, soweit er der Beobachtung zugänglich ist, macht diese Gefällsveränderung mit. Im oberen Teile der Schlucht steigen die Zwischenbildungen vertikal in die Höhe und sind mehr und mehr ausgewalzt. Die tektonische Beeinflussung der Zwischenbildungen nimmt nach oben stetig zu und bedingt völliges Auskeilen derselben, so dass also der Gneis der rechten Gental Schluchtseite direkt an den Malm angrenzt. Zwischen beiden ist eine sehr ausgeprägte Ruschelzone zu finden. Das Kristalline zeigt Harnischbeläge und Sericitisierung, der Malm intensivsten Schleppungscharakter. Leider verdecken Schutt und Moräne an der Gentalausmündung die Fortsetzung dieser tektonischen Linie. Die Zwischenbildungen sind erst weiter im NE am Fusse der rechtseitigen Gentalhänge — der letzte Aufschluss liegt westlich der Gentalhütten «bei der Zahl» aufgeschlossen.

(Vgl. Geologische Karte Engelberg-Meiringen von *P. Arbenz* und *P. Arbenz* und *F. Müller* [6, 111].)

Es handelt sich hier, wie übrigens schon *P. Arbenz* vermutet und in einer Mitteilung (6, 111) veröffentlicht hat, um eine Flexur, welche nach eigenen Beobachtungen N-E streicht, also vom tertiären Schichtstreichen um 18° — 20° abweicht; die Abweichung geht nach S. Dabei liegt der im NW der Flexur sich befindende Komplex um 80—100 m höher als der abgesunkene, alpeneinwärts gelegene, südöstliche Flügel.

Das Alter der Flexur ist sehr schwer zu bestimmen. Für den herzynischen Ursprung derselben spricht ihre herzynische Streichrichtung und gewisse kleine Mächtigkeits- und Faciesveränderungen der Trias und der Echinodermenbreccie. Erstere gewinnt nämlich nordwestlich der Gental Schlucht plötzlich an Mächtigkeit, indem sich ein roter, eisenhaltiger Dolomit auf eine bisherige Denudationsfläche aufsetzt, letztere wird ebenfalls auf der NW-Seite der Flexur durch Beimengung einer ungeheuren Masse von Dolomitgeröllen in ihrer bisherigen Facies völlig verändert; auch die Kieselknauer verschwinden. Es unterliegt also keinem Zweifel, dass schon nach Ablagerung der Trias in dieser Gegend eine Hebung hat stattfinden müssen, welche in der Zeit des Bajocien die höchsten Horizonte der Trias aus dem Meere herausgehoben und somit der Erosion ausgesetzt hat. Diese Hebung scheint mit der Entstehung der Flexur in Zusammenhang zu stehen und wäre als reine epirogenetische Bewegung, welche sich an dieser vielleicht herzynisch vorgebildeten Störung ausgelöst haben wird, aufzufassen.

Da nun aber die Trias wie auch die Echinodermenbreccie die Bewegung der flexurartigen Verwerfung mitgemacht haben, indem dieselben Schleppungserscheinungen aufweisen, so ist anzunehmen, dass die Bewegung jünger ist, und zwar tertiär, denn auch der Malm ist von der Bewegung betroffen worden.

8. Die Überschiebung von Boden-Allenschwendi.

(Vgl. tektonisches Sammelprofil: Innertkirchen-Wellhornsattel, Taf. IV.)

Die Gadmeraare durchbricht in der Gegend des Keistens (nördlich Innertkirchen) in rechtem Winkel die wohl 60 m mächtigen Triasdolomite der Unterwasserlamm, um im weitem Verlaufe, in streng isoklinarer Richtung, in die Aalénienschiefer eingetieft, der Talmulde von Innertkirchen zuzustreben.

Die Zwischenbildungen steigen hier mit 40° — 45° an, um am W-Rande der Terrasse von Boden in horizontale Lagerung überzugehen und zugleich den Boden dieser Talstufe zu bilden.

Als im Herbst 1919 Herr Prof. *Arbenz* mit mir diese Stelle beging, machte er mich darauf aufmerksam, dass dicht über der erwähnten Umbiegungsstelle der Zwischenbildungen scheinbar ganz unvermittelt oberer Dogger auftritt. Leider konnten der vergerückten Jahreszeit wegen in jenem Herbste die Ursachen dieser eigentümlichen Lagerungsverhältnisse nicht mehr festgestellt werden; erst ein Jahr später gelang es mir, zu konstatieren, dass fragliche Schichten durch Erosion abgetrennte Reste einer Überschiebung darstellen, an welcher nicht nur diese Elemente, sondern überhaupt alle Glieder der Zwischenbildungen beteiligt sind.

Am W-Rande der Terrasse von Boden fand ich eine Stelle, wo ein mächtiger Triaskomplex auf Malm aufgeschoben ist. Der Malm zeigt äusserst intensive Pressungserscheinungen, auch ist er durch den Schub steil aufgerichtet worden. Sein Streichen, an saiger stehenden Schichten gemessen, $N 27^{\circ} E$, weicht um 35° — 40° vom allgemein alpinen ab. Es ist kaum anzunehmen, dass diese Abweichung eine herzynisch bedingte ist, sonst müsste die Überschiebung von Allenschwendi, welche, wie Herr Prof. *Arbenz* schon früher vermutete, zweifellos das westliche Äquivalent obiger tektonischer Störung ist, in der streichenden Verlängerung dieses Malmpaketes liegen, was jedoch nicht der Fall ist. Vielmehr handelt es sich hier um eine rein lokale Unregelmässigkeit.

Das Klemmpaket, wie dieses überfahrene Bündel von Argovienschiefern bezeichnet werden kann, wird in seinem Liegenden von der normalen Schichtreihe der Zwischenbildungen begleitet. Die Glieder des Doggers sind sehr weitgehend ausgewalzt worden. Diese Tatsache lässt erkennen, dass sie grossem Drucke ausgesetzt gewesen sein müssen, was ohne weiteres verständlich wird, wenn man bedenkt, dass fragliche Schichten die vorstossende Dolomitschuppe zum Stehen gebracht haben, währenddem die Bildungen des Doggers, welche im Hängenden der sich überschiebenden Trias lagen, in glatter Überschiebung über das beschriebene Malmpaket hinwegfuhren, und zwar scheinbar mitten in den Malm hinein, wobei es sich von selbst versteht, dass alle höheren Schichtkomplexe diese Bewegung in gleichem, wenn nicht in nach oben noch verstärktem Masse, mitgemacht haben.

Nördlich von Boden fallen die Sedimente, wie eingangs erwähnt, steil zur Tiefe und untertiefen die Alluvionen des Innertkirchner Talbeckens, um weiter nördlich in der Gegend des Kirchet wieder schwach anzusteigen, ohne dass die Zwischenbildungen jedoch das Niveau der Aare wieder erreichen würden, möglicherweise handelt es sich hier nur um ein scheinbares Aufsteigen gegen N, indem, wie Herr Prof. *Arbenz* vermutet, diese Aufwölbung durch eine derartig verlaufende Druckschieferung vorgetäuscht werde.

Westlich von Innertkirchen, etwas südlich von Winkel, steigen die Zwischenbildungen ebenfalls mit 40° — 45° Neigung gegen S an, um dicht unter Allenschwendi eine prachttvolle Überschiebung zu bilden. Der überschobene Dolomitkomplex zeigt eine sehr schöne Stirnübergangung. Vor sich hin schiebt er weggerissene Teile des Liegenden (Dolomitpakete), knittert sie in wirre Formen zusammen, und fährt, auf Aalénienschiefer gleitend, über einen von seinem Hängenden abgetrennten Malmpaket hinweg. Der liegende Malm verrät durch die Anwesenheit einer grossen Zahl von Stauchfalten seinen innern Zusammenschub, währenddem die überschobenen, hängenden Partien keinerlei Stauchungserscheinungen aufzuweisen haben. (Vgl. hierzu: Tektonisches Sammelprofil, Innertkirchen-Wellhornsattel, Taf. IV, und Serienprofil, Wendenjoch-Wetterhorn, Taf. V.)

An der Dolomitstirne häufen sich die Aalénienschiefer zu grosser Mächtigkeit an, gerade so wie etwa Flugsand sich im Windschatten anzusammeln pflegt, diese Eigentümlichkeit erklärt sich dadurch, dass die hängenden Komplexe um einen viel grösseren, vielleicht um den doppelten Betrag gegenüber den tieferliegenden Sedimenten verschoben worden sind als der Dolomit. Mit andern Worten: Die Intensität der Bewegung nimmt gegen oben zu.

Diese Ansicht wird auch durch die Tatsache bestätigt, dass der obere Eisenoolith ganz unbekümmert um die relativ ruhige Unterlage einfach über dieselbe hinweggleitet. Sein grosses Gleitvermögen erklärt sich durch die Unterlagerung durch die unteren Schiefer, welche diese Eigenschaft infolge ihrer sehr geringen inneren Reibung in hervorragendem Masse besitzen. Das relativ weit sich überschiebende Callovien ist im Verlaufe seiner Bewegung mehr und mehr ausgewalzt worden, auch zeigt es Fältelung, welche durch die stauende Wirkung des liegenden Malms, auf den es als höchstes Glied der Zwischenbildungen zuletzt überschoben worden ist, erklärt werden muss.

Eigentümlich ist das Verhalten der Echinodermenbreccie. Diese ist nämlich durch das Zurückbleiben ihrer Unterlage von ihrem Hängenden, welches sich in grösserem Bewegungszustande befunden hatte, abgeschält worden, gleichsam wie der Eisenspan durch den Stahl des Eisenhobels. So erklärt es sich auch, dass die abgeschälte, vor der Dolomitstirne liegende Echinodermenbreccie spiralartig aufgerollt erscheint. Es soll im nächsten Kapitel anhand eines hierfür günstigeren Profiles nochmals auf diese Erscheinung eingetreten werden.

9. Die Basiskomplikationen des Augstgummbasturzes.

(Vgl. tektonisches Sammelprofil Innertkirchen-Wellhornsattel, Taf. IV.)

a) Tektonische Störung beim Tieflaubach.

Im Hintergrunde der grossen alluvialen Schotterebene des Urbachtales, etwa 100 m südwestlich der Mündung des Tieflaubaches in das Urbachwasser steigen die Zwischenbildungen aus der Ebene auf. Sie bilden von hier weg gegen S den Sockel der grossen, 1000 m hohen Malmwand der Augstgumm.

In bezug auf den landschaftlichen Charakter der Gegend fällt auch hier der grosse Gegensatz zwischen den grauen, düsteren Malmwänden der Engelhörner und den viel sanfteren Böschungen der durchwegs mit saftigem Grün belegten Weiden der Gneishänge auf.

Gleich der erste Aufschluss an obenerwähnter Stelle zeigt uns eine kleine Verwerfung im Dolomit, welche jedoch schon von den darüberliegenden Aalénienschiefern völlig ausgeglichen wird. Dieser Ausgleich ist tektonisch entstanden, indem die hängenden Schiefer und die Echinodermenbreccie darüber weggeglitten sind und nur durch eine geringe Einsenkung die Unregelmässigkeit des Liegenden andeuten. Schon der Callovien-Eisenoolith geht in ziemlich ebener Fläche darüber hinweg.

Wenn in dieser Gegend irgendwo Transversalverschiebungen oder auch Verwerfungen Vertikalverschiebungen erzeugt haben, so liegt sonst immer der südlich an die entsprechende Störung angrenzende Teil höher, hier jedoch beobachten wir das Gegenteil. Dass bei dieser an und für sich wirklich unbedeutenden Verwerfung des Dolomites der südlich angrenzende Komplex um zirka 4 m abgesunken erscheint, das und auch das nordöstliche Streichen der Verwerfung führte mich auf den Gedanken, es könnte sich hier um die westliche Fortsetzung der Gentalstörung handeln, was wohl angenommen werden darf.

b) Die erste Überschiebung an der Augstgummbasis.

(Vgl. Tafel IV.)

Steigen wir mit den Zwischenbildungen gegen S an, so gelangen wir in zirka 1100 m Höhe — 250 m über der Urbachtalesohle — zu einer Überschiebung, die ich ihrer komplizierten Beschaffenheit wegen näherer Beschreibung würdigen möchte. Der liegende Dolomit ist an der Wurzel der Überschiebung durch seine über ihn hinweggleitende südliche Fortsetzung zum Teil aufgerichtet und aufgeblättert, zum Teil nach N übergelegt worden. Da bei dieser Überschiebung keine Aalénienschiefer mehr vorhanden sind, so übernimmt die Echinodermenbreccie trotz der sie erfüllenden Masse von Kieselknauern grösster Dimensionen (bis 30 cm Durchmesser) die Rolle als Gleitmaterial, indem sie zwischen den überfahrenden

und liegenden Dolomiten tief hineingreift (vgl. Taf. IV). An der Dolomitstirne bildet sie, zu grosser Mächtigkeit angehäuft, die allerintensivsten Fältelungen, die von den beiden Eisenoolithen und den zwischenliegenden Schiefen mitgemacht werden. Bis dahin ist die Überschiebung sehr einfach, die eigentliche Komplikation zeigt sich erst tiefer unten am liegenden, scheinbar wenig dislozierten Schenkel der Überschiebung. Hier ist der Callovien-Eisenoolith in wirre Falten gelegt, zwängt sich jedoch ganz unvermittelt zwischen ausgewalzte Malmschichten hinein, und zwar auf eine Strecke von mindestens 25 m, und das alles an einer Stelle, von der man unbedingt annehmen muss, dass sie im tektonischen Schatten liegt.

Anfänglich möchte man am liebsten den sehr schiefen Erosionsanschnitt für diese scheinbare, als tektonische Missgeburt aufzufassende Komplikation verantwortlich machen, allein bei näherer Untersuchung zeigt es sich, dass hier wirklich eine typische Überschiebung vorliegt.

Die Deutung dieser Verhältnisse ist nur unter Zuhilfenahme von mindestens zwei Bewegungsphasen möglich. (Vgl. tektonisches Sammelprofil, Taf. IV.)

1. Phase: Der Dolomit wird auf sich selbst überschoben; seine Stirne überfährt einen Teil der Echinodermenbreccie. Die hängenden Doggerschichten der Überschiebung, so namentlich der Eisenoolith, werden in gleicher Weise, wie es das Allenschwendiprofil zeigt, zwischen zurückbleibenden, liegenden und sich überschiebenden, hängenden Malm hineingewalzt; es entsteht die Callovienüberschiebung.

2. Phase: Die Gneisunterlage hebt sich, so dass der nicht dislozierte, liegende Schenkel mit dem sich überschiebenden Dolomitkomplex einen spitzen Winkel bildet. Letzterer stösst weiter vor und reisst infolgedessen die höheren Schichten der Überschiebung mit sich, überkippt sie teilweise nach N oder überschiebt sie; kurz, der Vorgang einer Überschiebung wiederholt sich, aber diesmal in einem höheren Niveau.

Es ist im weitem bei Analyse der tektonischen Untersuchungen noch oftmals zur Annahme verschiedener Phasen der Bewegung Zuflucht zu nehmen.

e) Klassische Überschiebung bei U.

Diese Überschiebung ist die nächst südliche. Sie liegt just unter dem Ü des «Urbachtales» der Überdruckkarte 1 : 50,000 und ist von so instruktiver Natur, dass man nicht an ihr vorbeigehen kann. Die Veranschaulichung gelingt wohl am besten unter Zuhilfenahme eines Vergleiches:

Wir stehen auf dem äussersten Ende eines Uferspornes. An diesem Sporne vorbei fliesst ein mächtiger Strom. Hinter diesem Ufervorsprung erweitert sich das Bett des Stromes. Die Wasser bilden hier einen Wirbel. Genau dieselbe Erscheinung tritt uns in obigem Profil vor Augen. Hier haben wir es mit dem Fliessen einer bis zu einem gewissen Grade latentplastischen Masse zu tun, welche an einem festeren, widerstandsfähigen Felssporn — überschobener Dolomitschenkel — vorbeifliesst und dicht hinter ihm eine «Drehfalte» bildet, welche mitten in ihrer Bewegung durch das Aussetzen der gebirgsbildenden Kräfte zum Stehen gebracht worden ist. Die latentplastische Masse wird vom Dogger und Malm verkörpert.

Die Zwischenbildungen fallen von dieser Stelle an gegen S in zunehmendem Masse ein, und zwar bis auf 1100 m, um dann plötzlich in einer Reihe direkt aufeinander folgender Abschuppungen und Überschiebungen usw. gegen das Laucherli aufzusteigen. Ich nenne diese Zone:

10. Die Basisregion des Pfaffenkopfkeiles (PK.).

(Vgl. Tafel IV.)

Bernhard Studer (33, 188) entdeckte in den dreissiger Jahren des letzten Jahrhunderts am Pfaffenkopf und Laubstock, welche Lokalitäten etwa 3 km südlich von Innertkirchen zu beiden Seiten des Aaretals liegen, die Überlagerung sedimentärer Schichten durch Kristallin.

Baltzer hat diese Gegend dann in den siebenziger Jahren einer neuen speziellen Untersuchung (vgl. 7, 129, 130) unterzogen und gezeigt, dass hier eine ihren Rücken dem Kristallin zuwendende Sedi-

mentmulde vorliegt, welche er Pfaffenkopfkeil nannte. Die Mulde streicht in südwestlicher Richtung gegen das Urbachtal hin, wo sie durch die Malmassen des Augstgummabsturzes repräsentiert wird.

Wie bereits erwähnt, ist diese Region kompliziert gebaut. Weil auch dem Laien die eigentümliche Sockelstruktur der Augstgummwand auffällt, so ist es nicht verwunderlich, dass für diese Gegend die Bezeichnung «in den Schnüren» geschaffen worden ist. Und tatsächlich, die weissen Dolomite ziehen sich wie eine Schnur, die auf einer Ebene zusammengestossen wird, am Fusse der düstern Kalkwände entlang, bald ansteigend, bald tief ins Kristalline eingreifend, bald ausgequetscht oder gestaucht. Das Eigentümlichste aber ist, dass die Aufeinanderfolge von Gewölben und Mulden vollständig durch den Charakter der Tektonik des Kristallinen beherrscht wird.

Die Trias schliesst sich vor allem, wie übrigens schon aus der Besprechung der Schwarzbergmulde hervorging, eng an das Kristalline an. Die Mulden stehen in Zusammenhang mit Zonen intensivster Verschiebung im Gneise. Sie sind durchwegs sehr spitz und haben die Form von Keilen, wobei allerdings bei verschiedenen derselben deutliche Umbiegungen zu konstatieren sind. Diese sogenannten Keilmulden fallen dislokationskonkordant mit dem Gneise südwärts ein. Die Enden der Keilmulden weisen immer in eine Zone stärkster Verschiebung im Gneise hinein. Solche Verschiebungszonen treten auch topographisch deutlich hervor, indem die Erosion diesen Linien entlang begünstigt worden war; wir beobachten nämlich, dass fast allen wichtigen Verschiebungszonen entlang ein Bach fliesst, welcher sich meistens (auf dieser Linie) ziemlich tief eingefressen hat.

Die Antiklinalen über den Stirnen der Gneisschuppen sind meistens viel komplizierter gebaut als die sie trennenden Keilmulden. Sie sind ebenfalls seitlich zusammengedrückt, in der Scheitelregion nicht selten gebrochen und oftmals überschoben und in allereigentümlichste Schuppen gelegt.

Die Echinodermenbreccie ist meistens aus den Muldenzipfeln herausgequetscht und in den Antiklinalen, vorwiegend aber auf deren N-Seite, angehäuft worden. Es kommt auch vor, dass sie zwischen tektonisch aufgeblättern Malmkalk hineingepresst worden ist, gleichsam wie ein aplitisches Gestein zwischen Paraschiefer hinein. Die Kieselknauer werden oftmals zu dünnen Ellipsoiden ausgewalzt.

Die Echinodermenbreccie scheint ganz die Rolle des latentplastischen Mediums übernommen zu haben, indem sie durchwegs einen Ausgleich zwischen den harten Formen der Trias und der schwungvollen, schmiegsamen Modellierung des obern Doggers und Malms zustande brachte.

Der Malm selbst ist durch eine Unmenge von Stauchfalten und Fältchen charakterisiert. Die einzelnen Lamellen dieser Fältchen sind meistens durch Calcitsekretion wieder verwachsen. Gewölbeumbiegungen über den Gewölben der Zwischenbildungen sind nur in den tiefsten Zonen des Malms zu finden. Die Tektonik der Unterlage wird nach oben bald verwischt. Der Hochgebirgskalk hat eben seine eigene Tektonik, nämlich diejenige einer gewaltigen, trägen Masse, die in unserem Falle durch die Bewegungen des Untergrundes nur passiv beeinflusst worden ist. Immerhin treten auch im Malm in der Verlängerung der Überschiebungen der Zwischenbildungen Verschiebungsflächen untergeordneter Bedeutung auf. (Vgl. Taf. IV, V, und Fig. 6, 7.)

Als Anhang zu diesen allgemeinen Bemerkungen über die Keilregion der Basis des Laubstock-Pfaffenkopfkeiles mag eine detaillierte Besprechung einzelner typischer Profile nachfolgen. (Vgl. Fig. 5 und 6 und Sammelprofil, Taf. IV.)

Eine der interessantesten Keilmulden ist die Geissrückmulde 7. Ihr überkippter S-Schenkel geht gegen S in die Laucherliregion, eine tektonisch aufs heftigste mitgenommene Zone, über. Gegen das Muldenende hin fällt er in nordwärts überkippter Lagerung dislokationskonkordant mit dem Gneise ein. Er wird dabei mit zunehmender Tiefe mehr und mehr in einzelne Linsen zerrissen und ausgewalzt. Von Muldenumbiegungen kann hier nicht die Rede sein. Der N-Schenkel ist vollständig ausgequetscht worden und setzt erst wieder im nächstfolgenden, nördlich anschliessenden Gewölbe J ein, und zwar als Scheitelüberschiebung, wobei die Echinodermenbreccie wie üblich auf die tektonische Schattenseite des Gewölbes befördert worden ist. Die beiden Eisenoolithe mit den zwischenliegenden obern Schiefnern machen die Bewegung der Echinodermenbreccie mit, wie etwa der Rauch die Bewegungen des Windes mitmacht.

Wegen des Fehlens der Zwischenbildungen am Geissrücken glaubte ich zuerst an ein mesozoisches Alter dieses Gneisbuckels. Der Malm liegt direkt über Gneis, aber nachdem ich die tektonische Bearbeitung desselben gesehen hatte und die Dolomitüberschiebung im nördlich anschliessenden Gewölbe gewährte, schien mir obige Deutung unwahrscheinlich, und ich gelangte zur Ansicht, dass das Auskeilen der Zwischenbildungen rein tektonisch verursacht worden sein muss. Diese Idee wird noch dadurch bestätigt, dass in der Nachbarschaft, wo die Zwischenbildungen wieder einsetzen, in keinem ihrer Schichtglieder irgendwelche Faciesveränderung zu konstatieren ist.

Indessen scheint es auch hier nicht ausgeschlossen, dass die Verschiebungszone am Muldenende aus einer herzynisch vorgebildeten tektonischen Linie hervorgegangen ist (Flexur). Die nördlich anschliessende Mulde 6 ist mitten in ihrer Umbiegung geborsten und durch eine Gneisschuppe IV nach oben gedrückt worden; dabei wurde der nachfolgende Scheitel H nach N vorgeschoben und teilweise überschoben. Das Verhalten der Echinodermenbreccie als Ausgleichsmedium zwischen dem Falten-

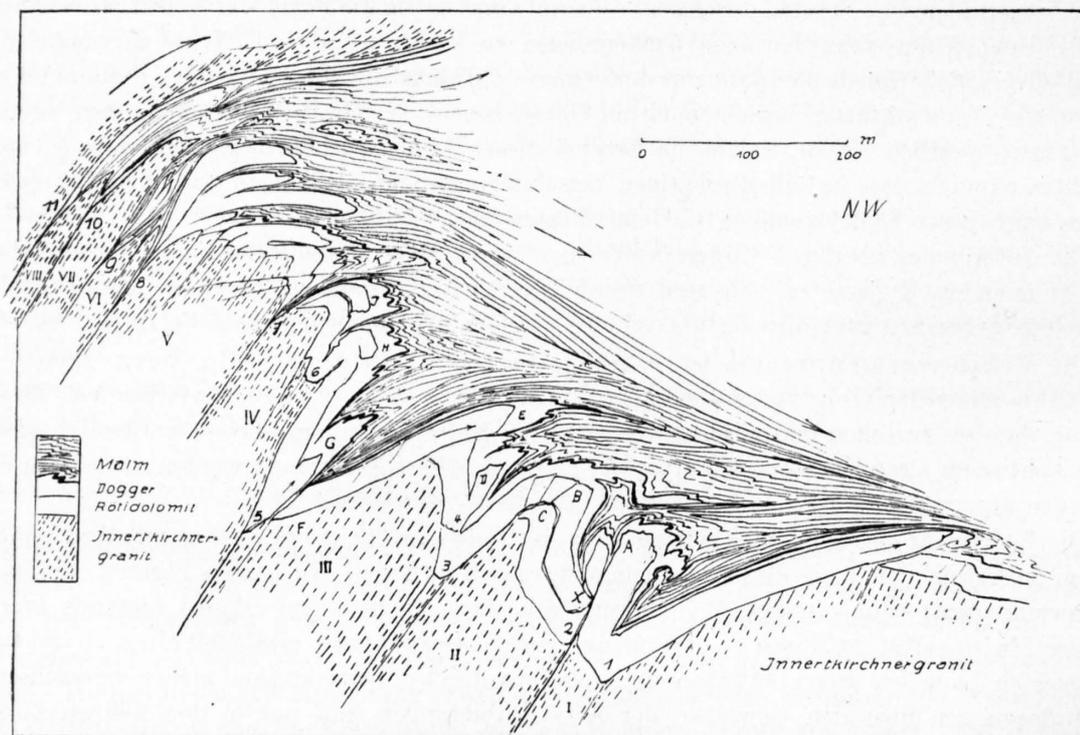


Fig. 5. Orientierende Darstellung der Muldenendregion des Laubstock-Pfaffenkopfkeiles.

wurf und teilweisen Abschuppung der Trias und den gestauten, in ihren höheren Horizonten mehr und mehr nordwärts abgleitenden Malmmassen bleibt immer dasselbe.

Wohl die instruktivste aller Keilmulden dieser Zone bildet die nächsttiefere Mulde 5. Das Charakteristische an ihr ist, dass sie nahe bei ihrer sehr spitzen Muldenumbiegung gebrochen worden ist, indem der S-Schenkel mit Muldenumbiegung und einem Teile des zugehörigen N-Schenkels von einer aufstossenden Gneisschuppe erfasst und in die Höhe gerissen worden ist, währenddem der nördliche Teil des liegenden Schenkels in der Tiefe zurückgeblieben ist. Letzterer ist dann in der Gegend von E über den ursprünglichen Scheitel der nächstfolgenden Antiklinale um zirka 30 m hinausgeschoben worden, wiederum eine Tatsache, die mir ohne die Annahme verschiedener orogenetischer Phasen unerklärlich wäre.

Verwickelter erscheinen die Verhältnisse bei den Keilmulden 1—4. Leider ist die südlichste Mulde 4, wenn überhaupt eine solche anzunehmen ist, durch Wald bedeckt, so dass ich nicht sicher bin, ob der S-Schenkel der Keilmulde 3 ununterbrochen bis zur Überschiebung E hinaufreicht, oder ob, in Analogie zum Verhalten der Mulde 5, ein Teil des N-Schenkels der Keilmulde 3 durch die Gneisschuppe III abgerissen und nach D hinauf gedrängt worden ist. Letzterer Annahme widerspricht jedoch der Um-

stand, dass bei 3 eine sehr wohlerhaltene Muldenumbiegung zu konstatieren ist. Wenn man aber in Betracht zieht, dass z. B. bei den Triaskeilen des Laucherliprofiles oftmals Umbiegungen auftreten, die durch die an ihnen vorbeistreichenden Gneisschuppen teilweise nach oben gerissen worden sind, somit also sekundär entstanden sind, so dürfte auch hier angenommen werden, dass die Muldenumbiegung bei 3 auf eine analoge Weise entstanden sei. Der Vorgang war also kurz folgender:

Abreißen des N-Schenkels in der Nähe der primären Muldenumbiegung und Hebung desselben mitsamt der primären Muldenumbiegung in die Gegend von 4; — D.

Die erste Annahme, der S-Schenkel der Mulde 3 gehe ohne Unterbruch über 4 bis zur Überschiebung E durch, stützt sich auf die Tatsache, dass an dem leider schlecht aufgeschlossenen Punkte 4 nichts von einer Muldenumbiegung zu sehen ist. Aber bei dieser Annahme ist es einfach unmöglich, für die Herkunft der Dolomitschuppe 4 eine befriedigende oder überhaupt eine Deutung zu finden.

Die nun folgenden Antiklinalen B und A und die zwischenliegende Mulde 2 sind für den Nachweis verschiedener Phasen der Entstehung sehr wichtig. (Vgl. schematisierte, untenstehende Skizze 6.)

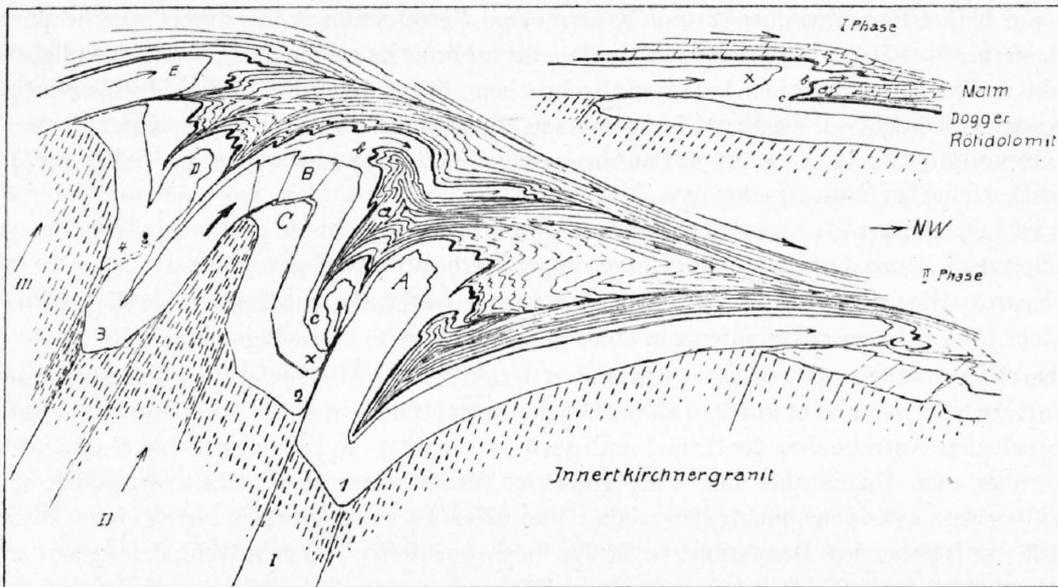


Fig. 6. Zur Deutung der Basiskomplikationen der Augstgummzone.

Der über C überschobene Gewölbeschenkel B X ist mit dem liegenden Teile C 2 konkordant verbogen. Wäre diese Überschiebung ein Analogon zu derjenigen von E, so müsste auch hier der überschobene Schenkel B X in gerader Richtung gegen den Malm und zwischen seine Schichten hineingestossen worden sein. Daraus folgt, dass der Schenkel B X erst nach vollendeter Überschiebung über seine ursprüngliche Fortsetzung C 2 mit diesem gleichsinnig verbogen worden ist. Eine neu einsetzende Hebung in der Gegend von C, welche wohl auch mit einer starken seitlichen Pressung verbunden war, hat die flachliegenden Dolomitschuppen als Ganzes erfasst und in Falten gelegt, gerade so, als wären die beiden übereinandergeschobenen Dolomitmassen ein einheitlicher, sedimentärer, stratigraphisch sich überlagernder Schichtkomplex. Der Vorgang wäre also kurz folgender:

I. Phase: Flachliegende Parallelüberschiebung von Trias auf Trias.

II. Phase: Aufbiegung der ganzen Überschiebung in Gewölbeform, veranlasst durch das Empordringen der Gneisschuppe II.

Es lässt sich hier natürlich nicht sagen, ob die Phasen sich zeitlich unmittelbar folgten oder durch längere Ruheperioden getrennt waren.

Viel weniger leicht zu enträtseln sind die Komplikationen des Doggers, welche durch dieselben Ursachen hervorgerufen worden sind.

Die tektonische Analyse der über B hängenden Schichtreihe des Doggers ergibt, dass die äusserst komplizierten, in der Natur nur sehr schwer verfolgbaren Formen auf ebenfalls zwei Phasen bezüglich ihrer Entstehung zurückzuführen sind.

Erstens auf eine Phase I, in welcher eine Doggerüberschiebung *be* auf Malm stattgefunden hat. Die Malmstirne ist dabei bei *a* um wenig eingedrückt worden. Die Bewegungen und die sich ihr entgegengesetzten Widerstände sind in der Zeichnung durch Pfeile angedeutet. In einer zweiten Phase (vgl. Skizze 6, Phase II) setzten die gebirgsbildenden Kräfte wieder mit grosser Intensität ein; die Schuppe II wurde, wie gesagt, emporgepresst und bildete aus der Flachüberschiebung B X über C 2 ein Gewölbe, damit Hand in Hand ging das Eindrücken der Stirne des widerstandbietenden Malmkomplexes bei *a*, und demzufolge ein Auseinanderrücken der Punkte *b* und *c*.

Die ursprünglich flachliegende Doggerüberschiebung *bc* wird parallel zum sich bildenden Dolomitgewölbe verbogen, d. h. aufgewölbt. Der vom Störungszentrum entlegenste Teil der Doggerüberschiebung verbleibt, entsprechend der Passivität des umgebenden Malmes, von dieser zweiten Phase kaum berührt, in seiner ursprünglichen Form und Lagerung.

Endlich das Gewölbe A. Dieses ist seiner Unübersichtlichkeit und Unzugänglichkeit wegen für die Analyse am heikelsten. Zwischen 2 und X setzt eine Verschiebungszone durch, welche parallel zur Gneisschieferung verläuft. Die Pfeile bei 2 deuten darauf hin. Es erscheint am wahrscheinlichsten, dass der Punkt A, das heisst der oben kurzweg abgebrochene S-Schenkel der Keilmulde I, ursprünglich in der Gegend von 2 einen Teil des liegenden Schenkels C 2 gebildet hat, aber später in der Phase II durch die sich empordrängende Gneisschuppe I an ihre jetzige Stelle gebracht worden ist, daher das Auftreten einer Ruschelzone bei 2 und rechts von X.

Es ist indessen gerade hier mangels guter Aufschlüsse sehr schwer, genügende Anhaltspunkte für eine eindeutige Lösung der Entstehungsfrage obiger Verhältnisse zu gewinnen.

Wenn wir die ganze Region der Basis des Laubstock-Pfaffenkopfkeiles überblicken, so drängt sich uns ein Bild auf, das mit demjenigen einer gotischen Kirche viele Züge gemein hat:

Überall in ziemlich regelmässigen Abständen parallel zur Gneisschieferung emporstrebende Gneisschuppen, ihre Stirne unwölbt von den an Spitzbogen erinnernden, in ihrem Kulminationspunkte gleichfalls gebrochenen Antiklinalen der Trias, und darüber in luftigem Faltenwurf das Sedimentdach des Doggers; über dem Dache aber liegt eine gewaltige Malmmasse, aber nicht erdrückend, nicht zermalmend, sondern scheinbar leicht, beweglich. Von S her ist sie gekommen gleich einem Sturmwinde und hat die aufstrebenden Doggermassen in den höchsten Zonen ihrer Antiklinalen erfasst und nach N abgebeugt.

In der Weise stehen sich aufstrebende Gneis- und nordwärts überliegende Malmtektonik gegenüber, und als Übergangsmittel stehen die Zwischenbildungen — und werden auch in dieser Hinsicht ihrem Namen gerecht — zwischen diesen beiden Extremen.

11. Die Muldenendregion des Pfaffenkopfkeiles (PK.).

(Gebiet der Wasserfälle unterhalb Laucherlialp, vgl. Fig. 5.)

(Vgl. tektonisches Sammelprofil, Tafel IV.)

Etwa 100 m unterhalb der Laucherlibütten (1850) stürzen drei Wasserfälle über eine 80 m hohe Wand. Dieselbe setzt sich aus Gneisgranit, Trias, Dogger und Malm, welche vier Elemente in allen Kombinationen gegenseitiger Lagerung vorkommen, zusammen. Sie und die dicht südlich anschliessende Region stellen das eigentliche, in mehrere Keilmulden zerfallende Ende des PK. dar.

Die Gegend besitzt vollkommenen Schuppencharakter. Schuppe liegt über Schuppe, ohne dass auch nur im geringsten Möglichkeit bestände, dieselben entstehungsgemäss aneinanderhängen zu können. So wird beispielsweise die vorhin beschriebene Wand aus nicht weniger als neun übereinanderliegenden Dolomitschuppen und zwischenliegendem Dogger und Malm zusammengesetzt. Von erstern kann höchstens für die zwei untersten der ursprüngliche Zusammenhang mit ihrem Liegenden noch erkannt werden; die übrigen sind durch mehr oder weniger deutliche Überschiebungsflächen voneinander ge-

trennt, die sämtliche in entsprechende Verschiebungszonen des Gneis hineinweisen. Die Überschiebungsflächen laufen oftmals paarweise oder auch in grösserer Zahl in ein und dieselbe Verschiebungsfläche des Kristallins hinein. Letztere werden auch als Ruschelzonen bezeichnet. Es kommen für diese Gegend im wesentlichen vier solcher Zonen in Betracht.

Die Dolomitzipfel, wohl ursprüngliche Keilmulden, sind in diesen Zonen als eingeklemmte Pakete anzutreffen, wobei zu bemerken ist, dass der zweitsüdlichste derselben (10, in Fig. 5) am tiefsten in den Gneis absteigt. Es ist indessen nicht überall der Fall, dass, wie *Morgenthaler* annimmt, der Malm aus diesen Keilmulden ausgequetscht worden ist, etwa wie ein Zwetschgenstein aus seiner Hülle, sondern es lässt sich nicht selten beobachten, dass der Malm bis in die tiefsten Muldenzipfel der Keilmulden hinabreicht, während die Trias dort gänzlich fehlen kann, oder dass, wie in der zweitnördlichsten Verschiebungszone des Gneises zu beobachten ist, die Dolomite durch den Malm von ihrer primären Gneisunterlage weggehoben und auf diesen aufgeschoben worden sind. Die Gneisschuppe selbst hat dabei die Malm-schichten scheinbar aufgeblättert, indem es scheint, als ob sie mit ihrer Stirne in dieselben eingedrungen wäre, allein in Wirklichkeit handelt es sich wohl um Reste von primären Mulden, welche durch intensive Zusammenpressung und teilweise Aufspiessung durch kristalline Schuppen entstanden sein dürften.

Bei der Betrachtung dieser tektonischen Komplikationen dürfen wir nie ausser acht lassen, dass es sich immer nur um relative Bewegungen handelt, denn wie wir später sehen werden, ist das Ganze um mehrere hundert Meter gehoben worden.

Im grossen betrachtet, hat der Malm keine Keilwirkung auf den Gneis ausgeübt, sonst müssten wir die Keilmuldenzipfel mindestens bis auf 1000 m hinab verfolgen können, denn aus dieser Höhe sind sie in einer letzten Phase der Gebirgsbildung emporgehoben und in die jetzige Lage von rund 1600 m und mehr gebracht worden. Bei dieser intensiven Bewegung sind Teile aufstossender Gneisschuppen und grosse Fetzen triasischer Sedimente in den Malm hineingeraten und sind von diesem verschleppt worden. Auf welche Weise und aus welchen Gründen dies geschah, wird später erörtert werden (vgl. Augstgummregion). Dass dem so ist, beweist das Vorkommen von Gneislinsen mitten im Malm — es sind dies die einzigen — östlich unterhalb Laucherli bei den Wasserfällen. Bei genauerer Untersuchung erkennen wir, dass die Gneislinsen auf dem Wege einer Überschiebung von einer Gneisschuppe weggerissen worden sind.

Aber gerade in diesem Umstande liegt die Schwierigkeit, denn wir würden doch sicherlich viel eher erwarten, dass das so gewaltige Empordringen der Gneisschuppen der Basis des Laubstock-Pfaffenkopfkeiles ein aktives Eindringen derselben in den hängenden Malm verursacht hätte, als gerade das Gegenteil, was vorhin dokumentiert wurde. Die Gneislinsen sind passiv verfrachtet worden, und zwar durch den Malm. Die Gründe müssen also anderswo gesucht werden.

Verfolgen wir das Profil weiter gegen S, so konstatieren wir, dass über den südlichsten Muldenzipfel, welcher, nebenbei bemerkt, eine sehr schöne Muldenumbiegung aufweist, eine Überschiebungsfläche grossen Stils hinweggeht, es ist dies die Ebene, auf welcher der grosse Glecksteingneislappen emporgepresst worden ist. Diese Gneismasse ist mit ungeheurer Wucht über die Malmmassen weggefahren und hat dabei alles Liegende total ausgewalzt. Der leicht dislozierbare Malmkalk ist dem Drucke zum grössten Teile ausgewichen, andern Teiles, wo ihm dies nicht möglich war, weil er schon primär zwischen Triasschuppen eingeklemmt gewesen war, ist er vollkommen marmorisiert worden.

Die Überschiebung des Glecksteinlappens beträgt wohl gegen 2000 m, wenn nicht mehr, sie ist es auch, welche für die Sturmwindstruktur der ganzen Laubstock-Pfaffenkopfkeil-Stirn- und Basisregion verantwortlich gemacht werden muss. Nun wird es auch begreiflich, warum die höheren Malmhorizonte von der Bewegung mehr betroffen worden sind, als die tieferen usw.

12. Augstgummregion (Verkehrter Mittelschenkel der PK.-Mulde.)

(Vgl. Tafeln IV und V.)

Betrachten wir vom Laucherli her den S-Hang der Augstgumm, so fällt uns vor allem der häufige Wechsel zwischen kristallinen und sedimentären Massen auf. *Baltzer* glaubte, dass die scheinbar linsenförmigen, kristallinen Partien als Schollen im Malm aufzufassen seien, also vollständig von sedimentärem

Material umgeben seien. Dem ist aber nicht so, denn wenn man diese Gegend in der Richtung des Schichtstreichens ansieht, so zeigt uns die so gewonnene Profilansicht, dass diese Gneislinsen als Erosionsrelikte von anstehenden Gneisschuppen aufzufassen sind, welche in den Rücken des verkehrten Mittelschenkels der PK.-Mulde eingedrungen sind. Sie haben die ursprünglich ziemlich ebene Fläche des verkehrten S-Schenkels dieser Mulde in Sekundärfalten gelegt. Ihr Verhältnis zum verkehrten S-Schenkel der PK.-Mulde ist dasselbe wie dasjenige der Basisschuppen zum normalliegenden N-Schenkel des Keiles.

Zwischen die einzelnen kristallinen Eindringlinge — dieselben sind als Schuppen, besser vielleicht als Lamellen zu bezeichnen — hinein und hinab senken sich die Zwischenbildungen, indem sie ganz genau gleiche Keilmulden bilden, wie wir sie an der Basis des Laubstockkeiles angetroffen haben. Es kommt dabei auch vor, dass die Zwischenbildungen vollständig ausgequetscht wurden, wie z. B. am Wege zwischen dem Laucherli und der Augstgumm. Der Aufschluss liegt auf 2100 m. Auch Marmorisierung ist eine immer wiederkehrende Erscheinung, dabei ist zu beachten, dass die Echinodermenbreccie meistens zuerst, der Malm in zweiter Linie und der Dolomit, der an dieser Lokalität nur noch einige Meter mächtig ist, kaum je marmorisiert worden ist, allem voraus aber geht die Marmorisierung des Eisenoolithes.

Dasselbe ist auch anderwärts konstatiert worden vgl. *Scabell* usw. Die oben erwähnten Sekundärkeilmulden haben sich zwischen die Basisschuppen des grossen Glecksteinlappens eingetieft. Sie sind in bezug auf die Tektonik des Malms rückwärts südfallende Ausstülpungen der Malmmasse.

Die Augstgummschuppen, deren ich fünf konstatiert habe, steigen ohne wesentliche Gefällsänderung gegenüber der Schieferung tieferer Komplexe des Kristallinen nordwärts an bis in eine Höhe von 2255 m, an welchem Punkte plötzliches Abbiegen und N-Fallen eintritt. Die Gneise sinken um zirka 80 m ab, um nachher wieder in der ursprünglichen Stellung anzusteigen. Eigentümlich ist es, dass diese Richtungsverschiedenheiten der sedimentären Unterlage absolut von keinem Einflusse auf das Strukturbild des Gneises zu sein scheinen. Wir erwarten an der Stelle der Abbiegung entsprechende Umbiegungen im Gneis, statt dessen aber zeigt es sich, dass die Eruptivmassen ganz unbekümmert um den buckeligen Charakter der Unterlage ohne irgendwelche Umbiegungserscheinungen oder wesentliche Gefällsveränderung darüber hinweggleiten. Dafür aber zeigen sich horizontalliegende, nicht selten auch schwach nordwärtsfallende, die Schieferung unter einem Winkel von 30° — 40° schneidende Verschiebungsflächen, welche wohl als Ebenen gelten dürfen, auf denen die Gneismassen, ohne ihre Schieferungsrichtung zu verändern, gegen die Sedimenthülle hin um kleine Beträge vorstießen. Dieses Vordringen war natürlich nur in jenen Zonen möglich, wo die Sedimente nach N abfliessen konnten (Laucherli 1800 und bei P. 2255 südwestlich der Augstgummalp).

Baltzer (7, 233) nimmt an, die einzelnen Gneiskeile der Augstgumm seien Gneislappen, welche mit den Sedimenten konkordant verfaltet wären. Das Fehlen sichtbarer Falten im Kristallinen führt er auf die Wirkung der Druckschieferung zurück, welche in diesen «Keilen» besonders gut entwickelt sei und deshalb alle andern Strukturen gänzlich verwische, was im Simplon- oder Gotthardmassiv weniger der Fall sei.

Nun aber ist es sehr schwer zu begreifen, warum z. B. im Simplongebiete, wo die Massen zweifellos unter erheblich grösserem Tangentialdruck gestanden haben, die Druckschieferung nicht noch viel ausgeprägter ist als im Aarmassiv, und dass dort kristalline Gerölle trotz intensiver Druckschieferung noch zu erkennen sind, währenddem hier die Clivageflächen alles verwischt haben sollten. Zudem ist es bei Annahme von kristallinen Falten schwer verständlich, dass an jenen Stellen wie an den meisten Schuppenstirnen, wo die Druckschieferung auf die Sedimente mit unverminderter Intensität übersetzt, auch in homogenen Sedimentmassen (Malm, Echbr. usw.) neben den Clivageflächen die ursprünglichen Schichtflächen noch recht gut zu erkennen sind, währenddem im anliegenden Gneisgranit keine Spur einer primären, nunmehr mit den Sedimenten konkordant verfalteten Schichtung zu entdecken ist. Daraus geht hervor, dass diese Gneisgranitschuppen der Augstgumm nicht gefaltete Gebilde darstellen, sondern als starre Lamellen, welche sich von der Basis des Glecksteinlappens los-trennten und gegen die Sedimenthülle vorstießen, wobei die für diese Gegend so charakteristischen Sedimentkeilmulden zustande gekommen sind, aufgefasst werden müssen.

Der Umstand, dass von der alpinen Faltung nicht vor allen Dingen die Mulden und Antiklinalen des herzynischen Gebirges (Karbonmulden, Wendenjoch usw.) aufgegriffen worden sind, sondern dass die tertiäre Gebirgsbildung von derjenigen des Karbons völlig unabhängig ist — es ist nämlich nach *P. Arbenz* nirgends zu beobachten, dass ein sogenannter Keil aus einer Karbonmulde hervorgeht — mag ebenfalls für obige Anschauung sprechen.

13. Der Dossenkeil (DK.).

(Vgl. Tafeln IV, V und Fig. 7.)

a) Das Muldenende des Dossenkeils.

Der Dossenkeil schneidet in 2720 m Höhe den N-Grat des Dossenorns und fällt mit 45°—50° unter die Zunge des kleinen Dossengletschers ein, dann steigt er, die NE-Flanke des Dossenorns schräg traversierend, immer tiefer und tiefer zwischen die Gneissmassen des Dossenorns und Glecksteinlappens hinab, um schliesslich in einer Ausflachung an der N-Wand des «falschen Dossenorns» — auch Schwarzer Berg genannt — in einer komplizierten Muldenumbiegung zu endigen. Diese Stelle liegt in 2350 bis 2400 m Höhe und war im Sommer 1921 ausnahmsweise grösstenteils schneefrei. An der Mulde nehmen die stratigraphischen Reste der Trias, die ziemlich rot anwitternde Echinodermenbreccie und als Muldenkern ein Komplex von mehr oder weniger marmorisierten Malmkalken teil. Es scheint also, als hätten wir es hier mit einer sehr einfachen Mulde zu tun, bei näherer Untersuchung ergeben sich aber verschiedene Komplikationen (vgl. Fig. 7).

Die Mulde an und für sich bietet für die Analyse keine besondern Schwierigkeiten, es zeigt sich aber, dass im Liegenden der Keilmulde eine Gneisschuppe auftritt, welche bei Gelegenheit ihres Empordringens die liegenden Komponenten der Mulde aufgeschürft und zum Teil abgeschert hat. Der Triasquarzit, der sich bekanntlich immer — bezüglich seiner Tektonik — eng an den Gneis anlehnt, ist mit der Gneisschuppe nach oben gewandert. Die Schuppe ist 5—10 m mächtig und wird von einer Marmorlinse getragen. Diese steigt bedeutend tiefer in den Gneis hinab als die oben beschriebene Mulde, welche ich — weil zuerst gebildet — Primärmulde nennen möchte. Die Marmorlinse selbst ist als dislokationsmetamorphes Produkt aufzufassen. Es zeigt sich nämlich, dass dieselbe nach oben in Dogger (Eisenoolith und Echinodermenbreccie) übergeht. Im Liegenden dieses eingeklemmten Sedimentzipfels befinden sich ein Triasquarzit und hie und da kleine Dolomitlinsen, welche Bildungen in normalem Kontakt mit dem Kristallinen stehen.

Wir haben demnach hier eine einfach gebaute Keilmulde, deren Kern (Malm und Eisenoolith) in Sekundärfalten gelegt ist, vor uns, die aber von einer aufstrebenden Gneisschuppe erfasst und gespalten worden ist. Dieser Vorgang steht wahrscheinlich mit der Überschiebung der Dossengneise in Zusammenhang; auch die Marmorisierung des abgetrennten Sedimentzipfels ist wohl auf dieselben Ursachen zurückzuführen.

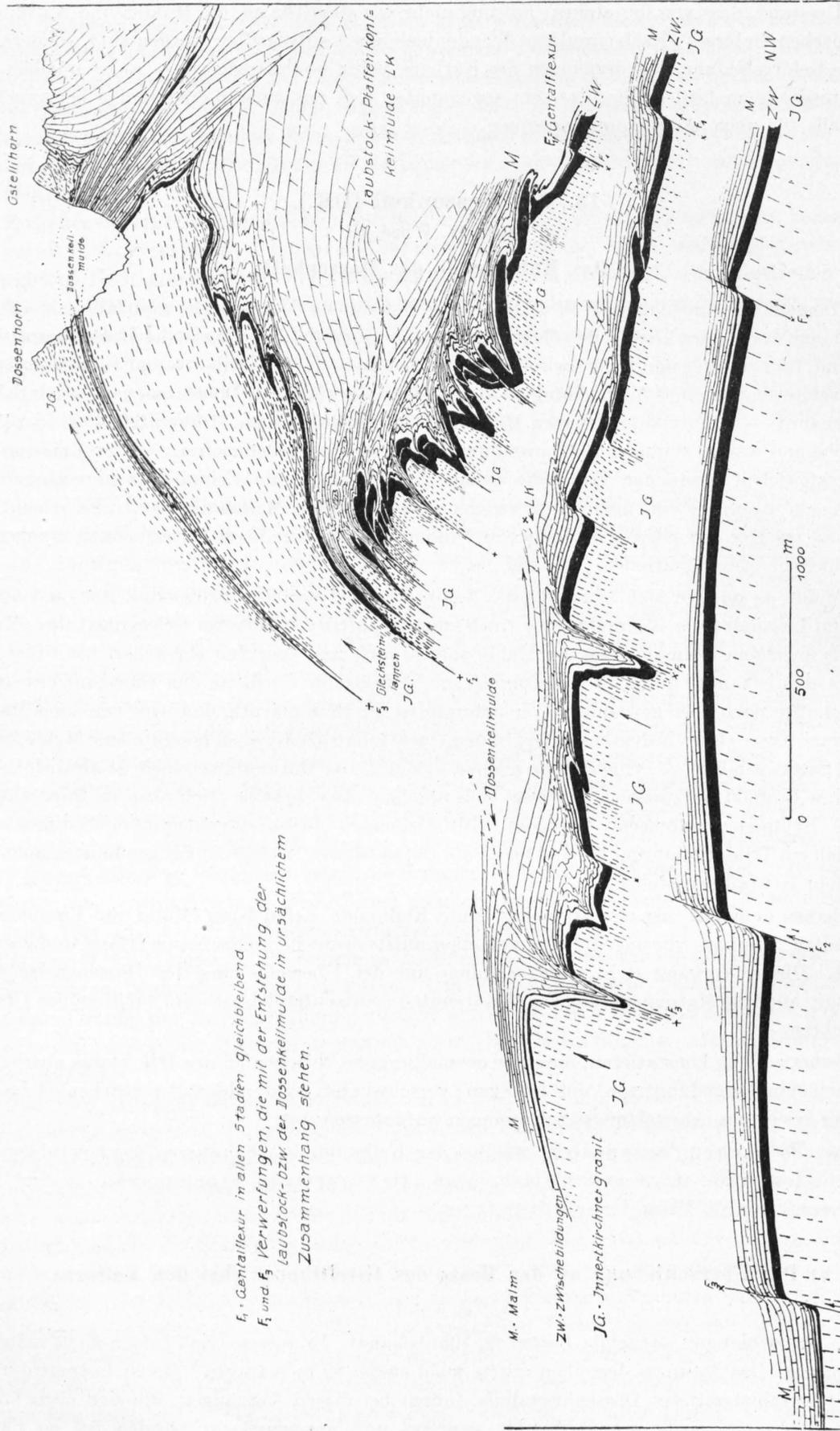
Im fernern ist zu konstatieren, dass der normalliegende N-Schenkel des DK. etwas oberhalb der Muldenumbiegung ausgedünnt wird und bald ganz verschwindet, währenddem der S-Schenkel desselben aushält und höchstens Auswalmerscheinungen aufzuweisen hat.

Diese Tatsachen lassen sich, wie bei der Keilmulde am Schwarzen Berg, wiederum nur unter Zuhilfenahme einer präexistierenden, flexurartigen Störungszone F_3 (vgl. Fig. 7) mit abgesehenem S-Flügel, erklären.

b) Die Überschiebung an der Basis des Gstellihorns (bei den Leitern).

(Vgl. Fig. 7.)

Diese Überschiebung war schon *Baltzer* (7, 125) bekannt. Er äusserte sich jedoch nicht weiter über ihre Bedeutung. Das Ausmass derselben dürfte wohl einige 50 m betragen. Sie ist bedingt durch die Auf- und Überschiebung des Dossenkrallins, indem bei diesen Vorgängen, die sich eben bildende DK.-Mulde mehr und mehr zur Keilmulde gepresst und ausgequetscht worden ist, so dass die



*F₁ - Gentalflexur in allen Stadien gleichbleibend.
 F₂ und F₃ Verwerfungen, die mit der Entstehung der
 Laubstock- bzw. der Dossenkeilmulde in ursächlichem
 Zusammenhang stehen.*

Fig. 7. Darstellung der Entwicklung der Laubstock- und Dossenkeilmulde.

abfliessenden Kalkmassen im Scheitel der Antiklinalen, die den DK. mit dem PK. verbindet, eine Überschiebung bilden mussten. Diese selbe Überschiebung ist auch beim Hühnergutzgletscher im Wetterhorngebiet wieder zu finden.

e) Die Unregelmässigkeit des DK. am Nordgrat des Dossenorns.

(Vgl. Fig. 7.)

Zum Schluss ist noch eine kleine Unregelmässigkeit des Dossenkeiles zu besprechen. Sie befindet sich in zirka 2700 m am N-Grat des Dossenorns im hängenden Teile des Keiles. Wir haben hier einen höchst eigentümlichen Fall vor uns, denn ausser einer Gneisschuppe — obige Figur ist zu vergleichen — mit der sie überlagernden Schichtreihe der Zwischenbildungen tritt im Liegenden derselben eine normale Schichtreihe des Doggers auf, so dass also der Callovien Eisenoolith direkt an den Gneis, der Triasquarzit an den Malm angrenzt. Leider ist es nicht möglich, die Komplikation in ihrem weitem Verlaufe zu verfolgen, da auf der einen Seite — bergwärts — der Dossengletscher den Keil verdeckt, auf der andern Seite die Streichensparallele NW-Flanke des Dossenorns uns nirgends über die Lagerungsstörung genügenden Aufschluss gewährt.

B. Allgemeine und regionaltektonische Untersuchungen am Nordrande des Aarmassivs.

Bei der Beschreibung der einzelnen Profile wurde mit Absicht keine Parallelisierung der Störungszonen vorgenommen, da dies in einem besondern hierfür bestimmten regionaltektonischen Teil (B) geschehen soll.

1. Die Pfaffenkopfkeilmulde (PK.-Mulde).

Werfen wir einen Blick auf die beiden Serienprofile (Taf. III und IV) Wendenjoch-Ferriehstätten und Innertkirchen-Wellhornsattel, so fällt uns sofort auf, dass die tektonische Bewegung von E gegen W zunimmt. Die Bewegungszunahme in erwähnter Richtung dauert bis zum Wetterhorn und noch darüber hinaus an. Die Untersuchungen von *W. Scabell* (36, 254) werden hierüber weitere Aufschlüsse liefern.

Der Vollständigkeit halber sei mit den Betrachtungen über die Regionaltektonik am N-Rande des Aarmassivs möglichst weit im E, also im Reusstal, begonnen. Dabei halten sich die Erörterungen an die Angaben von *Königsberger* und *W. van der Ploeg*; dies gilt für den Abschnitt Erstfeld-Wendenjoch, das Übrige fusst auf eigener Beobachtung.

Die von *van der Ploeg* beschriebenen Überschiebungen der Zwischenbildungen am Fusse der S-Wände der Schlossbergkette lassen sich gegen W leicht verfolgen. Ihre westliche Fortsetzung sticht dicht unterhalb der Spannorthütte S. A. C. in die Luft hinaus, um dann einige zehn Meter höher und 8 km westsüdwestlich von diesem Orte am Fusse des Firnalpeligletschers wieder einzusetzen. Es unterliegt nun keinem Zweifel, dass letztere Unregelmässigkeit, welche von Herrn Prof. *Arbenz* kartiert worden ist: Geologische Karte Engelberg-Meiringen, das tektonische Äquivalent der Schwarzbergmulde und der unmittelbar an sie anschliessenden Abschuppung der «Schwarzen Naht» darstellt.

Was nun die von *Walter Staub* (32) und *Albert Heim* (17) beobachtete Störung beim Scheidnössli (bei Erstfeld) anbelangt, darf angenommen werden, dass die von *van der Ploeg* (29, 231) beschriebene Überschiebung im Bockitobel zweifellos ihre westliche Fortsetzung darstellt; ob jedoch die Doppelung der Zwischenbildungen bei Herrenrüti im Hintergrunde des Engelbergertales, welche von *Arbenz* kartiert worden ist, mit letzterer in Zusammenhang zu bringen ist, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden.

Die Streichrichtung der Schwarzbergmulde (vgl. S. 32) weicht von der allgemein alpinen im Sinne des herzynischen Streichens um zirka 10° gegen SW ab. Die geometrische Fortsetzung des Keilmulden-

endes überquert in schiefer Richtung das Gadmertal und weist gegen den Spicherberg hin, wo in einer Höhe von zirka 1330 m ü. M. im Laubwald, im E der Spicherbergalp, ein mächtiges Band von Dolomiten an deren Basis überall grosse sogenannte Kontaktquellen auftreten, einsetzt. Auch Prof. *Arbenz* hat bei seinen Aufnahmen der geologischen Karte Engelberg-Meiringen dieselbe Verbindung angenommen. Das Triasband, welches scheinbar einheitlich ist, trennt sich gegen W bald in ein unteres und ein oberes. Daran, dass wir zwischen diesen Dolomitbändern gegen W hin Dogger und Malm in normal liegender und verkehrt hängender Lagerung antreffen, erkennen wir den Muldencharakter dieses Sedimentzuges.

Das Streichen dieser Mulde wie auch die konkordante Lagerung ihrer Schenkel stehen in Übereinstimmung mit der Schwarzbergmulde.

Verfolgen wir den sehr schief angeschnittenen Muldenzug weiter gegen W, so konstatieren wir, dass die Zwischenbildungen gegenüber dem immer mächtiger werdenden Malmuldenkern stark zurücktreten, so dass in den Kalkwänden des Pfaffenkopfes und des Laubstockes — diese beiden Lokalitäten liegen zirka 3 km südlich von Innertkirchen, erstere auf der rechten, letztere auf der linken Seite des Aaretals — welche die unmittelbare Fortsetzung der oben beschriebenen Keilmulde darstellen, der Malm dergestalt dominiert, dass es sehr begreiflich erscheint, wenn von einem eigentlichen Pfaffenkopf-Malmkeil die Rede ist. Allein, wie schon *Baltzer* (7) festgestellt hat, handelt es sich hier um eine vollkommene Mulde, deren Dimensionen sich jedoch gegenüber der Schwarzbergmulde, ihrem östlichen Äquivalent, mehr als verzehnfacht haben.

Spezielle Untersuchungen liessen mich erkennen, dass bei der Überschiebung des Kristallins in der Gegend des Laubstockes nicht nur weitgehende Auswülbungserscheinungen des gesamten S-Schenkels des PK. die Folge waren, sondern dass sogar Dolomitschuppen als abgerissene Muldenbestandteile auf mehrere hundert Meter mitten in den hängenden Gneis hineingeschleppt worden sind. Ihre Verbindung mit den Muldenelementen muss in den Über- und Verschiebungsflächen des Gneises gesucht werden.

Charakteristisch für die PK.-Mulde zwischen Urbach- und Gadmertal ist ihre Doppelmuldenform. Diese Form scheint, wie bei der Beschreibung der Laucherlirregion gezeigt worden ist, durch Eindrücken der ursprünglichen Muldenanlage (Primärmulde) der fraglichen Keilmulde entstanden zu sein, welcher Vorgang durch das Empordringen einer Gneislamelle veranlasst worden ist, sodann dürfte intensive seitliche Pressung die Entstehung dieser Doppelmulde wesentlich begünstigt haben. Nimmt man für die Deutung der PK.-Mulde (Doppelmulde) lediglich seitliche Pressung an, so wird es sehr schwer, eine Erklärung für das teilweise Fehlen der Zwischenbildungen in der Muldenendregion des PK. zu finden; offenbar kommen beide Faktoren, direkte seitliche Pressung und Aufspiessung durch aufstrebende Gneis-Granitlamelle, für das Zustandekommen dieser eigentümlichen Keilmulde in Betracht.

Die Basis des PK. wird in erwähnter Gegend durch einen Granit-Gneisbuckel dargestellt. Die Kulmination desselben verläuft parallel zum alpinen Streichen. Die absolute Höhe desselben ist am Pfaffenkopf zirka 1420 m, am Laubstock zirka 1380 m ü. M.

Nördlich der Kulmination der Basis des PK. nimmt die Keilmulde schnell an Mächtigkeit zu, indem ihre Schenkel von dieser Stelle an mehr und mehr divergieren. Es ist deshalb von vornherein zu erwarten, dass die Muldenendregion, der Muldenzipfel, als derjenige Muldentheil, welcher sich durch seine dislokationskonkordante Lagerung zum Kristallinen auszeichnet, tektonisch am meisten beeinflusst worden ist. Als Beleg dafür mögen ausser den erwähnten Triasverschleppungen am hängenden Schenkel der PK.-Mulde des Laubstockprofils auch die weitgehende tektonische Beeinflussung des normal liegenden N-Schenkels angesehen werden. Dieser ist offenbar durch die ausweichenden Malmmassen des Muldenkerns teilweise mitgerissen worden. Die hauptsächlichsten Ursachen für diese Erscheinung bildet jedoch der innere Zusammenschub des kristallinen Untergrundes, und zwar sind die Auswirkungen dieses Vorganges vornehmlich Stauungserscheinungen der Zwischenbildungen, namentlich des massigen Dolomits. Auf diese Weise bilden sich die engen Falten des Muschelkalkes in der Kulminationszone, Anfangsstadien von Überschiebungen in der Muldenendregion und endlich vollkommene Überschiebungen im tektonischen Schatten des Gneis-Granitsockels. Der Dogger verhält sich etwas anders; namentlich die Eisenoolithe, die schon hier die bekannte Sturmwindstruktur, die für den W (Urbachtal) so charakte-

ristisch ist, zur Schau tragen, stehen mit ihren weichgeschwungenen Formen zur Schuppentektonik der liegenden Dolomite in grossem Gegensatz (vgl. II, A, 2 und 10 S. 30, 31 und 40—44).

Was den Längsverlauf des kristallinen Buckels an der Basis der PK.-Mulde anbelangt, so ist zu bemerken, dass er gegen E stetig ansteigt und dabei an relativer Buckelhöhe¹⁾ immer mehr verliert, so dass er am Schwarzen Berg im Wendentale nur noch zirka 80 m relative Höhe besitzt, während dieselbe für die Gegend des Aaretals auf 400—420 m zu schätzen ist. In der Gegend des Mettlenbergs ob Gadmen unterlagert er die Mulde, welche unter A, 4, beschrieben worden ist und die, wie aus ihrem Streichen und ihrer ganzen Anlage überhaupt zu schliessen ist, das tektonische Äquivalent der PK.-Mulde darstellt.

Westlich der Aare nimmt die relative Höhe des Innertkirchner-Gneisgranitbuckels rasch ab, indem einerseits die Kulminationslinie bis auf 1230 m (E-Wand der Augstgumm) absteigt und andererseits die Keilmuldenenden — es sind in der Laucherliregion deren mindestens 4 — nicht mehr wie bis dahin von E gegen W absteigen, sondern in ganz unerwarteter Unmittelbarkeit um 400—600 m in axialer Richtung ansteigen. Die Form des PK. entspricht, um in einem Bilde zu reden, bei Innertkirchen im Aaretale dem tauchenden, in der Laucherliregion dem hochaufgerichteten Schwanenhalse. Wir haben also schon in dieser Gegend eine negative Buckelhöhe zu verzeichnen, indem das eigentliche Keilmuldenende beim Laucherli (1650 m ü. M.) höher liegt als die gewissermassen rudimentäre, kaum angedeutete Basiskulmination (1230 m ü. M.) bei der südlichsten Quelle der Augstgumm-E-Wand.

Der Verlauf der Muldenlinie des PK. ist kurz folgender: Sie nimmt ihren Anfang zwischen Wendenjoch und Schlossberg irgendwo in der Luft draussen, sinkt in kaum merklichem Gefälle gegen das Wendentale ab, wo sie in der Schwarzbergmulde in 1830 m Höhe in die Luft hinaussticht, dann sinkt sie mit 6,8 % Gefälle gegen W ab, sticht in 1330 m in den Laubwald südlich Nesselental ein und tritt in zirka 970 m südlich des Pfaffenkopfes wieder zutage. Von hier gegen W steigt die Muldenlinie wieder an. Im Laubstock erreicht sie eine Höhe von 1000—1200 m, in der Laucherliregion, also zirka 4 km weiter westlich, 1650—1700 m, im Rosenlauigebiet südlich des Gletscherabsturzes (bei den Leitern) zirka 1900 m — das eigentliche Muldenende ist hier nicht mehr anstehend —, und endlich im Glectsteingebiet erreicht sie die grösste der bis dahin verzeichneten Höhen, nämlich 2000—2200 m, wobei die beiden Zahlen sich auf zwei verschiedene Zipfel des Muldenendes beziehen. Die Untersuchungen von Herrn *Scabell* (38, 255) werden zeigen, dass der axiale Anstieg gegen W andauert und dass es keinem Zweifel mehr unterliegt, dass der untere Jungfrau keil das tektonische Äquivalent des PK. ist, wie das schon *Baltzer* angenommen hat.

Das Muldenende beschreibt also im Plan eine ganz unregelmässige Kurve, deren Haupteigenschaft darin besteht, dass sie im Aaretale die grösste Depression und den bezüglich des allgemeinen mittleren Streichens des Aarmassiv-N-Randes grössten Vorsprung gegen das Massivinnere beschreibt.

Die Muldenlinie hielt sich wahrscheinlich an eine bereits (herzynisch) vorgebildete Verschiebungszone. Daher die südwestliche Richtung derselben, welche um 10°—15° vom allgemeinen alpinen Streichen abweicht. Währenddem nun im Aaretaleinschnitt auf dieser Linie die Überschiebung ein Maximum beträgt, wird sie weiter östlich, entsprechend der stetigen Abnahme des Ausmasses und des axialen Anstieges des PK., immer geringer, indem der Innertkirchner-Granitbuckel die Bewegung des im S des PK. aufsteigenden Kristallins mehr und mehr annahm, so dass vielleicht schon im Engelbergertale, sicherlich aber im Erstfeldertale die Bewegungsdifferenz auf Null herabsinkt.

Von Innertkirchen gegen W tritt ein ganz anderes Verhalten der Muldenlinie des PK. in Erscheinung, indem sie nicht mehr der alpinen Tektonik widersprechend gegen S vordringt, sondern sich mehr und mehr bis zur völligen Bedingungslosigkeit den Prinzipien der tertiären Gebirgsbildung unterwirft. Diese Unterordnung ist daran erkenntlich, dass erstens die Muldenlinie ins alpine Streichen zurückschwenkt, wobei zu beachten ist, dass dieselbe in früherem Entwicklungsstadium wahrscheinlich einmal ohne Richtungsänderung von Innertkirchen gegen SW weiter verlief (vielleicht bis in die Jungfrauengegend). Da diese Linie aber in bezug auf das alpine Streichen gegen W mehr und mehr an Vorsprung gewann, also dem von S wirkenden Gebirgsdrucke in zunehmendem Masse ausgesetzt gewesen

¹⁾ Buckelhöhe bezogen auf die Lage des Muldenendes des PK.

sein musste, so wäre es wohl möglich, dass die Bewegung dort ihren Anfang genommen und in Zusammenhang damit ihre grösste Entwicklung erreicht hat. Zweitens ist die Überhandnahme der tertiären Bewegungen daran erkenntlich, dass die Muldenlinie gegen W sehr rasch (15—18 %) in die Höhe schiesst und sich in drei und mehr Linien auflöst. Von den so entstehenden sekundären Muldenzipfeln, die übrigens meistens aus Dolomitfetzen und marmorisierten Dogger- eventuell Malmkomplexen bestehen, ist kaum zu sagen, welcher dem primären Muldenzipfel entspricht. Indessen ist anzunehmen, dass es der südlichste ist, weil dort, d. h. an seinem Rücken vorbei, die grosse Überschiebungslinie durchgeht, auf welcher die den Keil heute überlagernden Eruptivmassen (Glecksteinlappen) überschoben worden sind.

Nun begreifen wir auch, warum es möglich ist, dass aus einer so winzigen Keilmulde, wie sie uns das Wendenprofil vor Augen führt, gewissermassen im Augenblicke Keilmulden entstehen, welche in bezug auf Ausmass einer Windgällenfalte gleichkommen.

Ob sich nun einerseits Windgällenfalte im E und andererseits PK.-Mulde im W ablösen, ist nicht zu sagen.

2. Der Glecksteinlappen.

Der Glecksteinlappen ist die kristalline Masse, welche sich über den Rücken des PK. hinweggeschoben hat. Ich glaube nicht, dass irgendeine kristalline Masse dieser Gegend den Bewegungscharakter besser zum Ausdruck bringt, als dieser Komplex. Das kommt daher, weil er sowohl im Liegenden wie im Hängenden und an der Stirne von Sedimenten umgeben ist, die für seine mehr oder weniger differenzierte Relativdislokation genaue Anhaltspunkte liefern.

Wir haben dieser Gneismasse den Namen Glecksteinlappen deshalb gegeben, weil sie im Glecksteingebiet — die Glecksteinhütte S. A. C., 2323 m, wie übrigens auch die Dossenhütte stehen mitten auf diesem Komplex — am ausgeprägtesten in die Erscheinung tritt und dort auch die grösste Mächtigkeit von wohl 1000 m besitzt; sie ist nicht eine Schuppe völlig starren Charakters, sondern hat mannigfaltig differenzierte Bewegung erfahren. Auch ist sie nicht, wie *Morgenthaler* derartige Erscheinungen bezeichnet, eine Abschuppung, welche mehr oder weniger nur als eine Oberflächenerscheinung des Innertkirchner-Gasternmassivs zu betrachten ist, sondern greift tief ins Herz dieses Massives hinein. Es ist keine Schuppe, welche irgendwo in der Tiefe einfach durch Abreissen als passive Verschleppung an die heutige Stelle gelangt ist, sondern sie ist als autochthone Masse aufzufassen, welche im Sinne der Autochthonie bis in jene Tiefe hinuntersteigt, in der die Orthogesteine des gesamten Aarmassivs als latent plastische Masse sich vereinigen und wo kein Abreissen mehr möglich ist, sondern nur noch ein Ausweichen im grossen.

Wie im letzten Kapitel (B, 1, 51) gezeigt worden ist, fällt der Anfang des Glecksteinlappens in das Gebiet zwischen Wendenjoch und Schlossberglücke. Unter Anfang verstehe ich das Einsetzen der Bewegung, gewissermassen das tektonische Werden des Glecksteinlappens. Er fällt natürlich mit der ersten kleinen Muldeneinsenkung des PK. zusammen, denn die Überschiebung des Glecksteinlappens über diese Mulde beweist uns ja seine Existenz.

Wie schon früher (B. 1) dargelegt worden ist, nimmt sein Überschiebungsbetrag von E gegen W zu. Es treten an seiner Basis Schuppen auf, welche ebenfalls gegen W an Zahl und Grösse zunehmen.

In der Gegend des Schwarzen Berges sind die fraglichen Schuppen nur durch eine einzige, beinahe horizontalliegende Granitüberschiebung auf Dolomit von kaum einigen Metern Ausmass angedeutet. Der Dolomit selbst ist hier dachziegelartig abgeschuppt worden (vgl. A, 2, S. 30 und 31). Zirka 2000 m ob Mettlenbergalp tritt über dem S-Schenkel der grossen, nördlicheren Mulde, welche aus früher dargelegten Gründen die westliche Fortsetzung der Schwarzbergmulde (PK.) ist, ein durch die Erosion linsenförmig angeschnittener Granitkomplex auf. Ein Profil — vgl. tektonisches Sammelprofil Wendenjoch — Ferrihstätten, Taf. III — durch die Lokalität zeigt, dass der Eruptivkomplex als Basisschuppe des Glecksteinlappens aufzufassen ist, welche beim Empordringen des letzteren quasi in den S-Schenkel des PK. eingedrungen ist. Leider ist der nächst westliche Punkt, wo wir diese Schuppe wieder finden können, 15 km entfernt, und zwar in zirka 1650 m Höhe am Laubstock. Dort treffen wir nämlich un-

mittelbar über der 500 m hohen Malmwand zwei durch Zwischenbildungen getrennte kristalline Schuppen, welche ihrer vollkommen analogen Lage und Form wegen — sie liegen direkt über dem an dieser Stelle weit ausgreifenden S-Schenkel derselben Mulde, haben ähnliche Form wie die Mettlenbergsschuppen, sind durch Keilmulden voneinander getrennt und streichen gegen die Mettlenalp hin usw. — als tektonisches Äquivalent der Mettlenbergsschuppe aufgefasst werden müssen. Der einzige Unterschied besteht darin, dass eine neue Schuppe hinzugekommen ist, was bei der grossen, für die tektonischen Züge des Aarmassiv-N-Randes so charakteristischen Veränderlichkeit leicht begreiflich ist. Das Gleiche lässt sich auch für die östliche Fortsetzung feststellen.

Die Basisschuppen nehmen an Zahl in jedem weiter westlich gelegenen Profil zu. Schon in der Augstgummschuppenregion (vgl. S. 45 und 46) treten nicht weniger als 5 und in der Glectsteingegend endlich 6 solcher Schuppen auf.

Betrachten wir von der Mettlenalp aus das dem Hange scheinbar nur so angepappte Erosionsrelikt der östlichsten Schuppe; so haben wir genau dasselbe Bild, wie wir es erhalten, wenn wir vom Laucherli aus den gegenüberliegenden S-Hang der Augstgumm betrachten. Hier wie dort diese scheinbar isolierten, nur wenig in den Malm eingetieften kristallinen Massen. Es ist leicht begreiflich, dass *Baltzer* zur Annahme gelangte, es könnten hier um Gneisslinsen, welche allseitig von Malm umgeben seien, vorliegen. Es handelt sich jedoch, wie von *P. Arbenz* und *Franz Müller* (6, 112) gezeigt worden ist, um Erosionsrelikte von Kristallinem, das ehemals mit dem Glectsteinlappen in Zusammenhang gestanden ist.

Über die Bildungsweise der Schuppen ist folgendes zu sagen: Beim Empordringen der gewaltigen kristallinen Masse des Glectsteinlappens haben sich Teile von der Basis desselben losgelöst. Dieses Lösen wurde dadurch begünstigt, dass über dem Ende des überfahrenen PK. ein gegen oben mehr und mehr überhandnehmendes Ausweichen des nordwärts überkippten S-Schenkels des PK. Platz greifen konnte. Nachdem sich die erste Schuppe von der Basis getrennt hatte und durch den Widerstand des Malms totgelegt worden war, stieg der Glectsteinlappen ungehindert weiter, die Malmmassen wurden nordwärts abgedrängt, ohne grossen Widerstand leisten zu können — auf jeden Fall war er verschwindend klein gegenüber der ungeheuren Kraft, mit welcher der Glectsteinlappen emporgesprengt wurde.

Die einzelnen Gneisschuppen sind durch sehr spitze Keilmulden voneinander getrennt. Die Verbindungslinie derselben wie auch diejenige der Schuppenstirnen liegt in einer Ebene, welche ungefähr mit 35°—40° gegen N ansteigt. In der Laubstockgegend steigt dieselbe ziemlich senkrecht auf, währenddem anzunehmen ist, dass sie auf ihrem Wege gegen E mehr und mehr gegen S überneigt, um in der Gegend des Schwarzen Berges mit 30°—40°, entsprechend dem allgemeinen Anstiege der Massivoberfläche, südwärts anzusteigen.

In der Glectsteingegend liegen die Verhältnisse wesentlich anders, indem die Keilmulden zweiter Ordnung, wie diese durch Abschuppungen der Glectsteinbasis zustande gekommenen Keilmulden zu nennen sind, nicht mehr dislokationskonkordante Lagerung mit dem aufstrebenden Kristallinen aufweisen, sondern gänzlich nordwärts überkippt erscheinen, so dass die Keilmulden nach oben in die kristalline Masse hineinstecken. Diese eigentümlichen Lagerungsverhältnisse werden erst dann verständlich, wenn wir in Berücksichtigung ziehen, dass die gesamte Basis des Glectsteinlappens eine tauchende Bewegung ausgeführt hat, und zwar sind die Stirnpartien desselben auf dem Wege von der Schönalp bis zur Enge um rund 250 m abgesunken. Ob dieses Absinken schon während der Bildung des Glectsteinlappens geschah oder erst später, sei dahingestellt, sicher ist, dass durch das Absinken der Basisschuppen diese überkippte Lagerung zustande gekommen sein muss; dies mag dadurch bestärkt und bestätigt werden, dass die an der Stirne des Glectsteinlappens auftretenden Keilmulden (Stütz- wäng bis Hühnergutzgletscher) ganz normale Lagerung besitzen.

Die Unregelmässigkeit am Hühnergutzgletscher.

Eine sehr interessante Überschiebung findet sich in der Gegend des Hühnergutzgletschers. Dieselbe geht unmittelbar unter dem W-Absturze dieses Gletschers durch. An ihr beteiligen sich ausser den Zwischenbildungen (Bajocien, Callovien) noch abgerissene Fetzen des Glectsteinkristallins. Diese Überschiebung der Sedimente über das Kristalline hat mit derjenigen an der Basis des Gstellihorns

(vgl. S. 47 und 49) in jeder Beziehung grösste Ähnlichkeit, so dass angenommen werden darf, dass sie das tektonische Äquivalent derselben darstelle.

Das Eigentümliche und zugleich so Instruktive bei dieser «Hühnergutzüberschiebung» ist nun der Umstand, dass dieselbe genau unter dem Absturz dieses Gletschers eine Knickung von zirka 90° erfahren hat, indem sie von S her gegen den genannten Eisfall hin mit 60° — 65° abfällt, dann umknickt und mit 25° — 30° gegen N ansteigt.

Es ist nun klar, dass eine derartige Überschiebung nicht möglich ist, sondern dass es vielmehr nachträgliche Veränderungen gewesen sein mussten, welche diese Knickung verursacht haben; allein es lassen sich zur Erklärung dieser Eigentümlichkeit im Gelände keine Anhaltspunkte finden, somit muss die Frage nach ihrer Ursache offen bleiben.

Was nun die **Struktur des Glectsteinkristallins** anbelangt, so ist zu bemerken, dass die diese tektonische Einheit darstellende Gneisgranitmasse sehr gelockert ist. Dies gilt namentlich für die randlichen Partien, und zwar besonders für die Stirnpartien, wo von einer einheitlichen Schieferung nichts mehr zu sehen ist. Das Innere der Glectsteinmasse wird von allen möglichen Verschiebungsflächen und Ruschelzonen, welche in bezug auf ihre Richtung die grösste Divergenz aufzuweisen haben, durchsetzt; so lässt sich zum Beispiel in der Nähe des Punktes 2767 südwestlich des Hühnergutzgletschers ein mehr als hausgrosser Block auffinden, der von lauter Harnischflächen umgrenzt ist. Gegen oben (vertikal) nimmt die strukturelle Desorientierung ab, ebenso gegen S, so dass in der Gegend des PK.-Muldenendes der seitlich aufs äusserste zusammengepresste Stiel des Glectsteinlappens intensivste parallelorientierte Schieferung (Druckschieferung) aufweist.

Näheres über die Struktur vgl. S. 46 und 52 und Zusammenfassung, S. 57.

3. Der Dossenkeil (DK.).

Der DK. ist, wie unter A, 13, a, S. 47, festgestellt worden ist, eine sehr kompliziert gebaute Sedimentkeilmulde. Er liegt überall auf dem Rücken des Glectsteinlappens. Seine Entwicklung steht in kausalem Zusammenhang mit der Entstehung des Glectsteinlappens.

Der DK. ist leider östlich des Urbachtales nirgends mehr aufzufinden, wenigstens stehen weder im Bettlerhorn-Ritzlihorngrat noch im Benzlauistock-N-Grat östlich des Aaretals irgendwelche Sedimente mesozoischer Herkunft an. Wohl aber zeigen sich in unmittelbarer Nähe des Bettlerhorns, 2541 m, scharf ausgeprägte Überschiebungslinien, welche schon von *Morgenthaler* (22, 199) beschrieben worden sind, aber es gelang mir trotz eifrigen Suchens während mehreren Begehungen des Gallauistock-Bettlerhorngrates nicht, auch nur eine Spur sicherer mesozoischer Sedimente aufzufinden. Der DK. erreicht eben die Höhe resp. die Tiefe dieses Grates nicht mehr, ebensowenig erreicht er den Benzlauistock-Bettlerhorngrat. Er ist demnach in dieser Gegend der postalpinen Abtragung anheimgefallen. Seine einzige Hinterlassenschaft sind eben die von *Morgenthaler* beschriebenen Überschiebungslinien am Bettlerhorn und am Benzlauistock (Römerwege genannt). Erwähnter Autor (22, 199) begründet zwar die Entstehung der Überschiebungslinien letztgenannter Gegend etwas anders, indem er glaubt, dass es saiger stehende Bruchflächen seien, welche durch die Keilwirkung des hier zu grösster Mächtigkeit anschwellenden PK. verursacht worden wären. Dieser Auffassung widerspricht jedoch der Umstand, dass der PK. nicht hier, sondern erst drüben im Augstgummprofil seine grösste Mächtigkeit erreicht, ferner lässt sich nirgends konstatieren, dass sogenannte Keile irgendwo eine Keilwirkung auf den Gneis ausgeübt haben, ebenso ist es sehr unwahrscheinlich, dass der PK. an einer Stelle axialer Depression eine sprengende Wirkung hat ausüben können. Indessen ist es wahrscheinlich, dass hier ein vertikaler Bruch vorliegt, an welchem sich jedoch eine Transversalbewegung abgespielt hat.

Sehr interessant ist das Streichen des DK. Er streicht in seinem oberen Teile (2700 m ü. M.) N 65° bis 70° E, welches Streichen sich mit den obgenannten Vermutungen gut vereinbaren lässt; nahe des Muldenendes jedoch weicht dasselbe um 14° — 19° gegen E ab. Diese Richtungsänderung ist offenbar nur lokaler Natur, sonst müsste der DK. im Bettlerhorngrat zum mindesten noch anstehen und das um so

mehr, als ein deutliches Axialgefälle desselben gegen E festzustellen ist (vgl. weiter unten). Es lässt sich auch nicht denken, dass die von *E. Hugli* gefundenen und von *Morgenthaler* als Rauhwanke beschriebenen sedimentären Bildungen — neuere Untersuchungen von *Max Huber* ergaben, dass fragliche Gesteine als Quarzite anzusprechen sind — des Furtwangpasses östlich des Aaretals ein Anzeichen für das Wiedereinsetzen des DK. seien, denn das Streichen der höheren Partien des DK. lässt sich mit dieser Annahme nicht vereinbaren; ferner liegt derselbe irgendwo im Innern des Gastern-, Inrertkirchner- oder des Erstfeldermassives oder endlich zwischen beiden drin, währenddem der Färnigerkeil, der ziemlich sicher in die Furtwangzone hineinstreicht, im S der Erstfeldergneise liegt. Diese Tatsachen verunmöglichen eine Parallelisierung des DK. mit dem Färnigerkeil.

Weiter im E an den S-Hängen des Gadmertales treten Karbonzüge auf, welche wahrscheinlich in die oben erwähnte tektonische Linie des Benzlaur-N- und des Bettlerhorngrates hineinstreichen, wenigstens vermutet *Morgenthaler*, dass die östliche Fortsetzung des DK. möglicherweise mit erwähnter Sedimentzone in Zusammenhang stehe. Wenn dem so ist, so muss der DK. am Wendenjoch, wo mesozoisch transgredierte Trias über dem Karbon liegt, wieder aufzufinden sein. Beobachtungen von *P. Arbenz* und eigene lehrten jedoch, dass die Zwischenbildungen ohne irgendwelche Störung über die Zone der Anthrazitschiefer hinweggehen; allein damit ist der Beweis noch nicht erbracht, dass der DK. nicht dennoch dieser Zone angehört, denn er könnte seinen Anfang auch weiter westlich irgendwo über dem Gadmertale nehmen. Indessen ist, wie mir Herr Prof. *Arbenz* mitgeteilt hat, am N-Rand des Aarmassivs bis heute kein einziger Fall bekannt, wo ein Keil aus einer Karbonmulde hervorgeht.

Die Frage nach der östlichen Fortsetzung des DK. ist nicht zu beantworten, sicher ist nur das, dass dieselbe weder mit dem Färnigerkeil im S noch mit dem PK. im N zusammenfällt, sondern irgendwo in einer Zone zwischen beiden liegen muss. Weniger schwer, indessen dennoch sehr heikel ist die Frage nach der westlichen Fortsetzung des DK. Dieselbe ist zunächst drüben am Wellhornsattel in zirka 2900 Meter aufzufinden. Die Keilmulde hat hier genau denselben stratigraphischen und tektonischen Charakter wie im Dossengebiet, mit dem einzigen Unterschiede, dass die DK.-Mulde dort um 180—190 m höher liegt, was einem Axialgefälle von 8°—10° entspricht. Die Muldenlinie geht ungefähr unter P. 3096 des Wetterkessels durch, und zwar in einer relativen Tiefe von zirka 600 m, und sticht 3,5 km weiter westlich in zirka 2600 m absoluter Höhe südwestlich wieder in die Luft hinaus. Die Steigung der Muldenlinie ist bedeutend kleiner als diejenige der Kulmination der Basis des DK., welche vom Dossenhorn (2780 m) bis Krinnefirn (3150 m) rund 350 m beträgt. Dass hier derselbe Keil vorliegt, ist leicht zu beweisen: Hier wie dort liegt er über dem Glecksteinlappen, dessen Identität schon früher für beide Lokalitäten festgestellt worden ist. An beiden Orten fehlt der liegende Schenkel in der Kulminationsregion, im übrigen besteht Übereinstimmung in der stratigraphischen Ausbildung der Zwischenbildungen des S-Schenkels, und endlich ist das gleiche tektonische Verhalten gegenüber den sich überschneidenden Dossengneisen, deren Zugehörigkeit zu den Erstfeldergneisen in letzter Zeit wieder stark bezweifelt wird (aus tektonischen Gründen), hervorzuheben. *W. Scabell* wird in einer demnächst erscheinenden Arbeit im speziellen zu diesen Fragen Stellung nehmen.

Der Vollständigkeit halber möchte ich noch kurz erwähnen, dass der von *W. Scabell* entdeckte Schreckhornkeil südlicher liegt als der DK., ob jedoch ersterer oder letzterer Keil dem oberen Jungfrau-keil entspricht, müssen zukünftige Untersuchungen lehren.

Die Marmorzüge des Dossenhorns.

Im Zusammenhange mit dem DK. soll noch auf eine Erscheinung hingewiesen werden, es betrifft dies die Marmorzüge des Dossenhorns, welche nach der Meinung der meisten Beobachter (*E. Hugli*, *Morgenthaler*) paläozoischer, nach derjenigen anderer, wie *Baltzer* (7, 158), aber tertiäres Alter besitzen sollen. Wenn das entsprechende Profil in *Heim*, Geologie der Schweiz: Das Aarmassiv und seine Sedimenthülle, richtig gedeutet wird, so spricht es für tertiäres Alter der Dossenmarmore, denn sie sind dort mit alpinen Muldeneinsenkungen (Muldenenden) in Verbindung gebracht. Dass das sehr wohl möglich wäre, beweist das Vorkommen dislokationsmetamorpher Marmore im Zusammenhang mit andern, sicherlich tertiären Keilmulden. Es sei nur auf den Dossenkeil verwiesen und den dazugehörigen Marmorzug im Liegenden seines Muldenendes.

Für das paläozoische Alter fraglicher Marmore (am Dossengletscher und an der Einsattelung des Dossen-N-Grates südlich P. 2882) sprechen jedoch folgende Tatsachen:

1. Die fraglichen Marmore sind holokristallin, zuckerkörnig, sehr schön weiss und nur selten verunreinigt, was für die dislokationsmetamorphen keineswegs der Fall ist.
2. Sie sind durch Kalksilikatführung ausgezeichnet.
3. Ihr Mineralgehalt ist derjenige kontaktmetamorpher Kalke usw.

Wenn diese Marmore aus tertiären Keilmulden hervorgegangen wären, so müssten sie zum mindesten von Quarzit oder Arkose, welche beiden Gesteinstypen in dieser Gegend die üblichen Begleiter der Sedimentkeile sind, umgeben sein, ferner müssten sie intensive Auswalzungserscheinungen aufzuweisen haben, wie sie den Dislokationsmarmoren der Keilsynklinalregionen immer eigen sind, und nicht zuletzt müsste ein tektonisches Profil durch das Dossen-, Well- oder Wetterhorn die Existenz dieser Keile erkennen lassen, was aber nicht der Fall ist.

Daraus geht zur Genüge hervor, dass die Dossenmarmore nicht auf tektonischem Wege entstanden sind, sondern, dass es sich in ihnen um kontaktmetamorphe Kalke paläozoischen Alters handelt.

Im fernerem ergibt sich aus obigen Tatsachen, dass wir südlich des DK. keine neuen Keile mehr erwarten dürfen, die als solche bis in diese Tiefe (2500—2800 m ü. M.) hinabreichen, es wäre denn die östliche Fortsetzung des Schreckhornkeiles.

4. Zur Tektonik des Erstfeldermassivs.

Die Erstfeldergneismasse wird, wie bis dahin angenommen wurde, durch das Wendenkarbon vom Gastern-Innertkirchnermassiv getrennt. Diese Zone haben *Königsberger* (19) und in letzter Zeit auch *Morgenthaler* (25, 199) verfolgt und beschrieben. Westlich der Aare scheint sie auszuweichen, wenigstens haben letztgenannter Autor und ich bei einer gemeinsamen Begehung der Dossenhorn-E-Flanke, wo karbonische Sedimente aller Wahrscheinlichkeit nach auftreten sollten, keine Bildungen jener Formation auffinden können, hingegen hat *Max Huber* am Bettlerhorngrat in der Nähe des P. 2541 Vorkommnisse von Anthrazitschiefer festgestellt.

Ob der DK. nun in diese Zone hineinstreicht oder ob er weiter im S hindurchstreicht, ist vorderhand nicht zu beweisen. Wenn aber ersteres der Fall ist und die südlich des Wendenkarbons gelegenen Eruptivmassen Erstfeldergneis sind, was noch bezweifelt werden dürfte, so müssen die kristallinen Massen des Gstellihorn Gipfels, des Mittelhorns und der Basis des kleinen Schreckhorns zu diesen Gneisen gezählt werden. Hier aber ergibt sich die Schwierigkeit, indem die letztgenannten Gneise zum Innertkirchner-Gasterngranit gerechnet werden müssen, weil einerseits die Karbonmulde am Fusse des kleinen Schreckhorns (nach *Scabell*) einsetzt und andererseits erst die Schreckhorngneise zu den Erstfeldergneisen, alle nördlichern jedoch zu den Innertkirchner-Gasterngneisgraniten gerechnet werden. Leider fehlen eingehende petrographische Untersuchungen, ohne die eine sichere Beweisführung nicht möglich ist. Sollte sich letztere Anschauung als richtig erweisen, so würde daraus folgen, dass die Gneisgranite des Mittel-, Gstelli- und Dossenhorns als zum Innertkirchner-Gasterngranit gehörig — welche Zugehörigkeit zum mindesten in tektonischer, eventuell auch in petrographischer Hinsicht Gültigkeit besitzen dürfte — betrachtet werden müssten und dass der DK. infolgedessen irgendwo zwischen PK. und dem Wendenkarbon einwurzeln würde.

Östlich des Wendenjochs bilden Gastern-Innertkirchnermassiv einerseits und Erstfeldermassiv andererseits — angenommen, dieser Karbonzug (Wendenkarbon) sei auch in jener Gegend eine herzynisch entstandene Mulde, welche die beiden Massiv trennt — einen tektonisch einheitlichen Komplex, denn sie sind als kompakte Masse und ohne wesentliche gegenseitige Verschiebungen durch den tertiären Gebirgsdruck aufgepresst worden, so dass die permo-alttriasische Denudationsfläche und die transgressiven Bildungen des Mesozoikums ohne bemerkenswerte grössere Störungen (an der Grenze beider Massiv) als ein einheitliches Gewölbe beide Massiv überspannen.

C. Zusammenfassung.

1. Die Aufpressung des Kristallinen.

Das Empordringen der kristallinen Massen war ein partiell differenziertes, indem die einzelnen Partien (Kerne, Schuppen, Lamellen) wohl alle gemeinsam, aber unter ungleichen, in sich selbst verschiedenen Bewegungszuständen in der Richtung alpiner, eventuell vorbestehender herzynischer Druckschieferung dem in grosser Tiefe wirkenden Tangentialdruck ausgewichen sind. Dieses Ausweichen (Emporsteigen) geschah unter intensiver Zusammenpressung (Reduktion auf $\frac{3}{4}$ bis $\frac{4}{5}$ der ursprünglichen Mächtigkeit). Dadurch wurden die so häufig zu beobachtenden Dolomitabschuppungen (Schwarze Naht, Achtelsassgrätli usw.) veranlasst. Die Bildung der Keilmulden ist ebenfalls auf diese Zusammenpressung und die differenzierte Verschiebung des Kristallinen zurückzuführen.

Die zwischen den einzelnen oftmals tief in die Eruptivmassen absteigenden Keilmulden liegenden kristallinen Buckel (Schuppen, Kerne, Lamellen) bilden nirgends Gewölbe, wie sie etwa den Eruptivmassen der penninischen Decken eigen sind, sondern sind durch differenzierte Parallelverschiebung starrer Komplexe entstanden.

Wenn nun gegen den Kontakt hin die Schieferung dennoch nordwärts etwas abgebogen ist, so ist diese Erscheinung lediglich auf das Ausweichen der Sedimentmassen gegenüber der Zusammenpressung des Untergrundes zurückzuführen. Bildlich gesprochen: Der Gneis wurde in seinen obersten Partien durch das Abfließen der plastischen Gesteine nach N gebürstet.

2. Die Struktur des Kristallinen.

Die Struktur des Kristallinen äussert sich vornehmlich in einer allgemeinen Druckschieferung. Dieselbe ist, dem in der alpinen Streichrichtung annähernd konstant und gleichgerichteten Tangentialdrucke entsprechend, erstaunlich regelmässig. Höchstens in den Zonen der Keilmuldenendigungen tritt eine etwas intensivere Schieferung ein, auch stellen sich dort parallel zu derselben Verschiebungsflächen grossen Stiles ein. Es sei nur an die Gleckstein- und die Dossen-gneisüberschiebung erinnert.

Das Alter der Druckschieferung ist schwer zu bestimmen. Für tertiäres Alter spricht die Tatsache, dass z. B. die Muldenumbiegung des DK. genau in der gleichen Weise von Clivageflächen durchsetzt ist wie die anliegenden Gneise. Wenn in dieser Gegend einmal herzynische Druckschieferung bestanden hatte, so ist sie durch die tertiäre vollkommen verwischt oder bei gleicher Richtung gänzlich übertönt worden. Der Umstand, dass sich die PK.-Mulde beispielsweise in ihrem östlichen Anfang nicht an das alpine Streichen hielt, sondern wahrscheinlich einer vorbestehenden Störungszone (Flexur) von südwestlicher Richtung folgte, spricht dafür, dass schon vor der tertiären Faltung hier eine Verschiebungszone existierte, ob diese jedoch durch herzynische Schieferung vorbedingt war, oder unabhängig von orogenetischen Einflüssen als reine Verwerfung anzusprechen ist, kann nicht entschieden werden.

Wenn im Glecksteinlappen an Stellen, wo seine Unterlage eine buckelige Gestalt annimmt, zuweilen noch ein anderes System von beinahe horizontal verlaufenden Flächen (Bruchflächen) auftritt — diese Flächen schneiden die vorherrschende mit 40° — 50° nordwärts ansteigende, gewöhnliche Gneisschieferung unter einem Winkel von 30° — 40° —, so handelt es sich ausschliesslich um tertiäre Bruchflächen, welche den kristallinen Massen eine Anpassung an die Unregelmässigkeiten der Unterlage resp. Überschiebungsfläche gestatteten, ohne sich biegen oder aus ihrer Schieferungsrichtung herausfallen zu müssen. Die Belastung war also für eine bruchlose Deformation (Anpassung) wohl zu gering.

Wenn nun aber in der Glecksteinmasse im obern Grindelwaldgebiet dennoch strukturelle Desorientierung zu beobachten ist, wobei an der Basis die ursprünglich gegen N ansteigende Druckschieferung

nordwärts gerichtetes Fallen gewinnt, so liegt auch hier nicht eine plastische Umformung, sondern, wie unter B, 2, dargetan worden ist, ein «Auf-den-Kopf-gestellt-werden» von druckgeschieferten Gneisgranitblöcken vor.

3. Zusammenhang zwischen Eruptiv- und Sedimenttektonik.

Die Bewegungen des Sedimentären sind gegenüber denjenigen des Kristallinen rein passiver Art. Die ursprünglich in diskordanten Transgressionen abgelagerten Sedimente wurden bei dem partiellen Empordringen des Kristallinen gehoben. Dabei kam in den ersten Stadien der Entwicklung ein treppenartiges Ansteigen derselben zustande. Im weitem Verlaufe des gebirgsbildenden Prozesses kam es zur Bildung von Keilmulden. (Vgl. Fig. 7.)

Die Keilmulden.

Eine Keilmulde unterscheidet sich lediglich durch ihre Entstehungsweise von einer gewöhnlichen Sedimentmulde. Der Unterschied zwischen beiden besteht darin, dass erstere durch direkten Tangentialschub entstanden ist, letztere jedoch auf indirektem Wege, und zwar durch Anpassung an die Bewegung des kristallinen Untergrundes und durch seitliche Pressung zustande gekommen ist. Das differenzierte, indirekte Ausweichen der kristallinen Massen auf tiefgehenden Tangentialdruck, parallel zur Druckschieferung — dieselbe hat möglicherweise bereits zonenweise vorgebestanden (herzynisch) — schuf eine gewellte Oberfläche, welche mit Verschiebungszonen in Zusammenhang stehen, an welche sich die hängenden Sedimente durch Bildung von Gewölben und Mulden anpassten, die Mulden spitz und eng, die Gewölbe breit und sanft, entsprechend der Bewegungsrichtung im Kristallinen nach N überliegend. An Stellen grosser Pressung gehen die Muldenumbiegungen in spitze Winkel über und werden durch Clivageflächen parallel zur Druckschieferung des anliegenden Gneises mehr oder weniger verwischt (Dossenkeilende). Die Gewölbe bilden Scheitelüberschiebungen (Basisregion des BK. im Hintergrunde des Urbachtales), die Schenkel flache Überschiebungen, welche bei weiterer Pressung gewölbeartig aufbiegen können (vgl. Basisregion des PK.).

Die grossen Keilmulden scheinen sich an präexistierende Störungszonen (vgl. Fig. 7), flexurartige Verwerfungen usw., welche jedoch nicht mit petrographischen Grenzen zusammenfallen, sondern die Massive mitten durchschneiden (PK., DK.) ausgelöst zu haben. Daraus folgt, dass die alpine Gebirgsbildung nicht den Charakter einer posthumer Faltung beanspruchen darf. Wenn es auch jweilen, wie bei der PK.-Mulde, vorkommt, dass südwestliches Streichen, welches wahrscheinlich mit dem herzynischen zusammenfällt, eintritt, so ist zu beachten, dass diese Eigentümlichkeit nur eine lokale Ausnahme bedeutet. Im grossen ganzen aber ist die tertiäre Gebirgsbildung unabhängig vom herzynischen Bau des Aarmassives vor sich gegangen.

Die Entstehung der Keilmulden, überhaupt das Ansteigen des Aarmassives dürfte erst in verhältnismässig später Zeit nach Überschiebung der helvetischen Decken im letzten Stadium der in-subrischen Phase erfolgt sein.

4. Über das Ausmass der Bewegung.

Die Keilmulden gewinnen von NE gegen SW zusehends an Grösse. Dies ist ein Hinweis auf die Zunahme der tektonischen Bewegung in erwähnter Richtung. Die Bewegungszunahme gegen W äussert sich auch darin, dass die kristallinen Massen im E (Reusstal, Erstfelder-Engelbergertal) bedeutend weniger steil nach N (in die Tiefe fallen) absteigen als im W, wo sie in beinahe vertikaler Richtung und unter mannigfaltigen, tektonischen Störungerscheinungen (Bildung grosser Überschiebungen kristalliner Massen auf Sedimentmulden, Einwicklungstendenz ersterer gegenüber letzteren usw.) unter die helvetischen Decken untertauchen. Auch die Spaltung der gross angelegten Keilmulden in kleinere Sekundärkeilmulden (Augstgummbasis), welche sich in westlicher Richtung mehr und mehr geltend macht, steht im Zusammenhang mit der Zunahme der Bewegung

gegen W. So besitzt z. B. der PK. am Schwarzen Berg (Wendental) nur eine einfache Mulde, im Aaretaleinschnitt schon Doppelmuldenform, und im Urbachtale endlich ist nicht nur das eigentliche Muldenende in vier bis sechs Keilzipfel zerlegt, sondern auch die gesamte im Aaretal einzig durch Schuppung sich auszeichnende Basis zerfällt in viele kleine Keilmulden.

Endlich ist noch in der Richtung gegen das Massivinnere hin eine Bewegungszunahme zu konstatieren, indem das Mass der Aufschiebung, an den höheren Keilmulden gemessen, gegenüber demjenigen in tieferen Zonen einer Zunahme unterworfen ist.

Hand in Hand damit geht natürlich auch eine Steigerung der Dislokation im Sedimentären vor sich.

5. Die Tektonik der Sedimenthülle.

Die Bewegung der Sedimente steht, wie bereits erwähnt, in grossem Gegensatz zu derjenigen des Kristallinen. Die Sedimente haben sich als nachgiebige Massen den Veränderungen des Untergrundes vollkommen angepasst. Der innere Zusammenschub ihrer Unterlage verursachte einestheils die bereits angeführte Abschuppung der Trias, andertheils den Faltenwurf des Doggers, wie er in so klassischer Weise im Hintergrunde des Urbachtals in Erscheinung tritt, und endlich das Abfliessen des leichtverschiebbaren Hochgebirgskalkes, welche Erscheinung auch für die bekannte «Sturmwindstruktur» obiger Lokalität und für die Einwicklungstendenz gegenüber dem hängenden Tertiär und des Parautochthonen verantwortlich gemacht werden muss. Das potenzierte Abfliessen des Malms gegen oben ist die Folge der Zunahme des Vordringens kristalliner Massen (gegen oben) in dieser Richtung. Diese Erscheinung wurde besonders durch die absolute Hebung, welche das Aarmassiv zu jener Zeit erfuhr, in wesentlichem Masse begünstigt.

6. Zum mechanischen Verhalten der Sedimente.

Das mechanische Verhalten der einzelnen Schichtglieder der Zwischenbildungen ist vor allen Dingen, wie *Alb. Heim* (14) gezeigt hat, abhängig von der Druckfestigkeit einerseits und von der Belastung anderseits. Letztere ist in unserem Untersuchungsgebiete nirgends so gross gewesen, dass eine bruchlose Deformation möglich gewesen wäre. Es ist namentlich der Rötidolomit, der infolge seiner grossen Dichte und Massigkeit nur äusserst selten gebogen ist; er neigt vielmehr zur Schuppenbildung, wie sie an der Schwarzen Naht und am Achtelsassgrätli in typischer Form vorliegt. In den Endregionen der Keilmulden, wo eine Abschuppung infolge intensiver seitlicher Pressung weniger gut möglich war und wahrscheinlich auch die rückwirkende Festigkeit dieser Bildung überwunden war, zeigen sich oftmals vollkommene Umbiegungen, so z. B. in der Basisregion der PK.-Mulde im Hintergrunde des Urbachtals (vgl. Laucherliregion, S. 41—43 und 45). Der Dolomit erscheint häufig zerrissen und gebrochen. Sein Anstieg von der Urbachtalsohle gegen die Laucherlialp ist ein gleichsam sprungweiser. Dasselbe Phänomen tritt auch (nach *B. G. Escher*, 11, 159) an der Bifertenwand auf. Genannter Autor führt diese Erscheinung auf den völlig verschiedenen physikalischen Charakter von Dolomit und Opalinusschiefer zurück. Es ist indessen wahrscheinlich, dass auch die Tektonik des Kristallinen, das partielle Emporstreben der Gneismassen, für das Zustandekommen dieser Eigentümlichkeiten mit verantwortlich gemacht werden muss.

Die Aalénienschiefer, namentlich aber die schwarzen Schiefer an der Basis des Dolomits haben bei den Überschiebungen und Abschuppungen des Dolomits die Rolle des Gleitmaterials übernommen.

An jenen Stellen, wo die höheren Schichtglieder des Doggers über die Aalénienschiefer hinweggeschoben worden sind, ist häufig zu beobachten, dass letztere Bildung in tektonisch wenig beeinflussten Stellen (tektonischer Windschatten) zu besonders grosser Mächtigkeit angehäuft sind (vgl. Basisregion der PK.-Mulde, Urbachtal, S. 40—44).

Die Echinodermenbreccie zeichnet sich durch verhältnismässig grosse Plastizität aus. An Stellen, wo die Trias abgeschuppt ist, bildet sie oftmals Falten, welche gleichsam die harten Formen des Untergrundes bis zu einem gewissen Grade ausgleichen. Dies gilt namentlich für die Gegend der

Schwarzen Naht (Wendental). Nur selten ist die Echbr. abgeschuppt, so am Achtelsassgrätli (nördlich Nessenthal).

Die beiden Eisenoolithe sind trotz ihrer Härte sehr leicht deformierbar. Sie gleichen unter Mitwirkung der obern Schiefer die Unregelmässigkeiten ihres Liegenden durch Bildung eines idealen Faltenwurfes aus.

In tektonisch stark beeinflussten Zonen (Muldenendregionen) sind einzelne Schichtglieder häufig mehr oder weniger marmorisiert. Es sind hauptsächlich die Eisenoolithe, welche in erster Linie, die Echbr. in zweiter und der Malm in dritter Linie, umkristallisieren. Der Rötidolomit selbst scheint dieser Veränderung nirgends unterworfen worden zu sein. Inwieweit die Marmorisierung vom Chemismus angeführter Gesteine abhängt, ist eine offene Frage.

Nachtrag.

Nachdem die vorliegende Arbeit im März 1924 der Geologischen Kommission unterbreitet worden war, veröffentlichte noch im selben Jahre *Willy Bruderer* (40) eine den ganzen Aarmassiv-N-Rand umfassende Arbeit über die Zwischenbildungen. Diese sehr eingehende und gewissenhafte Arbeit, welche sehr interessante Zusammenstellungen enthält und in mancher Hinsicht neue Resultate bietet, berührt meine eigene in vielen Punkten aufs engste, wobei es sich zeigt, dass die Beobachtungen und Folgerungen *Bruderers* die meinen meistens bestätigen, ihnen jedoch da und dort widersprechen, was mich veranlasste, in einem Nachtrag die sich nicht deckenden Anschauungen und Ergebnisse einer nochmaligen Prüfung zu unterziehen.

Willy Bruderer (40, 26, 67) entdeckte nördlich Habern, östlich des Gentalausganges, in den obersten Schichten des Rötidolomits eine oolithische Bank, die ganz von Gastropodentrümmern erfüllt ist. Diesen Horizont, den er mit dem von *Paulcke* (27, 212—214) aufgefundenen fossilführenden Schichtkomplex des Rötidolomits von Innertkirchen parallelisiert, ordnet er in den obern Muschelkalk ein, währenddem die hängenden, meist roten Dolomite der Zone Innertkirchen-Habern dem Keuper zugerechnet werden. Diese Einreihung ist also lediglich durch die Lagerungsverhältnisse begründet; direkte Beweise liegen keine vor. Sollte dennoch die von *Bruderer* durchgeführte Gliederung allgemeine Gültigkeit erlangen, so müssten die im Kapitel A, e—h, beschriebenen Gesteine dem Keuper zugezählt werden.

Was nun die Stellung des Trochitenkalkes vom Mettlenberg (vgl. S. 8 und 9) anbelangt, dürfte angenommen werden, dass diese Bildung ebenfalls dem besprochenen Fossilhorizonte zugerechnet werden könne.

Bruderer (40, 66, 67, 62) betrachtet ferner den roten Dolomit von Innertkirchen und den Quartenschiefer von Birchlaualp als stratigraphische Äquivalente, indem er auf Birchlaur einen raschen Übergang letzterer in roten Dolomit feststellt.

Demgegenüber möchte erwähnt sein, dass die Quartenschiefer nach eigenen Befunden gegen W bis auf den Rötidolomit abgetragen worden sind (vgl. Taf. II, S. 9 und 10) und keine Faciesveränderung aufzuweisen haben, auch fehlen fragliche Sedimente im zwischenliegenden Gebiete von Achtelsass gänzlich. Somit dürfen Quartenschiefer und roter Dolomit nicht unmittelbar miteinander in Zusammenhang gebracht werden.

Das faciell gleichartige Auftreten der Quartenschiefer auf Birchlaur und im Bockitobel (Reusstal) einerseits und des roten Dolomits auf der Strecke Innertkirchen-Habern andererseits veranlasste *Bruderer* (40, 68, 78), eine herzynische Wölbung anzunehmen, die ungefähr im alpinen Streichen nördlich Bockitobel-Birchlaur und südlich Habern-Innertkirchen verlaufe und als Ursache der verschiedenen Keuperfacies im S und N zu betrachten sei. Mit dieser Annahme sind nun folgende Tatsachen im Widerspruch:

Der Arkosesandstein geht ohne Veränderung über die angenommene herzynische Aufwölbung hinweg. Die Aufbereitung des Kristallinen ist in der Kulminationszone ebenfalls unverändert. Im Engbergertal, wo diese Zone zweifach angeschnitten ist, fehlen die Quartenschiefer vollkommen, ob primär

oder infolge späterer Abtragung (Lias und unteres Aalénien) kann nicht entschieden werden, hingegen lässt sich feststellen, dass auf Birchlauialp der Keuper gleichzeitig mit den Aalénienspatkalken (Asp.) nachträglich abgetragen worden ist (vgl. S. 10 und 12), dass also dort, wo Keuper vorhanden, ein Denudationsrelikt vorliegt, entgegen *Bruderer* (40, 68, 78), der gerade aus diesem Vorkommnis seine Rückschlüsse auf die herzynische Gebirgsstruktur gezogen hat.

Eine analoge, in der Trias noch bestehende Aufwölbung mit südlich anschliessender Depression möchte *Bruderer* (40, 79) für die eigentümliche Form und die Entstehung der Schwarzenbergmulde (vgl. Fig. 4 und Taf. III) verantwortlich machen. Auch hier decken sich unsere Anschauungen nicht, indem oben festgestellt wurde, dass fragliche Eigentümlichkeiten sowie das Fehlen der genannten Zwischenbildungen vom Schwarzenberg bis in die «Weissen Bänder» auf tektonische (tert.) Ursachen (Flexur, wahrscheinlich zu Beginn der Alpenfaltung entstanden) zurückzuführen sind.

Ungefähr gleich möchte es sich auch hinsichtlich der Krinnefirnaufwölbung (Wetterhorn-W-Flanke), wo die Zwischenbildungen ebenfalls fehlen, verhalten. *Bruderer* nimmt einen herzynischen, bis in den Malm trockengelegten Gebirgsrücken an (40, 73, 79, Fig. 24), auf dessen N- und S-Abhängen die Sedimente (Arkosesandstein, Echinodermenbreccie, Callovien) wieder einsetzen. Diese Annahme dürfte insofern nicht berechtigt sein, als sie uns auf folgende Fragen keine befriedigende Lösung zu geben vermag:

Warum sind die Gneise in der Kulminationszone nicht aufbereitet, währenddem diejenigen am S-Schenkel des Wetterhornkeiles nach *Scabell* (39, 249) bis in eine Tiefe von 16 m verwittert erscheinen? Wieso ist es möglich, dass im obern Jungfrau keil an der Fiescherwand 200 m südlich der Berglihütte S. A. C. nach *Rohr* (38, 72) noch Trias in dolomitischer Facies (sporadisch?) auftritt, wobei doch feststeht, dass diese am Krinnefirn wie auch im Rottal und im Schreckhornkeil *Scabell* (39, 254) fehlt? Muss hierin nicht vielmehr eine Bestätigung der im Muschelkalk weiter nach S vorgedrungenen Transgression erblickt werden? Wie ist es im fernern zu erklären, dass am Gstellihorn gipfel im S-Schenkel des Wetterhornkeiles die Echinodermenbreccie des Bajocien von Dolomitfragmenten erfüllt ist (vgl. S. 18), währenddem der Rötidolomit doch schon viel weiter im N auskeilt? Auch das Fehlen dolomitischer Einstreuungen im Wellhorn- und Wettersattel beweist uns das primäre Fehlen der Trias noch nicht.

Für die Denudation der Trias- und Doggersedimente am Krinnefirn spricht vor allen Dingen die am Stutzwäng (Wetterhorn-N-Flanke) zu beobachtende Abnahme der Trias gegen S, wobei festgestellt werden kann, dass der auskeilende Dolomit von oben nach unten abgetragen wird, dass dieser westlich des Hühnergutzgletschers in zirka 2600 m ohne Faciesveränderung auskeilt und dass ferner die Abtragung gegen S weiter übergreift auf die Tonschiefer- und Sandsteinzwischenlagerungen des Liegenden, so dass dieselben in der Nähe des Hühnergutzgletscherabsturzes (2800) verschwinden, und zwar ebenfalls ohne wesentliche Faciesveränderung. Endlich lässt sich am Fusse des genannten Gletschers eine Malmüberschiebung feststellen, die über zwei Doggerkeilmulden in 2900 m und 3000 m Höhe, deren Schichtglieder ohne lithologische Änderung auftreten, hinweggeht. Die Muldenschenkel der beiden genannten «Keile» sind von der Überschiebung teilweise abgeschert worden.

Daraus geht mit Deutlichkeit hervor, dass für das Fehlen der Zwischenbildungen am Krinnefirn nur tektonische Ursachen und teilweise Denudation in Frage kommen, dass also dort keine herzynisch vorgebildete Antiklinale im Sinne *Bruderers* vorliegen kann.

Hier ist vielleicht auch der Ort, auf einen wesentlichen Unterschied zwischen *Bruderers* Auffassung und der meinen hinsichtlich des Einflusses der herzynischen Orogenesis auf die alpine näher einzutreten.

Bruderer (40, 29, 77) stellt fest: «La tectonique actuelle du massif de l'Aar est en partie fonction de son modelé hercynien», indem ein Teil der herzynischen Aufwölbung in alpine Antiklinalen übergegangen sei. Da nun aber beispielsweise das vortriassische Bestehen der Krinnefirnantiklinale, wie oben dargetan, nicht sichergestellt, da ferner die Karbonmulde vom Wendenjoch zur Tertiärzeit nicht mehr aufgegriffen worden ist, wie S. 56 und 58 festgestellt wurde, da es sich

im fernern erwiesen hat, dass weder die Wendenkarbonmulde noch die stratigraphischen Grenzen (vgl. Taf. II und S. 14, 56 und 58) mit den Elementen der tertiären Faltung parallelgehen, so kann *Bruderer's* Ansicht für die mittleren Partien des Aarmassiv-N-Randes nicht aufrechterhalten werden.

Bemerkungen hinsichtlich der Einteilung des autochthonen Doggers.

Die Einteilung des autochthonen Doggers in paläontologische Zonen ist von jeher mit grossen Schwierigkeiten verbunden gewesen, so ergeben sich denn auch in vorliegenden Arbeiten hierbei einige Abweichungen:

Bruderer (40, 50—54) teilt das Aalénien in vier Zonen ein:

1. Zone der *Ludwigia opalina* (= untere Aalénienspatkalke [Asp.]);
2. Zone der *L. opalina* und der *Ludwigia costosa* (= ober. Asp.);
3. Zone der *L. Murchisonae* $\left\{ \begin{array}{l} \text{ob. Aalénienschiefer (Asch.) = Z. d. } Ludwigia\ Murchisonae, \text{ Sow. s. s.;} \\ \text{unt. Asch. = Z. d. } Ludwigia\ Sinon, \text{ BAYLE;} \end{array} \right.$
4. Zone der *L. concava*.

Diese weitgehende Einteilung kann leider in meinem Arbeitsgebiete mangels durchgehender lithologischer Leithorizonte höchstens im Gebiete von Innertkirchen durchgeführt werden. Dies gilt namentlich für die Zweiteilung der Asp.

Da sich im weitern in den obern Asp. von Innertkirchen *Ludwigia Sinon*, BAYLE, vorfand, welche von *Bruderer* (40, 53) in den untersten Teilen der Asch. von Habern gefunden wurde, so erscheint es nicht angezeigt, mit *Bruderer* die Zone der *Ludwigia Sinon*, BAYLE allein auf die tiefstliegenden Asch. zu beschränken, sondern sie muss wohl auch noch auf die höhern Asp. ausgedehnt werden.

Zone 3 der *Ludwigia Murchisonae* dürfte in Übereinstimmung mit *Bruderer* von der Hauptmasse der Asch. repräsentiert werden, währenddem die Zone 4 der *Ludwigia concava* überhaupt westlich des Wendenjochs fehlen dürfte, denn dieselbe pflegt nach *Bruderer* (40, 54) unter dem Makro-Oolith der Echinodermenbreccie aufzutreten, welcher dort die Basis der Bajocienechinodermenbreccie (Echbr.) bildet.

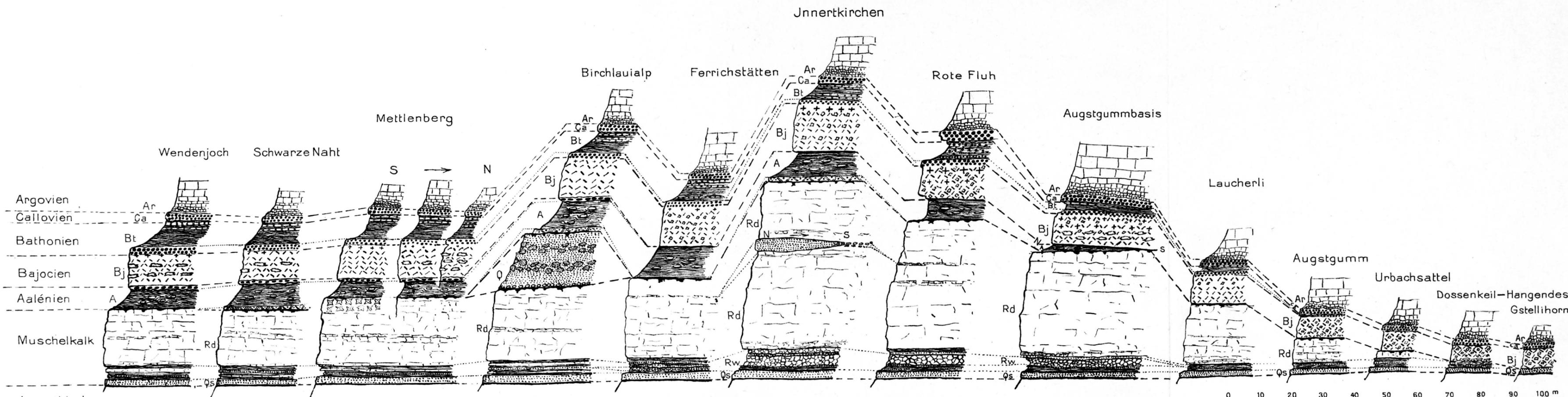
Die für die Echbr. des Bajocien erzielten Ergebnisse werden durch *Bruderer* (40, 55, 56) durchwegs bestätigt, hingegen zeigt sich in der Eingliederung des untern Eisenooliths eine kleine Differenz, indem genannter Autor (40, 56) denselben mit Bajocien-Bathonien bezeichnet, uns jedoch das Auftreten von *Parkinsonia subarictis* und *Parkinsonia planulata* (cit. 19) in seinem Schichtverbande veranlasste, denselben der Zone der *Parkinsonia subarictis* (= untere Parkinsonischichten) zuzurechnen.

Die über dem zitierten Oolith auftretenden Schiefer dürften demgemäss wenigstens in ihren mittleren und obern Teilen der Zone der *Oppelia aspidoides*, wie dargetan worden ist, entsprechen, welche Zone diejenige des *Perisphinctes procerus* nach *Bruderer* (40, 57) ebenfalls umfasst.



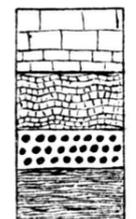
Stratigraphisches Sammelprofil Wendenjoch-Gstellihorn von K. Rohr 1922.

Masstab: 1:1000



Argovien
 Callovien
 Bathonien
 Bajocien
 Aalénien
 Muschelkalk
 Innertkirchner
 Granit

Faziesbezeichnungen.

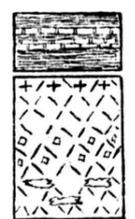


Hochgebingskalk

Fleckiger Schiltkalk

Eisenoolith

Tonschiefer

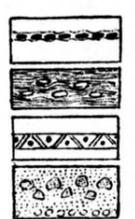


Tonschiefer mit Kalkeinlagerungen

Echinodermenbreccie mit Korallen,

Dolomitfragmenten und

Kieselknauern



Macro-Oolith

Tonschiefer mit Fe-haltig. Konkretionen

Grobspätiger Kalk

Quartenschiefer mit Konglomeraten



Rötidolomit enthaltend:

Trochitenzone von Mettlenberg

Sandstein von Innertkirchen u.

Rauhacke, Sandstein u. Schiefer

--- Stufengrenzen

..... Lithologische Grenzen

— Denudationsflächen

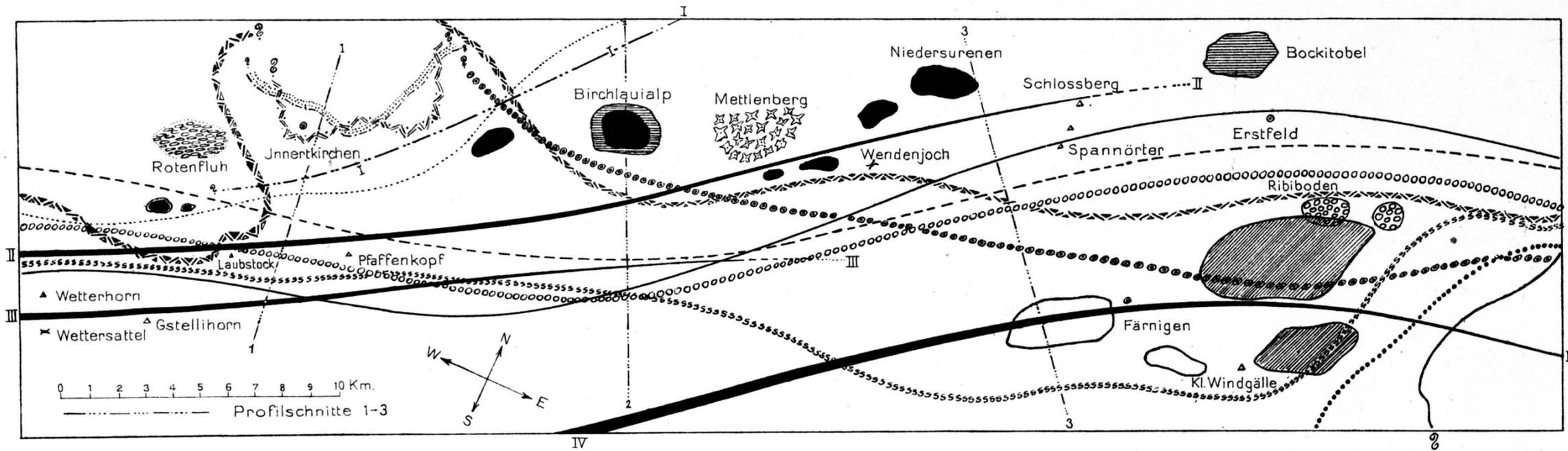
N → S Nord-Süd-Richtung

Q. Quartenschiefer

Rd. Rötidolomit

Rw. Rauhacke

Qs. Quarzsandstein

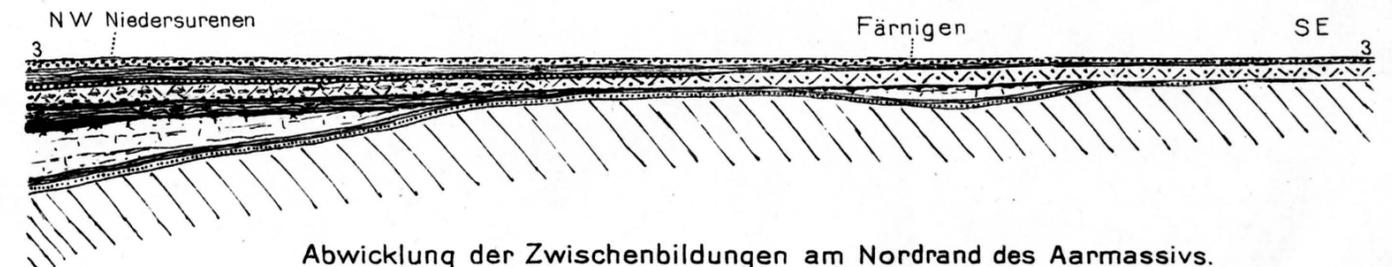
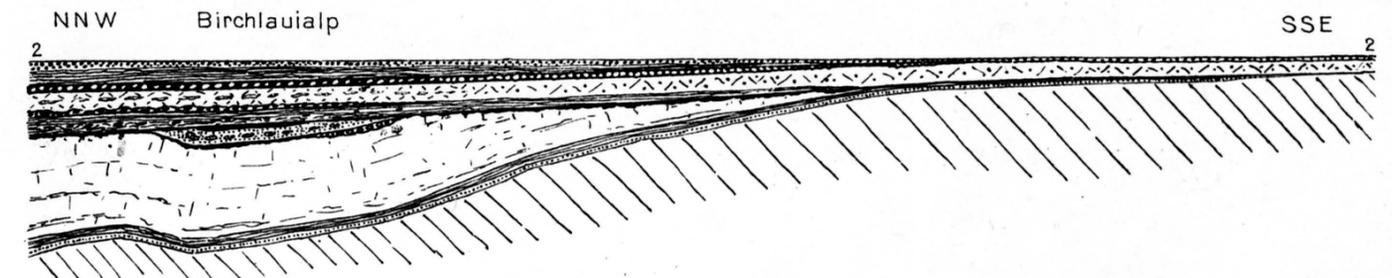
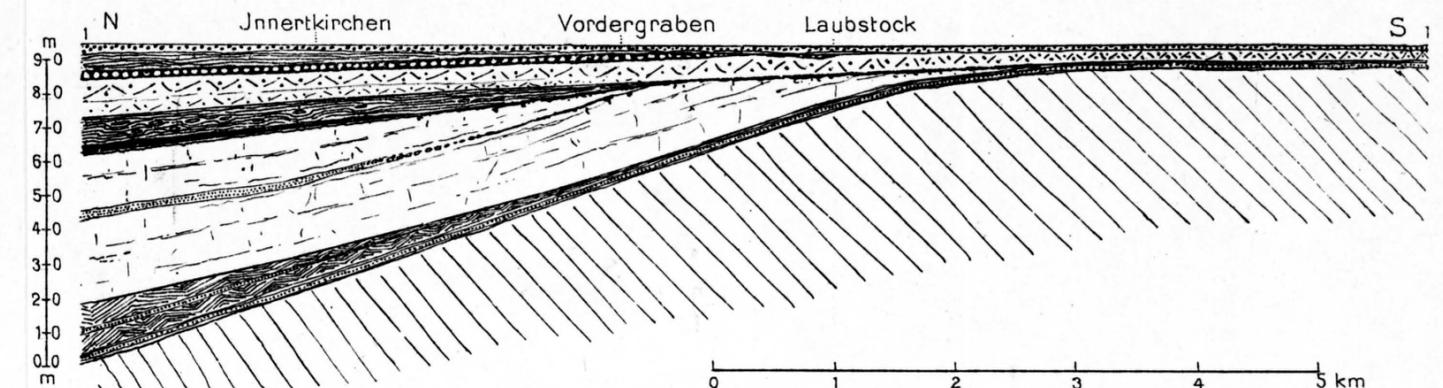


Schematisierte stratigraphische Abwicklung der Zwischenbildungen

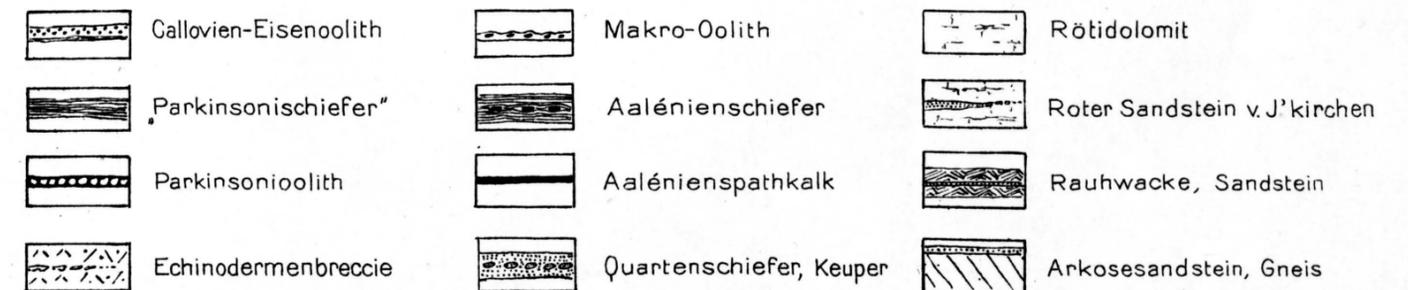


I-IV Tektonische Linien:

- I Gentalflexur II Muldenzone des Laubstockkeils III Muldenzone des Dossenkeils IV Muldenzone des Färnigerkeils



Abwicklung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs.



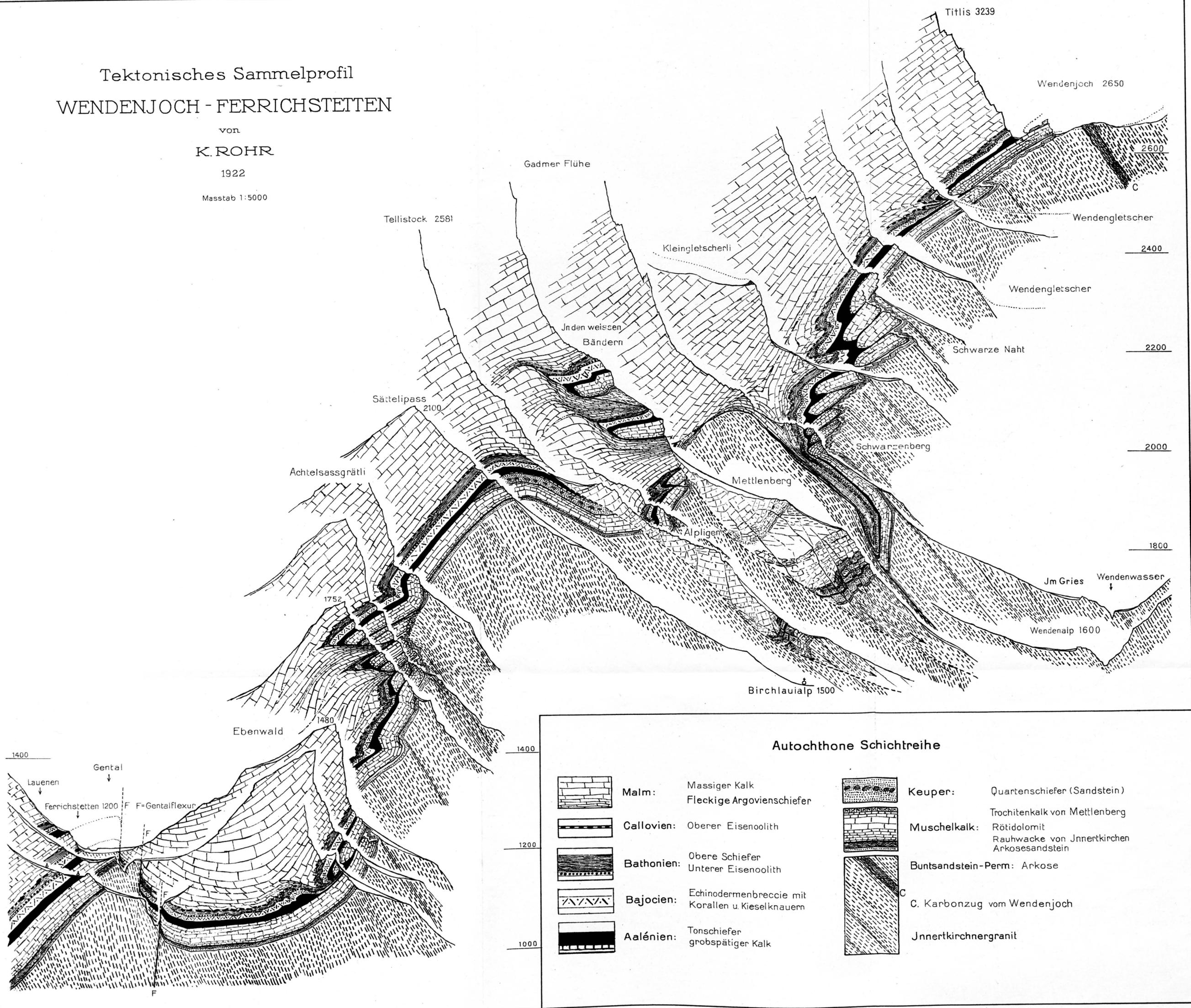
Horizontal- u. Vertikalmasstab siehe oben Profil 1-1

Tektonisches Sammelprofil WENDENJOCH - FERRICHSTETTEN

von
K. ROHR

1922

Masstab 1:5000



Autochthone Schichtreihe

- | | | | |
|--|---|--|---|
| | Malm: Massiger Kalk
Fleckige Argovienschiefer | | Keuper: Quartenschiefer (Sandstein) |
| | Callovien: Oberer Eisenoolith | | Muschelkalk: Trochitenkalk von Mettlenberg
Rötidolomit
Rauhacke von Jnnertkirchen
Arkosesandstein |
| | Bathonien: Obere Schiefer
Unterer Eisenoolith | | Buntsandstein-Perm: Arkose |
| | Bajocien: Echinodermenbreccie mit
Korallen u. Kieselknauern | | C. Karbonzug vom Wendenjoch |
| | Aalénien: Tonschiefer
grobspätiger Kalk | | Jnnertkirchnergranit |

Tektonisches Sammelprofil

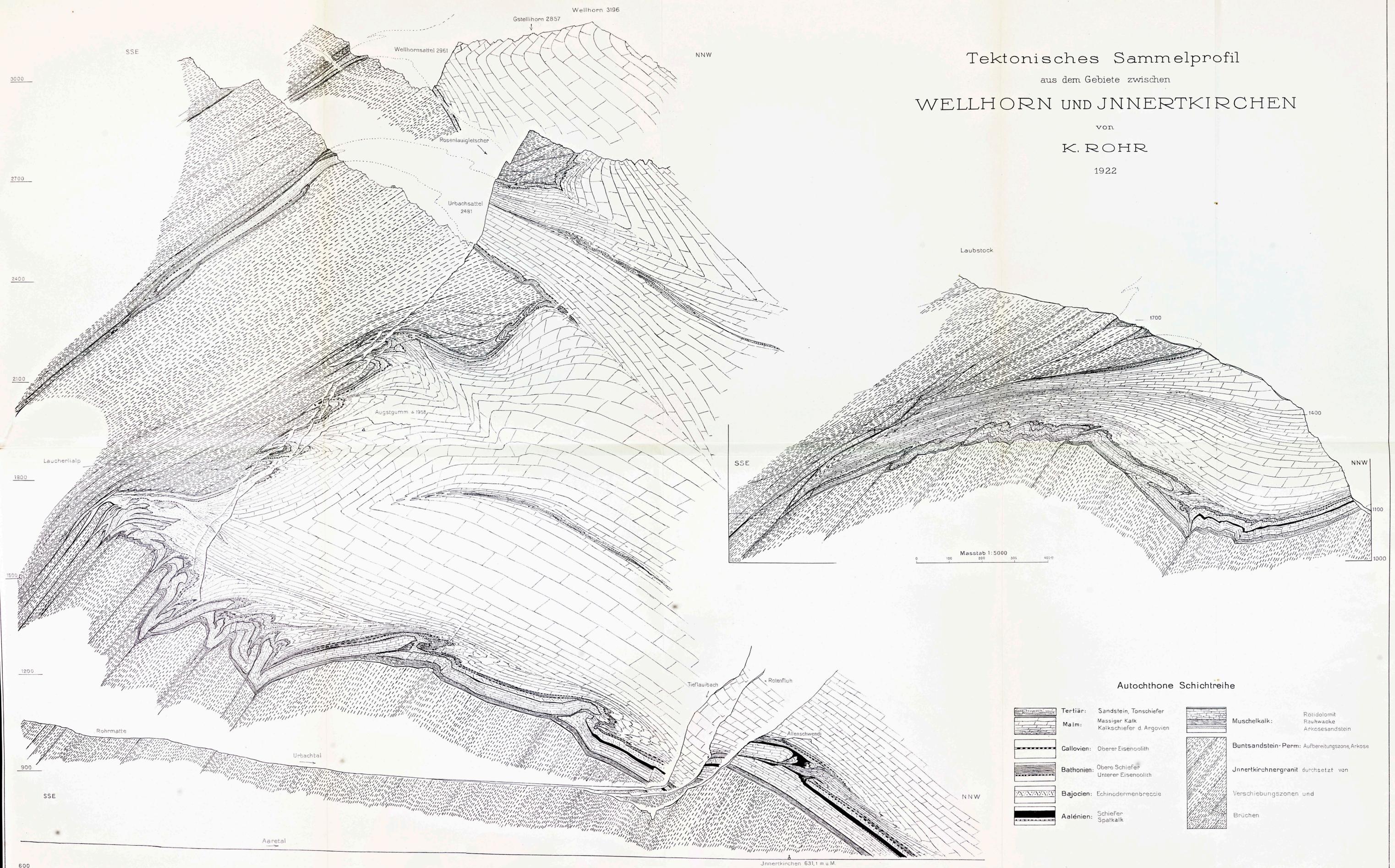
aus dem Gebiete zwischen

WELLHORN UND INNERTKIRCHEN

von

K. ROHR

1922



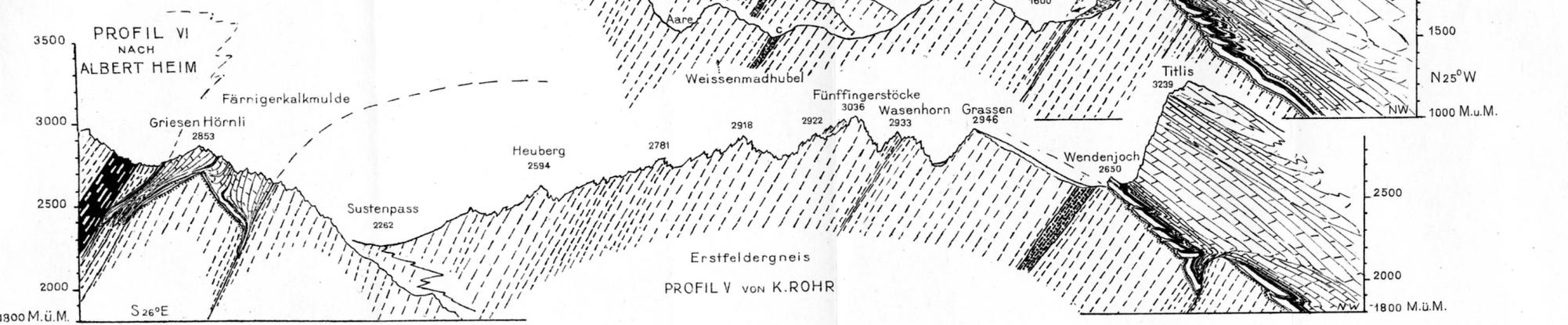
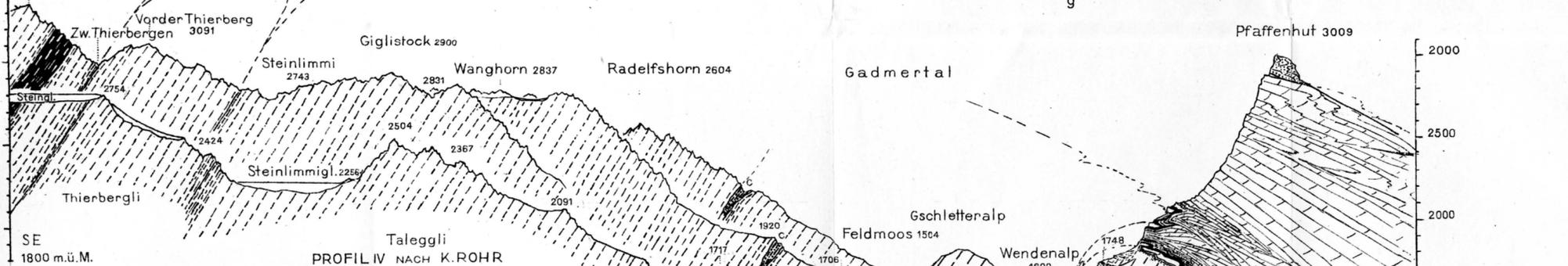
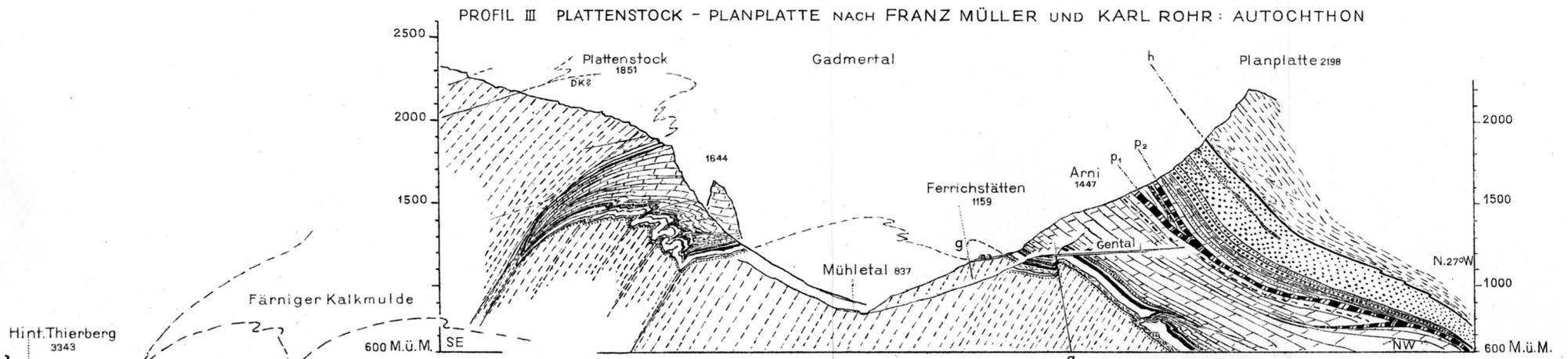
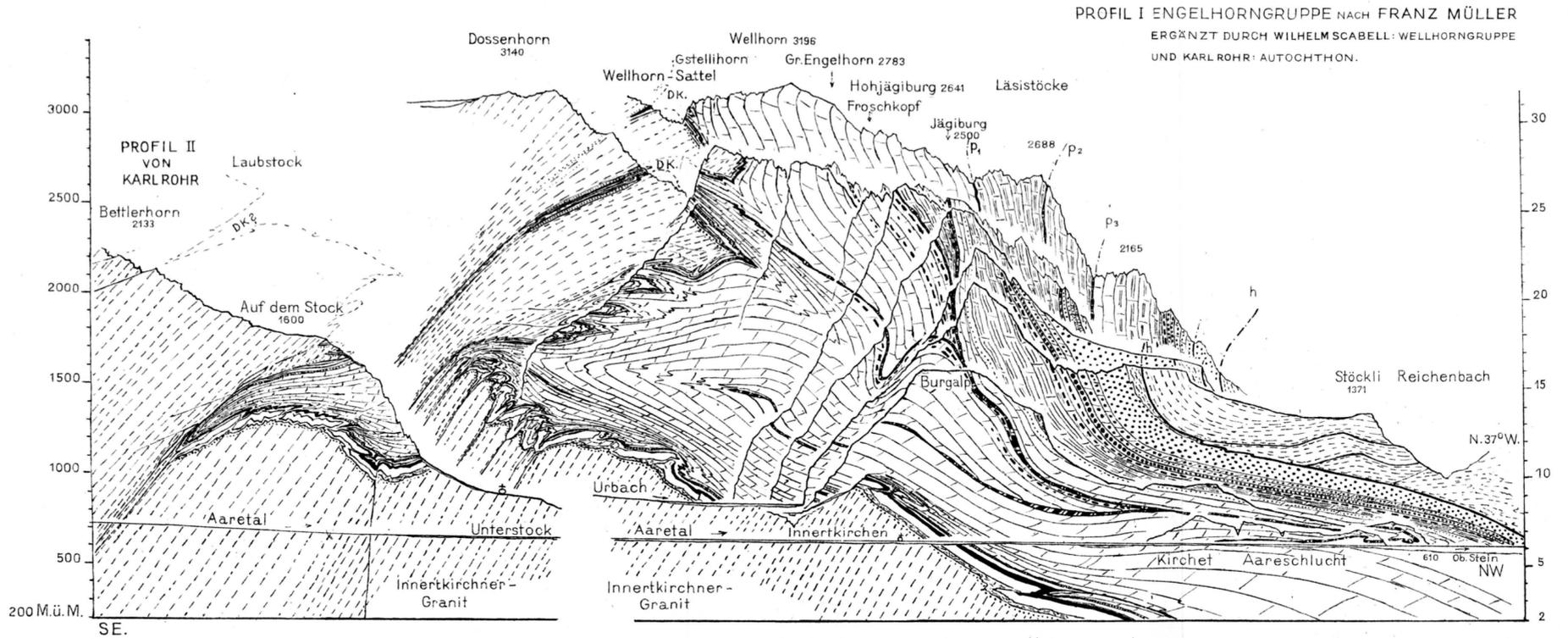
Autochthone Schichtreihe

<table border="0"> <tr><td></td><td>Tertiär: Sandstein, Tonschiefer</td></tr> <tr><td></td><td>Malm: Massiger Kalk, Kalkschiefer d. Argovien</td></tr> <tr><td></td><td>Gallovién: Oberer Eisenoolith</td></tr> <tr><td></td><td>Bathonien: Obere Schiefer, Unterer Eisenoolith</td></tr> <tr><td></td><td>Bajocien: Echinodermenbreccie</td></tr> <tr><td></td><td>Aalénien: Schiefer, Spatkalk</td></tr> </table>		Tertiär: Sandstein, Tonschiefer		Malm: Massiger Kalk, Kalkschiefer d. Argovien		Gallovién: Oberer Eisenoolith		Bathonien: Obere Schiefer, Unterer Eisenoolith		Bajocien: Echinodermenbreccie		Aalénien: Schiefer, Spatkalk	<table border="0"> <tr><td></td><td>Muschelkalk: Röttdolomit, Rauhwacke, Ankoosesandstein</td></tr> <tr><td></td><td>Buntsandstein-Perm: Aufbereitungszone, Arkose</td></tr> <tr><td></td><td>Innertkirchnergranit durchsetzt von</td></tr> <tr><td></td><td>Verschiebungszonen und Brüchen</td></tr> </table>		Muschelkalk: Röttdolomit, Rauhwacke, Ankoosesandstein		Buntsandstein-Perm: Aufbereitungszone, Arkose		Innertkirchnergranit durchsetzt von		Verschiebungszonen und Brüchen
	Tertiär: Sandstein, Tonschiefer																				
	Malm: Massiger Kalk, Kalkschiefer d. Argovien																				
	Gallovién: Oberer Eisenoolith																				
	Bathonien: Obere Schiefer, Unterer Eisenoolith																				
	Bajocien: Echinodermenbreccie																				
	Aalénien: Schiefer, Spatkalk																				
	Muschelkalk: Röttdolomit, Rauhwacke, Ankoosesandstein																				
	Buntsandstein-Perm: Aufbereitungszone, Arkose																				
	Innertkirchnergranit durchsetzt von																				
	Verschiebungszonen und Brüchen																				

TEKTONISCHES SERIENPROFIL TITLIS - WELLHORN

nach Wilhelm Scabell, Franz Müller und K. Rohr, gezeichnet von K. Rohr, 1923.

Maßstab 1 : 25,000.



ABKÜRZUNGEN:

- h Helvetische Überschiebungsfläche
- p₃ Parautochthone Überschiebungsflächen
- DK Dossenkeilmulde
- c Wendenkarbon
- g Gentalflexur

WILDHORND ECKE

- Aalénienschiefer, Eisensandstein
Cancelliphyucus-Schichten
- PARAUTOCHTHON
- Wildflysch z.T. Nummuliten-Sandstein
Dachschiefer und Sandsteine
Flysch, Tav. Sandstein, Lithothamnienkalk
Cerithienschiefer, Priabonsandstein
- Siderolitische Bildungen im Öhrlikalk
Öhrlikalk
Graspaschichten
- Malm

AUTOCHTHON

- Tertiärmulden: Cerithienschiefer, Priabonsandstein
Siderolitische Bildungen in den ob. Grenzschichten des Malm
- Malm
- Callovien-Eisenoolith, Bathonianschiefer
Parkinsonioolith, Bajocien-Echinodermenbreccie
Aalénienschiefer u. Spatkalk
Rötidolomit
Rauhacke
Arkose-Sandstein
- Nördliche Cneise v. Typus: Innertkirchen-Gastern
- Karbonschiefer
- Amphibolithe