

**BEITRÄGE**  
ZUR  
**GEOLOGISCHEN KARTE DER SCHWEIZ**

HERAUSGEGEBEN VON DER GEOLOGISCHEN KOMMISSION DER SCHWEIZ. NATURFORSCHENDEN GESELLSCHAFT

AUF KOSTEN DER EIDGENOSSENSCHAFT

---

**NEUE FOLGE, XXXII. LIEFERUNG**  
DES GANZEN WERKES 62. LIEFERUNG

**Geologische Beschreibung**  
der  
**Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal**  
im Kanton Uri  
von  
**Walther Staub.**

---

Mit 15 Textfiguren und 3 Tafeln.  
Dazu die geologische Spezialkarte Nr. 62.

---

**Bern.**

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

1911.

Buchdruckerei Stämpfli & Cie.

## Vorwort der Geologischen Kommission.

---

In der Sitzung vom 12. Dezember 1910 legte Herr Dr. *Walther Staub* seine Untersuchung über die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal der Geologischen Kommission vor und anerkannte ihr dieselbe unentgeltlich zur Publikation. Nach einlässlicher Prüfung wurde die Arbeit angenommen.

Für die Richtigkeit der Untersuchung in Text, Karte und Profilen ist der Verfasser allein verantwortlich.

*Zürich*, den 15. Oktober 1911.

Für die Geologische Kommission,

*Der Präsident:*

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

*Der Sekretär:*

Dr. **Aug. Aeppli**.



## Vorwort.

---

Im Frühjahr 1909 hatte Herr Prof. Dr. *Alb. Heim* die Freundlichkeit, mir seine Original-eintragungen in Siegfriedblatt Altdorf (Nr. 403), wie auch seine Skizzen und Aufzeichnungen, welche sich hauptsächlich auf das Gebiet der Griesstockdecke bezogen, vorzulegen und zu einer Bearbeitung von Blatt Altdorf zur Verfügung zu stellen. Ein Teil dieser Arbeit sollte als Dissertation der eidgenössischen polytechnischen Schule eingereicht werden. Ich möchte hier in erster Linie meinem hochverehrten Lehrer für die Anregung zu dieser Arbeit, wie für die stete Teilnahme an meinen Studien, meinen herzlichsten Dank aussprechen.

Meine Aufgabe lautete dahin, vor allem die tektonischen Verhältnisse in der Windgällen-, Hohen-Faulen-, Griesstockgruppe klarzulegen; daneben sollte so viel wie möglich geologisch kartiert werden. Die Arbeit wurde im Spätsommer 1909 begonnen, so dass die Untersuchungen, aus welchen die vorliegende geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal hervorgegangen, sich nicht ganz auf zwei Jahre erstrecken.

Das Bestreben, die Untersuchungen nach allen Richtungen hin auszudehnen, fand zahlreiche Unterstützung. Herrn Prof. Dr. *U. Grubenmann*, wie Fräulein Dr. *L. Hezner*, bin ich für viele Anregungen und Durchsicht des kristallinen Teiles meiner Arbeit zu herzlichem Danke verpflichtet. Ebenso danke ich Herrn Prof. Dr. *J. Früh* für seine Unterstützung in der Bearbeitung der Seen von Blatt Altdorf. Herr Prof. Dr. *L. Rollier* hatte die Freundlichkeit, die schwierige Bestimmung meiner Petrefakten zu überwachen. Herr Dr. *Paul Arbenz*, wie Herr Dr. *Arnold Heim* standen mir stets mit den reichen Erfahrungen aus ihren speziellen Untersuchungsgebieten zur Seite.

Im Herbst 1910 hat die geologische Kommission Karte und Text meiner Untersuchungen zur Veröffentlichung übernommen und, gemeinsam mit Herrn *J. Oberholzer* in Glarus, mir die Aufnahme des Kampli- und Klaridenstocks anvertraut. Es sei dafür auch an dieser Stelle der geologischen Kommission mein bester Dank ausgesprochen.

Die Zeit, welche mir zur Verfügung stand, war zu kurz, um nach allen Richtungen hin eine erschöpfende Bearbeitung des Untersuchungsfeldes zu liefern. Vor allem wird der stratigraphische Teil noch manche Ausbesserung erfahren müssen. Der morphologische Teil bildet mehr einen Anhang. Zum Verständnis eines so vielgestalteten Gebietes sind zudem Vergleiche mit Gebirgstheilen ausserhalb des speziellen Arbeitsfeldes absolut notwendig; diese wieder erfordern ihre Zeit. Die beiden Sommer 1909 und 1910 brachten mir längere Aufenthalte im Wallis und in der Westschweiz. So manche Schlussfolgerung dieser Arbeit reifte erst auf den zahlreichen Exkursionen, welche ich gemeinsam mit Herrn Dr. *E. Argand* aus Lausanne ausführen durfte, in ihre heutige Form.

*Zürich*, im Frühjahr 1911.

**Walther Staub.**

**Errata:**

Seite 1, Zeile 16: Eiszeit statt Eiswelt.

Seite 25, Zeile 4 ff.: Die dem Rötidolomit ähnliche Bank erwies sich auch hier  
als Einlagerung im untern Malm.

# Inhaltsverzeichnis.

	Seite		Seite
<i>Vorwort</i> . . . . .	III	<i>e)</i> Profil am Stäfelgletscher . . . . .	32
<i>Inhaltsverzeichnis</i> . . . . .	V	<i>f)</i> Profil am oberen Furggeli . . . . .	34
<i>Literaturverzeichnis</i> . . . . .	VII	<i>g)</i> Profil am Hüfigletscher . . . . .	36
<i>Einleitung</i> . . . . .	1	<i>h)</i> Der Dogger bei der Klubhütte am Hüfigletscher . . . . .	37
		Zusammenfassung über den Dogger . . . . .	39
		Der Malm . . . . .	40
		Das Oxfordien . . . . .	40
		Der Schiltkalk und die untern Malmschiefer . . . . .	41
		Der Hochgebirgskalk: Quintnerkalk, Korallenkalk, Zementsteinschichten und Öhrlikalk . . . . .	41
		Die Kreide . . . . .	43
		<i>a)</i> Die Kreide der Hohen-Faulendecke . . . . .	43
		<i>b)</i> Die Kreide der Griesstockdecke . . . . .	43
		III. Das Eocän . . . . .	46
		1. Das Bohnerz . . . . .	46
		2. Die Nummuliten und Flyschbildungen . . . . .	46
		<i>a)</i> Das autochthone Eocän und das Eocän der Hohen-Faulendecke . . . . .	46
		<i>b)</i> Das Eocän der Griesstockdecke . . . . .	50
		Der Wildflysch . . . . .	51
		<i>a)</i> Der Wildflysch als Liegendes der Griesstock- und Hohen-Faulendecke . . . . .	51
		<i>b)</i> Der Wildflysch von Spiringen . . . . .	52
		Dritter Teil.	
		<b>Die Tektonik.</b>	
		1 <i>a.</i> Die autochthone Bedeckung der Erstfeldergneise . . . . .	54
		1 <i>b.</i> Die Windgällenfalte . . . . .	55
		2. Die Hohen-Faulendecke . . . . .	56
		<i>a)</i> Der westliche Teil der Hohen-Faulendecke . . . . .	56
		<i>b)</i> Der östliche Teil der Hohen-Faulendecke . . . . .	58
		<i>c)</i> Der südliche Teil der Hohen-Faulendecke, ihre Entwicklung durch die Windgällenfalte und ihre Wurzelregion . . . . .	58
		3. Die Griesstockdecke . . . . .	60
		<i>a)</i> Der nördliche Teil der Griesstockdecke: die Balmwand . . . . .	61
		<i>b)</i> Der südliche Teil der Griesstockdecke: der Griesstock und die Scheerhörner . . . . .	62
		<i>c)</i> Zusammenfassung über die Griesstockdecke . . . . .	64

## Erster Teil.

### Die Erstfeldergneise.

1. Einführung und Geschichte der Erforschung . . . . .	4
2. Petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinsarten der Umgebung von Erstfeld . . . . .	5
<i>a)</i> Der Sedimentgneiss . . . . .	5
<i>b)</i> Die granitischen und aplitischen Ganggesteine . . . . .	7
<i>c)</i> Die Misch- oder Injektions- und Imbibitions-gneise . . . . .	9
<i>d)</i> Die Kontaktgesteine . . . . .	11
<i>e)</i> Zusammenfassung . . . . .	12
<i>f)</i> Die basischen Eruptiva . . . . .	13
<i>g)</i> Die Quarzporphyre . . . . .	14
<i>h)</i> Die Altersfolge der Gesteine . . . . .	14
3. Das geologische Auftreten der Erstfeldergneise . . . . .	15
4. Die Zone der nördlichen Gneise des Aarmassivs . . . . .	17
<i>a)</i> Kontaktercheinungen in der Umgebung des Kanderfirnes . . . . .	17
<i>b)</i> Von Innertkirchen nach Erstfeld . . . . .	19
<i>c)</i> Zusammenfassung . . . . .	20

## Zweiter Teil.

### Die Sedimente.

I. Die Trias . . . . .	22
<i>a)</i> Die Aufbereitungsschicht oder Arkose . . . . .	22
<i>b)</i> Der Röt dolomit . . . . .	24
<i>c)</i> Die Quartenschiefer . . . . .	25
II. Der Jura . . . . .	25
Der Dogger . . . . .	25
<i>a)</i> Profil im Lochertal, Speckital und Brusttal bei Erstfeld . . . . .	26
<i>b)</i> Scheidnössli . . . . .	29
<i>c)</i> Der Ausgang des Bockitobels . . . . .	29
<i>d)</i> Der Ribiboden . . . . .	30



	Seite
4. Die Kammlistockdecke . . . . .	64
a) Die Südseite des Kammlistocks . . . . .	64
b) Die West- und Nordseite des Kammlistocks . . . . .	65
c) Die Abgrenzung des Kammlistocks gegen die Griesstockdecke . . . . .	67
d) Die Ostseite des Kammlistocks . . . . .	67
e) Die Fortsetzung der Kammlistockdecke nach Osten . . . . .	68
5. Der Lochseitenkalk . . . . .	69
6. Die Axendecke . . . . .	71
7. Zusammenfassung der tektonischen Erscheinungen	72

Vierter Teil.		Seite
<b>Beitrag zur Morphologie.</b>		
1. Zur Geschichte der Talbildung . . . . .		74
a) Die Schliffgrenze . . . . .		74
b) Die alten Talböden . . . . .		75
c) Recente Bildungen . . . . .		77
2. Die Entstehung der kleinen Seebecken . . . . .		79
Nachtrag.		
<b>Karbon und Porphy im Maderanertal</b>		82



## Literaturverzeichnis.

Für die ältere Literatur siehe das Verzeichnis in Lieferung 25 der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Daraus seien nur folgende Arbeiten, auf welche öfters Bezug genommen wird, erwähnt:

1. *Baltzer, A.* Der mechanische Kontakt von Gneis und Kalk im Berner Oberland. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 20. 1880.
2. *Baltzer, A.* Das Aarmassiv (mittlerer Teil). Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 24. 1888.
3. *Escher v. der Linth, Arn.* Tagebücher, aufbewahrt im eidgenössischen Polytechnikum.
4. *Heim, Alb.* Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. 2. Bd. Basel 1878.
5. *Heim, Alb.* Die Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 25. 1891.
6. *Lusser, K. F.* Nachgelassene Manuskripte. Im Archiv zu Altdorf aufbewahrt.
7. *Lusser, K. F.* Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchstiches vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. Neue Denkschriften der allg. schweiz. Ges. für gesamte Naturwissenschaften. Neuchâtel 1842.
8. *Schmidt, C.* Geologisch-petrographische Mitteilungen über einige Porphyre der Zentralalpen und die in Verbindung mit denselben auftretenden Gesteine. Neues Jahrb. für M. u. P. Stuttgart 1886.
9. *Schmidt, C.* Anhang zu den Beiträgen zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 25.
10. *Stapf, F. M.* Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke Erstfeld-Castione, 1 : 25,000. 1885.

Seit dem Literaturverzeichnis in Lieferung 25 sind erschienen (\* das Untersuchungsgebiet speziell betreffend):

11. *Arbenz, P.* Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Ecl. geol. helv. Vol. IX.
12. *Arbenz, P.* Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. Liefg. 54 1910.
13. *Arbenz, P. und Staub, W.* Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Rheintal. Vierteljahrsschr. der nat. Ges. Zürich. 1910. Jahrg. 55.
14. *Baltzer, A.* Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. Jahrb. für Mineral. etc. 1903.
15. *Baltzer, A.* Die granitischen lakkolitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. Wien 1904.
16. *Blumer, E.* Zur Kenntnis des helvetischen Alpennordrandes. Vierteljahrsschr. der nat. Ges. Zürich. 1906.
- \*17. *Boussac, J.* Comptes rendus des séances de l'Ac. Paris. 1910.
18. *Buxtorf, A., und Truninger, E.* Über die Geologie der Doldenhorn-Fisistockgruppe und den Gebirgsbau am Westende des Aarmassivs. Verhandl. Basel 1909.
19. *Fischer, O.* Über einige Intrusivgesteine der Schieferzone am Nordrande des zentralen Granits aus der Umgebung des Sustenhörner. Tscherma's Mineral. und petrogr. Mitteil. XXIV. Heft 1 u. 2. 1905.
- \*20. *Heim, Alb.* Die vermeintliche „Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalte südlich am Klausenpass, eine Selbstkorrektur. Vierteljahrsschr. der nat. Ges. Zürich 1906.
21. *Heim, Arn.* Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente. Vierteljahrsschr. der nat. Ges. Zürich. 1907.
- \*22. *Heim, Arn.* Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. der schweiz. paläont. Ges. Vol. XXXV. 1908.
23. *Heim, Arn.* Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. N. F. Liefg. 24. 1910.
- \*24. *Heim, Arn.* Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz. 31. Liefg. 1911.

25. *Hugi, E.* Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneisszone des zentralen Aarmassivs. *Eclog. geol. helv.* Vol. IX. Nr. 4. 1907.
  - \*26. *Königsberger, J.* Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner-massiv. *Ecl. geol. helv.* Vol. X, Nr. 6. 1909.
  - \*27. *Königsberger, J.* Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg i. B. und Leipzig. 1910.
  - \*28. *Oberholzer, J.* Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. *Eclog. geol. helv.* Vol. X, Nr. 4. 1908.
  - \*29. *Oberholzer, J., und Heim, Alb.* Geologische Karte der Glarneralpen 1900—1908. 1 : 50 000; herausgegeben von der geol. Kommission.
  - \*30. *Sauer, A.* Geologische Beobachtungen im Aarmassiv. *Sitzungsber. der kgl. preuss. Akad. d. W.* 1900.
  - \*31. *Sauer, A.* Über die Erstfeldergneise am Nordrande des Aarmassivs. Bericht über die Vers. des oberrh. geol. Vereins. 38. Vers. Konstanz 1904.
  - \*32. *Tobler, A.* Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. *Verhandl. Basel.* Bd. XII. Heft 1. 1897.
  33. *Tolwinsky, K.* Die Grauen Hörner. *Vierteljahrsschr. der nat. Ges. Zürich.* 1910. 3./4. Heft.
  34. *Weber, Fr.* Über den Kalisyenit des Piz Giuf und Umgebung. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz.* Liefg. XIV. 1904.
-

## Einleitung.

Zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri liegt ein Gebirgszug, der seines mannigfaltigen, aber gedrungenen und übersichtlichen Aufbaues wegen für den Geologen ein selten dankbares Arbeitsfeld bietet. Im Norden und Süden durch die beiden genannten Täler begrenzt, im Westen abgeschnitten durch das Reusstal, erhebt sich dieser schönste Teil der Urner Kalkalpen über einem krystallinen Sockel des nördlichen Aarmassivs im Scheerhorn bis zu 3296 m Höhe und findet hier im Osten in den weiten Flächen des Hüfi- und Claridenfirns, wie in der Wasserscheide des Klausenpasses eine fast ebenso natürliche Begrenzung wie im Westen.

Neben Scheerhorn, Kammlistock und Ruchen, sind die bekanntesten Gipfel die grosse und die kleine Windgälle. Noch vor zehn Jahren wegen Vereisung der Kämme äusserst schwierig zu begehen, erklettert man heute diese zackigen Felsgräte infolge des Zurückweichens der Gletscher viel leichter.

Da der Aarmassivrücken und mit ihm die sedimentäre Bedeckung von Norden nach Süden ansteigt, so wird das Gebiet in der Hauptsache nach Norden, gegen das Schächental hin, entwässert. Die höchste Gebirgskette erhebt sich deshalb auch im Süden und fällt schroff gegen das Maderanertal ab.

Maderanertal und Schächental stehen sich orographisch scharf gegenüber. Beides Längstäler, ist das Maderanertal fast vollständig in kristalline Gesteine eingeschnitten, die an ihren steil abfallenden, bewaldeten Gehängen überall noch Spuren der Eismwelt zeigen. Das Schächental dagegen ist eingeschnitten in eozäne Sandsteine, seltener auch in eozäne Schiefer, welche auf der rechten Talseite eine ausgedehnte Moränenbedeckung zeigen, auf denen die fruchtbaren Schächentaler Berge und Alpen liegen.

Der Name Maderanertal rührt her von einem Veltliner (?) Hauptmann Peter Madran, der im Jahre 1622 das Recht erwarb, die Eisenerzlager an der kleinen Windgälle (im Eisenoolith des Dogger) in grösserem Umfange abzubauen. Die alte Benennung des Tales war Kärstelental (entstanden aus dem romanischen Chersellon), eine Bezeichnung, die sich noch heute im Namen des Kärstelenbaches erhalten hat. Aus den nicht verbrannten Ratsprotokollen von Uri konnte ich über den Erzbau an der kleinen Windgälle folgendes erfahren:

Die erste Erwähnung des Erzbrechens geschieht in einem Protokoll vom Jahre 1557. Hier geht ein Gesuch „uf donnerstag nach Michaelis“ von den Aerknaben an Vogt Trösch, man möchte den Abbau des Erzes bis zum Mai des folgenden Jahres einstellen, doch sollten „Brief und Siegel unschädlich“ d. h. unbeschädigt bleiben. Also hatte schon damals der Rat von Uri das Erzbrechen an Private übergeben. In „Stäg“ war zu dieser Zeit eine Schmelze.

1622 ging dann das Recht des Erzens an Hauptmann Peter Madran über, und Madran war es, der zum erstenmal den Abbau an der kleinen Windgälle in grösserem Umfange betrieb.

1680 wurde das Erzrecht dem Joan Epp und seinem Sohn Franz übergeben, hernach dem Landammann, Landeshauptmann Obrist und Ritter Joan Anton Schmid und den Seinigen bis auf das Jahr 1725.

1718 grub man bei dem Dörfchen „Stäg“ Kupfererz, welches 21 % ertrug und Bleierz, welches 32 % Ausbeute gab. Auch im Tieflautal ob Golzeren war ein kleines Bergwerk zur Ausbeute von Silber, Kupfer und Blei<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Franz Vinzenz Schmid: Allgemeine Geschichte des Freistaats Uri, Zug 1788, pag. 12.



Im Jahr 1759 wurde das Erzrecht bereits aufgehoben, was die Landsgemeinde Uri mit folgenden Worten beschloss:

„Erz graben mag jeder Landmann, und wan einer Werkzeug daselbst liegen lasst, niemand anderst alldort Jahr und Tag arbeiten möge.“

Von nun an war es also jedem freigestellt zu graben, wo er wollte und ein Erzgebiet, wenn er Lust hatte, für sich in Beschlag zu nehmen.

Aus diesem Beschluss geht genügend hervor, dass der Erzbau im Maderanertal nie einen grossen Ertrag gezeitigt hat. Die Blütezeit der Eisengruben an der kleinen Windgälle, die noch heute durch grosse Schuttanhäufungen sowohl im Kessel zwischen der kleinen und der grossen Windgälle als auch oberhalb der Käseralp gekennzeichnet sind, fällt unter Hauptmann Peter Madran, was die Benennung des Tales nach diesem Manne rechtfertigt.

Dreimal finden wir in den Bergen zwischen Schächental und Maderanertal die plastische Bezeichnung Windgälle. Wir haben die grosse und die kleine Windgälle des Maderanertals bereits erwähnt. Der höchste Gipfel der Gebirgskette, welcher nördlich die Schächentalerberge krönt, wird die Schächentaler Windgälle genannt. Es ist hervorzuheben, dass dieser Name erst spät auftaucht, und dass z. B. *Lusser* 1834 in seinem „Gemälde des Kantons Uri“ für die grosse Windgälle noch den Namen „Kalkstock“ kennt.

Der Wind, der diesen Berggipfeln den Namen verliehen, ist der Westwind und vor allem der Föhn. Man muss diesen Föhn erlebt haben, um zu wissen, was er vermag. In diesen Höhen, noch kalt und schneidend, saust er um Kämme und Gräte der Gipfel, Staub, Sand, ja sogar grössere Steinbrocken erfassend; nichts was lose ist kann ihm widerstehen. Die Zertrümmerung der ersten Windgällenklubbütte am Örtlerboden durch einen Wirbelwind — „Guggs“ —, wie die Leute sagen, gibt Zeugnis seiner Kraft. Aber noch furchtbarer wirkt der Föhn, wenn er ins Tal fällt. Ich habe ihn glühend und trocken, mächtige Staubwolken vor sich herrollend, um Erstfeld gesehen. Kein Fenster, keine Türe schliesst eng genug vor den eindringenden feinen Staub- und Sandkörnern. Ich habe die Ohnmacht der Menschen beim Brande eines Bauernhauses miterlebt, wo jeder Eingriff und Wille an der Gewalt des Windes scheiterte.

Wenn wir auch an den nackten Felsen in diesen Bergen keine unmittelbaren Wirkungen des Windes in Form von Windschliffen finden, so darf uns dies nicht abhalten, der Deflation doch ihre Bedeutung einzuräumen. Verwitterung und Frost vernichten eben nur zu oft in unsern Bergen jede Schleifwirkung des Windes in ihrem Entstehungszustand.

In den Bergen zwischen Schächental und Maderanertal hat die Alpenforschung eine Wiege gefunden. *Konrad Escher von der Linth*, später sein Sohn *Arnold Escher* und *Bernhard Studer* erwähnen, beschreiben und zeichnen schon diese Berge. Es wäre aber ein Unrecht in der Geschichte der Erforschung von Uri nicht in erster Linie eines Mannes zu gedenken, der bis heute noch der bedeutendste Naturforscher dieses Kantons geblieben ist: Dr. med. *Karl Franz Lusser* (1790—1859).

Arzt und Naturforscher zugleich, hatte sich *Lusser* mit seinem 20. Jahre aus Liebe zur Naturwissenschaft der Medizin zugewandt, welche er in Bern und Freiburg im Breisgau studierte. Jung als Arzt nach Altdorf zurückgekehrt, fand er als einziger Mediziner in seiner Heimat ein grosses Arbeitsfeld vor und konnte die Naturwissenschaften und die Geschichte nur als Nebenbeschäftigungen treiben. Seine Forschungen aber auf diesem Gebiete wiegen allein ein halbes Leben auf.

Was die Geologie betrifft, so war *Lusser* der erste, der den Windgällenporphyr entdeckt. Er zeichnet zum erstenmal, allerdings schematisiert, die Windgällenfalte, und mit ihr ein Profil vom Bristenstock bis nach Brunnen. Neben den Publikationen *Lussers* standen mir seine Manuskripte zur Verfügung, die vor vier Jahren ins Staatsarchiv von Altdorf gebracht worden sind. Zahlreiche stratigraphische Profile des Doggers habe ich verwerten können, so die Profile vom



Scheidnössli, Bockitobel, Ribiboden, wo *Lusser* als Erster die Makro-Oolithen in den untersten Doggerschichten fand.

Aus dem spätern Leben *Lussers* soll nur erwähnt werden, dass er 1842 die schweizerische naturforschende Gesellschaft präsidierte, und dass an den Sitzungen dieser Gesellschaft in Altdorf auch *Oswald Heer* und *Arnold Escher von der Linth* zugegen waren. Obgleich *Lussers* Vorstellungen über geologische Vorgänge, wie Faltung und Sedimentation, nur von einer geringen Intuition getragen wurden und heute vielfach phantastisch erscheinen müssen, sind doch seine Beobachtungen und Aufzeichnungen so genau, dass sie auch heute noch Erwähnung und Anerkennung verdienen.

Die erste monographische Bearbeitung der Windgällengruppe erschien in *Alb. Heims* „Mechanismus der Gebirgsbildung“ (1878). Mit dem Erscheinen dieses klassischen Werkes war der erste Grundstein gelegt, auf dem wir heute aufbauen. Es ist hier nicht der Ort, den schöpferischen Wert dieser Arbeit weiter zu diskutieren; ich möchte nur *einen* Einfluss dieses Werkes hervorheben, den Einfluss nämlich auf den Fortschritt der topographischen Darstellung einer Gebirgsgegend.

Die älteren Siegfriedkarten der Schweiz waren bis etwa um das Jahr 1870 hauptsächlich nach den als musterhaft geltenden Gebirgsaufnahmen von Ingenieur *Wolfsberger* gezeichnet und gestochen worden. In diesen Karten wurden die vorherrschenden Bergformen in einem bestimmten Aufnahmegebiet auf die Höhenzüge eines ganzen Blattes übertragen, wodurch sich allmählich eine manirierte Darstellungsweise herauschälte, welche von dem individuellen Bilde der Berge stark abwich. Zudem kam, dass die Höhenkurven mehr auf eine Gesamtwirkung hin gezeichnet waren und den Kleinformen des Terrains nicht gerecht wurden.

Im Jahre 1878 (im 13. Bande des Jahrbuches des S. A. C.) erscheint gleichzeitig mit dem „Mechanismus der Gebirgsbildung“ eine kurze Abhandlung von *Alb. Heim*, betitelt: Bemerkungen zur Karte des Klubgebietes. In dieser Abhandlung wird der Satz aufgestellt, „dass keine in einer Karte deutlich sichtbare Detailform erfunden, sondern stets der Wirklichkeit nachgezeichnet sein solle, und dass eine richtige Darstellung nur dann möglich sei, wenn das Verständnis für die Entstehung der Formen vorhanden ist.“ Was die Felsformen anbelangt, so sollte eine möglichst ausgeprägte Individualisierung durchgeführt werden, so dass nicht nur der Unterschied von kristallinen und Sedimentgesteinen, sondern auch die Lagerung und Faltung der Sedimente und die dadurch bewirkten Verwitterungsformen herausgehoben würde.

Die vielen Gebirgszeichnungen, Profile, Panoramen und Karten, welche den ersten Jahrbüchern des S. A. C. beigegeben sind, zeigen ein wie reges Interesse zu jener Zeit der Topographie entgegengebracht wurde.

Topographingenieur *Xaver Imfeld*, Heims Spezialschüler, war es, der auf Grund von geologischen Vorstudien im Jahre 1876 Siegfried Blatt Altdorf einer gründlichen Revision unterzog und neu zeichnete. Man beachte z. B. in dieser Darstellung die Wiedergabe der kleinen und grossen Windgälle oder die Zeichnung des Eozänbandes längs dem Firrengletscher am Nordabfall des grossen Ruchen, um eine Vorstellung über die Genauigkeit und Naturtreue dieses Kartenblattes zu gewinnen. Allein eine solche topographische Unterlage ermöglichte in den zwei letzten regenreichen Sommern eine geologische Aufnahme dieses Gebietes.

Im Jahre 1891 erschien in der 25. Lieferung der Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz die Beschreibung der Gebirge zwischen Reuss und Rhein von *Alb. Heim*, in welcher viele frühere Erfahrungen bestätigt wurden, für unser Gebiet aber nur wenig neue Beobachtungen hinzukamen.

Seit dieser Zeit hat einzig das Gebiet der Griesstockdecke vom Klausenpass bis zum kleinen Scheerhorn durch *Alb. Heim* selbst eine Nachprüfung auf die Deckenlehre erfahren. Die nachfolgenden Untersuchungen nun trugen zur Hauptaufgabe, den Bau der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal auf die neueren tektonischen Auffassungen hin zu prüfen.

---

## Erster Teil.

# Die Erstfeldergneisse.

### 1. Einführung und Geschichte der Erforschung.

Ungefähr halbwegs zwischen Schattdorf und Erstfeld beim sogenannten Scheidnössli tritt, hart an der Landstrasse, zum erstenmal der gegen Süden sich aufwölbende Rücken der kristallinen Gesteine des nördlichen Aarmassivs aus den Reussalluvionen heraus, überdeckt von einem weithin sichtbaren horizontal gelagerten gelben Röthidolomitband, von Dogger und einer hochaufstrebenden Malmwand. Die dunkeln von Moosen und Flechten schwarz überwucherten Felsen steigen bis Erstfeld und von hier bis Amsteg immer höher über die Talsohle empor und heben sich in Farbe, Form und Bewachsung scharf von den darüber liegenden Sedimentgesteinen ab.

Von nahem betrachtet erscheint das Urgestein hell und dunkel gestreift. Diese Streifung rührt her von der Wechsellagerung von quarz- und feldspatreichen Lagen, Adern und Gängen, mit oft etwas zurückgewitterten glimmerreichen Lagen, deren Hauptbestandteil ein dunkelbrauner Biotit ist. Neben einer regelmässigen Streifung tritt auch Bänderung und Fältelung des Gesteins auf. Beim Verfolgen der Felswände von Erstfeld gegen Amsteg hin beobachten wir besonders in der Umgebung des Evitales eine allmähliche Abnahme der regelmässigen Streifung und ein stärkeres Überwiegen der Fältelung und Bänderung. Diese wiederum macht einem stärkeren Hervortreten des dunkeln Substratgneisses Platz, der in der Umgebung von Amsteg nur noch von vereinzelten, scharf abgegrenzten, kleinern und grössern Gängen durchsetzt wird. Der hohe Quarzfeldspatgehalt und die Grobkörnigkeit des Gneisses haben zur Folge gehabt, dass der Erstfeldergneiss lange Zeit hindurch als ein gequetschter Granit, als ein eigentlicher Orthogneiss aufgefasst worden ist.

So bezeichnet *Alb. Heim* den Erstfeldergneiss als einen „echten Gneiss“ (Orthogneiss) oder „als einen ursprünglich echten Typus“<sup>1)</sup> und beschreibt ihn wie folgt: Der Glimmer ist auf zahlreichen parallelen Ebenen angehäuft, zwischen welchen weisser Quarz und Feldspat in dünnen Schichten und feinkörnigem Gefüge liegen.

*A. Baltzer*, der 1880<sup>2)</sup> die Zone der „nördlichen Gneisse“ von der Jungfrau bis zur Haldeneck (= Scheidnössli) im Reusstal verfolgt, erwähnt den starken Plagioklasgehalt des Gesteins der „nördlichen Gneisszone“, „womit die ungeheure Verwitterbarkeit zusammenhängt,“ und hebt einen mittleren Kieselsäuregehalt von 65 % hervor.

1888<sup>3)</sup> charakterisiert *Baltzer* die „nördlichen Gneisse“ als sericitische Gneisse zum Teil mit tombakbraunem Magnesiaglimmer, ausserordentlich zersetzt, mit viel Plagioklas und wenig Orthoklas.

Wichtig in der Geschichte der Erforschung der nördlichen Gneisszone des Aarmassivs wird im Jahre 1900 die Beobachtung von fremden Einschlüssen in den Gneissen von Innertkirchen

<sup>1)</sup> Mechanismus der Gebirgsbildung und Lieferung 25 der Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, pag. 96, 97.

<sup>2)</sup> Der mechanische Kontakt von Gneiss und Kalk im Berner Oberland, Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. 20, pag. 19 und 26.

<sup>3)</sup> Das Aarmassiv (mittlerer Teil), Beiträge zur geol. Karte der Schweiz, Liefg. 24, pag. 28.

durch *A. Sauer*<sup>1)</sup>. *Sauer* findet besonders bei der äusseren Urweid Kalksilikathornfelse und Wollastonithornfelse mit Vesuvian und Granat im Gneiss eingeschlossen, und weist damit zum erstenmal Kontaktprodukte in dieser Gneisszone nach.

Im Jahre 1903 beschreibt *A. Baltzer*<sup>2)</sup> „die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs“ und erwähnt hier in der westlichen Fortsetzung der Erstfeldergneisszone den Granitlakkolithen<sup>3)</sup> des Gasterntals.

Auf diese Arbeit von *Baltzer* folgt eine zweite Arbeit von *Sauer* „über die Erstfeldergneisse am Nordrande des Aarmassivs“<sup>4)</sup>. Hier führt *A. Sauer* eine Zweigliederung der Erstfeldergneisse in stofflicher und struktureller Beziehung durch, und zwar unterscheidet dieser Autor eruptive, biotitreiche, grobkörnig schuppige Gneisse, welche den Schappbachgneissen des Schwarzwaldes ähnlich sind, und quarzreiche feinkörnige Glimmergneisse, welche mit den Sedimentgneissen oder Renghneissen des Schwarzwaldes Ähnlichkeit haben. In diesen letzten Gneissen fand *Sauer* Kalklagen, die mit Wollastonitfels wechsellagern. Ferner erwähnt dieser Autor Amphiboliteinlagerungen und basische Ganggesteine, welche die Gneisszone durchsetzen. Unter diesen hebt er vor allem Minette hervor, Orthophyre und Gangporphyrite. Endlich hält *Sauer* die Sericitschiefer, welche sich südlich bei Amsteg an die Erstfeldergneisszone anreihen, für mechanisch zu Glimmerschiefer, Phyllitten und Sericitgneissen verarbeitete Erstfeldergneisse.

1907 kann *E. Hugi*<sup>5)</sup> die Zweiteilung der nördlichen Gneisse in basische und saure Varietäten mit Kalksilikatfelsen auch bei Innertkirchen feststellen. *Hugi* hebt hervor, dass analoge Teilintrusionen (Aplitgänge, Granitgänge usw.), wie wir sie in der nördlichen Gneisszone finden, auch in der Schieferzone am Nordrand des Aarmassivs von *O. Fischer* gefunden worden sind. Auch dieser Autor stellt im Urbachtal, im untern Haslital und vor allem im Gadmental eine ununterbrochene Reihe von Übergängen zwischen dem Gneiss und den Sericitschiefern, welche dem zentralen Aaregranit nördlich vorgelagert sind, fest, lässt aber die Frage offen, ob alle diese Schiefer nur auf mechanisch veränderte Erstfeldergneisse zurückzuführen seien<sup>6)</sup>.

## 2. Petrographische Beschreibung der wichtigsten Gesteinsarten der Umgebung von Erstfeld.

### a) Der Sedimentgneiss.

Liessen schon die früher von *A. Sauer* in den Erstfeldergneissen aufgefundenen und ganz vereinzelt vorkommenden Kalkschollen darauf schliessen, dass wenigstens ein Teil dieser Gesteinszone von sedimentärem Ursprung sein könnte, so war doch die genaue Beschaffenheit und Abgrenzung dieses Gneisses vollständig unbekannt.

Nun sind die an die Zone der Erstfeldergneisse angrenzenden sericitischen Schiefer von Amsteg und vom Ausgang des Maderanertals ihrer phyllitischen Ausbildung wegen schon lange als alte Sedimentgesteine angesprochen worden<sup>7)</sup>. Eine scharfe Grenze zwischen diesen Schiefern und den Erstfeldergneissen lässt sich aber nirgends feststellen. Bald gehört das Gestein an der auf

<sup>1)</sup> Geologische Beobachtungen im Aarmassiv, Sitzungsbericht der Berliner Akademie, 1900, pag. 10 ff.

<sup>2)</sup> Neues Jahrbuch für Mineralogie. Beilage Bd. XVI, pag. 320 und Comptes-rendus IX, Congrès Vienne 1904.

<sup>3)</sup> Bericht über die XXXVIII. Versammlung des oberrhein. geol. Vereins in Koblenz, 26. April 1905.

<sup>4)</sup> Von der Bezeichnung Lakkolith ist *Baltzer* seither zurückgekommen.

<sup>5)</sup> Vorläufige Mitteilung über Untersuchungen in der nördlichen Gneisszone des zentralen Aarmassivs. *Ecclog. geol. Helv.* Vol. IX, No. 4.

<sup>6)</sup> Die Arbeiten von *J. Königsberger* und *E. Truninger*, welche zum Teil fast gleichzeitig mit dieser entstanden sind, finden im Laufe des Textes Erwähnung.

<sup>7)</sup> *O. Fischer* fand in der Verlängerung dieser Schieferzone bei der Klubbhütte am Triftfirn sogar Konglomerate; es ist jedoch nicht ausgeschlossen, dass es sich hier um eingefaltetes Karbon handelt.



früheren Karten eingezeichneten Grenze mehr zum Erstfeldergneiss, bald mehr zu den sericitischen Schiefern von Amsteg. Sollte daher ein Teil der Erstfeldergneisse wirklich noch, wie die „sericitischen Schiefer“ sedimentären Ursprung besitzen, so war es wünschenswert, deren Auftreten in Komplexen nachzuweisen, die auch früher stets als Erstfeldergneisse aufgefasst worden sind.

Ein solches Gestein liess sich in den Felsen nördlich oberhalb der Kirche von Silenen auf- finden. Makroskopisch schmutzig graugrün und braun angewittert, besitzt das Handstück eigen- tümliche weisse Flecken und macht auf frischem Bruch den Eindruck eines massigen, mehr oder weniger gleichkörnigen Sandsteins mit weissen Quarzkörnern, hellglänzenden Sericitschüppchen und matter graugrüner Zwischensubstanz. Die nur geringe Schieferung und der etwas zurück- tretende Gehalt an Glimmer unterscheidet das Gestein hauptsächlich von den Schiefern am Aus- gange des Maderanertals. Unter dem Mikroskop erweisen sich die weissen Flecken als grosse gut erhaltene Kristalle von Alkalifeldspat mit keilförmiger Verwachsung von Perthit, umgeben von Quarzkörnern, die auch zum Teil in die Fugen der Feldspatkristalle eindringen. Die übrige Masse des Dünnschliffs besteht aus einem Mosaik von quarz- und feldspatreichen Partien, die unregel- mässig verteilt sind, und zwischen welchen vollständig chloritisierte Biotite liegen. Fast aller Feldspat des Mosaikgewebes ist stark sericitisiert; wo man ihn bestimmen kann, erweist er sich als Albit, nur selten mit Zwillingstreifen. Der Quarz zeigt undulöse Auslöschung, aber die Quarzkörner, wie die Albite, besitzen gemäss einer nur untergeordneten Schieferung keine Längsstreckung. Im Gegenteil machen die Quarzkörner den Eindruck, so ziemlich in ihrer ursprünglichen Gestalt erhalten geblieben zu sein. Seiner Zusammensetzung nach deckt sich das Gestein mit den Sericit-Albitgesteinen (Gruppe II 3. Ordnung) von *U. Grubenmann*, mit der Ausnahme, dass die blätterigen Komponenten hier nicht die strenge parallele Anordnung aufweisen, wie sie bei diesen kristallinen Schiefern in der Regel gefunden wird. Es handelt sich also hier zweifellos um ein Gestein von sedimentärem Ursprung.

Vergleichen wir diesen tonigen Psammitgneiss mit einem sedimentären Schiefer des Made- ranertals, z. B. vom Ausgang des Maderanertals bei der Holzsägerei Amsteg.

Makroskopisch in frischem Bruch ein heller grauer bis grüner, stark sericitisch glänzender, hell und dunkel gestreifter, quarzitreicher Schiefer, unterscheidet sich das Gestein von dem vorher- gehenden hauptsächlich durch seine starke Schieferung, hervorgerufen durch die streng parallele Anordnung der blätterigen Komponenten. Im Dünnschliff erweist es sich als typischer Sericit- albitphyllit.

Die feinkörnige homöoblastische Masse ist von ausserordentlicher Gleichheit, in der Aus- bildung der Korngrösse und des Mengenverhältnisses der einzelnen Komponenten. An der Schie- ferung sind Albit, Quarz und Chlorit beteiligt. Der sericitisierte Albit, wie der undulöse Quarz, erscheinen in länglichen, zum Teil tonnenförmigen, an den Rändern manchmal gebuchteten Körnern. Der Chlorit weist, wie im vorangegangenen Schliff, überall noch die Reste von Biotit auf. Die den Chlorit begleitenden Magnetitkörnchen sind wohl als Nebenprodukte der Chloritbildung zu deuten.

Herr Prof. *Engler* hatte die Freundlichkeit mir eine Analyse des Sericitgneisses von Amsteg zu überlassen, welche im petrographischen Laboratorium des eidgenössischen Polytechnikums von Fräulein Dr. *L. Hezner* ausgeführt worden ist. Die Ergebnisse der Analyse, welche den sedimentären Charakter dieses Gesteins bestätigt, sind folgende:

		Mol. Prop.	Mol. %			Mol. Prop.	Mol. %
SiO <sub>2</sub>	. . . 61,20	62,02	103,4	70,7	CaO	. . . 1,36	2,4
TiO <sub>2</sub>	. . . 1,09				MgO	. . . 3,62	7,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	. . . 0,33				K <sub>2</sub> O	. . . 3,51	3,7
SO <sub>3</sub>	. . . 0,28				Na <sub>2</sub> O	. . . 2,64	4,3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	. . . 16,19	6,97	9,7	6,6	H <sub>2</sub> O (110—):	0,11	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	. . . 0,27				Glühverlust	3,11	
FeO	. . . 6,64						
MnO	. . . 0,10						
					100,45	146,4	100,0
<hr/>							
S = 70,7	A = 5,4	C = 1,6	F = 16,8	M = 0,0	T = 3,8	K = 1,3	s <sub>70,5</sub> a <sub>4,5</sub> c <sub>1</sub> f <sub>14,5</sub> .



Der wesentliche Unterschied zwischen dem Gestein von Silenen und demjenigen von Amsteg beruht nur in dem Grad der mechanischen Beeinflussung. Wir werden später zu zeigen haben, dass die Zone der sericitischen Schiefer des Maderanertales unter viel stärkerer Beeinflussung des letzten Alpenschubes gestanden, als (wenigstens bei Erstfeld) die Zone der Erstfelder Gneisse, deren Pressung wohl nachweisbar, aber nur untergeordnet ist.

Ein Teil der in der Erstfelderzone auftretenden Gneisse besitzt also sicher sedimentären Ursprung. Wir bezeichnen das Gestein am besten als Psammitgneiss mit wechselndem Tongehalt (Sericit-Albitgneiss von *Grubenmann*).

### b) Die granitischen und aplitischen Ganggesteine.

Wenn wir von Erstfeld den kristallinen Felsen entlang gegen Silenen wandern, so fällt uns bald auf, dass das Hauptgepräge dieser Gneisse durch saure Gänge, vorwiegend Aplitgänge, verursacht ist, welche oft auf weite Strecken und nicht selten in paralleler Anordnung das Gestein durchsetzen. Neben den Apliten finden wir aber vor allem bei Erstfeld selbst einen kleinen, unscharf begrenzten schmalen (gangartigen) Granitstock und zahlreiche Pegmatite.

#### Der Granitstock.

Zu diesem Gestein führt der kleine Weg, der hinter dem Hotel Hof in Erstfeld an den Scheibenständen vorbei in die Felsen zieht. Hier treffen wir nämlich gleich am Fusse der kleinen Felswand, auf eine Breite von mindestens 80 m, ein granitisches Gestein, das uns durch seine massige Textur auffällt, dessen Stocknatur aber leider nur unscharf ausgeprägt ist. Auf der Südseite ist dieser Granit begrenzt von einem mächtigen, plastisch herausgewitterten Quarzporphyrgang, der den Granitstock auf dieser Seite messerscharf abschneidet, also jünger ist als dieser. Leider ist der nördliche Übergang des Granits in die Gneisse durch Schutt verdeckt.

Im Handstück erweist sich der Granit als ausserordentlich wenig mechanisch beeinflusst. Seine massige Textur tritt in Gegensatz zu den umgebenden Gesteinen und ist wichtig für deren Beurteilung.

Äusserlich bräunlichgrau angewittert, erscheint das Gestein auf frischer Bruchfläche weiss mit graubraunen zersetzten Biotiten, mit nicht selten porphyrisch ausgebildeten Feldspäten und Quarz. Im Dünnschliffe erweist es sich als zusammengesetzt aus einem zersetzten und an den Rändern korrodierten Alkalifeldspat, Perthit, Quarz, Apatit und Zirkon (die beiden letzten nur vereinzelt). Struktur hypidiomorph körnig mit Tendenz zu klastogranitisch. Alle wesentlichen Gemengteile sind durchsetzt von Quarz, der überall undulöse Auslöschung zeigt. Der Siebquarz enthält interessante Einschlüsse gut begrenzter feiner Nadelchen, die einen Pleochroismus von einem schwachen Grün und Farblosigkeit besitzen. Der Querschnitt der Nadeln bleibt bei gekreuzten Nicols dunkel (einaxiges Mineral), was auf Turmalin schliessen lässt. Damit erhält die Annahme ihre Berechtigung, der Siebquarz sei eruptiven Ursprungs und entspreche einem letzten magmatischen Nachschub.

#### Der Aplit.

Weitaus die zahlreichsten Gänge, welche wir in der Umgebung von Erstfeld antreffen, sind Aplitgänge. Sie sind es, welche ununterbrochen auf der ganzen Erstreckung der Erstfelder Gneisse auftreten, und welche auch in der Schieferzone des Maderanertals zu finden sind, wie vor kurzem die Sprengungen beim Neubau der Kirche in Bristen gezeigt haben.

Die Aplitgänge sind makroskopisch schon von weitem an ihrer hellen Farbe zu erkennen; von nahem erscheint das Gestein hellgrau, ab und zu etwas rostig angewittert und massenhaft durchsetzt von kleinen Granaten, welche oft in zurückgewitterten, nadelkopfgrossen Vertiefungen stecken. Auf dem Bruch ist das Gestein weiss, die kleinen Granaten besitzen eine sehr schöne

kirschrote Farbe und zum Teil eine sehr gut ausgebildete rhombendodekaedrische Kristallform. In breiteren Gängen ist der Granat bis zu Zentimeter messenden Individuen ausgebildet und erscheint dann braunrot bis dunkelrotbraun. Der Aplit weist auch schon makroskopisch erkennbare, hie und da sehr grosse Flecken von Chlorit auf. Saussuritisierte Feldspäte treten sowohl in Pegmatiten, wie in Apliten durch ihre grauschwarze Färbung hervor. Endlich ist auch schon der Quarz makroskopisch erkennbar.

Unter dem Mikroskop zeigt sich das Gestein zusammengesetzt aus Quarz, Orthoklas, Perthit, seltenem saurem Plagioklas und Granat. Der Quarz ist kataklastisch und weist besonders in den grösseren Individuen undulöse Auslöschung auf. Alle Gemengteile, besonders aber die grossen tafelförmigen Orthoklase sind durchwegs durchbrochen von Siebquarz, wobei die benachbarten rundlichen Quarzkörner, welche den Feldspat durchsetzen, gleiche optische Orientierung aufweisen. Saure Plagioklase kommen nur ganz selten vor.

Die Struktur der Aplite ist panidiomorphkörnig mit Kataklasten.

Makroskopisch lässt sich an den Apliten ein schwaches Clivage beobachten, welches Ganggestein und Lagentextur des Nebengesteins quer durchsetzt. Grössere Granate können sogar eine leichte Streckung in diese jüngste Schieferungsrichtung erfahren. Die Clivageflächen sind mit Sericit ausgekleidet. Unter dem Mikroskop macht sich die Stresswirkung nicht nur in der undulösen Auslöschung der Quarze geltend, sondern auch an den Rändern der zum Teil kaolinisierten Orthoklase. Sowohl in den Klüften als auch in den Umgrenzungen jener Orthoklase, welche senkrecht zur Bruchrichtung gestellt sind, kann man eine Auskleidung durch einen Sericitrand beobachten.

Die Breite der Aplitgänge endlich variiert sehr stark. Am häufigsten sind Gänge von 5 bis 50 cm Mächtigkeit, wie dies auch *F. Weber* für den Piz Giuf erwähnt. Aber auch hier können meterdicke Gänge vorkommen und anderseits nur feinste Adern und Trümer. Mit der Mächtigkeit des Ganges wechselt auch die Korngrösse etwas, insbesondere treten grosse, braungefärbte Granate nur in breiten Gängen auf. Im allgemeinen scheinen die Aplite Gangausfüllungen in einer alten Schieferungsrichtung zu sein und fallen dann meist ungefähr 40° nach Süden ein. Ich konnte bis neun verschiedene Gänge in paralleler Richtung das Gestein durchziehen sehen, doch kommen auch Abweichungen von dieser allgemeinen Streichrichtung vor. So schwierig das Verfolgen der Aplitgänge auf weitere Erstreckungen der Verwitterung und Überwachsung der Felsen wegen auch ist, so darf man doch bestimmt sagen, dass eine so starke spätere mechanische Beeinflussung, z. B. Verwerfung der Aplitgänge, wie sie *F. Weber* für den Piz Giuf beschreibt, in der Umgebung von Erstfeld fehlt.

### Die Pegmatite.

Die Pegmatite lassen als Träger der pneumatolytischen Mineralien auf eine starke Durchgasung des Magmas schliessen. Sie sind weniger als eine neue Gangart, vielmehr als eine besondere Ausbildung des Aplits (resp. Granits) aufzufassen. Mit Ausnahme der Grössenverhältnisse der einzelnen Kristalle und der pneumatolytischen Mineralien ist ihre Zusammensetzung dieselbe wie beim Aplit. Es ist charakteristisch, dass Pegmatite nur in der unmittelbaren Umgebung von Erstfeld zu finden sind, dort, wo saure Gänge am stärksten auftreten.

Bei der Beschreibung der Pegmatite steht mir ein spezielles Beispiel vor Augen, welches ich südlich der Häuser beim Steinbruch von Erstfeld gefunden habe. Die Blöcke dieses Gesteins, die ich hier fand, zeichneten sich durch ungewöhnliche Frische aus,

Während die breiten Adern und Gänge hier alle pegmatitische Ausbildung, vor allem grosse Feldspäte besitzen, zeigen die feinen Ausläufer, welche von diesen Adern ausgehen, alle den Habitus und die Zusammensetzung des Aplits mit der Ausnahme, dass hier der Granat fehlt. Die grösseren Adern zeichnen sich aus durch kleine Anhäufungen von schwarzem Turmalin, welche von einem Kranz gelblicher Topase umgeben werden, welche wiederum in einer Quarzfeldspatgrundmasse eingebettet sind. Der Turmalin ist in Säulen ausgebildet (Kantenwinkel 60°) und zeigt im Dünnschliff bei ziemlich vorgeschrittener Umwandlung in hellen Glimmer, einen schwachen Pleochroismus zwischen farblos und gelb. Der Topas besitzt unter dem Mikroskop eine höhere



Lichtbrechung als Quarz, rechtwinklige Spaltbarkeit und zahlreiche, meist auf geraden Linien angeordnete Einschlüsse; Austritt einer positiven Bisectrix auf den Flächen ohne Spaltrisse. Die Feldspäte sind dieselben wie beim Aplit.

Seltener kommen in der Umgebung von Erstfeld Pegmatite mit grossen Glimmern (Biotit) vor. Ich fand Bruchstücke eines solchen Ganges am rechten Ausgang des Erstfeldertales.

Das Altersverhältnis zwischen Sedimentgneiss und Ganggesteinen ist nun derart, dass der Sedimentgneiss von Granit, Apliten und Pegmatiten durchbrochen wird. Er bildet das Substrat für die saure Injektion, welche dem Erstfeldergneiss das Hauptgepräge verleiht.

Neben einer Durchbrechung des Sedimentgesteins in Form von Gängen ist aber vor allem wichtig das Eindringen der magmatischen Substanz in denselben auf feinen Klüften und Adern und die dadurch erfolgte Bildung von Mischgneissen, welche den grössten Teil der Erstfeldergneisse aufbauen.

### c) Die Misch- oder Injektions- und Imbibitionsgneisse<sup>1)</sup>.

A. Sauer unterscheidet in den Erstfeldergneissen, wie wir schon erwähnt, zwei Haupttypen von Gesteinen, Gneisse von kleinem Korn mit kleinen spärlichen Biotiten, welche den sedimentären Rengneissen des Schwarzwaldes ähnlich sind und Gneisse mit grosser Ausbildung der Biotite und gröberem Korn, welche eine starke Verwandtschaft zu den eruptiven Schappbachgneissen zeigen. Nun aber findet man von den „sedimentären“ bis zu den „eruptiven“ Formen alle Übergänge, sowohl in der Grösse des Kornes als auch im Mengenverhältnis der Komponenten, insbesondere der Biotite. Es kann also eine solche Trennung nicht stichhalten.

An Hand der Blöcke, die ich südlich der Häuser vom Steinbruch Erstfeld<sup>2)</sup> gefunden habe, wie auch nach zahlreichen Begehungen der Umgebung von Erstfeld, gelang es mir, folgende Beobachtungen über das Eindringen des sauren Magmas in das Nebengestein festzustellen:

Durchsetzen von einem Pegmatitgang aus seitliche Adern das Nebengestein, so verlieren sie die pegmatische Ausbildung und nehmen mehr die Form der Apliten an. Das Sichlösen von Apophysen scheint ganz willkürlich zu sein. Oft ist der Gang messerscharf vom Substratgestein abgetrennt, oft aber dringt er nach allen Seiten in dasselbe ein. Da der Sedimentgneiss chloritisierte Biotite enthält, die Apliten und Pegmatite aber keine Biotite enthalten, so lässt sich das Phänomen der Injektion gerade an der Verteilung der dunkeln Gemengteile gut verfolgen. Man erkennt auch leicht unresorbierte, biotitreiche kleine Anhäufungen in miteinander anastomosierenden Pegmatit- und Aplitadern. An denjenigen Stellen, wo die chloritisierten Biotite des ursprünglichen Sedimentgneisses mit dem Intrusivgestein in Berührung treten, werden die Chlorite durch Biotite ersetzt<sup>3)</sup>, wogegen die Chlorite, welche weiter vom Ganggestein entfernt sind, als solche erhalten bleiben. Folgt ein Gang einer chloritischen Schieferungsebene, so häufen sich an seinen Rändern die Biotite massenhaft an: eine solche Anhäufung der dunkeln Gemengteile bleibt jedoch aus, wenn der Gang das Gestein quer zu einer solchen Schieferungsebene durchsetzt. Die Biotite nehmen an Grösse umsomehr zu, je pneumatischer die Intrusion ist.

A. Sauer hat die kleinglimmerigen Biotitgneisse von Erstfeld den sedimentären Rengneissen gleichgestellt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass ein Teil dieser Gneisse sedimentär sein könnte, doch waren in den von mir untersuchten Sedimentgneissen die Biotite überall chloritisiert, und der Biotit fand sich nur dort, wo eine Injektion stattgefunden hatte. Vermutlich macht sich bei diesen kleinglimmerigen Varietäten die Injektion nur sehr schwach geltend, so dass wir sie am besten als Imbibitionsgneisse, d. h. schwach injizierte Mischgneisse, bezeichnen.

<sup>1)</sup> Unter Injektion ist das Aufsteigen des Magmas auf Klüften und vor allem auf Schichtflächen und Schichtfugen verstanden, während unter Imbibition mehr das schwächere laterale Eindringen in feine Poren gemeint ist.

<sup>2)</sup> Die Erstfeldergneisse zeigen nur selten gute frische Aufschlüsse.

<sup>3)</sup> Eine ähnliche Umwandlung erwähnt V. M. Goldschmidt, an kontaktmetamorphen Schiefen von Forten: Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet 1911, pag. 24.

Wichtiger ist der Beweis für die Mischgneissnatur bei den grossglimmerigen Gneissen, welche *Sauer* den eruptiven Schappbachgneissen gleichstellt, also als eigentliche Orthogneisse auffasst. Diesen Gneiss findet man um den Granitgang bei Erstfeld, beim Platteli (Erstfeld); ferner legten die Sprengungen des Arniwerks auf der hochgelegenen Terrasse an dem künstlich errichteten Stausee solche grossglimmerige Erstfeldergneisse frei, welche man auch weiter unten am Weg gegen Intschi in Blöcken schlagen kann.

Herr Prof. Dr. *U. Grubenmann* hatte die Freundlichkeit, eine Analyse dieses Gesteins im petrographischen Institut des eidgenössischen Polytechnikums durch Fräulein Dr. *L. Hezner* ausführen zu lassen.

### Gneiss von Erstfeld.

(Varietät ähnlich Schappbachgneiss)

		Mol. Prop.	Mol. %			Mol. Prop.	Mol. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	64,89	110,07	73,7	CaO . . . . .	2,67	4,77	3,2
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,91			MgO . . . . .	1,85	4,63	3,1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,10			K <sub>2</sub> O . . . . .	4,05	4,31	2,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,69	14,40	9,6	Na <sub>2</sub> O . . . . .	2,57	4,14	2,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,78			H <sub>2</sub> O (110 —) . .	0,22		
FeO . . . . .	3,85	7,00	4,7	H <sub>2</sub> O (110 +) . .	1,65		
MnO . . . . .	Spuren						
					100,32	149,32	100,0

$$s = 2,74$$

Werte nach *Osann-Grubenmann*:

$$S = 73,7 \quad A = 5,7 \quad C = 3,2 \quad F = 7,8 \quad M = 0,0 \quad T = 0,7 \quad K = 1,5.$$

Projektionswerte:

$$S_{73,3} \quad a_7 \quad c_4 \quad f_9$$

Aus dieser Analyse geht hervor, dass der Chemismus des Gesteins anscheinend an der Grenze des Syenitischen liegt. Der Gehalt an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Tonerdeüberschuss), Eisenoxyden und Magnesia (mineralogisch der Biotitgehalt) ist gegenüber dem freien Quarz ( $K = 1,5$ ) jedoch so hoch, dass eine sedimentäre Beimischung für das Gestein höchst wahrscheinlich ist.

Im Handstück fallen uns sogleich die grossen, in streng parallelen Streifen angeordneten Biotite auf, wie überhaupt das grobe Korn des Gesteins und seine frische Erhaltung. Seltener (z. B. beim Platteli) zeigen die Feldspäte etwas porphyrische Ausbildung. Dieser Typus ist es, der früher unter dem Namen Erstfeldergneiss beschrieben worden ist. Woher nun rührt die Streifung des Gesteins?

Es ist schon erwähnt worden, dass der Granitstock bei Erstfeld durch seine massige Textur in scharfen Gegensatz zu den ihn umgebenden Gneissen tritt, trotzdem die mineralogische Zusammensetzung der Gneisse von der des Granits nur wenig abweicht. Wir finden auch hier neben Glimmer als Hauptgemengteil Quarz und Feldspat. Um eine verstärkte lokale Druckwirkung auf ein weniger widerstandsfähiges Gestein kann es sich also bei der Bildung dieser Textur nicht handeln.

Vielmehr fällt bei deren Beurteilung in Betracht, dass das Eindringen der magmatischen Substanz von Gängen aus auf weite Strecken hin in paralleler Anordnung lagenweise geschehen kann, wodurch eine Lagentextur des Gneisses entsteht. Da nun die sauren Adern chloritreichen Schieferungsflächen folgen, welche sie zu Biotitaukleidungsflächen umformen, und da Schicht- und Schieferungsflächen sehr häufig durch Glimmerlagen gekennzeichnet sind, so ist der Schluss erlaubt, die Hauptmasse der injizierenden Substanz folge alten Schicht- oder Schieferungsflächen.

Mit der allmählichen Abnahme der Injektion von Erstfeld gegen Amsteg hin geht die Lagentextur der Erstfeldergneisse in eine Fältelung und Bänderung des Gesteins über (Evital). Wahrscheinlich werden mit dem Nachlassen der Intrusionsstärke innere Widerstände und dadurch erzeugte Stauungen im Substratgneiss durch die injizierte Substanz schwächer überwunden. Eine Gesetzmässigkeit liess sich bei der Bildung dieser Fältelung und Bänderung nicht feststellen. Zum Teil



sind die Mittelschenkel zerrissen und ausgewalzt, jedoch öfters sind gerade die Mittelschenkel verdickt und angeschwollen. Die Streifung der Erstfeldergneisse deckt sich also mit der, durch die Injektion hervorgerufenen Lagentextur. Fältelung und Bänderung der Erstfeldergneisse sind als Injektions-Fältelung und Bänderung zu bezeichnen.

In einem spitzen Winkel zu der Streifung dieser Gneisse steht ein schwach ausgeprägtes Clivage, wie wir sehen werden als Folge einer letzten tektonischen Beeinflussung der Gneisszone.

Die Aplitgänge durchsetzen in grosser Zahl in paralleler Anordnung das Gestein, ohne eine spätere intensive Störung (wie z. B. Verwerfung) erfahren zu haben. Ziehen wir zum Vergleich Beobachtungen an Aplitgängen aus Zonen heran, in denen eine intensive tertiäre Stresswirkung schon lange bekannt ist, so finden wir z. B. in der Zone der Amphibolite des Maderanertals die Aplite verworfen, zu Linsen ausgezogen oder perlschnurartig ausgewalzt, in ähnlicher Weise, wie dies so häufig z. B. an Belemniten beobachtet worden ist. Auch die feinen sauren Venen und Adern werden zu Linsen ausgezogen und ausgewalzt. Durch diesen Vergleich wird es wahrscheinlich, dass nur geringere spätere mechanische Beeinflussungen in der Zone von Erstfeld stattgefunden haben, und dass die Gänge bei Erstfeld einem bereits steilgestellten Schichtsystem gefolgt sind.

Unter dem Mikroskop zeigen alle Dünnschliffe dieser Mischgesteine einen sehr ähnlichen Habitus.

Nach dem Mineralbestand haben wir schon makroskopisch erwähnt, dass wir alle Übergänge finden zwischen einem kleinglimmerigen und grossglimmerigen Injektionsgneiss mit wechselnder Korngrösse. Der Mineralgehalt schwankt nicht wesentlich. Im allgemeinen ist die Beeinflussung durch aplitisches Material, besonders in der Umgebung von Erstfeld, sehr stark, so findet man fast stets, jedoch nur im Dünnschliff, farblosen Granat, der dem Sedimentgestein fehlt. Ferner glaubte ich, feststellen zu können, dass in den weniger injizierten Gneissen unter den Feldspäten der Albit gegenüber dem Orthoklas vorherrscht. Der Albit bildet auch einen Bestandteil des Sedimentgneisses. Das Auftreten von Augit in weniger injizierten Gneissen leitet über zu den Augithornfelsen.

Der Mineralbestand der Mischgneisse setzt sich wie folgt zusammen: Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas (in langgestreckten, zum Teil sericitisierten Individuen), Mikroklin, Albit, Biotit, (a = hellgelb, b und c = braun bis rotbraun). Nebengemengteile: Apatit, Zirkon. Übergemengteile: Granat.

Der mineralogischen Zusammensetzung nach entsprechen die Erstfeldergneisse den Kata-orthoklasgneissen (von *U. Grubenmann*). Hervorzuheben ist die starke siebförmige Durchbrechung der Feldspäte, des Glimmers und des Quarzes durch Quarz. Biotit, Feldspat und Quarz sind in der Schieferungsrichtung in die Länge gewachsen, genau wie wenn sie unter Stresswirkung gestanden hätten. Die Struktur der Gneisse ist eine wesentlich granoblastische, selten eine porphyroblastische (Platteli). Die Textur schwankt zwischen einer linearen, lentikularen bis schuppigen, stets mit dem Biotit als Auskleidung auf den Schieferungsflächen.

#### d) Die Kontaktgesteine.

Aus dem Auftreten der bis dahin erwähnten Gesteine ziehen wir leicht den Schluss, dass wir die Erstfelderzone als eine Injektionszone aufzufassen haben. Kontaktgesteine treten nur randlich auf und spielen jedenfalls nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Da meine Untersuchungen mehr vom geologischen Gesichtspunkt aus geleitet wurden, so ist es leicht möglich, dass eine streng petrographische Bearbeitung der Erstfelder Gneisse noch eine grössere Anzahl von Kontaktgesteinen wird nachweisen können, u. a. zahlreichere Hornfelse. Zu einer erschöpfenden petrographischen Bearbeitung dieser Gesteinszone wäre auch die chemische Analyse absolut notwendig.

Wir haben bereits das Auftreten von Augit in schwach injizierten Mischgneissen erwähnt. Als einen eigentlichen Augithornfels möchte ich hier ein Gestein beschreiben, welches in den Felsen oberhalb der Häuser der Bahnangestellten in Erstfeld geschlagen worden ist, und welches zirka 80 cm breit einen Aplitgang umsäumt, jedoch messerscharf sich von dem Aplit trennen lässt. Das

+

Gestein ist sehr zäh, klingend, dicht bis feinkörnig, scharfkantig und macht den Eindruck eines gefritteten Sandsteins. Im Dünnschliff zeigt sich die unregelmässig feinkörnige granoblastische Masse hauptsächlich zusammengesetzt aus einem farblosen Augit mit Tendenz nach idiomorpher Ausbildung, Quarz mit undulöser Auslöschung, serizitisierten und an den Rändern korrodierten Feldspäten (Albite?); verbreitet sind im Schliff Titanit- und Magnetitkörner, selten kleine Muscovite. Die Textur ist massig, ohne jegliche Streckung; unter dem Mikroskop ist Kataklaste des Quarzes nachweisbar.

Oberhalb der Kirche Silenen, in der Nähe des Kirchbaches, liess sich im Anstehenden ein Gestein auffinden, welches wahrscheinlich eine Art von Augithornfels darstellt, und das wir deshalb hier anführen wollen. In den dortigen nur schwach injizierten Gneissen zeigte sich nämlich eine Linse eines massigen Gesteins, deren Breite 80 cm im einen, 45 cm im andern Durchmesser betrug. Diese Linse war umgeben von einer wulstförmigen Umrahmung, deren innerster Rand aus hellem, glasglänzendem Quarz und Chlorit bestand. Die blaugraue Farbe, die zähe massige Textur des Gesteins waren sehr auffallend, ebenso gelbbraune Flecken, welche sich als verwitterte Augite erwiesen.

Auch die mikroskopische Untersuchung lässt uns über den Ursprung dieses Gesteins im unklaren. Hauptgemengteil des Schliffes sind grosse Individuen eines farblosen Augits mit hoher Interferenzfarbe. Er ist durchsetzt von Quarz und Sericit und eingebettet in einer Grundmasse von Quarz und Sericit, begleitet von zahlreichen schwarzen Pigmentkörnchen. Es lässt sich nicht bestimmen, ob der Sericit von Feldspäten herrührt, da man nirgends mehr eine Feldspatbegrenzung erkennen kann. Das geologische Auftreten dieses Gesteins könnte auf ein Ganggestein schliessen lassen, wahrscheinlicher jedoch ist die Annahme, dass es sich um eine Linse einer Art von Augithornfels handelt, wofür unter anderm die zahlreichen Pigmentkörnchen sprechen.

#### e) Zusammenfassung.

Die bis dahin beschriebenen Arten der Erstfeldergneisse können wir wie folgt einteilen:

1. Sedimentärer Substratgneiss.
2. Kontaktgesteine (ohne wesentliche Stoffzufuhr): Augithornfelse.
3. Mischgesteine mit mehr oder weniger Stoffzufuhr:
  - a) Imbibitionsgneisse,
  - b) Injektionsgneisse.
4. Intrusionsgesteine: Granite, Aplite, Pegmatite.

Es fehlen in dieser Übersicht die Kontaktmarmore, welche an andern Orten in der Zone der nördlichen Gneisse festgestellt worden sind. Leider ist es mir nicht gelungen, in dem von mir untersuchten Gebiet solche aufzufinden, doch würden sich diese Gesteine leicht in das Schema einordnen lassen.

Die schematische Übersicht zeigt von oben nach unten die Zunahme der magmatischen Intrusion, ohne Berücksichtigung der später alle Gesteine erfassenden, allerdings nur untergeordneten, mechanischen Beeinflussung.

Das älteste Gestein, das wir in der Zone der Erstfeldergneisse nachweisen können, ist ein Sedimentgestein, das wir am ehesten als mehr oder weniger tonhaltigen Psammitgneiss bezeichnen. Diese Feststellung erfordert die Annahme einer älteren kristallinen Landoberfläche, von welcher das Sediment als Detritus herrührt.

Um die granitische und aplitische Injektion der Erstfeldergneisse samt ihren Folgeerscheinungen in zusammenhängender Weise darstellen zu können, habe ich die Beschreibung einiger Gesteinsarten unterlassen, die ihrer Entstehung nach höchst wahrscheinlich noch vor die saure Injektion einzufügen wären.

Wir finden nämlich ausser den granitisch und aplitischen Intrusivgesteinen unter den Erstfeldergneissen allerdings nur ganz selten noch andere Eruptivgesteine, das sind:



## f) Die basischen Eruptiva.

Es ist seit langem bekannt, dass dem Nordrand des zentralen Aaregranits eine Gesteinszone vorgelagert ist, welche sich durch ihren reichen Gehalt an amphibolischen Einlagerungen auszeichnet. Die Untersuchungen von *O. Fischer*<sup>1)</sup> über diese Gesteine haben für die Amphibolite des Sustenhorns erwiesen, dass sie von basischen Eruptiva herrühren müssen und älter sind, als die Aplit- und Granitgänge, da sie von solchen durchsetzt werden. Dieselbe Beobachtung macht *J. Königsberger*<sup>2)</sup>, der die Zone der Amphibolite vom Maderanertal bis ins Meiental verfolgt, und dieser Autor unterscheidet unter den Amphiboliten solche, welche von Dioritporphyriten, Gabbro, Peridotiten und Diabasen herrühren.

Der Gedanke lag nahe, es könnten solche basische Eruptiva auch in der Erstfelderzone zu finden sein, da in der Zone der Amphibolite und in der Zone der Erstfeldergneisse in vielen Beziehungen ähnliche Verhältnisse herrschen. Dies ist in der Tat der Fall.

Leider gelang es bis dahin nicht, diese Gesteine im Anstehenden nachzuweisen, wohl aber in den Schuttkegeln von Erstfeld selbst. Für die Altersbestimmung fällt in Betracht, dass ich ein sicheres Handstück von Amphibolit gefunden habe, welches von einem Aplitgang durchsetzt wird. Somit dürften auch hier die Amphibolite älter sein als der Aplit. Im Verhältnis zu dem Auftreten in der eigentlichen Amphibolitzone des Maderanertales jedoch, sind diese basischen Eruptiva bei Erstfeld nur ganz selten.

Folgende Gesteine gehören nach ihrem mikroskopischen Befunde hierher:

### 1. Hornblendeschiefer. (In den Schuttkegeln gegenüber Erstfeld öfters beobachtet.)

Makroskopisch ist das Gestein grobkörnig, dunkelgrün, zum Teil etwas rostig angewittert und setzt sich zusammen aus lauter kurzstengeligen, aber ziemlich breiten, glänzenden Hornblendeprismen, die meistens in der Schieferungsebene gestreckt sind. Unter dem Mikroskop erweist sich die Hornblende häufig als isomorph geschichtet, wobei ich Auslöchungsschiefen bis zu 20° gemessen habe. Sie zeigt einen schwachen Pleochroismus, nach *a* farblos, nach *b* und *c* blassgrün, was auf strahlsteinartige Hornblende schliessen lässt. Ausserdem treten im Dünnschliff vereinzelte Feldspäte, Magnetit und ganz untergeordnet Quarz und Zirkon auf. Die Struktur der Hornblendeschiefer ist nematoblastisch.

**2. Hornblendeschiefer mit Biotit.** Das Gestein, welches ebenfalls in den Schuttkegeln hinter dem Dorfe Erstfeld zu finden ist, unterscheidet sich von dem vorigen durch sein etwas dichteres Gefüge und seine vorherrschend braun bis braunschwarze Anwitterungsfarbe; im frischen Bruch ist es jedoch ebenfalls dunkelgrün.

Neben der etwas feinkörnig ausgebildeten Hornblende, die dieselben Verhältnisse aufweist, wie im vorigen Gestein, kann man schon mit Hülfe der Lupe braune Biotite auffinden. Quarz findet sich in diesem Gestein in grösserer Menge, und vor allem hervorzuheben ist die siebförmige Durchbrechung der Amphibole durch Quarz. Diese beiden Gesteinsarten rühren wahrscheinlich von Peridotiten her.

**3. Schwach geschieferter Peridotit (Augitschiefer?).** Dieses Gestein fand ich nur in zwei Handstücken im Schuttkegel östlich über dem Bahnhof Erstfeld, doch möchte ich sein Auftreten ebenfalls erwähnen, um die Gefolgschaft der basischen Eruptiva möglichst zu vervollständigen.

Makroskopisch auffallend durch den Gehalt an grossen Chloritblättchen auf der Verwitterungsfläche, besitzt das Gestein eine grüne bis graugrüne Farbe und ist feinkörnig mit starkem Glanz der Augitprismen. Im Dünnschliff erweist es sich als zusammengesetzt aus Hornblende, farblosem Augit, zum Teil mit Zwillingsbildung nach 100, Serpentin, Spinell, etwas Biotit, Magnetit und Quarz.

Das Auftreten dieser Gesteinsarten macht es wahrscheinlich, dass auch in der Zone der nördlichen Gneisse die ältesten Eruptivgesteine, basischen Eruptivmagmen entsprechen, was für die Frage der Differentiation des Magmas von Wichtigkeit ist.

<sup>1)</sup> Über einige Intrusivgesteine am Nordrand des zentralen Granits. Diss. 1905. Zürich.

<sup>2)</sup> Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. Freiburg 1910.



### g) Die Quarzporphyre.

Neben den basischen Eruptiva, die älter als die granito-aplitischen Gänge sind, finden wir als jüngstes Gestein in der Erstfeldergneisszone Quarzporphyrgänge, welche Mischgesteine und Aplite quer durchsetzen. Das Auftreten dieser Quarzporphyrgänge ist in der unmittelbaren Umgebung von Erstfeld nur spärlich, in der Zone der sericitischen Schiefer des Maderanertales, wie in den Amphiboliten aber weit häufiger, als man bis dahin geglaubt hat. Hier eröffnet sich der Forschung noch ein weites Feld. Überall, wo diese Ganggesteine auftreten, durchbrechen sie die voranbesprochenen Eruptiva.

Äusserlich unterscheiden sich die Quarzporphyrgänge von den Apliten durch ihre meistens viel grössere Breite, durch ihre kubische Klüftung und durch ihre graue matte Farbe.

Wir haben bereits erwähnt, dass der gangartige Granitstock von Erstfeld an seiner südlichen Begrenzung von einem mächtigen, zirka 30 m breiten Quarzporphyrgang abgeschnitten wird, der schon von weitem sichtbar hervortritt.

Im Handstück, graugrün mit deutlich kristalliner Grundmasse, ist das Gestein zum Teil porphyrisch, sehr oft jedoch ganz dicht, glasig, von gelblichgrüner Färbung, mit nur seltenem Auftreten von Feldspateinsprenglingen (mikrofelsitischer Quarzporphyr).

Unter dem Mikroskop erwiesen sich die Schiffe der dichten Art des Ganges bei Erstfeld als vollständig sericitisiert, sogar so stark zersetzt, dass man Mühe hatte, zersetzte Einsprenglinge von der Grundmasse zu unterscheiden. Die Form der Feldspateinsprenglinge liess sich nur noch an der stärkeren Sericitanhäufung ihrer Längsränder erkennen. Ich fand unter anderen Individuen von Orthoklas, sauren Plagioklas mit typischen Aureolen (Umrandung durch einen Kieselpanzer).

Die Grundmasse des Gesteins liess in meinem Schliff keine sichere Bestimmung ihrer mineralogischen Zusammensetzung mehr zu und zeigte eine Abnahme des Kornes bis zur Unauflöslichkeit.

### h) Die Altersfolge der Gesteine<sup>1)</sup>.

Nach ihrer Altersfolge können wir in der Umgebung von Erstfeld folgende Gesteinsarten feststellen:

1. Sedimentgneiss.
2. Derivate basischer Eruptiva.
3. Granitisch-aplitische Intrusionsgesteine mit ihren Injektions- und Kontakterscheinungen.
4. Quarzporphyrgänge.

Um die basischen Eruptiva, wie um die Quarzporphyrgänge liessen sich in der Zone von Erstfeld keine Kontakthöfe feststellen.

---

<sup>1)</sup> Dieselbe Altersfolge der Intrusion, mit abnehmender Acidität, lässt sich, wie bei Erstfeld — nur durch das schmale Band der schwach injicierten Schiefer von Amsteg getrennt — auch in der Zone der Amphibolite des Maderanertals nachweisen. Infolge des starken Überwiegens der Derivate der basischen Eruptiva aber tritt in dieser Zone der sedimentäre Substratgneiss fast vollständig zurück. Die basischen Eruptiva sind durchbrochen von der granitisch-aplitischen Injektion. An zwei Stellen gelang es, kleine Granitstöcke (vom Alter des Gasterngranits) aufzufinden, so bei Bristen und am heutigen Ende des Hüfigletschers. *Königsberger* hat ferner auf das zahlreiche Auftreten von Quarzporphyren in dieser Zone aufmerksam gemacht. Der Quarzporphyr scheint hauptsächlich den zentralen Aaregranit zu umsäumen und mit demselben gleichaltrig zu sein. Während aber Amphibolit und granitisch-aplitische Injektion vom „Carbongzug“ des Bristenstocks (diskordant) abgeschnitten werden, dringt der Quarzporphyr lagenweise in die carbonischen Schiefer ein (z. B. am Tscharen).

Wir haben also zwei Phasen der Eruptionsfolge zu unterscheiden: Eine ältere Folge mit basischen Eruptiva und granitisch-aplitischer Injektion, welche an die ältere hercynische Faltung, und eine jüngere Folge mit Quarzporphyr und zentralem Aaregranit (nach *Königsberger*), welche an die (jüngere hercynische) permische Faltung geknüpft ist.

### 3. Das geologische Auftreten der Erstfeldergneisse.

Nachdem wir nun die einzelnen Bausteine, die die Erstfeldergneisse zusammensetzen, kennen gelernt haben, wollen wir noch ihr geologisches Auftreten etwas ins Auge fassen. Wir haben bereits den allmählichen Übergang der Erstfeldergneisse in die Zone der sericitischen Schiefer von Amsteg erwähnt. Die ganze Gneissmasse von Erstfeld bis Amsteg ist eine einheitliche, insofern in diesem kristallinen Gebirge nirgends tektonische Störungen, wie Schuppen oder liegende Falten, auftreten. Vielmehr fällt die Schieferung der Gneisse auf der ganzen Strecke gleichmässig steil zirka 50 bis 60° — um Amsteg etwas schwächer — nach Süden ein. Wir müssen also eine alte mehrere Kilometer mächtige einheitliche Masse von mehr oder weniger tonhaltigen Sandsteinen als Substratgestein für die nachfolgenden magmatischen Intrusionen annehmen. Das Alter dieser Sedimentmassen lässt sich insofern bestimmen, als in der westlichen Fortsetzung der Erstfeldergneisse am Urath und am Wendenjoch, wie wir noch sehen werden, Obercarbonschiefer die granitischen und aplitischen Gänge und die Injektionsgneisse abschneiden und überdecken; folglich müssen diese Sedimente alle samt den sauren Intrusionsarten vorobercarbonisch sein. *Alb. Heim* schon stellt die Vermutung auf, dass wir es hier mit paläozoischen, vielleicht devonischen und silurischen Schichten zu tun haben.

Eine kleine Wanderung von Erstfeld nach Amsteg, stets dem anstehenden Felsen entlang, lehrt uns über die Verbreitung und Art der sauren magmatischen Intrusion folgendes.

Noch südlich von Erstfeld beim sogenannten Steinbruch (die Bausteine werden nur in einem Schuttkegel abgebaut), fand ich in dem vollständig verwitterten Gestein im Anstehenden einen turmalinführenden Pegmatit. Die Injektion zeichnet sich also hier noch aus durch eine starke Durchgasung des Magmas, muss also sehr intensiv auf das Muttergestein eingewirkt haben. Wir nennen eine solche Injektion eine pneumatolytische.

Ziehen wir dem kleinen Pfad hinter den Häusern beim Steinbruch gegen das Brusttal und Evital zu, so finden wir ein immer stärkeres Hervortreten der Aplitgänge. Im Verhältnis zu Erstfeld werden diese Gänge seltener, ihre Wirkung auf das Nebengestein schwächer, darum aber heben sie sich mit ihrer weissen Farbe schärfer von dem dunkel verwitterten Nebengestein ab. Bald sind diese Gänge etwas dichter, bald loser geschart. Auffallend aber ist, dass sie meistens einer vorherrschenden Richtung folgen, von der wohl Abweichungen vorkommen können, doch fand ich bis neun Gänge, die parallel der nach Süden einfallenden Schieferungsfläche folgen.

Es ist also anzunehmen, dass die paläozoischen Sedimentschichten schon vor der granitisch-aplitischen Injektion gestört waren, oder gleichzeitig mit derselben aufgerichtet wurden.

Stets haben wir Mühe, frische Gesteinsstücke zu finden; oft ist die Verwitterung<sup>1)</sup> der Gneisse so stark, dass wir glauben, irgend ein neues Gestein vor uns zu haben. Ein kleiner Felssturz ungefähr auf halber Höhe zwischen der Mündung des Brusttales ins Haupttal und des Schwandiberges bringt uns die gewünschte Aufklärung über die Verwitterungserscheinungen. Hier finden wir in erster Linie die Übergänge von chlorithaltigem Schiefer in unveränderten Biotitschiefer. Die Verwitterungsgrenze, d. h. die Trennung zwischen diesen beiden Gesteinen ist im allgemeinen sehr scharf. Ist der Biotitschiefer nur schwach injiziert und besass er ursprünglich einen reichen Tongehalt, so nähert sich das Gestein sehr stark einem eigentlichen Chloritschiefer. Solche Chloritschiefer sind auch auf früheren Karten, z. B. von *Alb. Heim*, als undeutliche Gneisse mit damit verbundenen Sericit-Chlorit-Glimmerschiefern im Evital ausgeschieden worden.

Abgesehen von der Chloritisierung zeigt sich die Verwitterung und Umbildung der Gneisse in grösseren rotbraunen Flecken, in einer Zersetzung und Aufblätterung des Gesteins und in einer starken Sericitisierung der Feldspäte. Diese Sericitisierung bildet Auskleidungsflächen auf einer schwachen Schieferung und zeichnet sich durch ihren Seidenglanz aus; sogar die Aplite sind von einer solchen Zersetzung nicht verschont.

<sup>1)</sup> Der Kirchenbau in Bristen (im Maderanertal) entblösste eine Verwitterungsschicht der Sericitschiefer, welche die Mächtigkeit von 6 m überschritt.



† Südlich von Brusttal trifft man an einem Weglein nach dem Plattental wieder gut erhaltene Aplitgänge. In Mischgesteinen erreichen aber die Biotite nirgends mehr die Grösse wie bei Erstfeld. Pegmatit fehlt hier. Wir müssen uns also vom Injektionsherd entfernen und treten allmählich in den randlichen Teil der Injektionszone über. Dieser Eindruck verstärkt sich umsomehr, je näher wir Silenen und endlich Amsteg selber kommen. Noch findet man im Evital, besonders in den dortigen Mauern, prachtvolle Gesteinsstücke von Aplit mit kirschroten kleinen Granaten (in den Bachfurchen können wir diese Gesteine anstehend auffinden), ferner eine sehr gut ausgeprägte Bänderung und Fältelung der Mischgneisse, aber bei der „Nase“ von Amsteg machen die Gneisse einen so stark sedimentären Eindruck, dass die spärlichen Aplitadern, die hier auftreten, früher ganz übersehen worden sind; die Injektion ist auf der eben beschriebenen Strecke nur noch eine schwächer werdende aplitische.

Die Frage nun, ob in den „Sericitschiefern“, die sich von Amsteg gegen Intschi hin der Strasse entlang anschliessen, die Hornfelse einen wesentlichen Bestandteil ausmachen, lag ausserhalb den Grenzen meiner Untersuchung. Bei Amsteg besitzen die Gesteine durchaus ein phyllitisches Aussehen, doch finden wir auch hier noch vereinzelte Aplitadern.

Als wesentlichen Unterschied zwischen der Art der Injektion bei Erstfeld und bei Silenen-Amsteg können wir also hervorheben:

Um Erstfeld ist die Injektion eine stark pneumatolytische, um Silenen-Amsteg dagegen nur noch eine schwach aplitische.

Zu ähnlichen Resultaten über die „Orthogneisse“ von Erstfeld, wie sie im Laufe dieser Untersuchungen geäussert worden sind, kommt auch *J. Königsberger* in seiner jüngsten Arbeit über das östliche Aarmassiv (27). „Der Erstfeldergneiss, sagt dieser Autor, entspricht genetisch dem Schappbachgneiss des Schwarzwaldes, dem Granulitgneiss des sächsischen Granulitgebirges, dem Orthogneiss im Forfarshire und analogen Gesteinen in anderen Gneissmassen, die alle vermutlich die obere Randfacies eines Granites sind. Seiner intensiven kontaktmetamorphen Wirkung, das ist seiner hohen Intrusionstemperatur entsprechend, lässt sich keine scharfe Grenze zwischen ihm und den Sericitgneissen angeben; nur auf etwa 500 m kann man beide voneinander scheiden, genau wie das für die Rench- und Schappbachgneisse zutrifft.“

Ein weiterer und letzter Unterschied zwischen den Erstfeldergneissen und den sericitischen Schiefern von Amsteg beruht in der verschiedenen tektonischen Beeinflussung.

Wir haben schon verschiedene Male ein schwach ausgeprägtes Clivage der Erstfeldergneisse erwähnt, das die ältere Gneisschieferung in einem spitzen Winkel schneidet. Dieses ebenfalls stets nach Süden fallende Clivage setzt auch in mesozoische Schichten fort, hat also mit einer alten Faltung der Gneisse nichts zu tun; seine Entstehung muss dem tertiären Alpenschub zugerechnet werden. Nun nimmt dieses Clivage an Intensität zu, je mehr wir uns Amsteg nähern, um endlich hier bei weitem die Oberhand über die alte Schieferung zu gewinnen.

Wir treten damit in ein Gebiet ein, das vom tertiären Alpenschub stark beeinflusst worden ist, und diese Druckwirkung zeigt sich von hier nach Süden durch die ganze Breite des Aarmassivs samt dem zentralen Aarmassivgranit. Die Erstfeldergneisse bilden also gleichsam eine Schwelle, an welcher die Stosswirkungen, welche Granite, Amphibolite und Sericitschiefer nach Norden drängten, ausklangen. Dass bei diesen Druckwirkungen die Sericitschiefer des Maderanertales am meisten zu leiden hatten und infolgedessen ein am stärksten tektonisch beeinflusstes Gepräge besitzen, ist selbstverständlich. Eine besondere Quetschzone für diesen Schiefer anzunehmen, wie dies *A. Sauer* tut, scheint mir überflüssig. Der in der Tiefe verborgene Granit, der die Erstfeldergneisse durch seine Gänge und Adern zum Injektionsgneiss gestempelt und dem Gneiss dadurch einen druckfesten Charakter verliehen hat, trägt vielleicht die Schuld, dass der zentrale Aarmassivgranit in der Tertiärzeit nicht noch weiter nach Norden geschoben worden ist.

---



#### 4. Die Zone der nördlichen Gneisse des Aarmassivs.

Schon auf den ältesten geologischen Karten der Schweiz ist die Zone der nördlichen Gneisse des Aarmassivs, welchen die Erstfeldergneisse angehören, als ein zusammenhängender Komplex von Gesteinen aufgefasst worden.

Diese Zone erstreckt sich von Erstfeld, wo sie zum erstenmal unter ihrer autochthonen mesozoischen Sedimentbrücke hervorsticht über den Sustenpass, Engelberg, Gaden, nach Innertkirchen, von hier am Nordrande des Wetterhorns und der Jungfrau vorbei nach dem Hintergrunde des Lauterbrunnentales und endlich unter dem Kanderfirn hindurch ins Gasterntal. Hier ist ihr Westende.

A. Baltzer hatte 1904 die Ansicht geäußert, der Gasterngranit sei intrusiv in die nördliche Gneisszone eingedrungen. Damit war die Vermutung gegeben, das Eindringen dieses Granites stehe in direkter Beziehung zu der sauren Injektion der nördlichen Gneisse. Die Aufgabe war daher verlockend, nach den Untersuchungen um Erstfeld selbst, einmal in raschen Zügen die ganze Gneisszone, vor allem deren Westende, zu durchgehen.

##### a) Kontakterscheinungen in der Umgebung des Kanderfirnes.

In einer soeben veröffentlichten Arbeit „Geologisch-petrographische Studien am Gastermassiv“<sup>1)</sup> erwähnt E. Truninger aus Bern Kontakthänomene zwischen Gasterngranit und nördlichen Gneissen am Absturz des Kanderfirns, welche dieser Autor bereits im Spätherbst 1907 aufgefunden hatte. Die vom Gletscher glatt geschliffenen Felsen zeigen im Hintergrunde des Gasterntales, in seltener Mannigfaltigkeit die Kontakterscheinungen, und da diese Stelle zum Verständnis der ganzen Zone von Wichtigkeit ist — und ich selbst Gelegenheit hatte, diese Stelle mit Herrn Dr. E. Truninger zu besuchen — so soll ihre Beschreibung hier in Kürze wiederholt werden.

Wenn wir vom Heimritz kommend die linke Seitenmoräne des Kanderfirns aufsteigen, so betreten wir an deren Ende beim Absturz des Gletschers als ersten anstehenden Fels den typischen sauren Gasterngranit, welcher auf beiden Talseiten des Gasterntales mächtige Wände bildet, die hie und da von Aplitgängen, seltener auch von lamprophyrischen Gängen durchzogen sind. Der Granit ist an der eben betretenen Stelle wenig oder gar nicht gequetscht, vielmehr fällt im Gegensatz zum zentralen Aarmassivgranit seine massige Textur auf.

Das Tal gegen Norden durchquerend, nähern wir uns nun vorerst einer Randzone des Eruptivgesteins und beobachten dabei folgende Veränderungen:

Als ersten Übergang vom normalen Gasterngranit tritt ein spärlich Pinit führender Granit auf. Der dunkle Pinit gibt dem Gestein ein fleckiges Aussehen und zeigt in seinen zentralsten Partien den Cordierit, aus dem er entstanden ist. Die Pinite nehmen an Menge rasch zu und prägen den Granit bald zum eigentlichen Pinitgranit um.

Das so bereits verstärkt fleckige Aussehen des Gesteins wird durch das Auftreten von einzelnen Biotitanhäufungen (basische Ausscheidungen nach Truninger) noch erhöht. Die Struktur des Gesteins ist hier ausnahmsweise porphyrisch, die Textur bleibt vorerst noch massig. Die Mächtigkeit dieser Pinitzone beträgt zirka 100 m.

Am Rande treten zahlreichere biotitreiche Partien auf und ganz verschwommen einzelne unresorbierte Schollen von biotitreichem Gneiss, wodurch das Gestein ein leicht streifiges Aussehen erhält. Hier folgt eine tektonische Störung; diese beruht in einer schuppenförmigen Überschiebung von Granit auf Gneiss, welche sich bald in einzelne kleinere Schuppen auflöst, und welche sich auch in mesozoischen Schichten fortsetzt, mit dem alten (hercynischen) Bau des Aarmassivs also nichts zu tun hat. Die Überschiebung verwischt aber einen Teil der Randzone des Granites, so dass sie auch hier erwähnt werden muss.

<sup>1)</sup> Inaugural-Diss. Bern. Mitteil. der naturf. Ges. in Bern. 1911. Vergl. pag. 48. Ferner: E. Truninger, „Über die kontaktmetamorphen Erscheinungen im westlichen Teil des Aarmassivs“. Eclogae geol. helv. 1911.

Jenseits der Überschiebung betreten wir eine Zone, welche sich aus riesigen eckigen Schollen von alten Gneissen aufbaut, und welche umflossen und durchzogen wird von meterdicken Granit- und Pegmatitgängen und -adern, die vom Gasterngranit ausgehen. Die starke Durchgasung des granitischen Magmas, welche das häufige Auftreten von pneumatolytischen Mineralien am Rande des Granites zur Folge hatte, bewirkt nun auch, dass fast alle Ausstrahlungen dieses Granites eine Beimengung von pneumatolytischen Mineralien und pegmatitische Struktur besitzen.

Es mag auch hier die Auffassung von *M. Goldschmidt*<sup>1)</sup> gelten, dass die pneumatolytische Stoffzufuhr in einem direkten Zusammenhang mit der Kristallisation des Magmas steht, und dass die in der Schmelzmasse gelösten Gase bei fortschreitender Kristallisation des Gesteins in dem noch flüssigen Anteil angereichert werden.

Die Schollen von Gneiss, die in einem Netzwerk von Gängen und Adern eingebettet sind, erreichen bei unregelmässiger, kantiger, hier nun aber scharf begrenzter Form einen Umfang von über 100 m, und der erste Eindruck lässt uns im Zweifel, ob wir uns auf halbeingeschmolzenen Schollen im Granit befinden oder schon auf eigentlichen Gneissen, die von zahlreichen Granitgängen durchschwärmt werden.

Was nun die Ausbildung des Intrusivgesteins an dieser Stelle anbelangt, so hebt *Truninger* eine stete Neigung zur Differentiation hervor; der Habitus des Granits entspricht einem Quarzglimmerdiorit, Glimmerdiorit und hornblendearmen Granodiorit. Es muss dieses randliche Basischerwerden des Granits wohl auf eine Resorption von umliegendem Gneiss zurückgeführt werden. Die Pegmatitgänge erreichen eine Breite von 7 m. Ihre Feldspäte zeichnen sich durch ausserordentliche Grösse (über Faustgrösse) aus.

Die kantigen Schollen, die von den Gängen und Adern umschlossen und zum Teil auch durchzogen werden, bestehen aus stark gefälteten, gebänderten und gestreiften Biotitgneiss von unzweideutigem Typus der Erstfeldergerneisse; auch augengneissartige Formen treten auf. Die Streifung der Gneisschollen wird auch hier durch Wechsellagerung von Biotitlagen mit aplitischer Substanz hervorgerufen. Wahrscheinlich war hier der ursprüngliche Gneiss ebenfalls ein tonhaltiger Sedimentgneiss. Dass dieser Substratgneiss aber ein Sedimentgestein gewesen, beweisen hier die zahlreichen Kalkeinlagerungen, in den Schollen, welche dieser Stelle eine hohe Bedeutung verleihen, da die Kalkeinlagerungen sämtlich das Auftreten prachtvoller Kontaktmineralien, worunter roter und brauner Vesuvian, Granat, Pyroxen, Epidot zeigen, und zu Kalksilikathonfelsen, Marmoren usf. umgewandelt worden sind. Eine eigentliche Einschmelzung oder Ansmelzung lässt sich an den Kalken nicht wahrnehmen, wohl aber eine Stoffzufuhr, die von Gasen vermittelt wurde.

Die ganze Breite dieser Schollenzone beträgt mehrere 100 Meter. Sie geht randlich über in die Injektionszone. Mit dem Aussetzen des Granodiorits und mit dem Schwinden der letzten Biotitschieferschollen können wir mit *Truninger* die Assimilationszone von der Injektionszone abgrenzen.

Versuchen wir, die Assimilationszone am Gasterngranit von den ersten Randausbildungen des Granits bis und mit der Schollenzone systematisch zusammenzufassen, so treten uns drei hauptsächliche Phasen entgegen, welche charakterisiert sind:

1. durch das Auftreten von Pinit-, Turmalin- und Biotitanhäufungen im Granit;
2. durch das Auftreten von verschwommenen Gneisschollen im Granit und
3. durch das Auftreten von kantigen scharfbegrenzten Gneisschollen, welche in Granit- und Pegmatitgängen eingebettet sind.

Die Schollen und Gänge, die wir eben besprochen haben, werden beim Kanderghletscher abgeschnitten und überdeckt von gelben Bänken des Rötidolomits. Unter den Dolomit schiebt sich

---

<sup>1)</sup> Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, pag. 108.



aber noch eine Aufbereitungsschicht oder Arkose ein, welche wir auch bei Erstfeld finden werden, und die wir der Einfachheit halber für den Gasterngranit gleich hier erwähnen wollen.

Die Arkose<sup>1)</sup> liegt als Kappe auf Granit und Gneiss; beim Kanderfirn erreicht sie eine Mächtigkeit von zirka 30 Metern. In den tiefern Schichten stark gneissartig, lockert sich diese Aufbereitungsschicht in den höhern Teilen und ist dann stark von Rötidosomitsubstanz durchdrungen. Ihrer Zusammensetzung nach bildet sie das aufbereitete Material der Unterlage, kann aber in den tiefern Teilen zeitweilig grössere Anhäufungen von Turmalin besitzen. Die höhern Schichten, die auch schon eine Bankung zeigen, besitzen einen mehr quarzischen Charakter, da der Biotit und die leicht transportfähigen Bestandteile hier fehlen.

Diese Aufbereitungsschicht ist im Lötschbergtunnel in grosser Mächtigkeit angeschnitten worden; sie war es, welche die schönen Sekretionslinsen und -adern von fleischrotgefärbtem Gips und Anhydrit enthielt.

Das nächste östliche Auftreten der nördlichen Gneisse liegt im hintern Lauterbrunnental, wo am Untersteinenberg<sup>2)</sup>, der kristalline Kern des Massivs unter dem Tschingelfirn hervortritt und denselben Biotitschieferkontakt, wie am Kanderfirnabsturz, zeigt. Wir befinden uns also auch hier noch in der Assimilationszone und diese ist es, welche am Nordrand der Jungfrau, am Eiger und Wetterhorn durchzieht. Es ist jedoch zu erwarten, dass wir hier noch in höhere Regionen der alten Schieferhülle gelangen, in welchen sich die Erscheinungen der Resorption schwächer geltend macht, wir also eher Injektionsgneisse vom Typus Erstfeld oder Silenen wieder finden werden. Erratische Blöcke am Ausgange des Urbachtales bestätigten mir die Annahme, dass westlich von Innertkirchen in den nördlichen Gneissen zum Teil noch eigentliche Schollen im Gneiss auftreten, zum Teil aber schon Mischgesteine vom Erstfeldertypus zu finden sind.

### **b) Von Innertkirchen nach Erstfeld.**

In der Umgebung von Innertkirchen ist seit langem ein grünliches, massiges, stark verwittertes, wegen seines häufigen Pinit- und Turmalingehaltes gefleckt erscheinendes Gestein unter dem Namen Innertkirchnergranit bekannt. Im Westen reicht dieser Granit bis zur Mündung des Urbachtales, im Osten etwa bis Mühletal<sup>3)</sup> an der Gadmenstrasse. Die neue Urbachstrasse vor allem schaffte frische Aufschlüsse in diesem Pinitgranit und erlaubte, dessen Übergang in die Schollenzone nachzuweisen. Damit erhalten wir die Berechtigung, den Innertkirchnergranit der Assimilationszone des Gasternmassivs zuzurechnen, und als ein „Knopfloch“ in der Zone der nördlichen Gneisse zu betrachten, eine Auffassung, zu der auch *E. Truninger* auf Grund petrographischer Studien gelangt ist.

Von Innertkirchen dem Gadmental entlang bis Färnigen und von hier bis Erstfeld treffen wir nirgends mehr ein grösseres Auftreten von Granit, nur Granitgänge finden Erwähnung. So führt *E. Hugi*<sup>4)</sup> einen Pinitgranit von der Wendenalp an. Dagegen tritt nun der Injektionscharakter der nördlichen Gneisszone deutlich hervor. Gute Aufschlüsse von Injektionszonen treffen wir bei der äussern „Urweid“ im Aaretal, vor Hopflauen im Gadmental, nördlich von Gadmen und längs des Sustenpasses. Eine Eigentümlichkeit dieser Strecke ist das oft unterbrochene Auftreten eines kontaktlich veränderten Marmorzuges<sup>5)</sup> von der „äussern Urweid“ bis zum Sustenpass, der viel-

<sup>1)</sup> *E. Truninger* scheint einen Teil dieser Arkose als Kontaktsandstein beschrieben zu haben, eine Auffassung, die mir noch fraglich erscheint.

<sup>2)</sup> Eine Bearbeitung dieses Kontaktgebietes ist von Bern aus bereits in Angriff genommen.

<sup>3)</sup> Der Granit durchquert wahrscheinlich in mehr nordöstlicher Richtung die Talsohle, so dass die Grenze des Granits in den Höhen etwas östlicher reichen muss als an der Landstrasse.

<sup>4)</sup> l. c. pag. 450.

<sup>5)</sup> *E. Hugi* Eclogæ l. c.



leicht einst mit den Kontaktmarmoren von *E. Truninger* am Kanderfirnabsturz in Zusammenhang gestanden hat.

Für die Bestimmung des Alters des Eruptivgesteins und der Injektionsgneisse wird im Gebiete des Sustenpasses die Einfaltung eines Zuges jüngerer Gesteine wichtig, der sogenannten „sericitischen Gneisse“ der älteren Autoren, ein Gesteinszug, welcher das Carbon des Wendenjoches begleitet, mit demselben konkordant liegt, und welcher vom Wendenjoch über den Urath nach Schäf-telen und zur Urweid im Aaretal zieht. Dieser Zug der „sericitischen Gneisse“ ist zum Teil sicher von carbonischem Alter und enthält eine grosse Zahl von mechanisch veränderten Quarzporphyren. Auf beiden Seiten dieses Zuges besitzen die Injektionsgneisse dieselbe Ausbildung. Nirgends setzt ein Aplitgang der Injektionsgneisse in die „sericitischen Gneisse“ fort. Oberhalb Gadmen, am Fusse des Vorbettlihorn bei P. 2133 der Siegfriedkarte liess sich ein Kontakt von schwarzen carbonischen Tonschiefern mit den Injektionsgneissen feststellen<sup>1)</sup>. Die Tonschiefer sind an dieser Stelle etwa 1 bis 2 m mächtig, enthalten arkoseartige Einschlüsse und wechsellagern mit einem sandsteinartigen Gneiss („sericitischer Gneiss“). Die Injektionsgneisse des Vorbettlihorn fallen mit zirka 45 bis 55° nach Süden ein und zeigen mit den Tonschiefern eine spitze, aber deutlich sichtbare Diskordanz, welche durch Schleppung und Anschmiegung etwas verwischt wird.

Mit dieser Feststellung kommen wir auch hier, wie am Bristenstock, zu dem Ergebnis, dass die Injektionsgneisse schon in der Obercarbonzeit gebildet sein mussten.

### c) Zusammenfassung.

Das Hauptgepräge der nördlichen Gneisszone ist hervorgerufen durch eine granitisch aplitische Injektion.

Indem wir die Beobachtungen um Erstfeld denjenigen unserer Wanderung beifügen, können wir über diese Injektion folgendes aussagen: Das tiefste Glied, welches die Erosion uns in den nördlichen Gneissen freigelegt hat, ist der in der Tiefe erstarrte Granitbatholith selbst, der Gasterngranit, der durch teilweise Aufzehrung des Nebengesteins seine heutige Ortsstellung erreicht hat. Dieser Granit wird überlagert von einer Zone, welche wir die Assimilationszone genannt haben, und diese endlich geht über in die Injektionszone, deren äusserer Rand die Imbibitionszone darstellt. Versuchen wir, diese Zonen mit ihren hauptsächlichsten Merkmalen systematisch zu ordnen, so erhalten wir bei steter Zunahme der magmatischen Substanz von oben nach unten folgendes Schema<sup>2)</sup>:

Imbibitionszone: gekennzeichnet durch das Eindringen von magmatischer Substanz in die feinsten Poren.

Injektionszone: charakterisiert durch das Auftreten von (Stöcken) Gängen und Adern, welche das Gestein durchsetzen und seitlich in dasselbe eindringen.

Assimilationszone: charakterisiert durch

3. Anhäufung von eckigen, scharf begrenzten Schollen in Granit und Pegmatitgängen.

2. Anhäufung von verwischten Scholleneinschlüssen in Granit.

1. Anhäufung von Biotiten, Pinit, Turmalin im Granit.

Granit = granitisches Magma + aufgezehrtes Nebengestein.

In höhere Lagen gelangen wir in den nördlichen Gneissen des Aarmassivs nicht. Die nördlichen Gneisse gehen aber auf ihrer ganzen Länge gegen Süden unbegrenzt in eine sedimentäre Schieferzone über, welche wahrscheinlich durch eine allerdings nur schwach angedeutete Hornfelszone mit der Injektionszone verbunden ist.

<sup>1)</sup> Diese Kontaktstelle habe ich gemeinsam mit Herrn Pfarrer *F. Zulauf* von Gadmen auffinden können.

<sup>2)</sup> Ich verdanke diese systematische Gliederung der Mithilfe von Herrn Dr. *E. Argand* in Lausanne.

In welchem Masse in diesen nördlichen Gneissen des Aarmassivs eine ältere basische und eine jüngere quarzporphyrische Intrusion stattfand, vermag ich nicht zu entscheiden. Wir haben aber schon in der Umgebung von Erstfeld hervorgehoben, dass diese beiden Injektionen hier nur von untergeordneter Bedeutung sind.

Der Granitbatholith, welcher die Injektion in den nördlichen Gneissen hervorgebracht hat, muss bei langgestreckter schmaler elliptischer Form sich tief unter der Erde bis in die Gegend von Erstfeld erstrecken.

v. Heintz  
h

A. Sauer hatte den Gedanken geäußert, es sei vielleicht die Zone der Erstfeldergneisse ein in die Alpenfaltung mit einbezogenes Stück des Schwarzwaldes. Da nun aber Substratgneisse von der Art der ursprünglichen Erstfeldergneisse unter ähnlichen Bildungsverhältnissen ähnliche Gesteine liefern werden, so ist die Zusammengehörigkeit dieser beiden Gneissareale allein auf Grund ihrer petrographischen Ähnlichkeit noch nicht erwiesen.

Derjenige Teil der Schwarzwälder Gneisse, welcher der nördlichen Gneisszone am nächsten liegt, die Gneisse von Laufenburg, werden zurzeit einer eingehenden Untersuchung unterworfen<sup>1)</sup>. Ich habe im vergangenen Jahre ebenfalls Gelegenheit gehabt, diese Gneisse kennen zu lernen und möchte nur erwähnen, dass die Annahme eines getrennten Injektionsherdes für den Schwarzwald und für die nördliche Gneisszone wahrscheinlicher erscheint.

Die bis dahin erwähnten Gneissarten gehören jedoch ihrer zeitlichen Entstehung nach nahe zusammen und bilden einen Teil der vorcarbonisch gefalteten hercynischen Festlandfläche.

---

<sup>1)</sup> Vergleiche auch *Ed. Blösch*: Zur Tektonik des schweizerischen Tafeljura. Jahrb. 1910, pag. 664.

## Zweiter Teil.

# Die Sedimente.

## I. Die Trias.

### a) Die Aufbereitungsschicht oder Arkose. (Fig. 1.)

Eng verbunden mit dem Studium der alten kristallinen Gesteine ist dasjenige der diese Gneisse überdeckenden Aufbereitungsschicht oder Arkose. Gut bekannt ist eine solche Aufbereitungsschicht im südlichen Schwarzwald.

Die Schwarzwälder Injektionsgneisse (Laufenburgergneisse) werden z. B. bei Rheinfeldern von einer groben Breccie diskordant abgeschnitten und überlagert. Diese Breccie besitzt an ihrer Basis bei roter, latteritischer Färbung zahlreiche kantige Gneisseinschlüsse, wird in höheren Schichten allmählich feinsandiger, nimmt rote Tonlagen auf und geht endlich vollständig in rote, feine Schiefertone über. Diese werden überdeckt vom Buntsandstein. Sowohl nach ihrer stratigraphischen Lage, wie nach paläontologischen Funden entsprechen Aufbereitungsschicht und Schiefertone dem Perm <sup>1)</sup>.

Anders verhält es sich in der nördlichen Gneisszone. Die Aufbereitungsschicht, die hier die Injektionsgneisse überlagert, geht direkt in den Rötidolomit über, entspricht also ihrer stratigraphischen Lage nach dem Buntsandstein.

Da diese erste mesozoische Sedimentschicht der nördlichen Gneisszone in der Literatur oft mit Unsicherheiten und Unklarheiten verknüpft ist, soll das durch *K. F. Lusser*, *Arn. Escher*, *Alb. Heim* und *A. Baltzer* klassisch gewordene Profil am Scheidnössli = Haldeneck (*Baltzer*) = Birtschen (*Lusser*) zwischen Erstfeld und Schattdorf noch einmal aufgenommen und neu besprochen werden. Ich verdanke bei dieser Aufnahme Herrn Dr. *P. Arbenz*, der mit Herrn Dr. *E. Argand* und Herrn *B. G. Escher* aus Zürich, im Sommer 1909 die Stelle besucht hatte, einige mir freundlich überlassene Aufzeichnungen.

Beginnen wir an Hand von Fig. 1 unser Profil mit dem Erstfeldergneiss selbst:

0. Der Erstfeldergneiss ist hier der typische, streifige, stark injizierte Biotitgneiss und tritt durch seine Massigkeit, Festigkeit und durch sein gröberes Korn mit der leicht zerbröckelnden, sandig-grusigen Arkose in scharfen Gegensatz. Der Gneiss ist äusserlich viel stärker verwittert als die hier frisch abgebrochene und stets neu abbröckelnde Arkose <sup>2)</sup>, Streichen des Gneisses Nord 25° (20—33°) E; Fallen steil Südost.

1. und 3. Der Gneiss geht über in die Arkose, welche in unserm Profil wechsellagert mit 2. einer zirka 4 m langen und 40 cm dicken, horizontal gelagertern Dolomitbank. Die Arkose besteht aus den Trümmern von Quarz, Feldspat und Biotit, der Unterlage und ist durch Druck zu einer Gneissarkose regeneriert.

<sup>1)</sup> Vergleiche z. B. Bericht des Verwaltungsrates der Schweiz. Steinkohlengesellschaft, Aarau 1876. Geol. Profile. Tafel III.

<sup>2)</sup> Der Aufschluss am Scheidnössli zeichnet sich durch seine ungewöhnliche Frische aus und ist für das Studium der Arkose wegen seiner Lage und Übersichtlichkeit einzigartig.



Unter der Lupe erweisen sich die nur Millimeter dicken Quarzkörner als schön gerundet, was gegen die Auffassung dieses Sandsteines als eine Dislokationsbreccie spricht. Die Arkose ist hellfarbig, in höheren Lagen der zum Teil chloritisierenden Biotite wegen etwas grünlich gefärbt und schwach verkittet; in den oberen Partien zerbröckelt sie grusartig. Die einzelnen Trümmer des Sandsteins sind nicht ihrem spezifischen Gewichte nach geschieden. Es kann sich also hier nicht um einen weiten Transport des Aufbereitungsmaterials handeln: die Arkose ist *in situ* aufgearbeitetes Material.

Ab und zu treten bis zu 4 cm dicke Quarzlinsen in den Sandsteinen auf, obenso kleine, 1 bis 4 bis mehr cm dicke feste Dolomitknollen; daneben aber durchsetzen auch feine bis 1 m und mehr lange, 1 mm bis 1 cm dicke Dolomitadern das Gestein. Sehr oft dringt auch die Dolomitsubstanz in den Sandstein ein, so dass die Arkose durch dolomitisches Bindemittel leicht verkittet erscheint. Von aussen sehen solche Stellen wie Dolomitknollen aus, zerfallen aber grusartig beim Anschlagen. In diesem Falle ist die dolomitische Substanz wohl als Infiltration von oben aufzufassen. Alle Dolomitknollen in der Arkose weisen einen grossen Gehalt von Sandkörnern, insbesondere runden Quarkörnern, ferner Feldspattrümmer, spärlich auch Biotit auf. Die Quarkörner überziehen als eine harte herausgewitterte Kruste die Dolomitbänke. Die festen Dolomitbrocken sind teils eckig, teils etwas gerundet.

Die Arkose zeigt ein deutliches und sehr schön ausgeprägtes Clivage, welches an dieser Stelle in feinen Fältelungen das aufgearbeitete Material durchsetzt. Diese Fältelung der Arkose zwischen den Dolomitbänken ist nur an dieser Stelle so ausgeprägt. Ihre Entstehung ist — da es sich nicht um Fältelungen von früher horizontalgelagerten Schichten handeln kann — noch unaufgeklärt. Es ist dasselbe Clivage, welches wir schwach angedeutet schon in den Injektionsgneissen der Unterlage festgestellt haben. Die Biotitplättchen in der Arkose sind meistens senkrecht zur Druckrichtung gestellt und zeichnen und umrahmen die Fältelungen. Die Arkose ist also mechanisch durch Druckwirkung leicht separiert. Die Fältelungen, von denen ich auf eine Länge von 2 m 11 zählen konnte, zeigen bis zu 2 cm dicke Umbiegungsstellen, aber nur millimeterdünne Schenkel. Alle Fältelungen sind nach Norden übergelegt. Die durchschnittliche Fallrichtung der Schenkel ist 50–60° Südost.

Wo Dolomitknollen oder kleine bis 1 m lange Dolomitbänke in der Arkose eingebettet sind, erscheinen sie aus ihrer ehemaligen Lage verstellt und in die Clivagerichtung gedreht. Auch Quarzadern sind in dieser Richtung in die Länge gezogen; grössere Dolomitbänke aber wie Nr. 2 sind in ihrer horizontalen Lage geblieben; das Clivage setzt nicht in sie fort.

Die Arkosefältelungen verflachen sich jeweilen unter einer Dolomitbank und schmiegen sich nordwärts gerichtet an sie an. Auch um die einzelnen Dolomitknollen schmiegt sich das Clivage, setzt sich aber nirgends in den eigentlichen Rötidolomit fort. Es tritt hier im kleinen sehr deutlich der Gegensatz zwischen leichtfaltbarem und zu sprödem schwer faltbarem Gestein hervor.

2. des Profils. Eine zirka 4 m lange und 40 cm dicke Bank von Rötidolomit voll Quarkörner, normal in die Arkose eingelagert.

2a. Eine 1 m-lange und 20 cm dicke Bank von Rötidolomit mit 60° Südost-Fallen in die Clivagerichtung gedreht.

3. Wie 1.

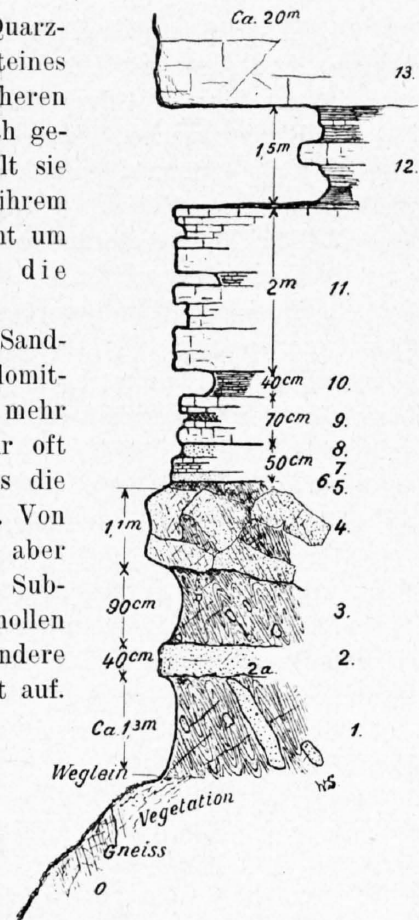


Fig. 1.

Arkoseprofil beim Scheidnössli.

4. Eine 1,1 m nach Süden bis zu 2,3 m Mächtigkeit anwachsende dolomitische Bank, zum Teil knauerig und stark mit Arkose durchdrängt. In Adern und Risse hinein dringt flaseriger Arkosegneiss; auch hier die Clivagerichtung beibehaltend.

5. Eine schwache Arkoseschicht.

6. Zum erstenmal eine horizontal durchgehende, mit Arkose durchsetzte, feinkbankige bis blätterige Dolomitschicht.

7. Fünf kleine, centimeterdicke, ebenfalls durchgehende Dolomitbänke.

8. Eine Arkoseschicht.

9. Fünf mit Arkose wechsellagernde Dolomitbänke, nach Süden mehr und mehr zu einer Bank verschmelzend. Die Arkose ist hier, wo eine Verteilung ihrer Bestandteile erfolgt, fast biotitleer und besteht hauptsächlich aus Quarzkörnern. Schon in der untersten durchgehenden Dolomitbank hört der Quarzgehalt im Dolomit auf. Der Dolomit ist homogen, innen schwarzgrau, aussen gelb und staubig.

10. Eine 35 bis 40 cm mächtige, schwarze, blätterige, sericitische, tonige Kalkschieferschicht mit Rutschstreifen und Ausblühungen.

11. Eine 2 m mächtige, gebankte, homogene Dolomitschicht. Die unterste 70 cm mächtige Bank wechsellagert mit kleinen Bänken, die zum Teil durch feine Tonschieferlagen getrennt sind.

12. 1,5 m mächtige, in der Mitte durch eine festere kleine Dolomitbank getrennte Tonschieferschicht. Durch die starke Zurückwitterung dieser Schicht erscheinen die über ihr liegenden Dolomitkomplexe unterhöhlt.

13. Eine 18 bis 20 m mächtige, geschichtete, kompakte, eigentliche Rötidolomitbank, ohne Fossilien.

Das Profil lehrt uns durch seine zahlreiche Wechsellagerung von Arkose und Dolomit, dass von der untersten Lage der Arkose bis zum festen, massigen Dolomit ein stets wechselnder Übergang stattfindet.

Eine andere Deutung als diejenige eines Wechsels in der Sedimentation mit späterer Infiltration von Dolomitsubstanz von oben nach unten ist daher nicht zulässig. Die Arkose ist so eng mit dem Rötidolomit verbunden, dass ihre Ablagerung unmittelbar dem Dolomit vorausgegangen sein muss. Da nun die neuen Funde von *Paulcke* den Rötidolomit von Innertkirchen dem Muschelkalk zuweisen, so ist die Annahme durchaus berechtigt, die Aufbereitungsschicht bei Erstfeld stelle das Äquivalent des Buntsandsteins dar.

Die frühere Annahme von *Tobler*, die Aufbereitungsschicht sei dem Perm gleichzustellen, hat nur insofern ihre Berechtigung, als die Denudation und Erosion der Erstfeldergneisse in die Permzeit zu verlegen ist.

Ein Dünnschliff durch ein Arkosestück vom Evital ergänzt unsere Beobachtungen noch wie folgt.

Die einzelnen Gemengteile der Arkose erscheinen chaotisch durcheinander geworfen. Charakteristisch ist das Auftreten von verschiedener Korngrösse der Gemengteile, bald finden wir noch gut erhaltene Feldspatkristalle, Chlorite mit Resten von Biotit, bald nur noch Bruchteile von Feldspäten, gemischt mit abgestumpften Quarzkörnern. Die grösseren Komponenten des Dünnschliffes erscheinen in einer Art von chloritisierter und sericitisierter Grundmasse eingebettet, die sich aus den feinsten Trümmern derselben Mineralien zusammensetzt.

Die Arkose liegt überall dort, wo mesozoische Schichten in der nördlichen Gneisszone erhalten geblieben sind, als Kappe auf Granit und Gneiss.

## b) Der Rötidolomit.

Der hellgraue, aussen staubig und gelbrot angewitterte, gleichmässig ausgebildete Rötidolomit erreicht beim Scheidnössli zirka 17 m Mächtigkeit und erscheint besonders in seinem untern Teil durch tonige Zwischenlagen getrennt, grob gebankt. Im Lochertal ist er noch 13,6 m, im Speckital 6 m, im Brusttal 4 m mächtig. Vollständig fossilieer nehmen die einzelnen Bänke an Mächtigkeit



nach Süden immer mehr und mehr ab und keilen endlich gleich nach dem Brusttal vollständig aus. Wir müssen dieses Auskeilen infolge der steten Mächtigkeitsabnahme der einzelnen Bänke als ein primäres betrachten.

Eine dem Rötidolomit ähnliche Bank fand ich, wie *Alb. Heim*, in der Windgällenfalte, im Liegenden des Doggers an den obern Eisengruben aus dem Schnee herausstechen. Es ist dies der einzige Fundort von Rötidolomit im engern Gebiet der Windgälle. Auch die gelbliche Bank unter dem Dogger bei der Klubbhütte am Hüfigletscher, die früher für Rötidolomit gehalten worden ist, erwies sich als gebankter, gelbgefärbter Arkosesandstein.

### c) Die Quartenschiefer.

Schon *K. F. Lusser* ist es aufgefallen, dass am Ausgange des Bockitobels am Hohweg bei Attinghausen über dem Gneiss und der Aufbereitungsschicht ein Sandstein auftritt, der „dem roten Sandstein des Schwarzwaldes sehr ähnlich ist“. Wenn man diese Stelle zum erstenmal besucht, so glaubt man in der Tat, hier über dem Gneiss nun wirklich das Äquivalent des Buntsandsteins gefunden zu haben, in welches die Arkose übergeht. Dem ist jedoch nicht so. Der Rötidolomit fehlt an dieser Stelle, wahrscheinlich infolge tektonischer Störungen, wie wir noch bei der Besprechung des Doggers sehen werden. Er tritt aber bereits 200—300 m von hier entfernt, am Bockitobelbach in einer Mächtigkeit von 10 m auf, und hier erkennt man, dass dieser „rote Sandstein“ sich über dem Rötidolomit einstellt, etwa 13 m mächtig ist, und nun zahlreiche Lagen von unzweideutigen Quartenschiefern enthält.

Da das Gebiet der linken Reusstalseite von Herrn cand. phil. *van der Ploeg* einer speziellen Untersuchung unterworfen wird, so möchte ich dieses einzige Auftreten der Quartenschiefer im Reusstal hier nur der Vollständigkeit halber erwähnen. Der nächste bekannte Fundort der im autochthonen Gebiet des Aarmassivs nur sporadisch auftretenden Quartenschiefer liegt im Osten am Tödi, im Westen an der Salzgebi im Gadmental.

In der Axendecke, auf der rechten Schächentalseite, wie an der Klausenpasshöhe, treten die Quartenschiefer viel zusammenhängender auf als im autochthonen Gebiet des Aarmassivs; die stratigraphische Behandlung der Sedimente der Axendecke ist aber von anderer Seite in Angriff genommen worden und liegt ausser dem Rahmen dieser Untersuchung.

---

## II. Der Jura.

Quarzite, Kalke und Tonschiefer, welche dem *Lias* angehören, fehlen in der autochthonen Bedeckung des Aarmassivs in der Umgebung des Reusstales, wie im Maderanertal vollständig. Wir gehen deshalb gleich zur Besprechung des autochthonen Doggers über.

### a) Der Dogger.

Da meine Untersuchungen in der Hohen-Faulen-Windgällen-Gruppe in erster Linie zur Aufgabe hatten, die tektonischen Verhältnisse klarzulegen, so war meine ursprüngliche Absicht, die Stratigraphie der Sedimente nur insofern zu berücksichtigen, als sie zur Lösung der tektonischen Fragen absolut notwendig war. Die Stratigraphie des Doggers im Windgällengebiet ist aber einer Neubearbeitung sehr bedürftig. Abgesehen von Unsicherheiten in der Altersbestimmung einzelner Schichten selber, war vor allem der Versuch zu machen, eine Parallelisierung des Doggers von Erstfeld mit zwei Eisenoolithen mit dem Dogger am Hüfigletscher mit nur einem Eisenoolith durchzuführen. Ferner zeigte sich bei der Aufnahme von stratigraphischen Profilen, dass die Nähe des hereynischen Aarmassivrückens einen grösseren Einfluss auf die mesozoische Sedimentation



ausgeübt, als man bis dahin geglaubt hatte, was sich z. B. im Auftreten von Porphyrgeröllen und anderen kristallinen Gesteinsarten als „exotische Gerölle“ in den meisten Doggerschichten und im Auftreten eines neuen Ooliths an der Basis des Doggers zeigte. Diese Gerölle werden auch schon von *Königsberger* 26 pag. 857 erwähnt.

In den folgenden Zeilen soll nun der Versuch gemacht werden, zum Studium der stratigraphischen Verhältnisse etwa zehn der wichtigsten Profile von Erstfeld bis zum Hüfigletscher herauszugreifen, zu beschreiben und zum Schluss miteinander zu verbinden. Wir stützen uns bei diesen Untersuchungen in erster Linie auf die vortreffliche Arbeit von *A. Tobler* „Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs“.

In der Umgebung von Erstfeld gehen verschiedene Runsen zu Tale, deren Namen auf der topographischen Karte leider durcheinander geworfen worden sind. *Tobler* zieht sein stratigraphisches Profil zusammen aus Beobachtungen im Brusttal, im Weihertal und an der schon erwähnten Lokalität Scheidnössli. Da das Profil am Scheidnössli jedoch nur teilweise aufgeschlossen ist, soll es vorderhand weggelassen und nur später der Vollständigkeit halber hinzugefügt werden.

### a) Profil im Lochertal, Speckital und Brusttal bei Erstfeld. (Fig. 2.)

#### 1. Die untern Schiefer.

Der Rötldolomit, dessen abnehmende Mächtigkeit von Nord nach Süd aus den Profilen deutlich zu ersehen ist, wird in allen drei Tälern überlagert von einem schwarzen, schüttigen, glänzenden, glimmerhaltigen Tonschiefer (1.), der oft in festen, rissigen, kleinen Wändchen steil abfällt, meistens

jedoch durch eine sanfte Böschung in die Topographie zurücktritt. Diese Schiefer enthalten in grosser Menge Lagen von 4, 5, 6 bis 10 cm dicken, rupplichen Knollen, deren Anordnung mit der Schichtung parallel läuft, und die von den Schiefen fluidal umzogen werden. *Tobler* hält diese Knollen für Tonerzknollen. Nach einer Analyse, welche in freundlicher Weise von Hrn. cand. phil. *T. Wojno* ausgeführt worden ist, enthalten diese Knollen aber einen kompakten, eisenschüssigen Phosphoritkern, der von einer mehr kalkigen und tonreichen Rinde umgeben wird.

An der Basis dieser Schiefer fand ich, wie *A. Tobler* im Rotsteintal, Nestern von rostroten, ockerigen, völlig zersetzten und unbestimmbaren Fossilien, darüber Lagen von dünnen, milchweissen Quarzlinsen und Quarzadern.

Stutz wie *Tobler* erwähnen vom Rotsteintale westlich der Alpmatt *Posidonomya Bronni* aus den

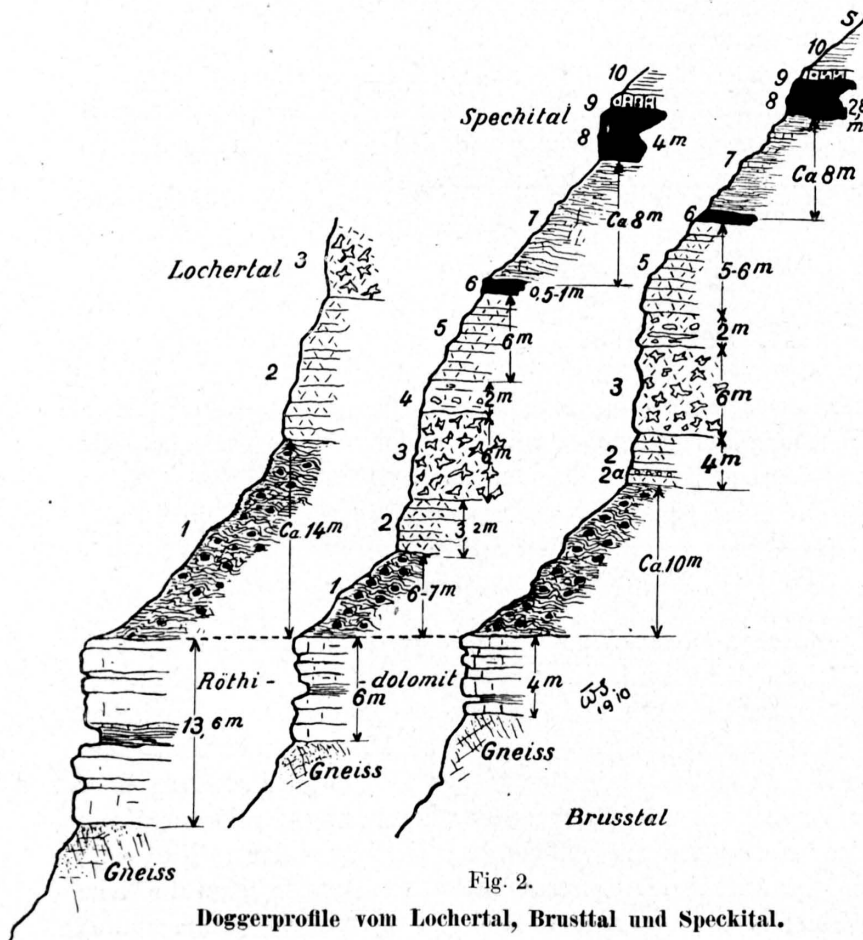


Fig. 2.

Doggerprofile vom Lochertal, Brusttal und Speckital.

schwarzen Tonschiefern über dem Rötidolomit, und da diese Schiefer mit „bemerkswerter Konstanz durch das ganze Gebiet vom Maderanertal bis zum Urbachtal durchziehen“, stellt *Tobler* auch die Schiefer von Erstfeld ins Opalinien. Leider kann ich aus diesen Schiefen keine Fossilien aufweisen; doch werden wir gleich sehen, dass aus stratigraphischen Gründen die Auffassung *Toblers* noch einigem Zweifel unterliegt. Die Mächtigkeit dieser Schieferschicht variiert wohl infolge tektonischer Beeinflussung zwischen 7 bis 14 m.

## 2., 3., 4. und 5. Die Echinodermenbreccien.

Die untern Schiefer werden messerscharf abgetrennt und überlagert von einem Komplex von Echinodermenkalken, der im Reusstal überall ausgezeichnet ist durch drei bis vier verschiedene Horizonte: einer untern Echinodermenbreccie, einer Kieselknauerschicht und einer obern Echinodermenbreccie mit einer mehr oder weniger gut ausgebildeten Korallenbankeinlagerung. Diese drei bis vier Teile bilden zusammen eine steil abstürzende, durchschnittlich zirka 30 m mächtige Felswand; nur die obere Echinodermenbreccie tritt in der Orographie ihrer Dünnbankigkeit wegen etwas zurück.

### 2. Die untere Echinodermenbreccie.

Schon *Tobler* hebt die Ähnlichkeit dieser unteren schwarzen, harten Echinodermenbreccie mit liasischen Echinodermenbreccien hervor. Im Lochertal besitzt diese Schicht ausnahmsweise eine Mächtigkeit von zirka 9 m, im Speckital ist sie 3,2 m, im Brust- und Plattental 4 m, am Scheidnössli 6 bis 7 m mächtig. Die untere Echinodermenbreccie ist im allgemeinen gröber als die obere und besitzt zahlreiche Einschlüsse von kleinen eckigen Rötidolomitbrocken.

A. *Tobler* erwähnt aus der Stutzschen Sammlung zwei trefflich erhaltene Exemplare von *Ludwigia Murchisonae* Sow. aus einer groben Echinodermenbreccie von der Keistenlamm, und da *Tobler* die Echinodermenbreccie mit den Ludwigien der unseren gleichstellt, so nennt er diese Schichten „Murchisonaeschichten“.

Diese Auffassung scheint nun nicht ganz sichergestellt. Es treten nämlich nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Dr. P. *Arbenz* an andern Orten auch in den untern Schiefen fossilführende Echinodermenkalke auf, und neuere Funde von Herrn Dr. P. *Arbenz* bestätigen die Annahme, dass die Ludwigien von *Stutz* eher aus einer Kalkbank der untern Schiefer herkommen. Da die Frage nach dem Alter der untern Echinodermenbreccie in der Umgebung von Erstfeld nicht entschieden werden kann, behalten wir für die „Murchisonaeschichten“ von *Tobler* vorderhand den Namen untere Echinodermenbreccie bei.

Interessant ist die Basis dieser Echinodermenbreccie im Brusttal und Plattental. Die unteren Schiefer werden daselbst von einer groben, spätigen Echinodermenbank von 30 cm Mächtigkeit überlagert. Auf dieser liegt eine 17 cm dicke, etwas zurückgewitterte, eisenschüssige, dunkle Schicht mit grossen Oolithen (2a), welche von hier bis zum Ribiboden verfolgt werden kann, wo sie bereits von *Lusser* Erwähnung findet.

Die Oolithe dieser Makro-Oolithenschicht zeigen einen deutlich schaligen Bau; die kleineren Oolithe sind mehr rundlich, die grösseren zum Teil ellipsoid und langgezogen, wobei Durchmesser bis zu 4 cm vorkommen können. Am häufigsten sind Oolithe mit Durchmesser von 0 bis 1 cm. Die kleineren Oolithe sind fast ausnahmslos eisenschüssig; öfters ist ein grösserer Oolith nur die Aggregation von zahlreichen kleineren. Ein Dünnschliff durch einen solchen Oolith ergab als Zentrum Foraminiferentrümmer, um welche sich mehr oder weniger konzentrisch die einzelnen Schalen anordnen. Diese Oolithschicht wird begleitet von Muscheln (Pekten) und von anderen zum Teil verkieselten Petrefaktentrümmern, die das Gestein netzartig fein durchsetzen. Über dieser Makro-Oolithenbank folgt die normale untere Echinodermenbreccie, ausnahmsweise hier noch in einer Dicke von 50 cm erfüllt mit denselben Fossilfragmenten, wie in der Makro-Oolithenschicht: kleine Muscheln und Crinoidenstielglieder. In Begleitung derselben fand ich einen leider unvollkommenen Ammoniten, welcher wohl zum Teil Ähnlichkeit mit einer *Ludwigia* besitzt, eher jedoch einer



Sonninia gleicht. Damit wird es wahrscheinlich, dass diese Schicht dem Sowerbyi-Horizont gleichzustellen ist.

Die übrigen 3 m der unteren Echinodermenbreccie im Brusttal sind fossilleer, enthalten aber zahlreiche Dolomitbrocken. Die einzelnen Bänke dieser Schicht besitzen eine Dicke von 10, 17 bis 27 cm.

### 3. Die Kieselknauerschicht.

Die untere Echinodermenbreccie wird überlagert von einer leicht kenntlichen und im Reusstal bis zum Ribiboden gleichförmig ausgebildeten, kompakten, schwarzen Kalkschicht, welche durchsetzt ist von zahlreichen schwarzen, sternförmig verzackten Kieselknauern. Der Kalk verwittert, gelbrot mit ähnlicher Färbung wie der Rötidolomit, so dass im Verwitterungszustand die schwarzen Kieselknollen scharf herausstechen. Dünnschliffe durch solche Knollen zeigten leider keine reliktsichen Fossiltrümmer.

Im Speckital fand ich in Begleitung von einem solchen Kieselknauer ein deutliches Porphyrgerölle von etwa 1 cm Durchmesser aus gequetschtem Porphyr vom Typus der Windgälle. Es ist dies die vom anstehenden Porphyr entfernteste Stelle, an welcher ich noch ein Gerölle dieses Gesteins habe auffinden können.

Die Kieselknauerschicht ist der kompakteste Komplex der Doggerschichten und besitzt im Lochertal, Speckital und Brusttal etwa 6 m Mächtigkeit. Fossilien sind keine bekannt.

### 4 und 5. Die obere Echinodermenbreccie oder der Korallenhorizont von Tobler.

A. Tobler sagt (32, pag. 90): „Wir rechnen zum „Korallenhorizont“ noch einige wenig mächtige Bänke von Echinodermenbreccie, die sich zwischen die Kieselknauerschicht und die eigentliche Korallenbank einschieben. Eine scharfe Trennung zwischen letzterer und der Echinodermenbreccie wird sich wohl kaum durchführen lassen, da an allen Stellen, wo die Korallenstöcke etwas zurücktreten, auch innerhalb der eigentlichen Korallenbank Echinodermenbreccien auftreten.“

In unserem Falle treffen wir direkt über der Kieselknauerschicht sowohl im Speckital, wie im Brust- und Plattental, einen 2 m mächtigen Horizont von einem festen, kompakten, schwarzen Kalk, der erfüllt ist mit Kieselknauern, neben welchen aber nun hier auch zahlreiche schlecht erhaltene verkieselte und rostig herausgewitterte Korallen- und Gastropodenreste auftreten. Die Kieselknollen sind spärlicher als in der liegenden Schicht und besitzen auch mehr eine längliche Form. Ich mass im Seitental des Plattental eine dünne, schwarze Kieselbank von 4 m Länge, aber nur 3—4 cm Breite. Die mehr runden konkretionären Knollen hatten eine Dicke von 9 cm bei einer Länge von 20 cm. Die 2 m dicke Schicht zerfällt in zwei Bänke, die durch eine dünne Tonschieferschicht getrennt werden. Über dieser Schicht findet man einen 5—6 m mächtigen, dünnbankigen, etwas zurückgewitterten Echinodermenkalk. Derselbe ist innen schwarz, feinkörniger als die untere Echinodermenbreccie und besitzt hier nun seltener kleine Dolomiteinsprengungen.

Die obere Echinodermenbreccie besitzt einen etwas unsteten Charakter. Während nämlich im Speckital die rostbraunen, verkieselten Korallenfragmente sich durch die ganze obere Echinodermenbreccie durchziehen, findet man im Brusttal nur noch im untern, schon erwähnten Teil solche Reste, die obere Echinodermenbreccie besitzt dagegen zahlreiche Terebrateln, Belemniten und Pecten.

Da auch Tobler solche kleine Veränderungen in dieser Schicht erwähnt und da diese Schicht vom untern Eisenoolith direkt überlagert wird, so kann kein Zweifel herrschen, dass es sich hier um den Korallenhorizont von Tobler handelt, den dieser Autor mit Sicherheit dem oberen Bajocien zurechnet.

### 6. und 7. Der untere Eisenoolith und die oberen Schiefer.

6. Die obere Echinodermenbreccie wird im Speckital und im Brusttal überdeckt von einer hier meist unscharf ausgeprägten unteren Eisenoolithbank von zirka 0,5 bis 1 m Mächtigkeit, die aber auch fehlen kann. Der untere Oolith ist oolithärmer als der obere und etwas braun ange-



wittert. Ich habe aus diesem Oolith, welchen *Tobler* aus Funden im Genttal Bifurcatenoolith nennt, keine Fossilien aufzuweisen.

7. Dieser Oolith wird überlagert von dem zirka 8 m mächtigen Komplex der oberen Schiefer. Es sind weiche, weiss angewitterte, im frischen Zustand schwarze Tonschiefer mit Quarzlinzen an der Basis und Einlagerungen von sandigen und kalkigen, festen Bänken. In diesen Schiefen fand ich im Speckital eine *Parkinsonia ferruginae* Oppel, womit auch für unsere Gegend, mit *Tobler*, das Bathonienalter dieser Schicht erwiesen ist.

### 8. Der obere Oolith.

Es folgt als letztes Doggerglied der obere Eisenoolith, den *Tobler* irrtümlicherweise für Erstfeld mit einer Mächtigkeit von 15 m anführt. Er ist durchweg gut ausgebildet und eng mit dem Schiltkalk verwachsen. Der Oolith besitzt eine Gesamtmächtigkeit von 2,8 bis 4 m, die einzelnen Oolithbänke sind durch feine Tonlagen getrennt. Der obere Oolith ist stark oolithisch, pyritaltig, innen schwarz bis blauviolett und sehr eisenreich. An der Basis etwas brecciös besitzt das Gestein in den oberen Schichten eine grüne, in den unteren Bänken eine mehr violette Farbe.

Im Eisenoolith des Specktales, des Brusttales und des Lochertales fand ich folgende Fossilien:

- Perisphinctes funatus* Oppel (Plattental),
- „ *patina* Neumayer (Speckital),
- „ *Wagneri* Oppel (Lochertal),
- „ *arbustigerus* Orb. (Lochertal),
- „ *convolutus* Schlotheim (Lochertal),
- Reinechia cf. anceps* Reinecke (Lochertal),
- Stephanoceras Humphresianus coronatus* Quenst.? (Lochertal),
- Terebratula* spez. (Lochertal).

*Tobler* erwähnt speziell *Perisphinctes funatus* Oppel und bezeichnet den oberen Oolith auf Grund einer ähnlichen Fossilliste als Callovienuolith.

9. Der obere Oolith wird auf unebener Erosionsfläche überdeckt von dem 0,5 bis 1 m mächtigen Schiltkalk, welcher zahnförmig mit dem Oolith verwachsen ist und abgelöst wird von 10. den untern Malmschiefen.

### b) Scheidnössli. (Fig. 3.)

Wir wollen hier der Vollständigkeit halber den eben besprochenen Profilen noch dasjenige vom Scheidnössli in einer Zeichnung folgen lassen. Petrographisch und stratigraphisch haben wir von dieser Lokalität keine nennenswerten Abweichungen zu erwähnen.

### c) Der Ausgang des Bockitobels.

Über den schon pag. 25 erwähnten Quartenschiefen am Ausgang des Bockitobels treten die untern Schiefer in einer aufgeschlossenen Mächtigkeit von 8—10 m auf. Ihre Ausbildung ist derjenigen auf der rechten Reusstalseite gleich, nur treten hier nicht selten noch bis zu 20 cm dicke Sandsteinknollen (Arkoseknollen) in ihr auf. An der Mündung des Bockitobels ins Reusstal sind diese Schiefer tektonisch ausgequetscht. Die tektonische Beeinflussung macht sich hier noch insofern geltend, als der Dogger an einer Stelle zweimal übereinander liegt und am Hohweg die obere Echinodermenbreccie direkt mit dem untern Malm zu einer Wand zusammengeschweisst ist.

\* \* \*

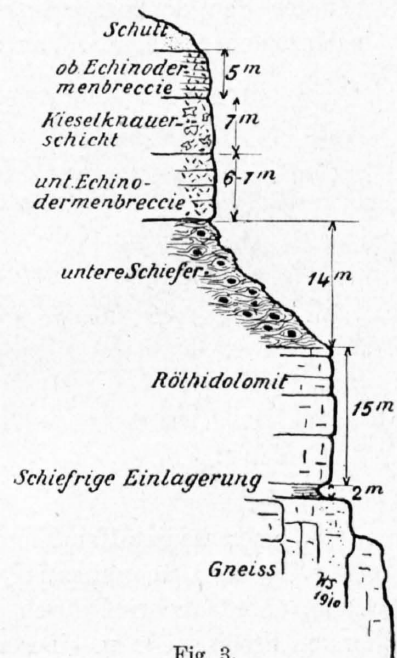


Fig. 3.

Doggerprofil beim Scheidnössli.

Wir haben bereits das Auskeilen des Rötidolomits im Plattental hervorgehoben. Schon *C. Schmidt* erwähnt das Auskeilen der untern Tonschiefer des Doggers im Hintergrunde des Evi-ales. Charakteristisch ist nun aber, dass die Arkose noch lange nachdem der Rötidolomit ausgekilt ist, gelbe, ockrige dolomitische Substanz enthält, die nicht von Infiltrationen vom Rötidolomit herrühren kann, sondern als primäre Einlagerung in der Arkose<sup>1)</sup> aufzufassen ist.

Bevor wir zu dem Profil am Ribiboden übergehen, wollen wir noch einen Bergsturzblock mit grossen Oolithen beim Bahnhof Amsteg-Silenen erwähnen, da die Makro-Oolithen ähnlicher Blöcke Anlass zu Verwechslung mit Bohnerz und Callovienoolith gegeben haben (5, pag. 23).

Etwa 200 m oberhalb dem Stationsgebäude Amsteg befindet sich an einem kleinen bergwärtsführenden Weg ein Block von eigenartigem Aufbau: Deutlich geschichtet, besitzt er zirka  $2-2\frac{1}{2}$  m<sup>3</sup> Inhalt, und besteht in seinem untersten Teil aus einer 40—50 cm mächtigen Schicht von späterer Echinodermenbreccie, welche einige schlecht erhaltene rostrot herausgewitterte Fossilfragmente enthält, und welche unzweideutig dem Dogger angehört. Über dieser Echinodermenbreccie findet sich eine dünne, tonige kalkige Bank mit bis zu 16 cm grossen, meist rundlichen, aber auch länglichen, groben Knollen, welche sich als schalig aufgebaut erweisen. Über dieser Schicht folgt eine zirka 40 cm mächtige, stark eisenschüssige eigentliche Makro-Oolithbank. Die Oolithe dieser Bank sind durchschnittlich haselnussgross (zirka 5—8 mm), können jedoch auch Durchmesser von  $7 \times 12$  mm erreichen. Meist von elliptischer Form, zeigen sie auf den Querschnitten deutliche Oolithstruktur und erfüllen dicht gedrängt die ganze Makro-Oolithenschicht. Die Grundmassen zwischen den einzelnen Oolithen ist ein dichter Kalk, erfüllt von zahlreichen Echinodermentrümmern.

Es kann kein Zweifel herrschen, dass dieser Block aus dem Dogger herrühren muss, und dass die Makro-Oolithen der Schicht angehören, die wir bereits vom Brusttal erwähnt haben.

#### d) Der Ribiboden. (Fig. 4 und 5.)

Der Dogger steigt mit dem Aarmassiv Rücken von Nordeu nach Süden in die Höhe. Lag der Aufschluss im Brusttal ob Erstfeld ungefähr bei 1450 m, so finden wir ihn jetzt am Ribiboden ob Silenen bei 1700 m über Meer. Der Dogger ist hier leicht kenntlich, da er sich als horizontal gelagertes Band unmittelbar über dem steil gestellten Gneiss abhebt. Ich setzte mein Profil, das ich unter den denkbar schlechtesten Witterungsverhältnissen aufgenommen, aus verschiedenen Einzelprofilen zusammen. Von unten nach oben aufsteigend, finden wir folgendes (Fig. 4):

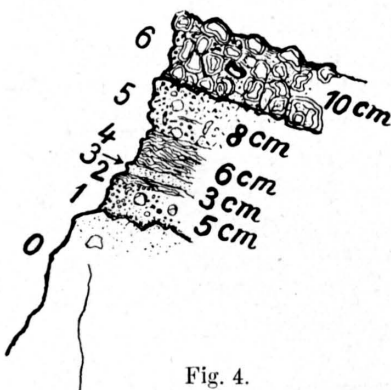


Fig. 4.

0. Aufbereitungsschicht mit horizontalen Linsen von ockriger Substanz und durchzogen von zahlreichen gelben Venen und Adern.

1. 1,5 cm, scharf begrenzt, doch in Vertiefungen eindringend, eine eisenschüssige braune oolithische, echinodermenhaltige, unhomogene Breccie, erfüllt mit zahlreichen Echinodermentrümmern, Foraminiferenresten und kleinen eisenschüssigen Oolithen und Sandkörnern, die an der Verwitterungsschicht heraustreten. Man kann Handstücke schlagen, die zur Hälfte aus dieser oolithischen, feinkörnigen Breccie, zur andern Hälfte aus sandig grusiger Arkose bestehen. Diese Schicht wechsellagert an einer bestimmten Stelle mit

2. einer feinen, 3 cm mächtigen, schwarzen Tonschieferschicht, welche wiederum abgelöst wird von

3. einer wenige Zentimeter mächtigen Arkoseschicht.

4. Es folgt über dieser Schicht abermals eine 6 cm mächtige Tonschieferschicht, welche

5. überdeckt wird durch eine oolithische Bank wie 1, die nun hier 8 cm mächtig an ihrer obersten Stelle mehr zu einer eigentlichen schwarzen Echinodermenbreccie wird.

<sup>1)</sup> Diese gelbliche Substanz erwies sich an einigen Orten einfach als  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ .



6. Über diesen, bis dahin durchweg feinkörnig ausgebildeten Schichten folgt nun die grobe Makro-Oolithenbank, die wir bereits kennen. Die Makro-Oolithen besitzen auch hier einen Durchmesser von 0—1 cm, sind zum Teil kugelig, zum Teil ellipsoid, zeigen gut ausgeprägten zonaren Bau, besonders in den Randpartien. Das Zentrum der Oolithe ist häufig erfüllt von Fremdkörpern, z. B. Quarzkörnern, Foraminiferenresten, kleinen Oolithkörnern, die im Innern eines grossen Ooliths sich selbst wieder zu 2—3 kleineren Oolithen anhäufen können.

Ein anderer Aufschluss zeigt die eben besprochenen Schichten etwas gleichmässiger ausgebildet (Fig. 5): Über der Aufbereitungsschicht (0) folgt die braune eisenschüssige, oolithische, echinodermenhaltige Breccie (1), in einer Mächtigkeit von 13 cm; in ihr fand ich das Negativ eines leider unbestimmbaren kleinen Ammoniten mit tiefliegendem Nabel. Über dieser Schicht folgen 3 cm mächtig die Tonschiefer (2), dann 12 cm schwarzer Echinodermenkalk (3), welcher überlagert wird von der 20—30 cm mächtigen Makro-Oolithenschicht (4); diese wird überdeckt von der normal ausgebildeten Echinodermenbreccie (5). Es ist hervorzuheben, dass die Makro-Oolithenschicht auf ihrer ganzen Länge noch von einer Bank von Echinodermenbreccie unterlagert wird, also eine eisenschüssige Einlagerung in der Basis der untern Echinodermenbreccie darstellt.

Die untere Echinodermenbreccie wird überlagert von der Kieselknauerschicht (6) und diese wiederum von der oberen Echinodermenbreccie (7 und 8). Der ganze etwa 25 m mächtige Komplex dieser Echinodermenbreccie ist vollständig analog der früheren ausgebildet, überall fossilarm oder fossilleer.

Neues Interesse bietet erst wieder der oberste Teil des Profils bis zum Malm:

Über der obern Echinodermenbreccie fehlt hier der untere Eisenoolith oder Bifurkatenoolith von *Tobler*, der schon im Brusttal ein undeutliches Auftreten zeigte, vollständig; über der Echinodermenbreccie stellen sich gleich die oberen Schiefer, die „Parkinsonischiefer“ ein (9), in einer Mächtigkeit von 10—15 m. Über diesen Schiefern folgt der 3 m mächtige, sehr eisenschüssige obere Eisenoolith (10). Er ist sehr fossilreich und enthält vor allem zahlreiche Belemniten und Ammoniten. Die einzelnen bald mehr grün, bald mehr violett gefärbten Bänke sind durch feine Tonlagen getrennt und zeigen infolge davon deutliche Schichtung. Dieser Oolith wird nun hier konkordant aber scharf begrenzt überlagert von

11. einer 60—70 cm mächtigen schieferigen, aussen gelblich grauen, innen schwarzen, sehr charakteristischen Kalkbank. Diese Bank ist schon von *Alb. Heim*, *Ulr. Stutz* und *A. Tobler* erwähnt worden und lieferte zahlreiche Fossilien des Oxfordien. Wiederum scharf begrenzt lagert sich auf diese Schicht

12. der Schiltkalk, unten etwas gelblich mit weniger Flecken, oben stark fleckig, in einer Mächtigkeit von einem Meter. Über dem Schiltkalk folgen 13. die untern Malmschiefer.

In dem Profil des Ribibodens stellt sich also ein Schichtglied — das *Oxfordien* — ein, welches den andern Profilen fehlt, und zwar war es nicht möglich, weder zwischen Schiltkalk und Oxford noch zwischen Oxford und Eisenoolith eine unebene Erosionsfläche festzustellen, wie wir sie z. B. zwischen Eisenoolith und Schiltkalk im Brusttal finden. Die Sedimentation scheint also hier ununterbrochen vom unteren Dogger bis in den Malm vor sich gegangen zu sein.

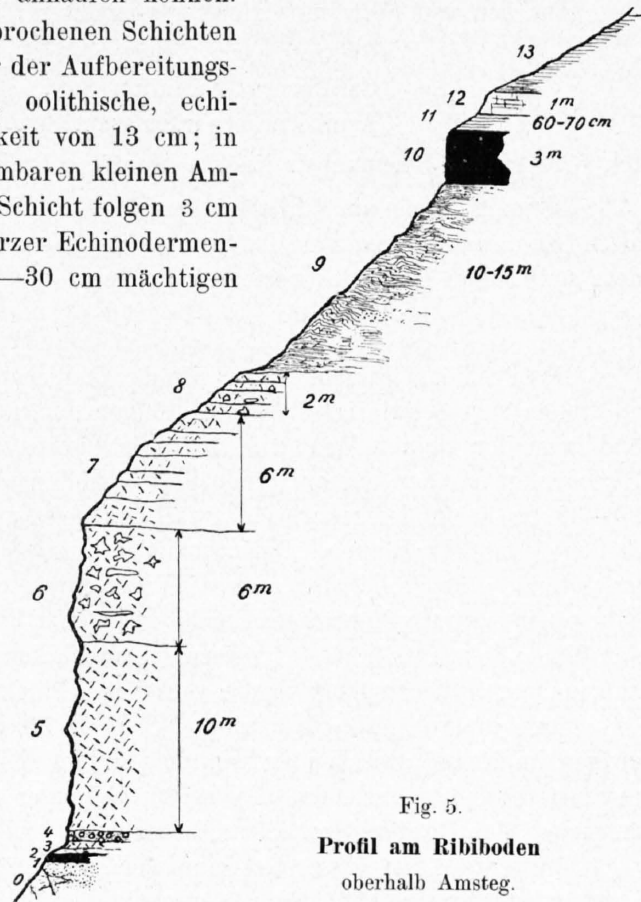


Fig. 5.  
Profil am Ribiboden  
oberhalb Amsteg.



Aus dem obern Eisenoolith des Ribibodens habe ich folgende Fossilien aufzuweisen:

Cosmoceras Divense Rollier,  
Reineckia anceps Reinecke,  
Perisphinctes cfr. Balinensis Neumayr,  
Belemnopsis semihastata (Belemnites), Ducrot de Blainv.

Aus den von *Stutz* im Oxford gesammelten Fossilien erwähnen wir nach *Tobler*:

Pleurotomaria Cypraea Orb.,  
Cardioceras cordatum Sow.,  
Aspidoceras perarmatum Sow.

Ich füge hinzu: *Belemnopsis hastata* Montf., sehr häufig.

Diejenige Stelle am Ribiboden, an der *Stutz* Fossilien gesammelt hatte, konnte mir von einem alten Senn, welcher *Stutz* als Träger begleitete, genau bezeichnet werden. Die Stelle deckt sich mit dem südlichsten Ende des normalen Doggers.

\* \* \*

Das Profil am Ribiboden vertritt das südlichste Auftreten des Doggers im Reusstal. Von hier an stellen sich Schwierigkeiten ein. Folgen wir nämlich dem Kontakt von Gneiss und Malm am Südhang der kleinen Windgälle über die Rückenegg am „blauen Stein“ vorbei nach den untern Eisengruben an der kleinen Windgälle, so treffen wir hier überall den Dogger nur noch in Spuren. 20—30 cm Echinodermenbreccie zwischen Gneiss und Malm ist alles, was wir an einigen wenigen Stellen feststellen können. Dazu kommt, dass der in der Verlängerung dieses schmalen Bandes auftretende Dogger bei den unteren Eisengruben unübersichtlich aufgeschlossen und für die Aufnahme eines stratigraphischen Profils ungeeignet ist. Damit fällt auch die Möglichkeit dahin, in der Windgällengegend, in der normalen autochthonen Bedeckung des Gneisses ein derartiges Profil aufzunehmen. Wir müssen in die verkehrte Schichtfolge der Windgällenfalte hinaufgreifen.

Statt die von *Alb. Heim* und *C. Schmidt* öfters erwähnte Doggerstelle bei den obern Eisengruben im Kessel zwischen grosser und kleiner Windgälle näher zu beschreiben, muss ich mich, ungünstiger Schneeverhältnisse<sup>1)</sup> wegen, begnügen ein Profil hervorzuheben, welches in der Verlängerung des Doggers der obern Eisengruben am Ende des Stäfelgletschers aufgeschlossen ist.

Diese Stelle am äussersten Saum der heutigen Moränen des Stäfelgletschers ist noch nirgends beschrieben worden, soll aber, da sie von der jetzigen Windgällenklubbütte leicht in  $\frac{3}{4}$  Stunden zu erreichen und weithin sichtbar ist, zudem am normalen Aufstieg zur grossen Windgälle und zum oberen Furggeli liegt, mit besonderm Wert belegt werden.

#### e) Profil am Stäfelgletscher<sup>2)</sup>. (Fig. 6.)

0. Auf den gestreckten, grünlich weissen felsitischen Windgällenporphyr folgt in verkehrter Lagerung von oben nach unten:

1. 0—8 cm poröser Sandstein, limonitisch, daher von gelber Farbe. Mit Quarzkörnern und kleinen Geröllen zum Teil von Porphyr.

2. 0—7 cm tonige Schliere. Stark gewunden, mit kleinen Geröllen.

3. Abermals wie 1. Poröser, gelb angewitterter Sandstein, ebenfalls zahlreiche herausgewitterte Gerölle zum Teil von Porphyr enthaltend.

4. 0—27—44 cm mächtige Bank aus grober spätiger Echinodermenbreccie, mit vielen kleinen Splittern von Rötidolomit, welche 0,5 cm Grösse erreichen können, vollgespickt von Geröllen. Die Gerölle besitzen einen Durchmesser von durchschnittlich 0—4 cm, sind deutlich gerollt, treten

<sup>1)</sup> Ich hoffe, dieses Profil später nachtragen zu können.

<sup>2)</sup> Profile mit ähnlichen Verhältnissen habe ich schon 1909 am Fusse des Pucher und der Alpnoverstöcke auf finden können.

auf der angewitterten Fläche aus der Echinodermenbreccie heraus und zeigen eine poröse, verwitterte Oberfläche. Unter ihnen kann man vorwiegend dichte Porphyrgerölle feststellen, doch sind die Gesteinsarten der Gerölle nicht immer leicht zu erkennen. Die Echinodermenbreccie ist grob, massig, innen schwarz, aussen grau.

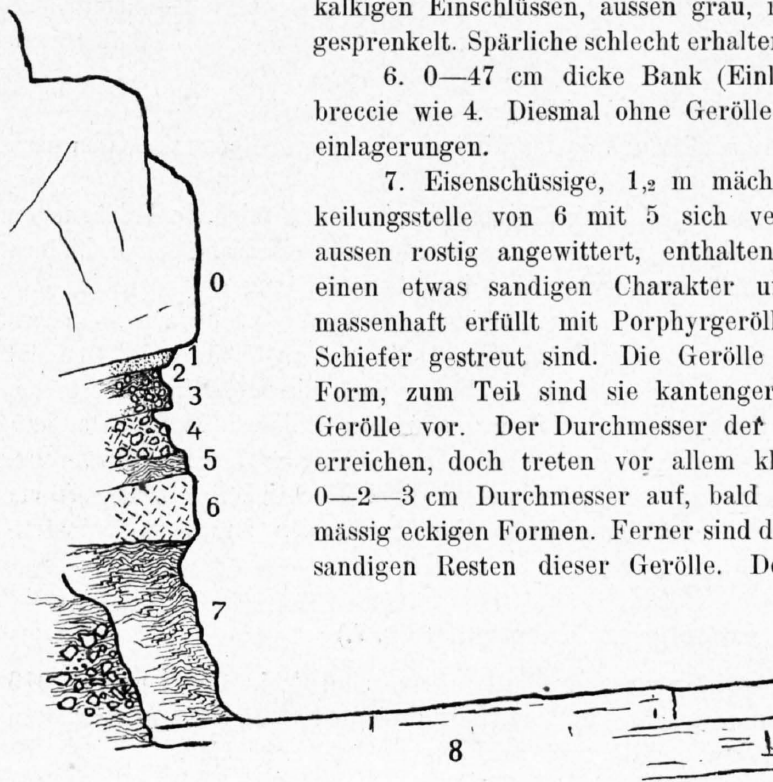


Fig. 6. Profil am Stäfelgletscher.

5. Sandige, etwas eisenschüssige Tonschieferbank mit schwarzen kalkigen Einschlüssen, aussen grau, in frischem Bruch schwarz und weiss gesprenkelt. Spärliche schlecht erhaltene Fossilien, z. B. Crinoidenstielglieder.

6. 0—47 cm dicke Bank (Einlagerung) von grober Echinodermenbreccie wie 4. Diesmal ohne Gerölle, aber ebenfalls mit eckigen Dolomit-einlagerungen.

7. Eisenschüssige, 1,2 m mächtige Tonschieferbank. An der Auskeilungsstelle von 6 mit 5 sich vereinigend. Innen schwarz glänzend, aussen rostig angewittert, enthalten diese Schiefer Quarzlinzen, zeigen einen etwas sandigen Charakter und sind ausserdem an einer Stelle massenhaft erfüllt mit Porphyrgeröllen, welche fladenweise in diese Schiefer gestreut sind. Die Gerölle besitzen zum Teil noch eine eckige Form, zum Teil sind sie kantengerundet, doch herrschen die kantigen Gerölle vor. Der Durchmesser der Gerölle kann an dieser Stelle 20 cm erreichen, doch treten vor allem kleinere Gerölle und Bruchstücke mit 0—2—3 cm Durchmesser auf, bald in länglichen, bald in mehr unregelmässig eckigen Formen. Ferner sind die Tonschiefer erfüllt von den kleinsten sandigen Resten dieser Gerölle. Der Schiefer erhält durch diese Ein-

lagerungen ein massiges, fest gefügtes Gepräge und spielt in bezug auf die Gerölle die Grundmasse, in welche dieselben eingebettet sind. Unter den Geröllen kann man nun zweifelsohne Porphyre erkennen, die Quarz- und Feldspat-Augen besitzen, daneben treten

jedoch wieder die dichten grünen Porphyarten auf. Die Gerölle sind meist etwas braungelb angewittert, weshalb ihr Ursprung nicht immer leicht zu erkennen ist.

Die Bank von Tonschiefern tritt an mehreren Stellen direkt mit dem Porphyr in Kontakt, doch liegt stets zwischen Porphyr und Schiefer wenigstens noch eine trennende Schicht von 2—10 cm porösem, gelbem Sandstein! (wie 1 und 3), auch kann die Tonschieferbank zeitweilig völlig auskeilen.

8. Die Tonschieferschicht wird unterlagert und scharf abgegrenzt durch einen zirka 6 m mächtigen Komplex einer bankigen, grauschwarzen Echinodermenbreccie ohne Fossilien.

9. Nach diesen 6 m stellt sich jedoch die schon von früher her bekannte, hier etwa 50 cm mächtige Fossilbank ein, mit den unbestimmbaren rostigen, verkieselten Gastropoden- und Korallenresten. Unter dieser folgt

10. zirka 4 m mächtig, braun angewittert, der oberste Teil der Echinodermenbreccie, hier nun erfüllt mit Kieselknollen, die infolge Reduktion an ihrer Oberfläche weiss erscheinen. An dieser Stelle ist die Schicht fossilleer. Im „obern Furggeli“ dagegen zeigt diese Schicht dieselbe Ausbildung wie im Brusttal und enthält zahlreiche Pecten und andere Fossiltrümmer. Auf Grund dieser Analogie kann kein Zweifel herrschen, dass dieser oberste Teil der Echinodermenbreccie hier, mit dem obersten Teil der Echinodermenbreccie im Reusstal, identisch ist.

11. und 12. Die Echinodermenbreccie wird scheinbar direkt unterlagert von dem 4 m mächtigen Eisenoolith, und lange war für mich die Frage ungelöst, was aus den obren Schiefen des Reusstals, den Parkinsonschiefern, würde. Da liessen sich an einigen Stellen am Stäfelgletscher diese Schiefer noch in einer Mächtigkeit von 8 cm auffinden, in derselben petrographischen Ausbildung wie am Ribiboden. Die Parkinsonschiefer keilen also nach Osten aus.



Schon *Alb. Heim* hat die Gleichmässigkeit im Auftreten des obern Eisenooliths hervorgehoben und betont. Der Eisenoolith setzt sich hier zusammen aus einer 80 cm mächtigen, braunroten, oolithischen Kalkbank, mit herausgewitterten dunkeln Oolithkörnern, aus einer violett gefärbten, 1,2—1,3 m mächtigen stark eisenschüssigen Bank<sup>1)</sup> und aus einer obern 2 m mächtigen braunen, wiederum etwas eisenärmern Bank, die ebenfalls stark oolithisch ist. Fossilfunde aus dem obern Furggeli haben nun ergeben, dass dieser Eisenoolith identisch ist mit dem obern Eisenoolith des Reusstals. Es ist also ausgeschlossen, dass die oberen Schiefer des Reusstals zum Teil in diesen Eisenoolith übergehen.

Das Profil am Stäfelgletscher lehrt uns zwei wichtige Veränderungen im Dogger:

1. Das Bathonien (der untere Eisenoolith und die Parkinsonischiefer) des Reusstals keilen nach Osten aus.

2. Die Veränderungen an der Basis der Echinodermenbreccie lassen folgende Erklärungen zu: Die relictischen Echinodermenkalkbänke in den hier noch wenig eisensandigen Schiefern lassen vermuten, dass die untere Echinodermenbreccie des Reusstals gegen Osten in den Eisensandstein übergeht. Nun aber lassen sich solche Echinodermenbänke auch in den untern Schiefern, z. B. östlich von Innertkirchen, auffinden. Da ferner die untern Schiefer im Reusstal auch jünger sein könnten, als *A. Tobler* angenommen, so bleibt auch die Möglichkeit bestehen, dass die spärlich eisensandigen Schiefer am Stäfelgletscher den untern Schiefern im Reusstal entsprechen. Sowohl Echinodermenbreccie wie Schiefer enthalten am Stäfelgletscher Porphyrgerölle.

Auch am Stäfelgletscher lassen sich die Oxfordschichten in einer Mächtigkeit von 60—70 cm nachweisen, doch sind diese übersichtlicher im oberen Furggeli aufgeschlossen, zu dessen Schichtenbau wir gleich übergehen wollen.

#### **f) Profil am oberen Furggeli. (Fig. 7.)**

Das Profil am oberen Furggeli ist nie, oder nur ganz selten, schneefrei. Der Sommer 1910 war zu dessen Aufnahme besonders ungeeignet. Man muss mir deshalb allfällige Ungenauigkeiten verzeihen. Die wichtigen Horizonte liegen jedoch auch von diesem Aufschluss klar.

1. Auf den massig struierten Prophy (P) folgt in senkrecht gestellter Lage durch unscharfen Übergang verbunden, eine zirka 4 m mächtige konglomeratische, lose verkittete Schicht von Porphyrgeröllen. Diese Schicht ist aufgebaut aus wechselnd grobkörnigen und feinkörnigen, sandigen, geschichteten Partien, in welchen auch die sandigen Teile nur ganz lose verkittet sind und in der Topographie zurücktreten. Die einzelnen Geröllschichten besitzen eine Mächtigkeit von 1,5 m, die feinsandigen Schichten sind weniger mächtig als die konglomeratischen. Die Gerölle, die diese Schicht aufbauen, sind deutlich erkennbare Porphyrgerölle, und zwar herrscht der massige Typus des Porphyrs, wie er eben hier ansteht, vor. Es ist dies der hellfarbene Windgällenporphyr mit Einsprenglingen von Quarz und Feldspat. Auch die rote Porphyrvarietät habe ich, jedoch bedeutend seltener, als Gerölle in dem Konglomerat gefunden. Die groben Gerölle besitzen einen durchschnittlichen Durchmesser von 1—5, selten bis 8 cm. Sie sind kantenabgestumpft und kantengerundet. Die höheren Lagen der Geröllschicht sind feiner, sandiger, die stratigraphisch oberste Schicht besitzt ein knollig schieferig, brecciöses Aussehen. Scharf abgetrennt und überlagert folgt

2. die Echinodermenbreccie. Sie ist homogen, massig, grobkörnig, 6 m mächtig, innen grau-schwarz, aussen hellgrau und ohne Fossilien. Sie wird überlagert von

3. einer obern Echinodermenbreccie, welche hier zahlreiche Pecten und andere Muschel-fragmente enthält, in den stratigraphisch obersten Schichten dünnbankig wird und vollständig der Ausbildung des Korallenhorizontes im Brusttal gleicht. Sie ist 6—7 m mächtig und grenzt

4. an ein 6—7 m breites Schneeband, welches nach dem oberen Teile des Furggeli hin auskeilt und wahrscheinlich die in ihrer Mächtigkeit reduzierten obern Schiefer des Bathonien verdeckt.

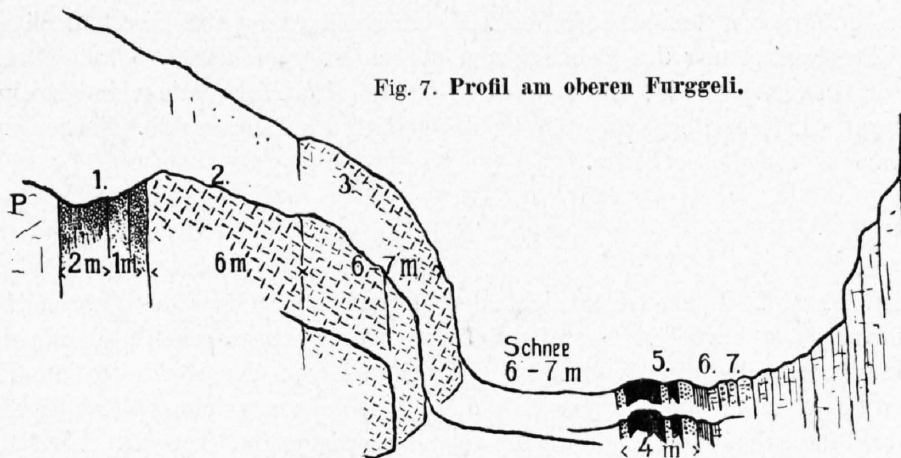
Die Konglomeratschicht des Profils kann nur das Äquivalent der im vorigen Profil erwähnten eisensandigen Schiefer mit Geröllen sein. Glätten wir die Windgällenfalte aus, so erkennen wir,

<sup>1)</sup> Diese Bank ist in den obern und untern Eisengruben an der kleinen Windgälle auf Eisen ausgebeutet worden.



dass das obere Furggeli den südlichsten Teil des Doggers in der Windgällengegend darstellt. Das Basiskonglomerat muss die südliche Uferfacies der eisensandigen Schiefer sein.

Fig. 7. Profil am oberen Furggeli.



5. An das Schneeband grenzt der Eisenoolith in einer Mächtigkeit von 4 m. Er baut sich wieder aus drei Hauptteilen auf, einem mittleren eisenschüssigen, violett gefärbten und einem obern und untern mehr braun gefärbten Teil. Dieser Eisenoolith lieferte folgende Fossilien:

*Perisphinctes funatus* Opp.

*Perisphinctes Moori* Opp. = *P. sub-Backeriae* d'Orb. (Ammonites.)

*Belemnopsis bessina* d'Orb. (Belemnites.)

*Terebratula* cfr. *Buckmanni* Jav.

Diese Fauna wird durch frühere Funde an den oberen Eisengruben, welche von *Tobler* (pag. 100) erwähnt werden, wie folgt ergänzt:

*Stephanoceras coronoideus* Qu.

*Stephanoceras anceps ornati* Qu.

*Reineckia Rehmanni* Opp.

*Reineckia Fraasi* Opp.

*Perisphinctes Orion* Opp.

*Perisphinctes sulciferus* Opp.

*Perisphinctes funatus* Opp.

*Perisphinctes curvicosta* Opp.

6. Über dem Eisenoolith liegt nun auch hier wie am Ribiboden das Oxfordien, und zwar in Form einer 30 cm mächtigen gelb angewitterten mergligen, grauschwarzen Kalkbank, wie wir sie vom Ribiboden her kennen, und als 30 cm mächtige schwarze, plattige, kalkige Oxfordschiefer. Dieser Horizont in seiner Gesamtmächtigkeit von 60 cm wie am Ribiboden, ist sehr charakteristisch ausgebildet und lieferte zahlreiche Fossilien, die vorwiegend aus der gelben Kalkbank herrühren:

*Peltoceras Constanti* d'Orb. (= *P. inconstans* Uhlig oder *P. nodopetens*? Uhlig Cordatuszone) in einem fast nicht deformierten 40 cm im Durchmesser messenden Exemplar, welches den ersten Fund dieses Fossils in den Schweizeralpen darstellt.

*Perisphinctes promiscuus* Bukowsky ebenfalls gut erhalten.

*Perisphinctes spec.* (aus der *Plicatilis*gruppe von Sow).

*Perisphinctes* cfr. *Girardoti* de Loriol.

*Belemnopsis hastata* Montf. sehr häufig, sowohl in den Schiefern, wie in der Kalkbank.

*Tobler* erwähnt aus dem Oxford der Windgällenfalte:

*Perisphinctes convolutus impressae* Qu.

*Perisphinctes plicatilis* Sow.

*Perisphinctes triplicatus albus* Qu.

*Peltoceras* cfr. *arduennense* d'Orb.

*Hecticoceras hecticum nodosum* Qu.

*Pentacrinus pentagonalis* Gdf.

Diese Fauna ergänzt die Fauna des Ribibodens aufs Schönste.

7. Das Oxford wird überlagert von typischem geflecktem Schiltkalk, auf dessen nähere Ausbildung wir noch beim Malm zu sprechen kommen werden.

Eine sehr ähnliche Schichtfolge, wie wir sie am oberen Furggeli getroffen, tritt auch im Einschnitt zwischen Rothorn und Schwarzhorn oberhalb den Eisengruben auf. Sie stellt hier im Rothornsattel die westliche Fortsetzung des Doggers vom oberen Furggeli dar.

Von dieser Doggerstelle im Rothornsattel bildete *Alb. Heim* schon im Mechanismus der Gebirgsbildung gut erhaltene Porphyrygerölle im Eisenoolith des Calloviens ab. Ferner erwähnt *Heim* *Rhynchonella varians* von dieser Stelle.

---

Vom oberen Furggeli kommend streicht der Dogger am Südfuss des Gwasmet, des Pucher und der Alpnoverstöcke vorbei stets steilgestellt nach dem Alpnover Älpeli, um dort in einer prachtvollen Umbiegung, die sich besonders eindrucksvoll von der Klubhütte am Hüfigletscher darstellt, in den Schwärzifad einzulenken. Mit dieser Umbiegung zeichnet der Dogger das östliche Ausstreichen der Windgällenfalte, die auf der gegenüberliegenden Talseite unterhalb der Hüfklubhütte in den Berg hineinsticht. Infolge schiefen Ausschnittes der auskeilenden Windgällenfalte durch das Maderanertal entsteht folgende Schnittfigur: Der Dogger steigt am Ende des Hüfigletschers ins Tal hinunter und erklettert in zahlreichen kleinen Fältelungen vom heutigen Abbruch des Hüfigletschers aus die linke Talseite. Oberhalb der Hüfklubhütte bildet er wieder die normale schwach gefaltete Bedeckung des kristallinen Grundgebirges.

Auf dieser Wanderung in der Streichrichtung des Doggers gegen Osten bemerken wir eine stete Zunahme in der Mächtigkeit der einzelnen Doggerschichten mit der Ausnahme, dass dieselben an einzelnen Stellen, wie z. B. am Schwärzifad, tektonisch reduziert sein können.

*Alb. Heim* unterscheidet im Mechanismus Atlas Tafel V am Schwärzifad im Dogger bereits Tonschiefer, Eisensandstein, Echinodermenbreccie und Eisenoolith, doch möchte ich hervorheben, dass eine eigentliche Trennung in Eisensandstein und Opalinusschiefer erst an der Klubhütte beim Hüfigletscher möglich ist. Ehe wir zu diesem Profil übergehen, wollen wir den Dogger am Ende des Hüfigletschers betrachten, da derselbe erst frisch vom Gletscher verlassen worden und sehr deutlich entblösst ist.

### g) Profil am Hüfigletscher. (Fig. 8.)

O. Die Aufbereitungsschicht wird hier zum grössten Teil vertreten durch einen feinkörnigen, infolge ockeriger Einsprengungen rötlichbraun gefärbten, sericitischen, stark gepressten Arkosegneis, seltener durch einen gröbern, glimmerarmen, quarzitischen, grauweissen Gneis. Beide Arten greifen ineinander über. Die Arkoseschicht ist besonders am ersten Felskopf der linken aufsteigenden Talseite gut aufgeschlossen und sticht hier, durch ihre bräunliche Farbe leicht kenntlich, von den frisch geschliffenen Amphiboliten ab, welche in umgekehrter Schichtlage scharf begrenzt auf der Arkose liegen.

Der Arkosegneis setzt sich zum grössten Teil zusammen aus feinen Quarzkörnern mit glimmerigen Zwischenlagen, in welchen auch Augen von grösseren Quarzgeröllen auftreten können. An der eben bezeichneten Stelle zeichnet sich dieser Gneis ferner aus durch Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern und durch den Einschluss eines Amphibolitblockes.

Am Hüfibach, längs welchem wir unser unteres Profil aufgenommen, ist der Arkosegneis nur 3 m aufgeschlossen; über ihm folgt:

1. Eine Arkoseschicht mit limonitischen gelben, kalkigen Einlagerungen wechsellagernd. Arkoselinsen und Lagen zwischen kalkig tonigen Schichten.

2. Eine gelbangewitterte härtere Bank von grauem, schieferigem, sandigem Kalk, mit schlecht erhaltenen Belemniten und Crinoidenstielgliedern. Einsprengungen von Arkose.

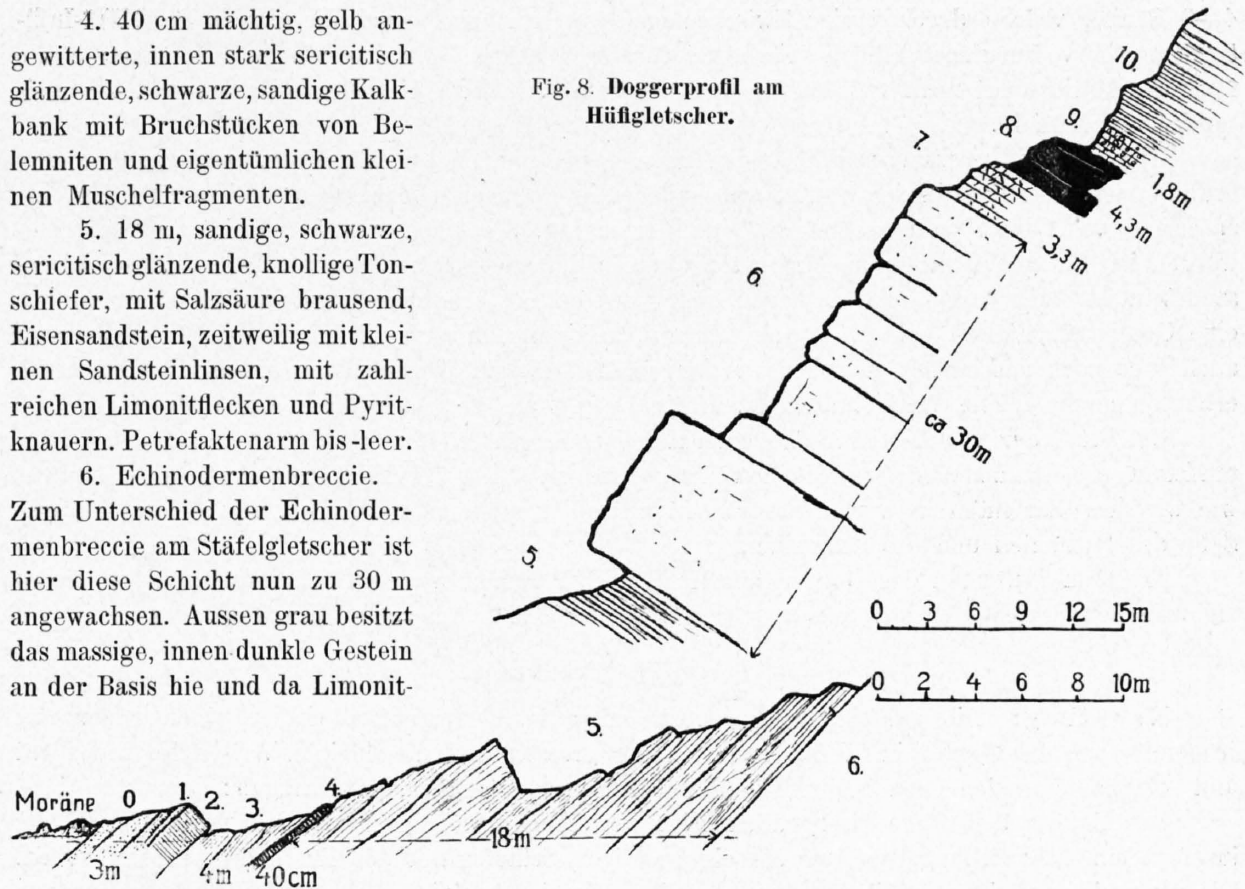
3. 4 m wie 5.

4. 40 cm mächtig, gelb angewitterte, innen stark sericitisch glänzende, schwarze, sandige Kalkbank mit Bruchstücken von Belemniten und eigentümlichen kleinen Muschelfragmenten.

5. 18 m, sandige, schwarze, sericitischglänzende, knollige Tonschiefer, mit Salzsäure brausend, Eisensandstein, zeitweilig mit kleinen Sandsteinlinsen, mit zahlreichen Limonitflecken und Pyritknauern. Petrefaktenarm bis-leer.

6. Echinodermenbreccie. Zum Unterschied der Echinodermenbreccie am Stäfelgletscher ist hier diese Schicht nun zu 30 m angewachsen. Aussen grau besitzt das massige, innen dunkle Gestein an der Basis hie und da Limonit-

Fig. 8. Doggerprofil am Hüfigletscher.



adern und -knollen, ist jedoch wie die frühere Echinodermenbreccie fossilleer.

7. Eine 3 bis 3,3 m mächtige Schicht von dünnbankiger feiner Echinodermenbreccie, welche zum Unterschied von der vorhergehenden gelblich anwittert und wiederum massenhaft Gastropoden und andere Fossilfragmente enthält. Wir erkennen in dieser Bank auch hier den Korallenhorizont, welcher das Bajocien nach oben abschliesst. Vergeblich suchen wir die obere Schiefer des Bathonien; über dem Korallenhorizont folgt sogleich

8. in einer Mächtigkeit von 4,3 m der Callovieneisenoolith, gebankt, mit zwei stark violett gefärbten Eisenoolithschichten in den obersten 1,5 m, welche eine durchschnittliche Mächtigkeit von 30—40 cm besitzen und deren Eisenroten zu Linsen ausgequetscht sind. Überall steckt der Oolith voll von Belemniten (*Belemnopsis semihastata* Blainv.). In einer unebenen Erosionsfläche liegt direkt über dem Eisenoolith

9. der Schiltkalk in einer Mächtigkeit von 1,8 m, zahnförmig in den Oolith eingreifend. Über ihm folgen

10. die untern Malmschiefer mit Quarzadern an ihrer Basis.

Das Profil zeigt uns, dass hier eine eigentliche Entwicklung der Opalinusschiefer noch fehlt. Die sandigen Tonschiefer des Stäfelgletschers mit den Einlagerungen von groben Echinodermenbänken sind nun hier vollständig als eisensandige Tonschiefer entwickelt. Bathonien und Oxfordien fehlen hier im Osten vollständig. Statt dem Oxfordien finden wir wiederum eine deutliche Erosionsgrenze zwischen Oolith und Schiltkalk, wie z. B. im Brusttal bei Erstfeld.

#### h) Der Dogger bei der Klubhütte am Hüfigletscher.

0. Als Liegendes der mesozoischen Sedimente finden wir zum Teil einen gestreckten Porphyry, zum Teil einen chloritisierten Biotitgneis, über welchem wiederum scharf begrenzt eine graugelbe, zirka 8—10 m mächtige deutlich gebankte Aufbereitungsschicht folgt. Die Grobbankigkeit (zirka



4—9 Bänke, welche durch tonige Zwischenlagen getrennt sind) und die durch  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -Infiltrationen hervorgerufene gelbliche Farbe ist für diese Arkose charakteristisch. An dieser Stelle fehlt der Rötidosomit noch vollständig, doch erwähnt *C. Schmidt* eine dünne Bank von Rötidosomit südlich der Hüfialp.

Über der Aufbereitungsschicht folgen zirka 4 bis mehr Meter mächtig schwarze, glänzende, etwas sericitische Tonschiefer, erfüllt von milchweissen Quarzzwischenlagen. Diese Schiefer entsprechen wohl den Opalinusschiefern, eine Vermutung, die schon von *C. Schmidt* ausgesprochen worden ist. Sie gehen in ihrem Hangenden über in den eigentlichen Eisensandstein. Dieser Eisensandstein ist stark rostig gefärbt, porös knollig und enthält schwarze Kieseleinschlüsse. Er besitzt eine Gesamtmächtigkeit von 20—30 m. Härtere, kalkige, glimmerige Eisensandsteinbänke wechseln auch hier noch mit mehr tonreichen Partien ab. Auf diesem Eisensandstein ist die Hüfklubhütte erbaut, und die kleine Wand hinter der Hütte besteht aus diesem Gestein.

Der Pfad, der von der Klubhütte zum Hüfigletscher führt, überschreitet nun nach dem Eisensandstein die Echinodermenbreccie, den Eisenoolith und den Schiltkalk in derselben Ausbildung wie wir diese Schichten im vorher besprochenen Profil kennen gelernt haben. Auch hier fehlt jede Spur des Bathonien und des Oxfordien.

Mit dem Auftreten des Dogger am Hüfigletscher haben wir das östlichste Auftreten dieses mesozoischen Schichtgliedes in unserem Untersuchungsgebiete überhaupt erwähnt.

\* \* \*

Nachtrag: Die günstigen Schneeeverhältnisse im Sommer 1911 haben einen unerwartet frühen Besuch des Dogger im Kessel zwischen der grossen und der kleinen Windgälle ermöglicht und erlauben nun den eben besprochenen Profilen noch folgendes hinzuzufügen:

Der Dogger der obern Eisengruben zeigt, verglichen mit dem Dogger am Stäfelgletscher, nur insofern eine Abweichung, als hier die eisensandigen Schiefer mit der Echinodermenbank fehlen. Die von weissangewitterten Kieselknauern erfüllte „Korallenbank“, welche die Echinodermenbreccie des Bajocien nach oben abschliesst, wird in umgekehrter Schichtfolge direkt unterlagert vom Callovien-Eisenoolith. Zahlreiche Blöcke der Bajocien-Echinodermenbreccie in der Moräne südlich der Eisengruben erwiesen sich als erfüllt von gut gerollten, bis zu 25 cm in der Länge messenden, massigen Porphyrgeröllen.

Der Eisenoolith der obern Eisengruben zeigt dieselben Horizonte wie am Stäfelgletscher und zeichnet sich in den stark eisenschüssigen Partien durch seinen Magnetitgehalt aus. Es darf hier wohl erwähnt werden, dass eine der ersten Beschreibungen von Ummineralisation eines Gesteins durch einseitig gerichteten Druck in unsern Schweizeralpen (Umwandlung der Hämatitoolithe in Magnetit) von dieser Stelle herrührt.

*Alb. Heim* und *C. Schmidt* erwähnen das Auftreten von carbonischen Schiefern bei den obern Eisengruben. Diese Schiefer sind nur in einem kleinen tektonisch mitgerissenen Fetzen hier erhalten und grenzen längs eines anormalen Kontaktes an den Schiltkalk an, indem der Dogger, an derjenigen Stelle, wo das Carbon auftritt, mechanisch ausgewalzt ist. Die carbonischen Gesteine haben folgendes Aussehen:

Am Kontakt mit dem Schiltkalk treten schwarze, gut geschieferte, braun angewitterte mehr oder weniger sandige, glänzende Tonschiefer auf. Diese Schiefer wechsellagern sehr rasch mit einem rauh angewitterten, stark geschieferten, etwas porösen Porphyrtuff, der erfüllt ist von kleinerem und grösserem, selten über 1 cm messenden eckigen Porphyrstücken und feinen zerriebenen Teilen von Porphyrschubstanz. Auch im Porphyrtuff treten Lagen und Linsen von schwarzen Tonschiefern auf, und je nach dem Gehalt an schwarzen Schiefern und feinem Porphyrsand oder nach dem Auftreten von groben Porphyrbrocken wechselt Farbe und Korn dieser Gesteinsmasse. Die Mächtigkeit der Carbonlinse beträgt zirka 15—20 m.

Dieselben carbonischen Gesteine treten nun bestimmt, wie an den Eisengruben auch am untern Furggeli auf (siehe Tafel I, Fig. 1). Auch hier lässt sich das fingerförmige Ineinandergreifen von schwarzen Schiefern und Porphyrtuffen feststellen.

Da diese Gesteine auch auf der Südseite des Maderanertales am Tscharren, der Wurzelregion des Windgällenporphyrs, zu finden sind und hier ihres ausgedehnten und mannigfaltigen Auftretens wegen eine sichere Erklärung der Entstehung zulassen, so sei an dieser Stelle statt weiterer Ausführungen nur kurz auf das Nachtragskapitel „Carbon und Porphyry im Maderanertal“ hingewiesen.

### Zusammenfassung über den Dogger. (Fig. 9.)

Der Dogger des Windgällengebietes zeigt zwei Faciesarten, eine nordwestliche und eine südöstliche. Die Parallelisation dieser beiden Faciesarten ist sehr wahrscheinlich wie folgt durchzuführen:

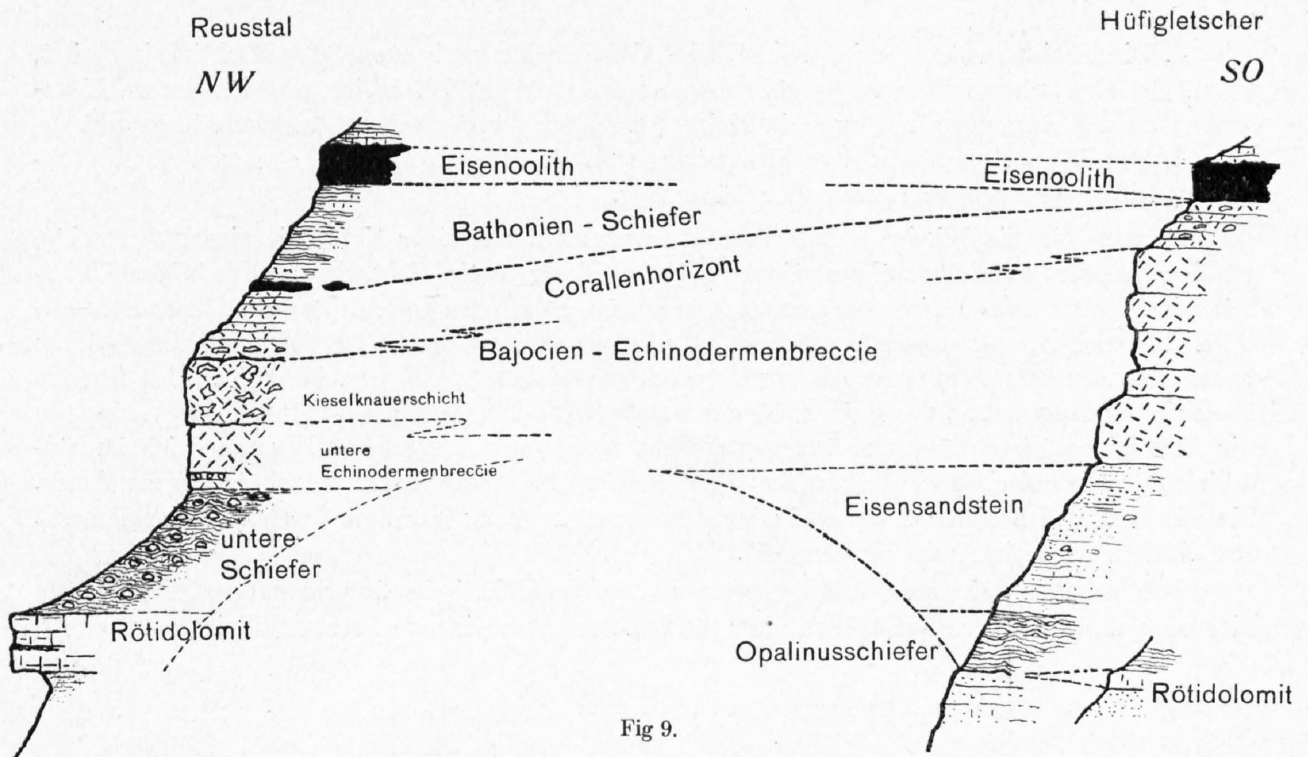


Fig 9.

1. Die im Evital (Reusstal) ausgehenden untern Schiefer entsprechen möglicherweise dem Eisensandstein am Hüfigletscher. Sollte sich aber an Fundstellen westlich vom Reusstal die Annahme von *Tobler* bestätigen, und die untere Echinodermenbreccie mit der Oolithenbank wirklich den Murchisonäeschichten entsprechen, so wäre die untere Echinodermenbreccie des Reusstales dem oberen Teile des Eisensandsteins am Hüfigletscher gleichzustellen. Im Reusstal liess sich die Frage nach dem Alter der untern Echinodermenbreccie nicht mit Sicherheit entscheiden. Unter dem Eisensandstein stellen sich am Hüfigletscher schwarze Tonschiefer ein, die wohl als Opalinusschiefer anzusprechen sind.

2. Die Dreiteilung der Echinodermenbreccie im Reusstal in eine untere Echinodermenbreccie, eine Kieselknauerschicht und eine obere Echinodermenbreccie geht nach Osten verloren. Nur die Korallenbankeinlagerungen im obersten Teil der Echinodermenbreccie treten in beiden Faciesarten auf und lassen eine sichere Parallelisation der beiden obersten Teile der Echinodermenbreccien zu.

3. Die obern Schiefer (Bathonienschiefer) des Reusstals keilen nach Osten vollständig aus.

4. Der Eisenoolith des Callovien ist als stets konstant und gleichmässig auftretendes Schichtglied in beiden Faciesbezirken im Reusstal, wie an der Windgälle, zu finden.

Das Auskeilen des Rötidolomits und der untern Schiefer im Reusstal, ferner das Auftreten der eisenschüssigen oolithischen Breccie an der Basis der Echinodermenkalke kennzeichnen bereits im Reusstal deutlich den Einfluss des Aarmassivrückens auf die mesozoische Sedimentation.

Dieselbe Einwirkung erkennen wir, wenn wir von Osten nach Westen das Gebiet der Windgälle durchschreiten:

1. Noch tritt östlich vom Düssistock am Gipfel des Piz Cambriales der Rötidolomit in beträchtlicher Mächtigkeit auf. Südlich der Hüfialp keilt diese Schicht nach *C. Schmidt* aus, und bei der heutigen Hüfiklubhütte finden wir keinen Rötidolomit mehr.

2. Bei der Hüfiklubhütte finden wir noch unter dem Eisensandstein einen Komplex schwarzer Tonschiefer, welche nach Osten ebenfalls auskeilen.

3. Der Eisensandstein nimmt nach Osten an Mächtigkeit immer mehr ab und keilt endlich östlich vom Stäfelgletscher vollständig aus. Bei den obern Eisengruben ist diese Schicht nicht mehr zu finden.

4. Die Echinodermenbreccie, welche beim Hüfigletscher noch etwa 30 m Mächtigkeit besitzt, ist am Stäfelgletscher noch etwa 6—8 m mächtig und tritt endlich östlich von den untern Eisengruben an der Rückenegg nur noch in kleinen, wohl noch tektonisch reduzierten Linsen auf.

5. Der Eisenoolith besitzt vom Hüfigletscher bis zu den Eisengruben eine konstante Mächtigkeit, fehlt aber auch im Gebiete der Rückenegg.

Glätten wir die Windgällenfalte aus und versuchen auf einer Karte die einzelnen Punkte, von denen unsere Profile herrühren, einzutragen, so erkennen wir leicht, dass unsere beiden Faciesarten im Dogger zwei Faciesbecken entsprechen müssen, welche durch eine angenähert Südwest-Nordost streichende Grenzlinie (Anticlinale oder Rippe) getrennt sind. Die Annahme einer solchen trennenden Rippe erklärt auch das stark reduzierte Auftreten und teilweise Fehlen des Doggers an der Rückenegg und an der kleinen Windgälle. Die Windgällenfalte ausgeglättet gedacht erkennen wir ferner, dass die Gerölle und Bruchstücke von Porphyry im Dogger fast ausschliesslich im südöstlichen unserer Faciesbecken auftreten und hier von Nord nach Süd an Anzahl immer zunehmen. Die eisensandigen Schiefer bestehen in ihrer südlichsten Facies nur noch aus einem Konglomerat von Windgällenporphyry (oberes Furggeli).

Zum Schlusse sei noch vorweggenommen, dass das reliktsche Auftreten des Oxfordien am Ribiboden und am obern Furggeli an diese südwest-nordoststreichende Trennungslinie gebunden ist.

---

## Der Malm.

Um die Profile nicht zergliedern zu müssen, ist das Auftreten des Oxfordien und seiner Fossilien mit dem Dogger zusammen erwähnt worden. Ich kann mich deshalb hier kurz fassen.

## Das Oxfordien.

Die beiden Fossilfundstellen am Ribiboden und am obern Furggeli zeigen, dass das Oxfordien wahrscheinlich in seiner ganzen Entwicklung und nicht, wie man früher glaubte, nur teilweise vorhanden ist.

Die grossen Ammoniten belegen zur Genüge, dass diese Oxfordkalke nicht einer lokal begrenzten untiefen Ablagerung angehören, sondern als ein Erosionsrelikt aufzufassen sind. Wie schon erwähnt, tritt dieses Erosionsrelikt gerade im Bereiche der Trennungslinie auf, welche die beiden Faciesprovinzen des Doggers trennt. Wo im Reusstal und im Hintergrunde des Maderanertales der Schiltkalk direkt mit der unebenen Erosionsfläche des Eisenooliths zusammentritt, ist die Mächtigkeit des Ooliths unmerklich verschieden von der Mächtigkeit an denjenigen Stellen, wo der Eisenoolith von Oxford überlagert wird. Der Abtrag des Eisenooliths kann also nur ein ganz geringer gewesen sein.



### Der Schiltkalk und die untern Malmschiefer.

Im Reusstal tritt der Schiltkalk in seiner gewöhnlichen gelbgefleckten, charakteristischen Art auf, meistens Belemniten enthaltend und durchschnittlich bloss 0,5—1 m mächtig. Er wird überlagert von den dünnbankigen, plattigen, fossilieeren untern Malmschiefern (den Effingerschichten nach U. Stutz), die ungefähr 20—30 m mächtig sind und sehr oft milchweisse Quarz- und Calcitlinsen und -adern enthalten.

An der Windgälle nimmt auch der untere Malm eine andere und zwar eigenartige Facies an. So habe ich am Stäfelgletscher folgendes Profil aufgenommen. In umgekehrter Schichtlage folgen sich hier:

Oxfordien: 30 cm Schiefer.

30 cm gelbbraun angewitterter, innen schwarzer Kalk.

Schiltkalk: a) Eine 80—90 cm mächtige, gelbgefleckte, massige Kalkbank.

b) Zirka 1½ m gelbe und rote Kalkbank, erscheint durch graue Zwischenlagen gestreift, ist etwas rauh angewittert, zeichnet sich aber hauptsächlich durch intensiv rot angewitterte Streifen aus. In frischem Bruch erweist sich das Gestein als etwas sandig, von grauer Farbe und pyritreich. Dieser gelbe Kalk kann fingerförmig in den gefleckten Schiltkalk eingreifen.

c) Zirka 1 m mächtige wiederum gelbgefleckte Kalkbank, ähnlich a, geht aber in ihrem untern Teile wieder in einen braun angewitterten Kalk über.

d) Grauer, hier nur selten geschieferter unterer Malm mit zahlreichen stark gefalteten Calcitadern. Auch dieser untere Malm enthält zahlreiche karrig herauswitternde Kalkeinschlüsse, bald als einzelne Brocken, bald als ganze Bänke. Diese Einschlüsse bestehen zum Teil aus einem kieseligen Kalk, zum Teil aber sind es Dolomitbrocken von der Art des Rötidolomits mit derselben staubigen Verwitterungskruste. Solche, vor allem kleinere Dolomitbrocken lassen sich ausser im untern Malm hauptsächlich auch im obersten Malm im Korallenkalk auffinden und stammen hier wohl, wie die Dolomitbrocken im Dogger, vom Rötidolomit her.

Gelbe dolomitartige, bankige Einlagerungen im untern Malm habe ich ausser am Stäfelgletscher im untern und obern Furggeli und an den obern Eisengruben auffinden können. Hier oberhalb den obern Eisgruben nimmt die rötidolomitähnliche Bank die Mächtigkeit von zirka 10 m an. Dasselbe Gestein baut die roten Hörner zwischen grosser und kleiner Windgälle auf, und hier erreicht diese dolomitische Einlagerung sogar die Mächtigkeit von 30 Metern.

Wir müssen wohl auch diese Einlagerungen im untern Malm einer litoralen Facies am Nordrande des Aarmassivs zuschreiben.

### Der Hochgebirgskalk: Quintnerkalk, Korallenkalk, Zementsteinschichten und Öhrlikalk.

Wir werden im tektonischen Teile unserer Arbeit sehen, dass die Gebirgszüge zwischen Schächental und Maderanertal sich hauptsächlich aus folgenden tektonischen Einheiten aufbauen:

1. der autochthonen Bedeckung der nördlichen Gneisse des Aarmassivs und der Windgällenfalte;
2. der Hohen-Faulendecke;
3. der Griesstockdecke;
4. des Lochseitenkalkes.

In allen diesen Teilen spielt der Hochgebirgskalk eine wesentliche Rolle. Folgendes sei zusammenfassend über diese Bildung erwähnt:

1. *Der autochthone Hochgebirgskalk (Malm)* steigt bei Schattdorf als eine kleine etwa meterhohe Kalkmauer aus den Alluvionen heraus, wird aber schon beim Scheidnössli in seiner vollen

Mächtigkeit von mehreren hundert Metern sichtbar und türmt nun rasch die steilen gefalteten Kalkwände auf, die sich über dem kristallinen Rücken der nördlichen Gneisse erheben. Die normale Mächtigkeit des Hochgebirgskalkes mag im Reusstal zirka 300—500 m betragen. In der Hauptsache setzt er sich zusammen aus dem typischen, blauschwarzen, muscheligen brechenden Quintnerkalk, welcher auch die grosse Windgälle, einen Teil des Ruchen und die Alpnoverstöcke aufbaut. Fast überall aber werden diese schwarzen Kalke nach oben abgeschlossen durch einen Korallenkalk, der ebenfalls eine sehr beträchtliche Mächtigkeit erreichen kann. Dieser Korallenkalk ist oft schon von weitem durch seine hellere Farbe vom Quintnerkalk zu unterscheiden. Auch im Reusstal tritt in Begleitung mit dem Korallenkalk z. B. am Schwarzgrat ein heller, rosa gefärbter, marmorartiger Kalk auf, wie ihn *Alb. Heim* im Sandalgebiet und am Selbsanft, *Arnold Heim* am Kistenpass und *Konst. Tolwinsky* im Kalfeusertal als Abschluss der Korallenkalkbildung gegen das Hangende schildern. Dieser Kalk wird am Schwarzgrat direkt vom Eocän überlagert.

Eine sehr beträchtliche Mächtigkeit zeigt der Korallenkalk am Belmeten. Der Belmeten ob Erstfeld baut sich nämlich auf aus einer tektonischen Übereinanderlagerung von Malm auf Malm, und der obere Teil dieses Malmkomplexes (wohl 150 m mächtig) besteht vollständig aus Korallenkalk. Die Korallen sind zum Teil gut erhalten und wittern plastisch aus dem Gestein heraus. Herr Prof. Dr. *Rollier* hatte die Freundlichkeit, eine der vorherrschenden Korallen als *Calamophyllia* spec. zu bestimmen. Am Belmeten können wir noch folgende Beobachtung machen: Der Korallenkalk wird hier überlagert von mergeligen Kalkbändern (zirka 20 m mächtig), die den Zementsteinschichten entsprechen müssen, und der Gipfel des Belmeten besteht aus einem Gestein, dessen Ausbildung vollständig mit den von *Arnold Heim* (23) am Kistenpass und *Konst. Tolwinsky* (33) am Calanda als Öhrlikalk (Berriasien) beschriebenen Gesteinen übereinstimmt.

Hierher gehören Gesteine mit phytogenen (Algen) Kalkkonkretionen, welche das Aussehen von Kalkmakroolithen besitzen. Die Oolithe weisen einen Durchmesser bis zu 1 cm auf, zeigen jedoch nur einen undeutlich schaligen Bau. Die Zwischensubstanz der Oolithe besteht aus einem sandigen, porösen, schwammigen Gewebe von heller Farbe. Zu diesen Gesteinen gehören ferner graue helle Kalke, vollgespickt von herauswitternden dunkeln, verkieselten Fossilfragmenten und von stark verzerrten Crinoidenstielgliedern.

Am Hüfigletscher, im Hintergrunde des Maderanertales besitzt der autochthone schwarze Quintnerkalk die reduzierte Mächtigkeit von 80 m; der hell angewitterte Korallenkalk, sowohl im Muldenschenkel, wie im verkehrten Mittelschenkel der Windgällenfalte, 20 m.

Der Korallenkalk der Windgällenfalte ist ausserdem, wie bereits erwähnt, durch eckige Einschlüsse von Rötidolomit ausgezeichnet, die, meist nur wenige Centimeter messend, das Gestein zahlreich erfüllen.

Fast stets treten mit dem Korallenkalk in der Windgällenfalte Reste von Bohnerzbildungen, in Form von eisenschüssigen Sandsteinen auf, die das Gestein überziehen und durchdringen. Wir werden auf diese Bildungen noch zu sprechen kommen.

2. *Der Malm der Hohen-Faulendecke*, welcher eine Mächtigkeit von 200—300 Meter besitzt, ist besonders in der Umgebung des Hohen-Faulen vollständig korallogen ausgebildet. Er ist hell, stark marmorisiert, aderig. Auch hier am Hohen-Faulen ist, nach Trümmerstücken zu schliessen, im obersten Teil der Kalkwand der Decke der Öhrlikalk vertreten. Unterhalb der Burg, dem nordwestlichsten Gipfel der Hohen-Faulendecke, lässt sich schon von Bürgeln aus die Gliederung der Hochgebirgskalkwand in ein oberes, weisses Kalkband (Öhrlikalk?), in ein Schieferband (Zementsteinschichten?) und in eine untere Kalkwand (Malm) beobachten.

3. *Albert Heim* (20) beschreibt den *Malm der Griesstockdecke* als „massig, strichweise ziemlich stark marmorisiert, hellgrau, wachsartig durchscheinend, nach Art des Troskalkes (Tithon). Manchmal geht er in ziemlich normalen Hochgebirgskalk über“. Auch am Griesstock fand ich, wenigstens in Blöcken, die rote marmorisierte Varietät des Troskalkes wieder. Zementsteinschichten und Öhrlikalk liessen sich aber nirgends mit Sicherheit feststellen.

4. Der Malm des „Lochseitenkalkes“ zeichnet sich von den eben beschriebenen Arten noch dadurch aus, dass er sandige Einschlüsse oder Knollen, Linsen und Schiefer von Kiesel enthält, sonst aber dem Malm der Griesstockdecke sehr ähnlich ist.

In der Hohen-Faulendecke und der Griesstockdecke fehlen Rötidolomit, Lias und Dogger vollständig.

## Die Kreide.

In den östlichen Schweizeralpen hat die autochthone Kreide des Kistenpasses durch *Arnold Heim* (23) eine grundlegende Bearbeitung erfahren, welche auch zum Verständnis der Kreideablagerungen in den Gebirgen zwischen Schächental und Maderanertal einen wesentlichen Beitrag liefert. Die verwickelten Lagerungsverhältnisse, wie die Eis- und Schneebedeckung erschweren jedoch hier die Aufnahme von eingehenden stratigraphischen Profilen ausserordentlich.

Der autochthonen Region des Belmeten und der Windgällenfalte fehlt jede Spur einer deutlich abgetrennten Kreideablagerung vollständig, dagegen findet sich ein Rest derselben in der Hohen-Faulendecke.

### a) Die Kreide der Hohen-Faulendecke.

Auf einer gemeinsamen Exkursion mit Herrn Dr. *Arnold Heim* und Herrn *Jean Boussac* im September des vergangenen Jahres fand Herr Dr. *Arnold Heim*, nach dem Übersteigen der Plattistege, einem kleinen Fusspfad, der von den Schattdorferbergen nach der „Burg“ führt, einen Block von Echinodermenbreccie der unteren Kreide, ein Gestein, welches wir gleich darauf im Anstehenden selbst auffinden konnten. Spätere Begehungen in der Umgebung der Burg lehrten bald, dass diese Kreide nur in einem kleinen Fetzen von zirka 10 m Mächtigkeit am Südfusse dieses Gipfels in der Nähe der Plattistege erhalten geblieben ist.

Die Lagerungsverhältnisse an der Fundstelle dieses Kreidefetzens sind leider infolge einer tektonischen Störung unübersichtlich und erlauben vor allem kein Urteil über die Beziehung der Kreide zum Liegenden. Die Plattistege folgt nämlich einer schuppenförmigen Aufschiebung von Malm auf Malm, und dem nördlichen, gesunkenen Flügel aufgelagert, liegt unser Kreidefetzen in der Verwerfung eingeklemmt. Sowohl Echinodermenbreccie der Kreide wie Hochgebirgskalk zeigen an ihrer Oberfläche reliktsche Spuren von Bohnerz. Über dem Hochgebirgskalk folgen sodann die Nummulitenschichten und Taveyannazsandsteine.

Im Handstück erweist sich die Kreide als typische, grobe, von Calcitadern durchzogene Echinodermenbreccie des *Valangien*. Weisslichgrau, zum Teil bräunlich angewittert, erscheinen an der Anwitterungsfläche die Echinodermentrümmer dunkel auf hellem Grunde. Es sind vorherrschend Crinoiden, die bald in gestreiften Täfelchen, bald in vielseitigen, auch runden und ovalen Querschnitten heraustreten. Die Oberfläche des in frischem Bruch grauschwarz erscheinenden Gesteins erscheint deshalb, und auch zum Teil infolge herausgewitterter Quarzkörner, rauh.

Diese Valangien-Echinodermenbreccie, welche identisch ist mit derjenigen der Griesstockdecke, ist, soweit bekannt, der einzige Rest der Kreideablagerungen in der Hohen-Faulendecke. Wo an andern Stellen an der Burg und am Hohen-Faulen die Überlagerung des Hochgebirgskalkes durch Nummulitengesteine sichtbar ist, fehlen sowohl Valangienechinodermenbreccie, wie jedes Glied der höheren Kreide vollständig.

### b) Die Kreide der Griesstockdecke.

An der Balmwand, dem nördlichsten Teil der Griesstockdecke, finden wir ein einigermaßen vollständiges Profil der Kreide am Ausgang des Windeggentunnels an der Klausenstrasse. Leider ist hier der Kontakt von Kreide und Malm nicht zugänglich, da die Strasse erst oberhalb der



Malmgrenze in die untere Kreide eingeschnitten ist, Malm und Kreide aber unterhalb der Strasse, zu einer Felswand verwachsen, abstürzen.

Vor dem Eingang des Tunnels in einem Steinbruch entblösst, wie später öfters längs der Strasse aufgeschlossen, finden wir zirka 30° gegen den Berg einfallend:

1. Kieselkalk. Wahrscheinlich zirka 20 m mächtig, feinkörnig, kompakt, schmutziggrau, auch grünlich und schwarzfleckig, von weissen und gelben Adern durchzogen, massig bis undeutlich gebankt. Auf frischem Bruch ist das Gestein schwarz, muschelrig brechend, voll feiner glitzernder Calcitplättchen, etwas glauconitisch, hie und da auch mit groben Echinodermensplittern. Darüber liegt eine 2—3 m mächtige Bank einer groben Echinodermenbreccie, wie am Kistenpass als Abschluss des Kieselkalkes gegen das Hangende. Es folgen:

2. Drusbergsschichten in einer sehr wechselnden Mächtigkeit bis zu zirka 35 m. Sie bestehen aus einem mergeligen Kalk, der auf seiner hellgrauen oder gelblichbraunen Anwitterungsfläche massenhaft Querschnitte von verkieselten Austern (*Exogyra sinuata*) zeigt, die oft eine beträchtliche Grösse erreichen können. In diesen Schichten finden wir mehr tonige Einlagerungen, welche bräunlich anwittern, in frischem Bruch schwarz sind und von gewundenen Calcitadern durchzogen werden. Es folgt

3. Schrattenkalk, zirka 30—40 m, hellgrau angewittert, in frischem Bruch hellgrau und dunkelgrau gefleckt, dicht, zum Teil etwas salinisch, seltener Echinodermen enthaltend. Alle diese Gesteine sind an der Klausenstrasse von einem starken Clivage durchsetzt.

Auf der Bergseite am westlichen Tunnelleingang kann man nun an der Strasse sehr schön die Transgression von eocänen Sandsteinen über die karrige Oberfläche des Schrattenkalkes beobachten.

Der eocäne Sandstein ist feinkörnig, quarzitisch, kompakt mit milchweissen Quarzkörnern, spärlichen grobsandigen Einlagerungen und zahlreichen, herausgewitterten, kleinen Nummuliten, seltener Orthophragminen und einzelnen grossen Nummuliten, die bis in die tiefsten karrigen Vertiefungen des Schrattenkalkes hinabgreifen. Die Mächtigkeit des Sandsteins beträgt zirka 15—20 m, mit allmählichem Übergang nach oben in den zirka 10 m mächtigen, feinsandigen, etwas schieferig abbröckelnden Nummulitenkalk, ebenfalls mit grossen und kleinen Nummuliten; der Kalk ist inwendig grau mit zeitweiligem Stich ins Grüne (Glauconit?).

Hier am Tunnel fehlen noch die braunangewitterten Komplanataschichten<sup>1)</sup>, die sonst fast überall im Eocän des Griesstocks zu finden sind, und die Nummulitenkalke werden direkt von den über 100 m mächtigen Globigerinenschiefern überdeckt.

Längs der Klausenstrasse können wir kein höheres Glied der Kreide auffinden. Dieselbe Schichtfolge der Kreide, ebenfalls mit Abschluss im Schrattenkalk, erwähnt *Alb. Heim* (20) vom alten Klausenpassweg oberhalb Aesch, bei der unteren Balmalp, nur die Mächtigkeiten der Schichten weichen im Vergleich zu unserem Profil sehr beträchtlich ab.

Anders verhält es sich am Griesstock selber. *Alb. Heim* beschreibt schon einen Kreidefetzen in den Munggenbändern, oberhalb der Kammlalp links am Weglein gegen die Oberalp. Von unten nach oben finden wir hier:

1. Kieselkalk und Valangienkalk, stark reduziert.
2. Drusbergsschichten, 1 m, mit verkieselten Austern.
3. Schrattenkalk 2—3 m.
4. Gault 3—4 m, und zwar:
  - a) 2 m Glauconitmergelschiefer.
  - b) 0,1 m Glauconitsandstein hier und da mit Kalkknollen.
  - c) Bergerischichten, genau so wie im Säntisgebirge, durch Übergang mit dem Seewerkalk verbunden, 1 m glauconitischer Kalkstein an vorragenden Petrefakten, worunter viele Ammoniten, Hamiten, Turrilites Bergeri in prachtvollen Exemplaren.

<sup>1)</sup> Das Ausbleiben erinnert an das Fehlen dieser Schichten bei Ma Pragg an den „Grauen Hörnern“. Siehe *K. Tolwinsky*, (33) „Die Grauen Hörner“.

5. Seewerkalk 0,4 m, typisch mit schwarzen Häuten. Über dem Seewerkalk folgt eine mächtige Nummulitenbildung, bei welcher vor allem die hellgelb anwitternden Nummulitenbänke mit *Nummulina complanata* Lamarck, in die Augen fallen.

Die starken Abweichungen in den Mächtigkeiten der einzelnen Schichten dürfen uns nicht wundern; sie erklären sich genügend aus den tektonischen Erscheinungen an der Oberfläche der Griesstockdecke. Was aber an dieser Stelle überrascht, ist das Auftreten von Gault und Seewerkalk.

Das vollständigste Kreideprofil der Griesstockdecke finden wir am Griesstock selber. Ich vereinige hier die von *Alb. Heim* gegebenen Profile mit den meinigen. Wo die ganze Kreideseite z. B. am Griesstockgipfel normal liegt, zeigt die Kreide folgende Entwicklung von unten nach oben:

0, heller, weissgrauer Hochgebirgskalk. (Tithon.)

1. Valangienechinodermbreccie.

a) zirka 1 m feinkörniger, rauher, grau und gelb angewitterter Kalk, dünnplattig, beim Anschlagen klingend: die Oberfläche der Breccie zeigt feine berausgewitterte Quarzkörner. In frischem Bruch ist das Gestein grauschwarz, infolge feiner, gelber, ockeriger Flecken gesprenkelt, braust stark mit verdünnter Salzsäure und enthält feine glänzende Calcitplättchen.

b) eine zirka 60 (?) Meter mächtige Schichtfolge von Echinodermbreccie. Diese Echinodermbreccie ist besonders im untern Teile grobspätig, grau bis braun angewittert, mit heraustretenden Quarzkonkretionen und verkieselten, herauswitternden Echinodermbrecciefragmenten (Seeigelstachel etc.). Auch hier erscheinen die kleinen, herausgewitterten Echinodermen dunkel auf hellem Grunde, sind aber an der Aussenfläche des Felsens nicht mehr kantig, sondern geschliffen. (Wahrscheinlich handelt es sich um Windschliff — vielleicht durch hartgefrorenen Schnee, da eine bestimmte Schliffrichtung vorzuherrschen scheint.) (?)

2. Hauterivien-Kieselkalk wie an der Klausenstrasse zirka 20 m mächtig. Er wird auch hier durch eine einige Meter mächtige Bank von Echinodermbreccie gegen das Hangende abgeschlossen.

Die Valangienechinodermbreccie und das Hauterivien bilden zusammen eine wohl 80—100 m mächtige Schichtfolge.

3. Drusbergsschichten. Mächtigkeit? ähnlich wie an der Klausenstrasse schwarze Schiefer oder braune Kalkschiefer erfüllt mit Austern. Im obersten Teil der Drusbergsschichten finden wir am Griesstockgipfel eine zirka 2 m mächtige, eigentliche Austernbank, erfüllt mit verkieselten *Exogyra sinuata* Sow. Die Austern können eine Länge von 9 cm erreichen.

4. Schrattenkalk, bis zirka 20 m mächtig; wie an der Klausenstrasse hellgrau, auf frischem Bruch kenntlich an den hell und dunkelgrauen Flecken. Er enthält marmorisierte Requiemen-schalen.

5. Gault, 4—20 m mächtig.

a) Quarzit und Sandstein mit schwarzen Phosphoritknollen.

b) Glauconitsandstein mit spärlichen gequetschten Kalkknollen und (nach *Heim*) schiefrigen dunkeln Grünsandmergeln. Der Sandstein ist rau, porös, fein bis grobkörnig, grau bis grünlich, mit einzelnen Tonschlieren.

c) Bergerischicht, reich an Turriliten, Belemniten, Ammoniten, Hamiten, Nautilus.

6. Seewerkalk, 5 bis zirka 27 oder mehr m, dünnplattig, vollkommen dichtes Gestein, nach glatten Flächen sich lostrennend; innen wie aussen fast gleich blauschwarzgrau.

Über dem Seewerkalk folgen die Nummulitenkalkbänke, gelbbraun angewittert mit *Nummulina complanata* (zirka 6—10 m), Quarzite (zirka 5 m) und Tonschiefer.

Dieselbe Entwicklung der Kreide finden wir nun an den beiden Scheerhörnern, die den südlichsten Teil der Griesstockdecke bilden, wieder mit der Ausnahme, dass der plattige, hier etwas knorrig und flaserige Seewerkalk an Mächtigkeit (zirka 40—60 m) noch um zirka 10—20 m zugenommen

hat. Er bildet den Gipfel des Grossen Scheerhorns, während der Gipfel des Kleinen Scheerhorns sich aus den den Seewerkalk überlagernden Nummulitenkalken und zu oberst aus zirka 4 m Tonschiefern aufbaut.

Aus den geschilderten Kreideprofilen geht hervor, dass am Griesstock, d.h. im südlichsten Teil der Griesstockdecke zwei Schichtglieder der oberen Kreide, Gault und Seewerkalk, auftreten, die dem nördlichen Teil dieser Decke, der Balmwand, fehlen. Das Eocän bedeckt also die Griesstockdecke längs einer schief angeschnittenen Erosionsebene.

In der Hohen-Faulendecke tritt nur noch ein Fetzen Echinodermenbreccie des Valangien auf.

Was die Diskontinuitäten in der Schichtfolge anbelangt, so können wir sagen, dass in der Griesstockdecke

1. die Valangienmergel an der Basis des Valangien fehlen,
2. sehr wahrscheinlich der Gault längs einer unebenen Auflagerungsfläche dem Schrattenkalk aufliegt und
3. das Eocän über die Kreide auf einer im Norden stärker als im Süden abgetragenen Erosionsebene transgrediert.

Mit diesen Beobachtungen kommen wir für die Kreideablagerungen der Griesstockdecke zu denselben Ergebnissen, wie *Arnold Heim* für die Kreide des Kistenpasses, was für die Deutung der Herkunft der Griesstockdecke von grosser Bedeutung ist. Eine Strandfacies der Kreideablagerungen im Norden ist nicht vorhanden; sie ist durch eine vor- oder fröhertiäre Denudation entfernt.

## **Das Eocän.**

### **1. Das Bohnerz.**

In der Windgällenfalte werden z. B. in der Umgebung des Örtlerbodens die korallogenen, ihrer gelben Dolomiteinschlüsse wegen bereits erwähnten Korallenkalke von roten siderolithischen Sandsteinen und sandigen Krusten überzogen und oft mehrere Meter tief von diesen Krusten durchdrungen. Eigentliche Bohnerzpisolithe lassen sich hier nicht auffinden, doch können die rotschwarzen Sandsteinkrusten bis zu 20 und 30 cm Mächtigkeit anwachsen.

Beim Aufstieg zum Schwarzgrat von Schattdorf aus beobachtete ich vor dem Schild im Anstehenden und tiefer unten im Schutt gut ausgeprägt das eigentümliche, karrenförmige Eindringen von rotem und grünem siderolithischen Sandstein in den weissen korallogenen Kalk der Unterlage. Kleine Bohnerzpisolithe begleiten hier den Sandstein. Auf der Südseite der Burg, in der Hohen-Faulendecke, ungefähr in der Mitte der dortigen von der Eocänbedeckung freigelegten Malmplatte, tritt nesterförmig in den Kalk eindringend und demselben etwa 3 m<sup>2</sup> breit aufgelagert, eigentliches Bohnerz mit Bohnerzknollen auf.

Es ist dies die auffallendste Fundstelle dieser Ablagerung. Im allgemeinen treten auch in der Hohen-Faulendecke nur sandige, zum Teil rot und grün gefärbte Krusten an der Oberfläche des Hochgebirgskalkes auf. Stark verkümmert lassen sich somit Bohnerzbildungen auch noch in der Windgällen-Hohen-Faulengruppe nachweisen; sie fehlen aber bereits der Griesstockdecke vollständig.

### **2. Die Nummulithen und Flyschbildungen.**

#### **a) Das autochthone Eocän und das Eocän der Hohen-Faulendecke.**

Der grösste Teil der eocänen Ablagerungen in den Gebirgen zwischen Schächental und Maderanertal wird eingenommen in tieferen Lagen vom autochthonen Eocän und in höheren Lagen vom Eocän der Hohen-Faulendecke. Beide schliessen sich eng aneinander an, weshalb wir auch beide gemeinsam besprechen wollen.



Durchqueren wir vorerst diese beiden Schichtfolgen und zwar längs des kleinen Weges, welcher von den Schattdorfer Bergen, z. B. von Oberfeld aus, über die Plattistege an den Südfuss der Burg führt.

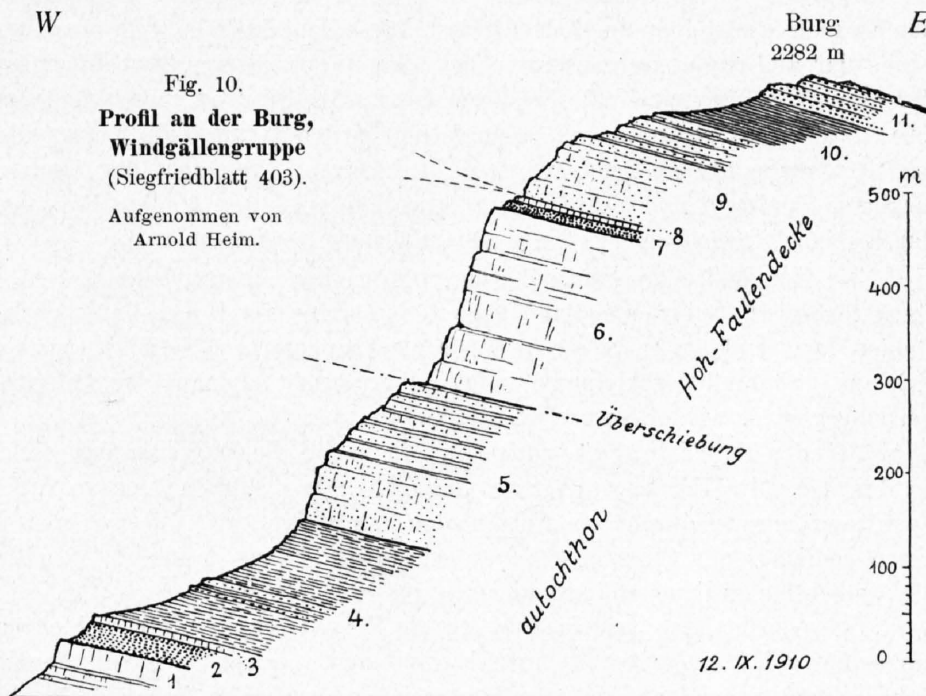
Eine gemeinsame Exkursion mit Herrn Dr. *Arnold Heim* und Herrn *Jean Boussac*, deren Resultat bereits von *Arnold Heim* (24) veröffentlicht worden ist, ergab hier folgendes:

a) im Autochthonen:

W

Fig. 10.  
Profil an der Burg,  
Windgällengruppe  
(Siegfriedblatt 403).

Aufgenommen von  
Arnold Heim.



1. Malm, hellgrauer, durchscheinender Kalk, dicht, massig, mit rötlichen Partien wie am Kistenpass; sogenannter „unterer Troskalk“ — messerscharfe Grenze gegen:
2. 25—30 m grauer, sandiger Kalk mit grobkörnigen Sandsteineinlagen und massenhaft *Orthophragmina discus* Rüt.
3. 5 + ? 3 m bräunlicher Kalk, inwendig schwarzgrau, mit kleinen *Orthophragminen*, wahrscheinlich auch *Lithothamnien*.
4. Zirka 150 m Globigerinenschiefer, Stadschiefer, graue Schiefermergel mit Globigerinen, im tiefsten Teil vorherrschend aus dunkeln Tonschiefen, im mittleren Teil aus Globigerinenschiefen mit Bänken von feinkörnigem Glimmersandstein und sandigen Schiefen bestehend, können diese Schiefer im obersten Teil den Dachschiefern sehr ähnlich werden. — Messerscharfe Grenze gegen
5. 150—200 m Taveyannazgruppe. Grünlicher Sandstein, an der unteren Grenze nicht ganz echt Taveyannaz, aber doch mit getüpfelten Partien. Unterer Teil kompakte Wand, oberer Teil mit schieferigen Zwischenlagen.

b) in der Hohen-Fauldecke treffen wir:

6. 200—300 m hellgrauer, dichter bis fein marmorisierter, massiger Malmkalk, Facies des sogenannten „untern Troskalkes“. — Scharfe Grenze gegen
7. zirka 12 m feinkörnigen, kompakten Quarzit. — Übergang in
- 8a. 1 m kalkigen Sandstein mit einzelnen bis 2 mm groben Quarzkörnern, voll *Orthophragmina discus* Rüt.,
- 8b. 3 m bräunlicher Kalk, im untern Teil voll bis  $\frac{1}{2}$  cm grober, milchiger Quarzsandkörner, enthält massenhaft *Nummulina complanata* Lam., typisch, ferner selten *Nummulina complanata* var. *tenuissima* mit 8 cm Durchmesser und *Nummulina aturica* var. *uronensis*. Die das normale Hangende bildenden Globigerinenschiefer sind auf der Westseite der Burg tektonisch weggeschürft, so dass normal auf dem *Complanatakalk* direkt folgt:
9. 100—150 m Taveyannazsandstein, typisch, gefleckt.
10. Zirka 50 m schwärzliche Dachschiefer.
11. Altdorfer Sandstein oder Bannwaldsandstein.

Verfolgen wir nun vorerst die Verbreitung der autochthonen Nummulitenschichten:

1. Als normale Bedeckung des Hochgebirgskalkes steigen Nummulitengesteine, Schiefer und Flyschsandsteine von Schattdorf aus in gewellten und schwach gefalteten Schichtflächen gegen Süden bis auf die Höhe des Schwarzgrates hinauf, dessen ganze Gratpartie aus steilgestellten Bänken von Nummulitensandsteinen und Nummulitenkalken besteht. Am westlichen Ende des Schwarzgrates ist die Kontaktfläche des korallogenen, dichten, weissgrauen Hochgebirgskalkes mit den eocänen Sandsteinen deutlich entblösst. Diese Kontaktfläche stellt eine ausgeprägte Transgressionsfläche dar und ist dadurch ausgezeichnet, dass die Sandsteine taschenförmig in karrige Vertiefungen der Unterlage hineingreifen. Die Basis des Eocäns wird an dieser Stelle eingenommen von einem lose verkitteten Sandstein mit kleinen und grossen zum Teil hydroxydisch gefärbten Geröllen, begleitet von einzelnen Bohnerzresten. In höheren Lagen geht der Sandstein in einen kompakten massigen Sandstein über. Am Schwarzgrat also wird der sandige Kalk unseres Profils vollständig durch Sandsteine mit milchweissen Quarzkörnern verdrängt.

Die Nummulitengesteine, überlagert von den Globigerinenschiefern, ziehen als ein dünnes, stark tektonisch reduziertes Band nach Süden unter der Hohen-Faulendecke durch, um wieder im Gebiet des Seewlises in grösserer Mächtigkeit aufzutreten. Sie bilden auch das Eocänband, welches sich am Westabfall der kleinen Windgälle herumzieht und auf der Südseite der kleinen Windgälle, bei Oberkäsern, wieder zu treffen ist.

Bei der Seewlialp befremden uns ein wenig die Quarzitbänke, welche bei den Sennhütten an der Basis des Eocäns auftreten, umsomehr, da die kleine eocäne Rippe auf der Südseite des Seewlises gerade durch das Fehlen der Sandsteine und Quarzitbänke charakterisiert ist, also einen südlicheren Faciestypus des autochthonen Eocäns darstellt. Vom Seewlisee aus lassen sich die autochthonen Nummulitenschichten und die Globigerinenschiefer am Fusse des Windgällennordrandes nach Osten verfolgen bis in die Einsattelung des Ruchkehlenpasses. Stets die Gewölbeumbiegung der Windgällenfalte unterlagernd und von der Stirne des Windgällengewölbes zu einem dünnen Schieferband auf grössere Erstreckung ausgewalzt, keilen diese Schichten im Ruchkehlenpass am Fusse der Kalkschyen spitz aus. Sie werden überlagert von den gewaltigen Malmassen der Kalkschyen, in denen die Hohen-Faulendecke wurzelt.

Auf dem (wahrscheinlich) dem Belmeten entsprechenden autochthonen Malm des Brunnitales fehlen, wohl infolge tektonischer Vorgänge, die Nummulitenschichten vollständig.

Ein Übergang dieser Nummulitenschichten in die Nummulitenkalke der Hohen-Faulendecke mit *N. complanata* lässt sich also nirgends feststellen.

2. Die Nummulitenschichten der Hohen-Faulendecke zeigen z. B. auf der Südseite der Sittliseralp von unten nach oben folgende Schichtreihe:

1. auf dem hellgrauen Malm, der von einem schiefrigen Band (Zementsteinschichten?) überlagert wird, folgt scharf abgegrenzt
2. 6 m massiger Quarzit mit zahlreichen herausgewitterten kleinen Nummuliten.
3. 3—4 m gelber Nummulitenkalk, stark quarzhaltig und erfüllt mit grossen Nummuliten.
4. Übergang in einen Komplex von zirka 20 m mächtigen Globigerinenschiefern. Scharfe Grenze gegen
5. Taveyannazsandstein, mit typisch grüner hellgefleckter Grundmasse.

Der Gipfel des Faulen, der sich durch eine kleine tektonische Störung auszeichnet, indem ein Kalkkeil der Hauptmalmwand sich lostrennt, um fingerförmig in das Eocän hineinzuragen, zeigt noch in der Weise eine Ergänzung zum Gesagten, als hier der Übergang des Quarzites in die hangenden sandigen Kalke unter einer steten Wechsellagerung von quarzreichern und quarzärmern Lagen deutlich zu sehen ist.

Im Autochthonen, wie in der Hohen-Faulendecke, beobachten wir also denselben Facieswechsel von transgredierenden Sandsteinen resp. Quarziten übergehend in sandige Kalke und endlich in Globigerinenschiefer. In beiden Schichtfolgen werden die Globigerinenschiefer messerscharf von den überliegenden Sandsteinen der Taveyannazgruppe abgeschnitten.



Da das Eocän der Hohen-Faulengruppe *Nummulina complanata* Lam. führt, welche dem autochthonen Eocän des Schwarzgrates fehlt, so betrachtet *Jean Boussac* das nördliche autochthone Eocän (Auversien) als transgredierend über das südliche zurückgebliebene Eocän (Lutétien) der Faulendecke.

Wir haben bereits erwähnt, dass irgend eine Kontaktstelle zwischen den autochthonen Nummulitenschichten und denjenigen der Hohen-Faulendecke nirgends aufzufinden ist.

Die Lagerungsverhältnisse der autochthonen und parautochthonen Flyschbildungen sind die folgenden:

Die Hohen-Faulendecke ist ausgezeichnet durch den echten, gefleckten, feinkörnigen, grünen Taveyannazsandstein, welcher Malm und Nummulitenschichten überdeckt. Nur an der Burg und an der Blinzi finden wir über dem Taveyannazsandstein noch ein höheres Schichtglied erhalten. Auf diesen beiden Gipfeln geht nämlich der Taveyannazsandstein in mehrfacher Wechsellagerung mit schwarzen Schiefern vom Typus der Dachschiefer in eine graue mächtige Sandsteinbildung von der Art der Altdorfer Sandsteine bei Altdorf über. Sowohl Dr. *Arnold Heim* wie *Jean Boussac* gehen mit mir einig, dass diese Bedeckung der Taveyannazsandsteine durch Dachschiefer und Altdorfersandsteine als normale Ablagerungsfolge zu betrachten ist.

Folgen wir dem autochthonen taveyannazartigen Sandstein am Fusse der Plattistege (welcher z. B. an der Nordabdachung des Scheidwaldes unterhalb Gampelen typisch gefleckte Taveyannazsandsteine enthält) nach Norden, so sehen wir ihn ebenfalls allmählich in die Facies der Altdorfer Sandsteine übergehen. Längs der rechten Talseite des Riederentales zieht sich nämlich dieser Sandstein als eine zusammenhängende Felswand bis ins Schächental hinab, und hier bei der Brücke von St. Loretto können wir dessen grobe Bänke das Schächental queren und in die Region der Altdorfersandsteine bei Bürglen übergehen sehen.

Der Taveyannazsandstein ist demnach als eine nach oben und nach Norden begrenzte Einlagerung in der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe aufzufassen.

An der Stirn der Hohen-Faulendecke sind die grauschwarzen Sandsteine des Blinzi und der Burg so eng mit dem autochthonen grauen Sandstein vom Typus der Altdorfer Sandsteine verwachsen, dass eine Trennung derselben nicht mehr möglich ist. Als eine gemeinsame Masse fallen diese beiden obersten Eocänbildungen z. B. an den „Spitzen“ ob Spiringen in kleinen nach Norden übergelegten Fältelungen ins Tal hinunter, um zusammen die gewaltigen Sandsteinmassen am Nordausgang des Schächentals aufzubauen.

Die zahlreichen, ebenfalls nach Norden übergelegten, Fältelungen z. B. bei Bürglen zeigen, dass wohl auch ein Teil dieser Sandsteinmassen vom Autochthonen abgeschürft und an der Stirn der Hohen-Faulendecke nach Norden geschoben worden ist. Eine eocäne Überschiebung von grösserer Ausdehnung ist jedoch, wegen der fortlaufenden Ablagerung in den beiden Schichtfolgen, ausgeschlossen.

Verfolgen wir den autochthonen, taveyannazartigen Sandstein nach Süden, so ist derselbe von der Plattistege an bis zum Seewlensee tektonisch von der Hohen-Faulendecke abgeschürft und tritt erst wieder am Nord-Westfuss der kleinen Windgälle westlich vom Seewlensee auf. Hier findet sich eine grosse Masse eocäner Schiefer und Sandsteine in einer eigenartigen, nischenförmigen Vertiefung im Malm erhalten.

Im Osten bilden diese altdorfersandstein- oder taveyannazartigen Gesteine die ausgedehnte Unterlage der östlichen Fortsetzung der Hohen-Faulendecke unter den Wespen. Die ganze linke Schächentalseite von Aesch bis zum Brunnital ist in diese Sandstein- und Schiefermassen eingeschnitten, welche den (autochthonen) Malm des Brunnitals überlagern und umlagern.

Die Sandsteine vom Typus der Altdorfer Sandsteine sind das verbreitetste und mächtigste Glied der eocänen Ablagerungen in den Gebirgen zwischen Schächental und Maderanertal.



Was die Facies dieser Gesteine anbelangt, so sei zusammenfassend folgendes erwähnt:

Der Taveyannazsandstein bildet mehrere hundert Meter mächtige Felswände, aufgebaut aus kompakten, durch Zwischenlagen von Dachschiefen getrennten Bänken, welche jedoch meist dünner sind als die Bänke des Altdorfer Sandsteins. Die Dachschieferzwischenlagen sind im Gegensatz z. B. zu den grauen Hörnern im Osten der Schweizer Alpen meist dünn und nehmen nur im obersten Teile beim Übergang des Taveyannazsandsteins in die Dachschiefergruppe grössere Mächtigkeiten an.

Das Gestein selber ist massig, sehr feinkörnig, hart, zäh, klingend, grünlich, mit der typischen hellen, rundgefleckten Anwitterung. Die hellen Flecken des Taveyannazsandsteins treten meist sogar warzenförmig heraus. Vielfach schliesst der Sandstein schwarze, zum Teil gewundene und eigentümlich geformte Tonschieferstücke ein, welche ich in dieser Form im Altdorfer Sandstein nirgends beobachtet habe. Im allgemeinen sind die grüne Farbe und das feine Korn makroskopisch die Hauptunterschiede gegenüber den Altdorfer Sandsteinen.

Die Altdorfer Sandsteine besitzen bei Altdorf eine Mächtigkeit von 1000—2000 m. Sie bilden die düstern, wegen Steinschlag gefürchteten Steilgehänge z. B. des Bannwaldes bei Altdorf, woher auch der Name Bannwaldsandstein rührt. Es sind vorwiegend kompakte, klingend harte, zähe, frisch blaugraue, bräunlich und dunkelfleckig angewitterte Quarzsandsteine, von feinem bis größerem Korn, mit frischen Feldspatkörnern und auffallend milchigen Quarzkörnern. Schiefereinlagerungen von der Art der Dachschiefer sind vor allem an der Basis des ganzen Komplexes zu finden und treten bei Altdorf nur vor Flüelen und zwischen St. Loretto und Trudelingen im Schächental auf.

Im obersten Teil nimmt der Bannwaldsandstein Wildflyschcharakter an. Es treten nämlich im Sandstein fladenweise eingestreut Konglomeratpartien auf, die einige Meter Mächtigkeit erreichen können und erfüllt sind mit exotischen Blöcken. Teilweise geht der Sandstein in seinem Hangenden auch vollständig in dieses Konglomerat über. Dieser Facieswechsel ist besonders an den Eggbergen und im Gruontal ob Flüelen zu beobachten. Die ganze sich nach Norden und Nordwesten unter die Axendecke senkende obere Masse des Altdorfer Sandsteinkomplexes besitzt diesen Wildflyschcharakter.

Folgendes Schema möge die Übersicht über die Verbreitung der Flyschbildungen erleichtern:

oben:	Hohen-Faulendecke:
Autochthon	
0— zirka 100 m Konglomerat mit exotischen Blöcken (Wildflyschfacies). Übergang in 1000—2000 m eigentlicher Altdorfer Sandstein oder Bannwaldsandstein.	Graue Sandsteine vom Typus der Altdorfer Sandsteine.
Dachschiefer	Dachschiefer
(0)— zirka 200 m taveyannazartiger Altdorfer sandstein (Übergangsfacies). Scharfe Grenze gegen	zirka 200 m typischer grüner Taveyannazsandstein. Scharfe Grenze gegen
Globigerinenschiefer.	Globigerinenschiefer.
Unten.	

Sowohl Dr. *Arnold Heim* wie *Jean Boussac* sind einverstanden, den Altdorfer Sandstein als jüngste sicher helvetische Tertiärbildung (vielleicht von oligocänem Alter) aufzufassen.

#### b) Das Eocän der Griesstockdecke.

Die Schichtfolgen im Eocän der Griesstockdecke sind bereits, soweit mir dieselben bekannt sind, erwähnt. *Alb. Heim* (24: pag. 415) hebt an der Basis dieses Eocäns auf dem Griesstock Glaukonitsandsteine hervor, die in der Hohen-Faulendecke und beim Tunnel an der Klausenstrasse noch fehlen.

Diese Glaukonitschichten treten auch im östlicheren Teil der Balmwand an der Klausenstrasse auf. Etwas östlich des Eocänkeiles, der bis zur Klausenstrasse in die Balmwand hinuntergreift, fand ich oberhalb der Strasse, von unten nach oben, folgendes Profil:

- a) zirka 40 m Schrattenkalk.
- b) zirka 4 m breites Rasenband.
- c) zirka 5 m schwarzer, glimmeriger, glaukonitischer (etwas knorriger) Sandstein, in der oberen Hälfte vollständig als dunkel-grünschwarze, schiefrige Glaukonitschichten entwickelt.
- d) 4—5 m sandiger, innen schwarzer Nummulitenkalk, voll *N. complanata* Lam., Austern etc. infolge Wechsellagerung von sandigen, schwarzen und kalkigen, braunen Partien eigentümlich gebändert und gestreift.
- e) 4—5 m dichter Quarzit als kleine Felswand heraustretend und voll herausgewitterter Nummuliten.
- f) Globigerinenschiefer.

Die Nummulitenschichten der Griesstockdecke sind vor allem ausgezeichnet durch *Nummulina complanata* Lam., welche die meist gelb angewitterten und weithin sichtbaren Nummulitenkalkbänke massenhaft erfüllt.

Über den Nummulitenschichten stellen sich auch in der Griesstockdecke wieder die Globigerinenschiefer ein. Das normale stratigraphische Hangende dieser Schiefer ist einzig oberhalb der Balmwand unter „Heitmannsegg“ erhalten. Es sind hier Sandsteine zum Teil von unzweideutigem Charakter des Taveyannazsandsteins, zum Teil aber auch (ähnlich dem Autochthonen) von der Art des Altdorfer Sandsteins, welche die Globigerinenschiefer überlagern.

Es führt diese Beobachtung zu der Annahme, dass der eigentliche, gefleckte zähe, grüne Taveyannazsandstein auch eine nach Süden hin begrenzte Facies bildet.

## Der Wildflysch.

### a) Der Wildflysch als Liegendes der Griesstock- und Hohen-Faulendecke.

Die Altdorfer Sandsteine und Dachschiefer werden am Kammlitritt unterhalb der Kammlialp überlagert von knorrigen, gewundenen und von milchweissen Quarzlinsen reichlich durchzogenen schwarzen Tonschiefern, welche bereits auf der Karte der Glarneralpen von *J. Oberholzer* als Wildflysch ausgeschieden worden sind. Diese Schiefer weisen am Kammlitritt einzelne Quarzitbank-einlagerungen auf und besitzen angenähert die Mächtigkeit von 100 m. In dieser Facies und in einer für den Wildflysch nur ganz reduzierten Mächtigkeit untertiefen diese knorrigen Schiefer an zahlreichen Stellen die Griesstockdecke, so an der Balmwand unterhalb dem Windeggentunnel, unterhalb dem Lammerbachgletscher und unterhalb dem Gipfel des kleinen Scheerhorns. An allen diesen Stellen finden wir keine Nummulitenbankeinlagerungen.

Das Liegende der Hohen-Faulendecke besteht ebenfalls zum Teil aus diesen Wildflysch-schiefern. Ausser den knorrigen Schiefern begleiten diesen Wildflysch hier aber weiche, bräunlich-graue globigerinenführende Schiefer, die z. B. unterhalb den Wespen eine Mächtigkeit von 150 bis 200 m erreichen können. Ich habe diese Wildflyschschiefer nur unterhalb den Wespen und südlich der Sittlisseralp gefunden, nicht aber unterhalb der Burg, am Westende der Hohen-Faulendecke, wo das Liegende der Decke aus Dachschiefern und Sandsteinen besteht.

Das Ausscheiden der eben erwähnten Wildflyschschiefer auf der geologischen Karte fand erst in der allerletzten Stunde statt. Es untertiefen diese Schiefer also sowohl die Griesstockdecke, wie einen Teil der hohen Faulendecke. Mit den Altdorfer Sandsteinen und Dachschiefern aber bildet dieser Wildflysch eine scheinbar einheitliche Masse, deren Trennung nicht leicht durchzuführen ist.

## b) Der Wildflysch von Spiringen.

Beim Aufwärtswandern der Klausenstrasse begegnen uns unmittelbar unterhalb dem Dorf Spiringen zum erstenmal eigentümliche, weiche, bräunlichgraue, globigerinenreiche Schiefer, die gerade an dieser Stelle ausgezeichnet sind durch zahlreiche Nummulitenkalkeinlagerungen. Die Nummulitenkalke ragen zum Teil als kleinere und grössere Blöcke, welche frei im Schiefer schwimmen, aus der sanften Oberfläche der Gehänge hervor, zum Teil aber bilden sie mächtige, zackige, ruinenhafte Nummulitenkalkriffe.

Diese Schiefer mit den Nummulitenkalkriffen erstrecken sich nun von Urigen bis zu den Eggbergen und den Gruonbergen oberhalb Flüelen. Sie bilden die prachtvolle sonnige, von drei Kartrichtern durchschnittenen Hochfläche der Schächentalerberge am Ausgange des Schächentals, und zeigen die Eigentümlichkeit, dass sie nach Osten, Süden und Westen auskeilen und in keinem direkten Zusammenhang mit irgend einer andern Eocänbildung der Gegend stehen. Ihre Abgrenzung sowohl gegen das Liegende, wie gegen das Hangende ist mit Schwierigkeiten verbunden.

Die Schiefer werden unterlagert von den Altdorfer Sandsteinen. Wo die Grenze zwischen Schiefer und Sandsteinen aufgeschlossen ist, ist sie immer scharf. In der Bachfurche, die sich vom Mettental auf den Schächentalerbergen nach Trudelingen im Schächental hinunterzieht, liess sich nun eine Überschiebungslinie dieser Schiefer über stark gefaltete und gepresste Altdorfer Sandsteine feststellen.

Von Urigen bis oberhalb Spiringen findet man die direkte Überlagerung dieser Schiefer und der Nummulitenkalkriffe durch Zellendolomit und Quartenschiefer. Westlich von Spiringen aber keilt die Trias aus und Liasschiefer (der Axendecke) und Eocänschiefer treten aneinander.

In der Streichrichtung sinken diese Schiefer gegen Osten eigenartig rasch von der Höhe der Eggberge (1600—1700 m) nach Spiringen (zirka 900 m ü. M.) hinunter, stets im Liegenden einer höheren Decke, deren tektonische Störungen sie beständig mitzumachen scheinen.

Die Facies dieser Schiefer, welche derjenigen unterhalb den Wespen völlig gleicht, ist die folgende:

Es sind weiche, blätterige, etwas serizitische, gelbbraune, mergelige Tonschiefer, selten in kleinen Wänden anstehend und meistens den autochthonen und parautochthonen Globigerinenschiefern, wie den Globigerinenschiefern über der Balmwand, sehr ähnlich. Sie sind stets kenntlich an ihren bräunlichen, grau angewitterten Nummulitenkalkeinlagerungen, die in Blöcken oder in zerklüfteten, ruinenhaften, kleinen Felswänden unmittelbar aus den sanften Schiefergehängen heraustreten.

Der Nummulitenkalk erinnert in seiner Facies an die Nummulitenbänke von Ragaz. Das Gestein ist in frischem Bruch schwarz bis schwarzgrau und erfüllt von Nummuliten, Assilinen und kleinen Austerschalen. *Arnold Heim* erwähnt (22, pag. 86 und 87) folgende Grossforaminiferen:

Nummulina gallensis sp. nov., sehr häufig.	Assilina mamillata d'Arch., sehr häufig.
N. irregularis Desh., var. Formosa de la H.	Orthophragmina Archiaci, Schlumb., sehr häufig.
N. Murchisoni Brunn, var. major de la H.	O. discus Rütim.
N. complanata Lam., var. minor n.	Nummulina distans Desh.
Assilina expons J. de C. Sow., sehr häufig.	Assilina granulosa d'Arch., var. minor.

Der Überschiebungskontakt mit den Altdorfer Sandsteinen, wie das zusammenhanglose Auftreten dieser Schiefer und Nummulitenbänke gegenüber den andern Eozänmassen lässt nur eine tektonische Deutung ihrer Herkunft zu.

Nach Beobachtungen auf einer Exkursion, welche ich unter Führung von Herrn Prorektor *J. Oberholzer* aus Glarus von Linthal nach der Claridenhütte ausführen durfte, kann kein Zweifel mehr bestehen, dass diese Schiefer dem Wildflysch angehören. In derselben Facies wie bei Spiringen stehen diese Gesteine an der Altenorenalp an.



	NW Übersicht der Verteilung der mesozoischen Sedimente SO		
	im Autochthonen und der Windgällenfalte	in der Hohen-Faulendecke (Länge der Decke ca. 6 km)	in der Griesstockdecke (Sichtbare Länge der Decke 5—6 km)
Bohnerz . . . . .	Spuren	Spuren	—
Seewerkalk . . . . .	—	—	nur im Süden vorhanden
Gault . . . . .	—	—	nur im Süden vorhanden
Schrattenkalk . . . . .	—	—	vorhanden, bis 40 m
Drusbergschichten . . . . .	—	—	vorhanden, bis 35 m
Kieselkalk . . . . .	—	—	vorhanden, ca. 20 m
Valangienechinodermenbreccie . . . . .	—	Ein einziger Fundort, ca. 10 m	vorhanden ca. 60—80 m
Öhrlikalk . . . . .	vorhanden ca. 20 m	vorhanden ? m	nicht beobachtet
Zementsteinschichten und Korallenkalk . . . . .	vorhanden ca. 20 m	vorhanden } ca. 300 m	Zementsteinschichten nicht beobachtet Korallenkalk vorhanden } ca. 300 m
Quintnerkalk . . . . .	vorhanden 80 bis ca. 300 m	vorhanden }	vorhanden }
Schiltkalk und untere Malmschiefer . . . . .	vorhanden ca. 30 m	—	—
Dogger . . . . .	vorhanden bis ca. 60 m, z. T. auskeilend	—	—
Lias . . . . .	—	—	—
Quartenschiefer . . . . .	nur im Bockitobel, ca. 13 m	—	—
Rötidolomit . . . . .	vorhanden und auskeilend, ca. 17—0 m	—	—

### Dritter Teil.

## Die Tektonik.

Die Beobachtungen über die Verbreitung der Formationen in der Windgällen-Hohen-Faulen-Griesstockgruppe sind niedergelegt in der „geologischen Karte <sup>1)</sup> der Gebirgszüge zwischen Schächental und Maderanertal“ im Massstab 1 : 50,000, welche zurzeit im Drucke steht und separat erscheinen wird.

Mehr als die Ausführungen in Worten sollen bei der Behandlung der Tektonik die Profilzeichnungen sprechen, welche dieser Arbeit beigelegt sind. Ich sage nur das Notwendigste.

Die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal bauen sich aus folgenden tektonischen Einheiten auf:

1. Der autochthonen Bedeckung der Erstfeldergneisse und der Windgällenfalte.
2. Der Hohen-Faulendecke.
3. Der Griesstockdecke.
4. Der Kammlistockdecke (erst 1911 aufgenommen).
5. Des Lochseitenkalkes.
6. Der Axendecke (erscheint nur nördlich vom Schächental).

*Alb. Heim* hat schon im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ hervorgehoben, dass mit dem allgemeinen Absinken des Aarmassivs nach Osten die Axen der tiefern Falten, also auch der tiefern Decken, stark nach Osten einfallen. Da die Höhe der Kämme ziemlich konstant bleibt, treten wir somit von Westen nach Osten in immer höhere tektonische Glieder ein.

#### 1a. Die autochthone Bedeckung der Erstfeldergneisse.

In zahlreichen, nach Norden übergelegten Falten erklettert der Malm nördlich vom Scheidnössli den aus den Alluvionen der Reuss sich aufwölbenden Rücken der Erstfeldergneisse. Wo südlich Schattdorf der Hochgebirgskalk selbst aus dem Talboden heraufsteigt, entspringen die prachtvollen Quellen der stillen Reuss seinem Fusse.

Unmittelbar nördlich vom Scheidnössli sticht der Dogger aus der Talsohle heraus und zeichnet zwei kleine, spitze, nach Norden übergelegte Falten, denen bald eine dritte, etwas weiter ausholende Falte mit zerrissenem Mittelschenkel zwischen Scheidnössli und Platteli folgt. Die spröden Bänke des Rötidolomits, welche ebenfalls vor dem Scheidnössli auftauchen, und welche unterlagert werden von der leicht zerbröckelnden Arkose und überlagert sind von den untern Doggerschiefern, machen diese durch den Dogger gezeichneten Falten nicht mit, sondern zerreißen.

---

<sup>1)</sup> Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal von *Walther Staub*, 1909—1910; herausgegeben von der schweiz. geolog. Kommission.

Die mesozoischen Schichtglieder steigen sodann vom Scheidnössli bis oberhalb Amsteg als normale Bedeckung der Erstfeldergneisse erst steil, dann sanfter nach Süden an. Die tektonischen Störungen auf dieser Strecke sind die folgenden:

Oberhalb Erstfeld erhebt sich die gewaltige Kalkmasse des Belmeten. Scheinbar einheitlich gebaut, fest zusammengeschweisst, türmt sich aber der Malm hier zweimal übereinander. Verfolgen wir nämlich von der gegenüberliegenden Talseite aus den Verlauf der Schichten, so erkennen wir, dass der obere, schwach nach Süden fallende Teil des Belmeten diskordant, auf einer mehr horizontal verlaufenden Abscheerungsfläche aufruht. Auf dieser Abscheerungsfläche gelang es später, einen eingeklemmten Fetzen von Bohnerz und Nummulitenkalk aufzufinden. Folgen wir der Abscheerungsfläche nach Norden weiter, so gelangen wir auf die Höhe des Schwarzgrates. Es scheint mir wahrscheinlich, dass die Aufbiegung der Eocänschichten am Schwarzgrat der Muldenumbiegung der Belmetenfalte entspricht. Ein verkehrter Mittelschenkel lässt sich im Malm nicht auffinden.

Oberhalb Erstfeld wird der Normalschenkel der Belmetenüberschiebung von einer Verwerfung mit zirka 30 m Sprunghöhe durchsetzt, welcher das Lochertal folgt.

Der Malm des Belmeten tritt bei Unterschächen unter einer Eocänbedeckung und unter der Hohen-Faulendecke wieder hervor. In ihm ist das malerische Brunnistal bei Unterschächen eingeschritten.

Im Reusstal finden wir eine zweite kleine, schuppenförmige Überschiebung von Dogger und Malm auf Malm beim Ribiboden oberhalb Amsteg. Die Überschiebung vollzog sich hier auf den obern Doggerschiefern, den Parkinsonischiefen, welche die Überschiebungsfläche ausspichen.

Nicht leicht zu deuten ist der Bau der Schattdorfer Berge, die sich auf der linken Schächentalerseite über Schattdorf erstrecken.

Dieselben bauen sich nämlich auf aus der verkehrten Schichtfolge von eocänen Sandsteinen, Tonschiefen, Nummulitenkalken und aus einem stark brecciösen Malm, welcher vollständig die Natur von Bergsturmalm besitzt. Diesen Malm treffen wir im Riederental (bei Talberg) in einer eigenartigen zahnförmigen Erosionsform, können ihn von hier an den Gehängen der Schattdorfer Berge verfolgen und finden ihn endlich auf dem westlichen Ende der Schattdorfer Berge im Gangbachtal wieder hervorstechen. In beiden Tälern ist die Malmbreccie unterlagert von einem stark brecciösen, sandigen Nummulitenkalk.

Infolge der starken Bewachsung lässt sich nicht sicher feststellen, ob auch die eocänen Sandsteine als verrutschtes Gebiet aufzufassen sind. Brecciöse Ausbildung zeigen nur Malm und Nummulitenschichten. Die rechte Talseite des Riederentales besteht wieder aus festgebauten, kompakten, eocänen Sandsteinen. Die Kirche von Schattdorf steht auf normalem autochthonem Malm.

### 1 b. Die Windgällenfalte.

Die Windgällenfalte ist von *Alb. Heim* im „Mechanismus der Gebirgsbildung“ und besonders in den „Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“ eingehend geschildert und gezeichnet worden. *Alb. Heim* verfolgt zum erstenmal das gelbe Nummulitenband, welches sich vom Seewlisee auf der Westseite der kleinen Windgälle herumzieht und bei Oberkäsern spitz auskeilt. Mit grosser Freude schildert derselbe Autor (4, pag. 100) das Wiederauffinden dieses schmalen Nummulitenbandes beim Hüfigletscher, dessen gelbe Farbe heute beim Zurückweichen des Gletschers noch deutlicher aus den dunkeln Malmkalken heraussteht und nun auch auf der linken Maderanertalseite zu sehen ist.

Den Ausführungen von *Alb. Heim* möchte ich nur folgendes, zusammenfassend, beifügen: Am westlichen Ende der kleinen Windgälle, wo die Überfaltung die Breite von 2—3 km erreicht, verläuft bei Oberkäsern die Muldenumbiegung der mesozoischen Schichten in spitzen Keilen, zwischen welche die Gneisse des Maderanertals hineingreifen<sup>1)</sup>. Es ist anzunehmen, dass eine solche Um-

<sup>1)</sup> An den Kontaktflächen von Gneiss und Malm ist der liegende Malm meist stark von bis 4 m breiten, milchweissen Gängen und Adern von Sekretionsquarz durchzogen, der in die feinsten Klüfte und Fugen eindringt (z. B. bei der A. A. C. Z.-Hütte am Örtlerboden).



biegung in spitzen Keilen bei einer grössern Überfaltung hervorgegangen ist aus einer Muldenumbiegung in kleinen Falten, wie sie z. B. am jurassischen Kalkkeil bei Fernigen beobachtet werden kann.

Am Hüfigletscher, wo die Windgällenfalte in selten schöner Weise durch den Dogger gezeichnet wird, nimmt ihre Breite ab. Die Falte ist von der kleinen Windgälle bis zum Hüfigletscher um 620 m gesunken und auch bedeutend schwächer geworden. Der Mittelschenkel erscheint um vieles verkürzt. Auf der linken Seite des Hüfigletschers bilden Prophyre und Gneisse den Gewölbekern. Im Muldenschenkel selbst treten Nebenfalten auf. Am Ende des heutigen Hüfigletschers zählte ich 14 solcher Fältelungen (vergl. pag. 36). Gehen wir weiter nach Osten, so sehen wir, wie der Gewölbeschenkel von Oberhüfi immer mehr an Ausdehnung gewinnt, bis schliesslich auch in ihm Nebenfalten auftreten. Die Windgällenfalte löst sich gegen Osten in mehrere kleinere Nebenfalten auf.

Im verkehrten Mittelschenkel der Windgällenfalte finden wir eine kleine tektonische Störung am untern Furggeli. Statt einer Schilderung der Verhältnisse lasse ich die beigelegte Figur, Taf. I, Fig. 1, sprechen.

Der Gewölbekern der Windgällenfalte wird eingenommen durch den Windgällenporphyr. Um dieses Endoskelett schmiegen sich die Sedimentschichten zu dem selten schönen Faltenbau. Im innersten Teil der Falte, vom obern Furggeli bis zum Schwarzhorn, besitzt, wie schon *C. Schmid*<sup>1)</sup> gezeigt hat, der Porphyr seine massigste Textur. Diese Textur entspricht den statischen Druckverhältnissen, die im Gewölbekern dieser Falte geherrscht haben müssen. Die prachtvoll erhaltenen Ammoniten im obern Furggeli, die bei einem Durchmesser von 40 cm (*Peltoceras Constanti*) fast vollständig frei sind von Deformationen, ebenso die gut erhaltenen Belemniten geben einen weitem Einblick in die Druckverhältnisse an dieser Stelle. Im Mittelschenkel der Falte wird die Struktur des Porphyrs schiefrig; Streckungen und Zerreibungen an *Cidaristacheln* und Belemniten im Dogger, ebenso Fältelungen von Calcitadern im untern Malm belegen hier die Wirkung des einseitig gerichteten Druckes.

Mit Ausnahme eines grossen Bruches am Westende der kleinen Windgälle sind grössere Querdislokationen aus der Windgällenfalte nicht bekannt. Es liegt auf der Hand, den Bruch, welcher ein Absinken des westlichsten Teiles der kleinen Windgälle um einige Meter zur Folge hatte, auf eine Unebenheit in der hercynischen Unterlage zurückzuführen.

## 2. Die Hohen-Faulendecke.

Die Hohen-Faulendecke ist bis dahin nirgends zusammenhängend erwähnt und beschrieben worden. Ich benenne sie nach dem Hohen-Faulen 2518 m über Meer ob Erstfeld, dem bekanntesten und einem der höchsten Gipfel, welcher aus ihr herausgeschnitten ist. Ihre Ausdehnung und Form ergibt sich am besten aus dem Kulissen-Profil und der geologischen Karte.

Durch das Brunnital bei Unterschächen wird diese Decke in zwei Teile, in einen östlichen und einen westlichen Teil getrennt.

### a) Der westliche Teil der Hohen-Faulendecke.

+ Vom Bahnhof Altdorf aus können wir unterhalb der Burg einen eigenartig plötzlich abbrechenden Malmkeil beobachten, welcher schon von *Alb. Heim* auf Blatt XIV in 1:100000 dar-

<sup>1)</sup> Unter diesen massigen Porphyrrarten unterscheidet *C. Schmid* dreierlei Typen mit holokristallin-porphyrischer Struktur und zwei Typen mit felsitischer Grundmasse und ganz seltenen Einsprenglingen (Hornsteinporphyre). Diese leiten zu den im Mittelschenkel zu Sericitallbitgneissen umgewandelten gequetschten Porphyren über, die ebenfalls aus einem ursprünglich felsitischen Porphyr entstanden sind. Die Anfänge einer Einwirkung mechanischer Kräfte auf die massigen Prophyre zeigen sich in einer innern Zertrümmerung des Gesteins. Es erscheint dasselbe aus lauter scharfkantigen, ebenflächigen, meistens ungefähr rechteckigen Stücken zusammengesetzt, bleibt aber äusserlich noch ganz kompakt. Die Grundmasse zeigt die Anfänge der Entglasung. In dieser Weise veränderte Prophyre finden sich namentlich am Fusse des Gwasset, am obern Furggeli und an der Nordseite des Schwarzorns.

gestellt worden ist. Dieser Malmkeil bildet das nordwestliche Ende der Hohen-Faulendecke und liegt hier zirka 6 km vom Nordrand der kleinen Windgälle entfernt.

Übersteigen wir z. B. an der Plattistege diesen Malmkeil, so betreten wir südlich der Burg eine ausgedehnte, schwach nach Norden geneigte Hochfläche, aufgebaut aus Taveyannazsandstein, der an mehreren Stellen seine Unterlage, die Nummulitenschichten und den Malm erkennen lässt. Der Taveyannazsandstein, welcher hier überall in seiner typischen, gefleckten Ausbildung auftritt, bildet ein Charakteristikum für die Hohen-Faulendecke.

Durchqueren wir nun diese 1.8 km breite Hochfläche von Westen nach Osten und steigen an ihrem östlichen Ende unterhalb der Blinzi nach der Sittliser Alp hinunter, so tritt abermals unter den Sandsteinen und Nummulitenkalken der Malm wieder zutage, dessen nördliche, ebenfalls keilförmig endende, Stirn hier bereits gegenüber der Burg etwas zurückgeblieben ist. Dieser Malm bildet den westlichen und südlichen Abschluss der ausgedehnten, hufeisenförmigen Sittliseralp und zeigt von West nach Ost eine allmähliche Abnahme in seiner Mächtigkeit. Die Andeutung einer Stirnumbiegung fehlt auch hier.

Das nördliche Ende dieser Platte von Hochgebirgskalk zwischen Burg und Blinzi ist nirgends entblösst, sondern stets von eocänen Sandsteinen umhüllt.

Ausgezeichnet ist dagegen diese von Sandsteinen bedeckte Platte, durch das Auftreten von Brüchen, welche die Hochfläche quer von West nach Ost durchschneiden. Diese Brüche treten fast ausschliesslich nur im Malm auf und fehlen im östlichen Teil der Decke (östlich des Brunnitales), in welchem der Hochgebirgskalk in seiner Entwicklung zurückbleibt. Ob die Brüche die ganze Platte durchsetzen oder nur an ihrem West- und Ostrande auftreten, liess sich nicht mit Sicherheit feststellen, da sie nur im Malm deutlich erkennbar sind und nur selten durch die eocäne Bedeckung hinaufgreifen. Die Sprunghöhe der Brüche besitzt nur einen geringen Betrag, und zwar ist meistens, z. B. unterhalb der Blinzi, der Nordflügel gegenüber dem Südflügel gehoben.

Die Burg selbst ist von zwei Brüchen durchsetzt, die auch orographisch heraustreten und in den Taveyannazsandstein hineingreifen. Am Südfusse der Burg folgt die Plattistege einer dritten Verwerfung, welche mehr die Form einer schuppenförmigen Aufschiebung besitzt, bei der der südliche Flügel auf den nördlichen geschoben ist. Südlich der Plattistege folgt eine weitere Störung von derselben Art. Es ist möglich, dass diese beiden letzten Verwerfungen mit den beiden Brüchen am Ostende der Blinzi in Verbindung stehen. Nördlich der Blinzi finden wir, dem Malm bereits vorgelagert, noch eine kleine Verwerfung im Taveyannazsandstein.

Erst spät gelang es, von der gegenüberliegenden Talseite der Schächentaler Bergen aus, im Taveyannazsandstein nördlich der Blinzi eine Stirnumbiegung zu erkennen, welche wahrscheinlich eine Teilfalte einer grösseren, den Nordabbruch der Malmplatte umhüllenden Stirnfalte bildet.

Der Malm der Burg bildet nach Süden eine ununterbrochene 200—300 m mächtige Felswand, welcher wir folgen, wenn wir von den Schattdorfer Bergen aus den Hohen-Faulen besteigen. Die Malmwand tritt unmittelbar vor dem Faulen eng mit dem Malm des Belmeten zusammen, wird jedoch von demselben durch ein Band von eocänen Tonschiefern getrennt. Der Malm des Faulen setzt sich in den Hochgebirgskalk des Rinderstocks fort; am Fusse desselben führt auf den eocänen Schiefern ein kleiner, schmaler Pfad um den Rinderstock herum nach der Seewialp. Auf der östlichen Seite des Rinderstocks können wir dem Malm auf dem Weglein über den Stich zwischen Rinderstock und Rotgrat folgen und gelangen auch auf diesem Wege nach der Seewialp. Die Gipfel des Faulen, des Rinderstocks und des Rotgrat bestehen aus Taveyannazsandstein, welcher vom liegenden Malm noch durch ein Band von Nummulitenkalk getrennt ist.

Am Fusse des Rinderstocks, unterhalb dem Stich, liess sich an der Basis der Decke eine kleine, einige Meter breite Linse von stark marmorisiertem Kalk auffinden, den ich als Lochseitenkalk betrachte. Es ist dies der einzige derartige Fund in der Hohen-Faulendecke.

Den Malm des Faulen können wir nach Osten in der Streichrichtung durch das Griestal hinunter verfolgen. Die Axe der Decke senkt sich mit der Talsohle des Längstaales, und am Aus-



gänge des Gristals erreichen wir die Kalkwand, welche von der Blinzi und vom Sittliser herkommt. Diese Wand steht wiederum, nur an einigen wenigen Stellen von Schutt überdeckt, mit dem Weisstöckli am Fusse der grossen Windgälle in Verbindung, in welchem eine muldenförmige Aufbiegung der Schichten zu erkennen ist. Dieselbe Auffaltung beschreiben, nur in viel ausdrucksvollerer Form, die Taveyannazsandsteine des Schwarzstöcklis.

Die Überschiebungsbreite vom nördlichsten Ende des Malmkeiles an der Burg bis zum südlichsten Ende des Hohen-Faulenmalm am Fusse der kleinen Windgälle beträgt 6 km. Herr Prof. Dr. Heim hatte die Freundlichkeit, mich darauf aufmerksam zu machen, dass bei Leitersplangg am Südende der Sittliseralp die Nordstirn der ostwärts an Breite abnehmenden Malmdecke eben noch von einer Eocänbrücke umhüllt wird. Die Überschiebungsbreite des Hohen-Faulenmalm beträgt hier nur noch 2.25 km. Auf der östlichen Seite des Brunnitales bleibt die Überschiebung des Malm weit hinter derselben des ihn überlagernden Taveyannazsandsteins zurück. Sie beträgt hier am Fusse des kleinen Ruchen nur noch 1 km. Die drei nördlichsten Stellen des Malm an der Burg, bei Leitersplangg und am Fusse des kleinen Ruchen liegen in einer NW-SO verlaufenden geraden Linie.

Steigen wir am Ausgang des Gristals nach der Brunnialp hinunter, so durchqueren wir z. B. oberhalb der „Widderflüh“ zuerst ein Band von eocänen Tonschiefern und Sandsteinen und gelangen dann über den, dem Belmeten entsprechenden Malm des Brunnitales in das nach seinen Quellen benannte Tal selbst hinunter.

#### **b) Der östliche Teil der Hohen-Faulendecke.**

In selten ausgeprägter Weise ist die Stirnfalte der Hohen-Faulendecke in ihrer östlichen Fortsetzung an den Wespen unterhalb des Griesstockes ebenfalls im Taveyannazsandstein erhalten. Der Malm der Hohen-Faulendecke bleibt hier in seinem nach Norden Ausholen stark zurück, so dass die Decke nur noch vorwiegend aus Taveyannazsandstein gebildet wird. Die Unterlage der Stirnfalte an den Wespen besteht aus Wildflyschschiefern, die wiederum auf Gesteinen der Altdorfer Sandstein-Dachschiefergruppe aufruhend. Die Stirn der Falte enthält hier mitgerissen eocäne Quarzite und Tonschiefer und diese tragen dazu bei, eine scharfe Überschiebungslinie zu zeichnen. Zudem erfährt hier die Falte eine Doppelung derart, dass ein höheres, nach Norden übergelegtes Gewölbe eine tiefere kleine Falte überragt.

Folgen wir dem Taveyannazsandstein nach Süden, so sehen wir ihn im kleinen Ruchen in selten ausgeprägter Weise die muldenförmige Auffaltung der Windgällenfalte beschreiben. Der an der Basis dieser Sandsteine liegende stark zurückgebliebene Rest des Hohen-Faulenmalm wird auch hier von den Sandsteinen durch Nummulitengesteine getrennt.

Die Stirn umbiegung an den Wespen liegt 2.5—3 km vom grossen Ruchen, der Gewölbeumbiegung der Windgällenfalte, entfernt. Die gesamte sichtbare west-östliche Ausdehnung der Hohen-Faulendecke von der Burg bis zu ihrem östlichen Teil an den Wespen beträgt nicht ganz 7 km. Diese Decke sticht an den Wespen unter den Malm der Griesstockdecke und lässt sich ostwärts von dieser Stelle nicht mehr auffinden. Die Mächtigkeitsabnahme, wie das rasche Zurückbleiben des Malm deuten schon im sichtbaren Teil der Decke auf ein baldiges Auslöschen nach Osten hin.

#### **c) Der südliche Teil der Hohen-Faulendecke, ihre Einwicklung durch die Windgällenfalte und ihre Wurzelregion.**

An ihrem Südende wird die Hohen-Faulenüberschiebung überall vom liegenden Gewölbe der Windgällenfalte durch ein Eocänband, hauptsächlich bestehend aus den untern eocänen Schiefern, getrennt. Verfolgen wir dasselbe von West nach Ost:

Der Nordfuss der kleinen Windgälle wird von einer grossen Masse von eocänen Tonschiefern und Sandsteinen vom Typus der Altdorfer Sandsteine eingenommen, die in einer eigen-



tümlichen, muldenförmigen Nische dem autochthonen Malm aufliegen. Die Bildung dieser nischenförmigen Vertiefung im Malm, die möglicherweise mit einer Unebenheit im kristallinen Untergrund zusammenhängt, ist noch unerklärt. Die eocänen Schiefer und Sandsteine aber, welche diese Nische erfüllen, erlitten bei den tektonischen Vorgängen nur eine Stauung, nicht aber eine Abscherung.

Mit dieser Masse von eocänen Schiefen und Sandsteinen stehen auch die Nummulitenkalke und Tonschiefer des Eocänbandes in Verbindung, welches sich, meist mit verkehrter Lagerung der Schichten, um die kleine Windgälle herumzieht und bei Oberkäsern spitz endet.

Unter diesem Eocänband der kleinen Windgälle trennt aber noch ein zweites, schmäleres, muldenförmiges Band von gelben Nummulitenkalken einen Malmfetzen am Fusse der kleinen Windgälle ab, welcher keilförmig gegen die Eocänmasse der „Riedersegg“ endet, hier abgezerrt und vollständig von Schiefermassen umhüllt erscheint. Dieser Malmfetzen ist ein abgerissener Teil des Malm der Hohen-Faulendecke, welcher bereits 400 m nördlich von dieser Stelle auf der Nordseite der „Riedersegg“, aus der eocänen Schiefermasse und umhüllt von eocänen Schiefen, allerdings nur in einer Mächtigkeit von 10—20 m, wieder auftritt, sich von hier aber in ununterbrochenem Zusammenhange mit dem Malm des Rinderstocks und des Hohen-Faulen verfolgen lässt. Kulissenprofil und geologische Karte mögen das hier Gesagte besser erläutern.

*Der Malm der Hohen-Faulendecke aber (den abgetrennten Fetzen der Decke inbegriffen) wird hier am Nordwestfuss der kleinen Windgälle von der Gewölbestirne der Windgällenfalte überfaltet und eingehüllt.* Diese Überfaltung beträgt an derjenigen Stelle, wo die Windgällenfalte am weitesten nach Norden vorgeschoben ist, 1,5 km. Eine solche Einhüllung der höheren Decke durch die tiefere Falte ist hier nur denkbar unter Annahme einer jüngern Entstehung der Windgällenfalte.

Vom Nordwestfuss der kleinen Windgälle streicht das trennende Eocänband am Nordfuss der Windgällenfalte entlang, meist von Schutt überdeckt, nach dem Seewlisee hin. Hier muss uns Taf. II, Fig. 1, Aufklärung geben:

Der Seewlisee liegt nämlich zum grössten Teil in einem Fenster von eocänen, autochthonen Nummulitenschichten und Tonschiefen, welche auf der südlichen Längsseite des Sees in einer Rippe aus dem See auftauchen. Der Malm der Hohen-Faulendecke ist hier zersprengt und in einzelne Fetzen zerrissen, welche als Kappe auf der Eocänrippe aufliegen. Zwischen dem Malm der Windgällennordwand und dem zerrissenen Malm der Hohen-Faulendecke finden wir nur ein etwa 200 m breites Band von Schuttkegeln. Vermutlich deckt dieser Schuttstreifen das trennende Eocänband zwischen Windgällenfalte und Decke, wobei nicht ausgeschlossen sein soll, dass die beiden Schichtreihen von Malm auch direkt übereinander liegen können. Über diesem Schuttband zeigt sich in der Windgällennordwand noch eine weitere tektonische Komplikation: Ein Fetzen von autochthonen Nummulitenschichten ist nämlich auf eine Längenerstreckung von etwa 600 m infolge Bildung einer Querfalte in die Gewölbestirne der Windgällenfalte eingeklemmt worden. Diese Querfalte oder Querflexur entstand an derjenigen Stelle, wo die Windgälle am weitesten nach Norden geschoben worden ist. Sie ist wohl auf die geringe Ausweichmöglichkeit beim Aufstau dieser Falte zurückzuführen. Die Stauung, die bei der Überfaltung des Windgällengewölbes an dieser Stelle entstand, erklärt wahrscheinlich auch die Zerreißung, welche der Malm der Hohen-Faulendecke hier erfuhr.

Das Eocänband zwischen Windgällenfalte und Hohen-Faulendecke lässt sich von hier über die Einsattelung zwischen Windgällennordwand und Schwarzstöckli und längs des Firrenbandes nach dem Ruchkehlenpass verfolgen. Eigenartig ist in der Einsattelung zwischen der grossen Windgälle und dem Schwarzstöckli der kleine in eocänem Tonschiefer eingeklemmte Zahn von Malm der Hohen-Faulendecke. Es sei auch auf den grossen Unterschied in der Mächtigkeit dieses Malm westlich dieser Einsattelung, gegenüber demjenigen des Schwarzstöckli, aufmerksam gemacht.

Am Aufstieg zur Ruchkehle biegen die braunen Nummulitenkalke der Hohen-Faulendecke, welche den Malm am Fusse des kleinen Ruchen überlagern, steil ab. Sie bilden den nördlichen Schenkel der spitzen Mulde, welche der Muldenumbiegung der Windgällenfalte entspricht. Der südliche Schenkel dieser braunen Nummulitenkalke taucht in Schichtköpfen an der Basis der kleinen Kalkwand der Hohen-Faulendecke auf, die am Fusse des grossen Ruchens liegt. Alle

Schichten fallen hier am Eingang zur Ruchkehle bereits steil nach Süden. Die Überfaltung der Windgällenfalte beträgt wohl nur noch einige 10 Meter.

In der Ruchkehle selber finden wir den Malm der Hohen-Faulendecke nur noch in einem winzigen, zerrissenen und ausgequetschten Fetzen, eingeklemmt zwischen Taveyannazsandsteine, erhalten, und hier nun könnten Taveyannazsandsteine und Nummulitenkalke der Hohen-Faulendecke mit dem autochthonen Eocänband, welches Windgällenfalte und Hohen-Faulenüberschiebung trennt, aneinandertreten. Meistens sind aber die beiden durch Schutt getrennt. Auf der Passhöhe der Ruchkehle selber keilt das autochthone Eocänband am Fusse der Kalkschyen aus. Seine Fortsetzung müsste an der Basis dieser zackigen Felswand liegen, lässt sich aber nirgends mehr auffinden. Der Malm der Hohen-Faulendecke setzt sich in den Kalkschyen selbst fort, welche die Wurzel der Hohen-Faulendecke darstellen.

Auf der Passhöhe der Ruchkehle stehen die Schichten des Malm und der eocänen Gesteine senkrecht. Unter dem Gipfel des kleinen Ruchen lässt sich im Malm bereits die Umbiegung der Schichten in die normale horizontale oder nach Süden einfallende Lage des Gewölbeschenkels erkennen (siehe Taf. I, Fig. 2) und ostwärts am Häsliggrat und im südlichen Ausläufer des grossen Scheerhorns folgt diese Umbiegung auch in der eocänen Bedeckung des Malm. Mit diesem Ausläufer des Scheerhorns haben wir das autochthone in sich gefaltete Gebiet des Hüffirns erreicht. *Die Hohen-Faulendecke reiht sich unmittelbar südlich an die Windgällenfalte an.*

Wenn uns die Lagerungsverhältnisse über die tektonische Stellung der Hohen-Faulendecke im Unklaren liessen, so würde uns die Facies und die Verteilung der Gesteine einen Aufschluss geben. Wir haben bereits das Vorkommen von unterer Kreide (Valangien-Echinodermenbreccie) am Südabhang der Burg erwähnt. Diese Kreide deutet auf einen engen Anschluss der Hohen-Faulendecke an die Griesstockdecke hin. Im Autochthonen fehlt die Valangien-Echinodermenbreccie, wie jedes höhere Glied der Kreide vollständig. Ebenso treten erst im Eocän der Hohen-Faulendecke die Nummulinacomplanatakalke auf, welche dem autochthonen Gebiet noch vollständig fehlen, in der Griesstockdecke aber fast stets zu finden sind. Mit dieser Feststellung erhalten unsere tektonischen Erläuterungen eine weitere Stütze.

### 3. Die Griesstockdecke.

Die Deutung der Griesstockdecke ist im Laufe der Erforschung unserer Alpen starken Schwankungen unterworfen gewesen. Einst von *Alb. Heim* im Mechanismus der Gebirgsbildung als eine lokale Verdickung des Lochseitenkalkes der Glarner Doppelfalte aufgefasst, lässt *J. Boussac* (17) diese Decke als „une lame de malm, essentiellement différente des vraies nappes helvétiques“, weit von Süden herkommen.

*Alb. Heim* (20) hat 1906 die Griesstockdecke einer wiederholten Untersuchung unterworfen, und auf den Beobachtungen, welche in dieser Arbeit niedergelegt sind, möchten wir hier aufbauen. Vor allem wichtig ist in dieser Arbeit die Trennung des nördlichsten Endes der Griesstockdecke, der Balmwand, von dem Lochseitenkalk. In einer vortrefflichen Skizze, mit deren Hilfe wir uns leicht im Gebiete zurecht finden, hat *Heim* die Verhältnisse im Hintergrunde des Schächentales am alten Klausenpassweg von Aesch bis zur untern Balmalp klargestellt. Wir überschreiten auf dem alten Klausenpassweg an die Balmwand tretend von unten nach oben:

1. Malmkalk, massig, strichweise ziemlich stark marmorisiert und hellgrau, ähnlich dem Troskalk, strichweise gleich dem normalen Hochgebirgskalk (Quintnerkalk).

2. Bei zirka 1680 m über Meer tritt ein schiefriger Keil von unterer Kreide in die Balmwand hinab. Der Weg benutzt zum Teil die Grenzfläche desselben am unterliegenden Malm und das Schieferband selbst. Im mittleren Teil des Keiles, nördlich des Weges, ist Kieselkalk (Neocom) anstehend, am obern Rand eine Bank mit verkieselten Austern (Drusbergschichten).

3. Diese Bank wird überlagert von Schrattenkalk, welcher früher für Malm gehalten worden war. Die Mächtigkeit des hellen, grauen, marmorisierten, die Knetstrukturen des Lochseitenkalkes aber entbehrenden Kalkes beträgt zirka 10 m.



4. Der Schrattenkalk ist überdeckt von rauhen, braunen, gelb anwitternden Nummulitenkalksteinen, die bei 1732 m zwischen den beiden Hüttengruppen der untern Balmalp leicht zu finden sind. Der Nummulitenkalk wird von Lochseitenkalk überdeckt, über welchem rote Quartenschiefer, Zellendolomit und endlich Quarzite und Tonschiefer des Lias folgen.

Dieselbe Trennung zwischen Lochseitenkalk und Griesstockdecke, welche *Alb. Heim* für die Gegend der untern Balmalp feststellt, lässt sich an der heutigen Klausenstrasse auffinden.

Wir wollen nun die ganze Griesstockdecke, soweit mir dies in diesem schneereichen Sommer möglich war, mit steter Benutzung der Profilzeichnung Taf. III durchgehen.

#### a) Der nördliche Teil der Griesstockdecke: die Balmwand.

Die 1900 fertiggestellte Klausenstrasse durchschneidet den nördlichsten sichtbaren Teil der Griesstockdecke und liegt stets über der Oberkante des Malm in der untern und mittleren Kreide der Balmwand.

Von Urigen herkommend, legt die Strasse an einigen wenigen Stellen Sandsteine und Schiefer von der Gruppe der Altdorfersandsteine frei und stösst unmittelbar vor dem Klausentunnel, bei Windeggen, auf den westlichsten mesozoischen Ausläufer der Griesstockdecke. Hier vor dem Tunnelleingang treffen wir in einem Steinbruch gelbe, adrige Blöcke eines groben Echinodermenkalkes. Die Basis des Steinbruches zeigt einen massigen adrigen, etwas bräunlich angewitterten kieseligen Kalk (Hauterivien) mit nur spärlichen Echinodermen und mit muscheligem dunkelm Bruch. Der Echinodermenkalk, von welchem die gelben Blöcke herrühren, liegt in einer Mächtigkeit von zirka 3 m darüber. In frischem Bruch grauschwarz ist er ebenfalls stark adrig, massenhaft erfüllt von Echinodermenfragmenten, zerklüftet und von einem gelben, ockerigen Residuumsinter durchzogen. Dieser Echinodermenkalk schliesst den Kieselkalk der untern Kreide gegen die hier bewachsenen Drusbergschichten ab. Klettern wir an dem von Gras bewachsenen Strassengehänge hinauf, so stossen wir bald auf Felsköpfe von karrigem, hellgrauem Schrattenkalk, die von eocänen Quarziten überlagert werden. Diese Schrattenkalkfelsköpfe stellen den letzten sichtbaren mesozoischen Ausläufer dar, den wir am Nordwestende der Griesstockdecke auffinden können.

Der Tunnelleingang bei Windeggen bringt uns gleich eine tektonische Komplikation. Statt der erwarteten untern Kreidekalke durchschneidet er nämlich grobkörnige, sandige Quarzite mit Nummuliten und Schrattenkalk, und erst jenseits des Tunnels treffen wir wieder die Fortsetzung der Schichten unseres Steinbruches. Durchschreiten wir vorerst den Tunnel und untersuchen den Tunnelausgang. Hier fällt der Echinodermenkalk mit 30° gegen den Berg ein, zeigt aber eine ausgesprochene Schieferung mit dem allgemeinen Gefälle des Hanges und auf einer Schieferungsfläche eine mit Rutschharnischen überzogene Clivagebruchfläche. Kehren wir nun durch den Tunnel zurück, und folgen wir dem kleinen Weglein, welches südlich vor dem Tunnelleingang mündet und über den Tunnel führt, so erkennen wir, dass die eocänen Sandsteine, welche karrenförmig in den Schrattenkalk hineingreifen und von Globigerinenschiefern überdeckt werden, leicht gewölbt ansteigen. Derselben Aufbiegung gehorcht der Schrattenkalk. Folgen wir dem Weglein dem Gehänge hinauf weiter, so treffen wir oberhalb des Tunnelausganges auf Drusbergschichten mit verkieselten Austern und Schrattenkalk, welche die normale Bedeckung der untern Kreide, die wir am Tunnelausgang geschlagen haben, darstellen. Von diesen oberen Kreidefelswänden sind der Schrattenkalk und die übrigen Kreide- und Eocänschichten des Tunnels längs einer Clivagebruchfläche abgeglitten. Die eben beschriebene tektonische Störung lässt sich am besten vom untern südlichen Strassenbord überblicken. Vom Tunnelleingang den überwachsenen Hang hinabsteigend schlagen wir vorerst die Fortsetzung der eocänen Sandsteine vom Tunnelleingang und queren dann, uns dem Bache nähernd, Schrattenkalk und endlich Kieselkalk, über welche der Bach in einem kleinen Fall niederstürzt. Der ganze niedergebrochene Kreidekomplex wird messerscharf von eocänen, knorrigten Wildflyschschiefern unterlagert, unter welchen Dachschiefer und Altdorfersandsteine folgen. Durch diese Deutung der Verhältnisse am Windeggentunnel fällt die Ansicht von *Alb. Heim*, die Balmwand ende in einer Stirnfalte, dahin.



Vom Tunnelausgang folgt die Strasse ungefähr 500 m lang stets der untern Kreide und durchschneidet dann den Schrattenkalk. Ein Blick über die bewaldeten, von Blöcken übersäeten, Gehänge nach dem Schächental hinunter, lehrt uns, dass das stark ausgeprägte Clivage der Balmwand auf dieser Strecke Anlass zu Rutschungen und Felsstürzen gegeben hat.

Nach der Zahl 1571 der Karte tritt die Strasse in eocäne Tonschiefer ein, welche in einem spitzen Keil in die Balmwand hinabgreifen. Derartige spitze Schieferkeile, welche wenigstens (allerdings bei geringerer Breite) bis zur Strasse herabreichen, folgen sich nun rasch hintereinander noch zweimal (siehe die geologische Karte); zwischen den Schieferkeilen durchschneidet die Strasse untere und mittlere Kreideschichten.

Bei der Zahl 1614 der Karte liegt an der Strasse längs einer Überschiebungsfläche Schrattenkalk auf eocänen Schiefern. Nach der Zahl 1614 folgt ein kleiner Bruch, die Strasse bleibt jedoch im Schrattenkalk bis vor Zahl 1673, wo zwei kleine Brüche, welchen die Seitenbäche folgen, den Schrattenkalk wiederum über die Strasse heben, so dass wir hier den Echinodermenkalk der untern Kreide schlagen können. Am letzten dieser Brüche ist der Schrattenkalk vollständig lochseitisiert und vom eigentlichen Lochseitenkalk im Handstück nicht zu unterscheiden. Im Weitergehen nähert sich der Schrattenkalk abermals der Strasse und wird nun von enorm gekneteten, geschleppten, gefältelten, zerdrückten, schwarzen, eocänen Tonschiefern überdeckt. Auf diesen Tonschiefern folgt der Lochseitenkalk, der von Trias und Lias einer höhern Decke überlagert wird.

Mit dieser Wanderung liegen die Verhältnisse an der Oberkante der Balmwand im grossen ganzen klar vor uns. Charakteristisch sowohl für die Balmwand wie für die Griesstockdecke überhaupt ist, dass ihre Oberfläche stark zerzaust, gefältelt, geschuppt und von Brüchen durchsetzt erscheint, wobei die tektonischen Störungen meist nur die Kreide erfasst haben und stets einer Schubrichtung von Süd nach Norden gehorchen.

*Alb. Heim* hat schon hervorgehoben, dass die Unterkante der Balmwand, wie der ganzen Griesstockdecke, im Gegensatz zu der Oberfläche fast durchweg eben verläuft. Die Unterlage der Balmwand bilden auf der rechten Schächentalerseite Wildflyschschiefer und Sandsteine der Altdorfersandstein-Dachschiefergruppe; als Unterlage des Griesstocks selbst treten vorwiegend z. B. am „Kammlitritt“ gewundene, zerdrückte Wildflyschschiefer auf, ferner können auch Taveyannazgesteine der Hohen-Faulendecke direkt den Malm der Griesstockdecke untertiefen.

Irgend eine Spur eines verkehrten Mittelschenkels (Lochseitenkalk) an der Basis der Griesstockdecke ist bis dahin nirgends aufgefunden worden.

#### **b) Der südliche Teil der Griesstockdecke: der Griesstock und die Scheerhörner.**

Die Verhältnisse in der Umgebung der Kammlialp haben bereits in der geologischen Karte der Glarneralpen von *J. Oberholzer* und *Alb. Heim* eine Darstellung gefunden. Vor allem wertvoll sind hier die Eintragungen, der vollständig von ihrem Untergrund losgerissenen und frei im Eocän schwimmenden Kreidefetzen oberhalb der Kammlialp. Eine Aufschiebungsfläche durchsetzt nördlich der Kammlialp die ganze Griesstockwand. Auf der Karte der Glarneralpen wird die kleine Kalkwand oberhalb der Munggenbänder als eine nördlich überliegende Falte aus Malm der Griesstockdecke aufgefasst. Herr *J. Oberholzer* hatte aber die Freundlichkeit, mich darauf aufmerksam zu machen, dass diese Kalkwand eher aus Schrattenkalk bestehe. Sie wird u. a. überlagert von Gault, Seewerkalk und Complanataschichten. Punkt 2300 der Karte liegt auf Seewerkalk.

Vor Besprechung des Griesstocks sei noch einmal auf die stratigraphischen Profile der Kreide hingewiesen. Unsere Kenntnis der Oberfläche des Griesstocks bleibt, ihrer Eis- und Schneebedeckung wegen, noch stark hinter derjenigen der Balmwand zurück. Eine genaue Darstellung dieser Oberfläche wäre zudem nur in einer Karte von grösserem Masstab möglich.

Auf einer Wanderung von der Kammlialp zum Griesstockgipfel treffen wir vor Punkt 2318 der Siegfriedkarte einen Bruch und einen Fetzen von unterer Kreide, dann zwischen Punkt 2318 und 2378 auf der nördlichen Griesstockkante eine ausgedehnte nach Norden überliegende Kreide und Eocäneinfaltung, bei welcher die ganze Kreide vertreten ist. Der Kamm des Griesstocks

wird an dieser Stelle von eocänen Nummulitenkalken eingenommen. Weitere untere Kreidefetzen finden wir bei Punkt 2559. Die Griesstockgipfel 2659 und 2666 bestehen ebenfalls aus der Echinodermenbreccie der unteren Kreide und einigen wenigen Fetzen von Schrattenkalk. Punkt 2666 wird eingenommen, durch ein nördlich überliegendes Fältchen. Nähern wir uns nun von diesem Punkte dem Punkte 2731 nach Süden, so gelangen wir ungefähr in der Mitte unserer Wanderung aus der untern in die obere Kreide. Die stratigraphischen Profile, welche ich an dieser Stelle habe aufnehmen können, sind bereits erwähnt worden. Ich konnte von hier bis vor Punkt 2731 etwa drei Eocänbänder ausscheiden, die alle ungefähr Ost-West streichen; die einzelnen Faltungen der Kreide und des Eocäns bestehen nur noch in spitzen Keilen und Schuppen.

Von den Griesstockgipfeln aus sehen wir am Fusse des kleinen Scheerhorns den Malm der Griesstockdecke in einer gewölbeförmigen Aufbiegung in das kleine Scheerhorn übergehen. Von den Griesstockgipfeln bis zu Punkt 2730 queren wir die der Aufbiegung nördlich vorliegende Mulde und erreichen bei Punkt 2730 wiederum die untere Kreide der Griesstockgipfel. Die Mulde der Griesstockdecke, in welcher die Gipfel liegen, entspricht derjenigen im Taveyannazsandstein der Unterlage am kleinen Ruchen; sie stellt die östliche Fortsetzung der Windgällenmulde dar.

Vor Punkt 2730 können wir längs einer Bruchwand südlich über den Malm des Griesstocks, hinuntersteigen und von da den Scheerhorngriggelipass erreichen. Hier finden wir nur noch die eocäne Unterlage des Griesstocks, Taveyannazsandsteine (am Südabfall des Griggeligrates auch steil gestellte Nummulitenkalke) und diese Taveyannazsandsteine sind es, welche die beiden Schultern der Scheerhörner aufbauen.

*Abb. Heim* schon ist das eigentümliche Auskeilen und Dünnerwerden des Griesstockmalm am kleinen Scheerhorn aufgefallen. Denselben dünnausgewalzten Malm fand ich auch an der östlichen Schulter des grossen Scheerhorns, nahe Punkt 3160 m der Karte, an der Basis der mesozoischen Schichtreihe des Scheerhorngipfels.

Eine Traversierung der beiden Scheerhörner, von West nach Ost, die im Juni dieses Jahres mit drei Kollegen: unter der sichern Führung von Herrn *W. Adolf Keller* und in Begleitung der Herren *Hans Peter Cornelius* und *Peet van der Ploeg*, aufs beste gelang, erlaubt mir, über den Bau des kleinen und grossen Scheerhorns folgendes auszuführen:

Der Taveyannazsandstein des Hälsgirates und des Westirates am kleinen Scheerhorn wird überlegt von knorrigem, gewundenen Flyschschiefern von der Art des Wildflysches beim Kammlitritt. Diese Schiefer nehmen wohl auch den obersten, sanftgeneigten und von Schnee bedeckten Teil des Südirates am grossen Scheerhorn ein. Auf diesen Schiefer ruhen die Gipfel des kleinen und grossen Scheerhorn auf.

Beim Aufstieg zum „Hörnli“, dem westlichen Nebengipfel des kleinen Scheerhorns, überklettern wir 4 m mächtig den ausgewalzten Malm der Griesstockdecke; hierauf erst feinkörnige, dann grobkörnige Bänke von Echinodermenbreccie der untern Kreide und Kieselkalk. Der oberste Teil des „Hörnli“ besteht aus Schrattenkalk, welcher am kleinen Scheerhorn von Gault und Seewerkalk überlagert wird. Der Gipfel des kleinen Scheerhorns besteht aus schwierig zu überkletternden Platten von steilzerklüftetem, sandigem Nummulitenkalk, dem noch 4 m mächtig eocäne (untere) Schiefer aufgelagert sind.

Die Scharte zwischen dem grossen und dem kleinen Scheerhorn durchschneidet diese Schichten bis zum Schrattenkalk, welcher auch am grossen Scheerhorn von Gault und Seewerkalk überlagert wird. Eocäne Gesteine fehlen am grossen Scheerhorn. Der Gipfel des grossen Scheerhorns besteht aus plattigem, etwas knorrigem, innen dichtem, grauem Seewerkalk, wie er am Griesstock unten zu schlagen ist. Vom Gipfel des grossen Scheerhorns nach der Kammlücke absteigend, überschreiten wir wiederum die ganze, hier allerdings wenig zugängliche, Kreideserie, bis Punkt 3160 der Karte. Von diesem Punkt an bis zur Kammlücke besteht der ganze Ostgrat aus Taveyannazsandstein. Eine Fortsetzung der Griesstockdecke nach Osten können wir in der Kammlücke nicht beobachten. Der den Scheerhörnern östlich vorgelagerte Kammlistock weist einen stark abweichenden Bau auf.



### c) Zusammenfassung über die Griesstockdecke.

Die Griesstockdecke hat zwei deutlich getrennte Faltungsphasen durchgemacht. Die ältere Phase hatte das hauptsächlich Überstossen, d. h. die Bildung der Decke zugleich mit ihrer starken Verfäلتung der Oberseite, die jüngere Phase die Aufrichtung ihres südlichsten Teiles zur Folge. Diese Aufbiegung fällt zeitlich mit der Stauung der Windgällenfalte zusammen und ist nur deren Wiederholung und Abbild der aufliegenden Decke.

Die erste Faltungsphase ist sowohl im Griesstock wie in der Balmwand dadurch charakterisiert, dass die Fäلتungen und Schuppen der Oberseite nie tief in die Decke hinabgreifen, sondern nur oberflächlich die Kreide und das Eocän erfassen. Bei diesem Faltungsvorgang kam es vor, dass z. B. an den Munggenbändern ganze Partien der obern Kreide (Schrattenkalk, Gault, Seewerkalk, auch Nummulitenkalkbänke) einfach von ihrer Unterlage losgetrennt und als abgerissene Pakete in eocäne Tonschiefer eingeknetet wurden. Es ist dieser mechanische Prozess der Abzehrung nicht anders denkbar, als durch ein Darüberfahren eines Kammes oder Rechens, der sich stärker nach Norden bewegte als die tieferliegende Griesstockdecke.

Mit dem Auskeilen des Malm im Scheerhorn erlischt nach Süden nicht nur der Malm der Griesstockdecke, sondern die ganze Decke überhaupt. Nach Osten sind die Untersuchungen über diese Decke noch nicht abgeschlossen. Der Karte von *J. Oberholzer* und *Alb. Heim* ist zu entnehmen, dass auf der Ostseite des Klausenpasses der Malm der Griesstockdecke in der Klus wieder unter einer eocänen Bedeckung hervortritt. Dieser Malm erstreckt sich bei zirka 12 km Längenentwicklung, und zirka 1,5—2 km Breite, stets der Kreidebedeckung bar, bis nach Linthtal, wo er als spitzer Malmkeil im Eocän endet. Gegen Norden bricht er plötzlich und stumpf ab; im Süden spitzt er sich gegen seine Wurzel hin aus und scheint im Innern der Klaridenkette zu einem dünnen Kalkfetzen ausgewalzt zu werden. Auf der ganzen Erstreckung im Süden aber ist die Griesstockdecke von ihrer Wurzel abgerissen.

Dieses Abgezertertsein von der Ursprungsregion spricht dafür, dass diese Decke passiv ihre letzte Lage erreicht hat. Aus stratigraphischen Gründen kann sie aber nicht weit von Süden hergebracht worden sein. Die Facies ihrer Kreide besitzt zu grosse Übereinstimmung mit der autochthonen Kreide am Kistenpass. Die Wurzelregion muss in dem von Herrn Dr. *F. Weber* untersuchten Gebiete, in der Zone Val Frisal, Val Gliems liegen.

## 4. Die Kammlistockdecke.

(Im Auftrage der geologischen Kommission, gemeinsam mit Herrn *J. Oberholzer* aus Glarus, im August 1911 aufgenommen.)

### a) Die Südseite des Kammlistocks.

Lange galt der Kammlistock als einer der unentwirrbarsten Berge unserer nördlichen Kalkalpen. Bekannt war nur, dass auf der Westseite sein unterer Teil aus schwarzem, etwas gebanktem Hochgebirgskalk, Quintnerkalk, bestehe. Die Stellung des Berges zu den übrigen parautochthonen Falten und Decken aber blieb ungewiss.

*J. Oberholzer* hat, einer mündlichen Mitteilung zufolge, zuerst die Beobachtung gemacht, dass in der Moräne des Griesgletschers am Nordfusse des Kammlistocks erratische Dolomitblöcke von der Art des Rötidolomits, ferner Bruchstücke von Eisenoolith des Doggers auftreten. Es mussten sich folglich am Kammlistock Schichtglieder finden, welche der Hohen-Faulendecke und der Griesstockdecke fehlen und da auch die Facies des Malm am Kammlistock von derjenigen des Griesstocks stark abweicht, so erschien in erster Linie die Zugehörigkeit des Kammlistocks zur Griesstockdecke sehr fraglich.

Im Spätsommer 1910 gelang es mir noch beim Aufstieg von der Kammlilücke bis zum Kammlistockgipfel Echinodermenbreccie und Eisenoolith des Doggers, Schiltkalk und untere Malmschiefer in normaler Übereinanderfolge im untersten Teile der Aufstiegsroute aufzufinden (Tafel II, Fig. 2) und folgenden Bau der Schichten auf der Südseite dieses Berges festzustellen:



Die Kammlihörner, d. h. der südliche Ausläufer des Kammlistocks, bestehen aus Taveyannazsandstein von derselben Art, wie er an den Schultern der beiden Scheerhörner ansteht. Dieser Taveyannazsandstein muss als die normale (in sich gefaltete) Auflagerung der autochthonen Malm- und Doggerschichten aufgefasst werden, welche auf der südlichen Seite des Hüfifirns aus dem Eise hervorstechen, und die z. B. bei der Hüfiklubhütte den Gneiss überlagern. Der Taveyannazsandstein wird gegen Norden, am Südfuss des Kammlistocks von einem ausgewalzten Band von Schiefern (Dachschiefer) überlagert, auf welchem der erst grobgebankte, dann mehr massige schwarze Hochgebirgskalk, von der Art des Quintnerkalks, längs einer Überschiebungsfläche aufrucht. Dieser, zum Unterschied vom Griesstockmalm nicht marmorisierte Quintnerkalk bildet die klotzigen 100—200 m mächtigen Wände am Südfusse des Kammlistocks. Über ihm folgen 30—35 m mächtig Echinodermenbreccie des Doggers mit zahlreich eingeschlossenen Rötidolomitbrocken, 2 m Eisenoolith, ein dünnes Band gelbgefleckter Schiltkalk und die Schichtterrasse in 2987 m besteht aus unteren Malmschiefern, die nun abermals von grobgebanktem, innen schwarzem, nicht marmorisiertem Malmkalk, der bis zum Gipfel des Kammlistocks (3238 m) reicht, überlagert werden. Es gelang mir nicht, den Rötidolomit hier aufzufinden, doch bleibt keine andere Möglichkeit übrig, als dass die Blöcke von Rötidolomit, welche in den Moränen des Griesgletschers auftreten, aus dem Liegenden dieses Doggers herrühren.

Das nahezu horizontalverlaufende Doggerband muss auf der Westseite des Kammlistocks auskeilen, da dasselbe auf der Nordseite nicht mehr zu sehen ist.

Von der Klausenstrasse aus lässt sich im Malm des Kammlistockgipfels eine schiefangeschnittene Gewölbeumbiegung mit mehreren kleinen Nebenfalten beobachten. Unser Doggerband muss den Kern dieser Gewölbefalte bilden (siehe Fig. 11).

Ostwärts der Kammlihörner biegen Malm und Doggerschichten aus der horizontalen Lage in die vertikale um, und der Dogger steigt an einer Stelle bis an den Fuss des Kammlistocks herab. Östlich von hier, z. B. an den Clariden, lässt sich der Dogger nicht mehr auffinden.

#### b) Die West- und Nordseite des Kammlistocks.

Im Auftrage der geologischen Kommission galt es nun, diesen Sommer gemeinsam mit Herrn J. Oberholzer vor allem die Nordabdachung des Kammlistocks zu untersuchen, und ich benutze gerne die Gelegenheit, die Resultate dieser Untersuchung hier an ihrer richtigen Stelle in unser beider Namen einzuflechten.

Steigen wir von der Kammlilücke nach dem Griesgletscher hinunter, so überklettern wir zuerst eine kleine Wand von knorrigen, eocänen Schiefern, ähnlich den Wildflyschschiefern, welche Kalk-, Quarzit- und, etwas nördlich von der Kammlilücke, gelbbraune Nummulitenkalkbänke enthalten. Mit einer Überschiebungsfläche ruht der Malm des Kammlistocks diesen Schiefern auf. An der Basis des Malm finden wir eine auskeilende Bank eines hellen, stark marmorisierten, noch etwas fraglichen Kalkes, der auf Fig. 2, Taf. II, als Lochseitenkalk ausgeschieden ist, doch darf dieser lochseitisierte Kalk nicht dem Lochseitenkalk an der Basis der Axendecke gleichgestellt werden.

Die Schiefer der Kammlilücke mit den Nummulitenkalkeinlagerungen keilen nach Norden aus. Unter ihnen stellt sich ein hellgrauer malmähnlicher Kalk ein, der sich als steile, weithin sichtbare Wand von hier bis an den Nordfuss des Kammlistocks hinunterzieht. Dieser helle Kalk kann beim Abstieg nach dem Griesgletscher an einer isolierten Felsrippe angeschlagen werden und erweist sich hier als von zahlreichen Echinodermentrümmern durchsetzter Öhrlikalk. An der Auskeilungsstelle der eocänen Schiefer steht der Öhrlikalk mit dem hangenden Malmkalk durch ein schmales Kalkband in direkter Verbindung; doch schiebt sich sogleich zwischen Quintnerkalk und Öhrlikalk ein weiteres Schichtglied ein, welches hier ausgepresst, auf der Nordabdachung des Kammlistocks eine grosse Verbreitung erlangt. Es sind dies schwarze, mergelige Schiefer, welche mit dünnen und dickeren Kalkbänken wechsellagern und sowohl gegen das Hangende, wie gegen das Liegende nur lokal, nicht aber durchgehend, scharf begrenzt sind. Der Facies nach müssen es

Zementsteinschichten sein. Diese Schiefer- und Kalkbänke weisen zahlreiche Fältelungen auf und greifen auch an einer Stelle schmal keilförmig in den hangenden Quintnerkalk hinein, wodurch in demselben eine Trennungslinie entsteht, die sich bis nahe der Kammlilücke verfolgen lässt.

Gegen den Griesgletscher hinuntersteigend überklettern wir nun auf der kleinen von Schnee und Eis umgebenen Felsrippe zuerst den hellgrauen Öhrlikalk, dann Echinodermenbreccie des Valangien und erreichen am Fusse der Felsrippe eine Mittelmoräne des Griesgletschers. Folgen wir aber der Fortsetzung unserer Felsrippe am Nordfuss des Kammlistocks in nord-östlicher Richtung weiter, so sehen wir dieselbe als Kreidewand immer mächtiger und gegliederter werden, bis zuletzt am Ende des Griesgletschers die ganze Kreide in ihr vertreten ist. Es haben sich unter der Echinodermenbreccie, der Kieselkalk, ein dünnes Band Drusberg-schichten, eine kleine helle Wand von Schrattenkalk, abermals Drusberg-schichten mit Austern und darunter nochmals eine wohl 60—80 m mächtige Wand von Schrattenkalk

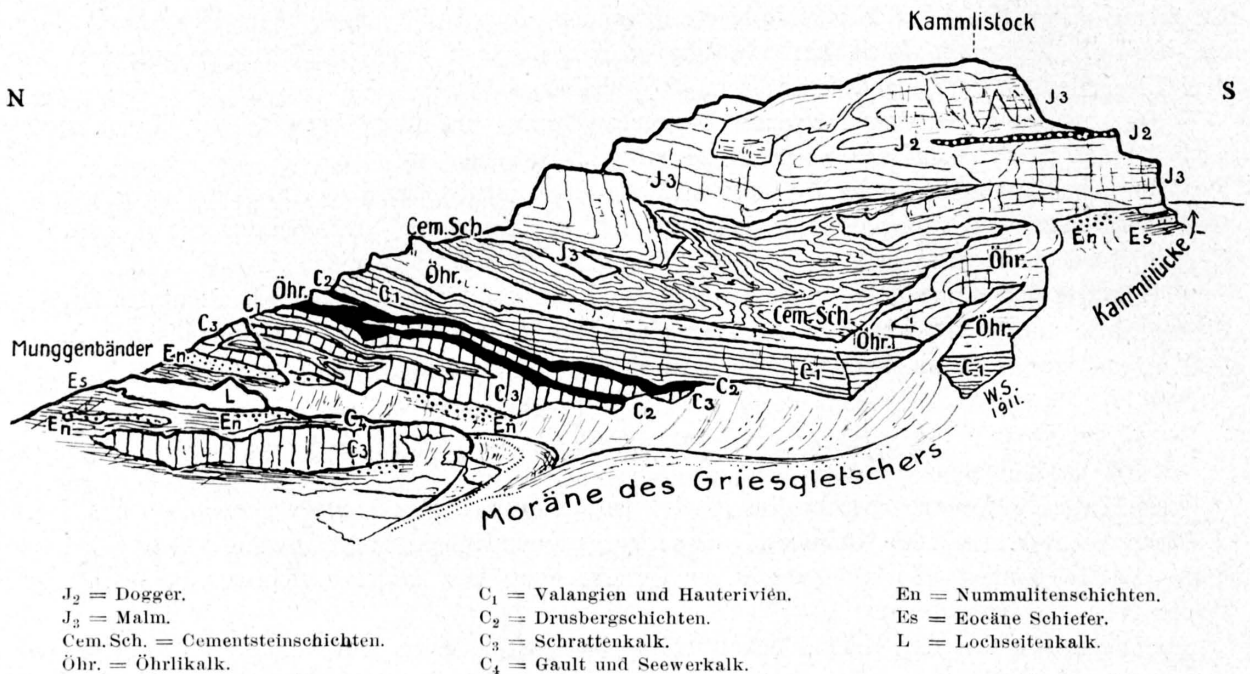


Fig. 11. Der Kammlistock, von der Klausenstrasse gesehen.

eingestellt, welche nun auf stark gequälten eocänen Tonschiefern mit Nummuliten aufruh. Die Altersbestimmung der untersten Schrattenkalkwand mit ihrem frisch bräunlichgrauen, schuppigen marmorisierten Gestein könnte, der grossen Mächtigkeit der Wand wegen, einige Zweifel berechtigen. Herr *Oberholzer* hatte aber die Freundlichkeit mich darauf aufmerksam zu machen, dass die Ausbildung dieses Kalkes von derjenigen des Malm ziemlich abweicht. Zudem zeigt sich nach Osten, dass dieser Schrattenkalk in kleinen Falten mehrfach übereinanderliegt. Die Kreidewand am Nordfuss des Kammlistocks wird in ihrem Hangenden stets von dem hellen, hier zirka 15 m mächtigen Öhrlikalk gegen die Zementschichten abgeschlossen.

Vom Dogger am Kammlistockgipfel bis zum Überschiebungskontakt an den eocänen Tonschiefern am Griesgletscher finden wir also eine wohl 600 m mächtige verkehrte Schichtfolge von Zementsteinschichten, Öhrlikalk, unterer Kreide und Schrattenkalk, die in zahlreichen nach Norden übergelegten Fältelungen, die ganze Nordabdachung des Kammlistocks einnimmt. Als eine kleine sekundäre Falte in dieser verkehrten Schichtfolge ist auch die Doppelung von Drusberg-schichten und Schrattenkalk am Griesgletscher aufzufassen.



### c) Die Abgrenzung des Kammlistocks gegen die Griesstockdecke.

Wenn wir die Kreide am Nordfusse des Kammlistocks gegen Westen verfolgen, so sind wir gleich geneigt, die Kreidewand am Fusse der beiden Scheerhörner als ihre direkte Fortsetzung aufzufassen.

Diese Deutung scheint mir irrig. Allein schon die grosse Verschiedenheit im Bau der Scheerhörner und des Kammlistocks weist scharf darauf hin, dass unmöglich das eine die Fortsetzung des andern sein kann. Die Trennung der beiden ist aber, der Eis- und Schneebedeckung wegen, sehr schwer nachzuweisen.

In seiner Längsrichtung fällt der Malm des Griesstockdecke schwach gegen Osten ein. Die Kreide des Kammlistocks, als Fortsetzung der Griesstockkreide gedacht, würde in der Längsrichtung nach Osten ziemlich stark ansteigen. Nehmen wir aber für die Kreide des Griesstocks ebenfalls ein schwaches Gefälle nach Osten an, so gelangen wir mit dieser Kreide knapp unter die Kammlistockkreide.

Am NO-Fusse des grossen Scheerhorns hat nun der anhaltend warme Sommer dieses Jahres folgende wahrscheinliche Kontaktstelle zwischen Griesstockkreide und Kammlistockkreide freigelegt, die leider unzugänglich war, jedoch mit dem Feldstecher wie folgt erkannt werden konnte (siehe Fig. 12).

Die eocänen Schiefer am Gipfel des kleinen Scheerhorns fallen sehr stark nach Osten ein und lassen sich bis weit gegen den Griesgletscher hinunter an der Nordabdachung der Scheerhörner verfolgen. Diese Schiefer überlagern am NO-Fuss des grossen Scheerhorns in anormalem Kontakt die gegen diese Gipfel aufsteigende Malm- und Kreideschichten der Griesstockdecke. Über diesen Schiefen liegt nun an dieser Stelle noch ein kleiner Fetzen Öhrlikalk und Valangienkalk, welche wohl eine nach Westen auskeilende Fortsetzung unserer Kreidewand und Kreiderippe am Nordfusse des Kammlistocks darstellen. *Der Kammlistock ist demnach, als ein gesondertes tektonisches Glied, d. h. als eigene Decke aufzufassen.* Die Abtrennung dieser Decke gegen die Griesstockdecke geschieht vermutlich durch ein stark ausgewalztes eocänes Schieferband, das aber vielerorts wohl auch fehlen wird.

Die Kreide der Kammlistockdecke ist von derjenigen der Griesstockdecke unmerklich verschieden, so dass ein enger Anschluss dieser beiden Decken wahrscheinlich erscheint. Die grosse Mächtigkeit der Zementsteinschichten und des Öhrlikalks in der Kammlistockdecke lässt vermuten, dass diese Schichtglieder der Griesstockdecke nicht primär fehlen, um so mehr da Zementsteinschichten und Öhrlikalk auch am Hohen Faulen und am autochthonen Belmeten auftreten.

### d) Die Ostseite des Kammlistockes.

Wenn wir uns vom Claridengletscher auf der Nordseite der Clariden gegen die Ostwand des Kammlistockes bewegen, so erblicken wir unterhalb der sogenannten Eiswand, am Claridenstock das zirka 40—60 m mächtige Band der Zementsteinschichten, mit dessen Hülfe wir uns im Schichtenbau am ehesten zurecht finden. Überlagert werden diese Zementsteinschichten von Malmkalk, welcher heute unter dem Eise hervorsteht. Das Liegende der Zementsteinschichten

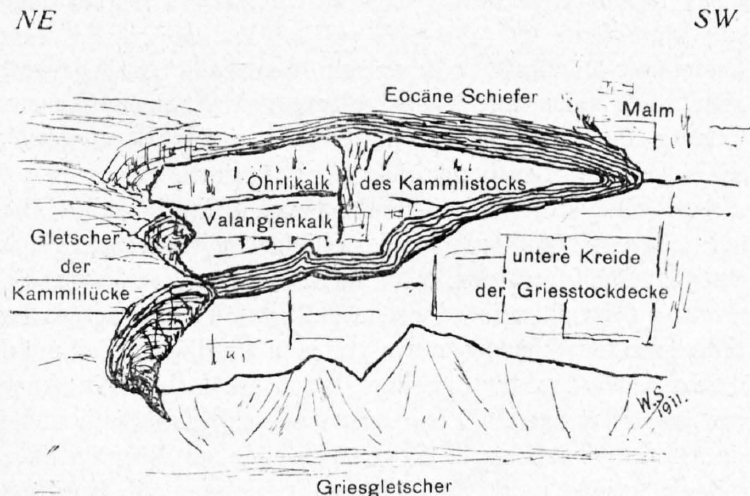


Fig. 12. Der NE-Fuss des grossen Scheerhorns.



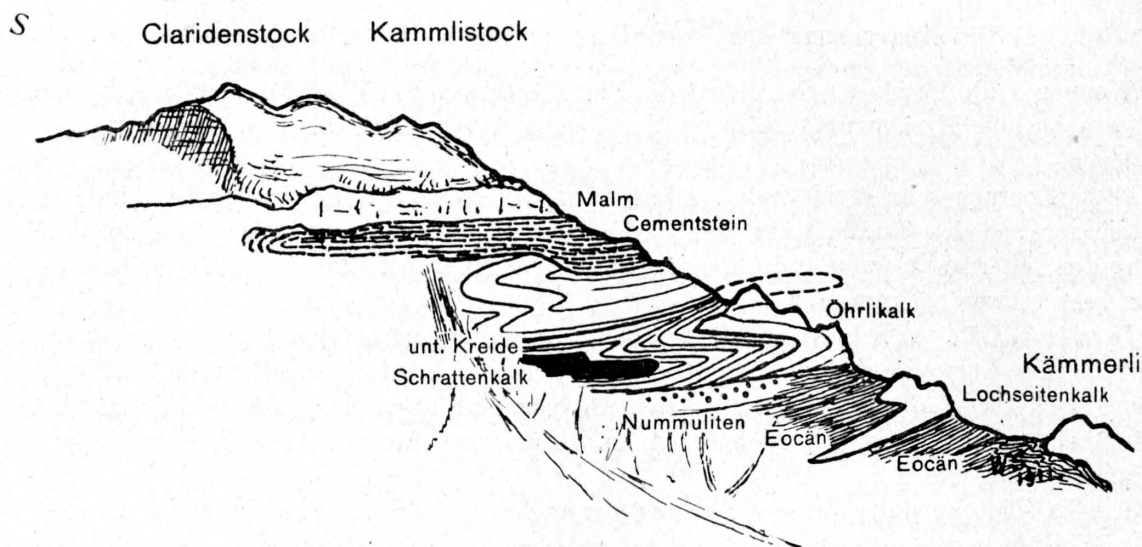


Fig. 13. Ansicht der Ostseite des Kammlistocks.

(Der südliche, höhere Teil erscheint gegen den nördlichen, tieferen Teil verkürzt.)

bildet der Öhrlikalk, welcher nun den auf Fig. 13 dargestellten Verlauf der Schichten zeigt und eine stark nach Norden übergelegte Teilfalte im verkehrten Mittelschenkel der Kammlistockdecke bildet. Der Öhrlikalk ist unterlagert von stark ausgewaltem Echinodermenkalk des Valangien, Kieselkalk und Drusbergschichten mit Austern, welche diese Teilfalte ebenfalls mitmachen. Den Kern der Falte bildet eine helle Bank von Schrattenkalk. Alle diese Schichten liegen tektonisch diskordant auf eocänen Tonschiefern mit sandigen Nummulitenkalken. Es ist zu erwarten, dass auch die Schichtglieder im Hangenden dieser Kreide vom Eocän diskordant unterlagert werden. Wie Fig. 13 darstellt, wird der Öhrlikalk durch eine weitere Teilfalte in einen nördlichen und südlichen Teil getrennt. Verfolgen wir nun den nördlichen Teil um die Nordostkante des Kammlistockes herum, so sehen wir denselben rasch an Mächtigkeit abnehmen und zu einem kurzen dünnen Stiel ausgewalzt werden. Echinodermenbreccie, Kieselkalk und Drusbergschichten der kleinen Teilfalte dagegen nehmen nach Westen wieder an Mächtigkeit zu, liegen stark nach Norden über und bilden jene etwa 60 m mächtige Kreidewand am Nordfusse des Kammlistocks; der südliche Teil des Öhrlikalkes schliesst auch auf der Nordseite, wie schon erwähnt, die Kreide, als 10—15 m breites Band, gegen die Zementsteinschichten ab. (Siehe Fig. 11.)

Alle Teilfalten des Malm, der Zementsteinschichten und des Öhrlikalks aber bilden nur sekundäre Fältelungen einer weit ausholenden, nach Norden übergelegten Stirnumbiegung, deren verkehrte Schichtfolge discordant einer eocänen Unterlage aufruht.

Nördlich von dieser Stirnfalte lässt sich kein Schichtglied mehr auffinden, dessen Zugehörigkeit zur Kammlistockdecke fraglich erscheinen würde. Kämmerli, Kammlihörnli und andere kleine Felszähne mehr, erweisen sich auch ihrer Facies nach als Lochseitenkalkreste.

Die sichtbare S.-N.-Erstreckung der wenigstens z. T. auf eocänen Schiefern schwimmenden Kammlistockdecke beträgt von den Kammlihörnern bis zum Griesgletscher  $1\frac{1}{2}$  km.

#### e) Die Fortsetzung der Kammlistockdecke nach Osten.

Das Gebiet des Clariden- und Gemsfayrenstockes ist doppelt schwierig zu bearbeiten, erstens wegen seiner tektonischen Verwicklungen und zweitens wegen seiner schwierigen Zugänglichkeit. Eine gemeinsame Exkursion mit Herrn J. Oberholzer auf der Südseite des Clariden- und Gemsfayrenstockes ergab folgendes:

Der autochthone Taveyannazsandstein der Kammlihörner bildet an den Claridenhörnern, dem südlichen Ausläufer des Claridenstocks, eine sehr ausgeprägte, nach Norden

überliegende Falte, welche als östlicher Ausläufer der Windgällenfalte aufzufassen ist. Diesen Taveyannazsandstein finden wir wieder auf der Südseite des Bocktschinkel und der Teufelsstöcke und er ist es, der als ausgedehntes Fenster am Nordabsturz des Verbindungsgrates zwischen Claridenstock und Bocktschinkel gegen den Rotnossenfirn auftritt.

Der Malm des Kammlistockes bildet, oft begleitet von Öhrlikalk (unter wahrscheinlicher Ausquetschung der Zementsteinschichten) den ganzen steil südfallenden Westgrat und Felskopf 3202 der Karte am Claridenstock.

Wie auf der Südseite des Kammlistockes, wo jede Spur der Griesstockdecke fehlt, liegt dieser Malm auch am Grat zwischen Clariden und Bocktschinkel, wie am Bocktschinkel selbst, mit einer Zwischenlagerung von Dachschiefeln direkt auf Taveyannazsandstein.

Am Gipfel des Clariden aber schiebt sich zwischen Taveyannazsandstein und Malm der Kammlidecke ein stark geschieferter südlich einfallender Fetzen von Malm, Kreide (Valangien, Schrattenkalk, Seewerkalk) und Nummulitenschichten in mehrfacher Wechsellagerung ein, und dieses fremde Paket möchte ich unter Vorbehalt als einen abgerissenen Fetzen der Griesstockdecke betrachten. Der Gipfel des Claridenstocks besteht aus plattigem, rauhem Seewerkalk.

Unter den Teufelsstöcken und unter dem Gipfel des Speichstocks liegt am Nordabhang eine hohe, massige Wand, die in der Karte der Glarneralpen als Eocän eingetragen ist. Diese Wand besteht jedoch aus Malm, und da hier im Süden der Malm der Griesstockdecke kaum eine so beträchtliche Mächtigkeit besitzen würde, da ferner diese Wand in der Fortsetzung des Malm am Bocktschinkel liegt, so ist wohl auch sie als Kammlimalm aufzufassen. Aus demselben Grunde müsste auch der Malm am Gemsfayrenstock und endlich der Malm am Rotstock zur Kammlistockdecke gerechnet werden.

Die Gipfel des Speichstocks, wie der Teufelsstöcke bestehen aus Seewerkalk, der westlich der Teufelsstöcke auf Schrattenkalk und unterer Kreide, unter den Teufelsstöcken (nach Auskeilen des Schrattenkalks) direkt auf unterer Kreide, und unterhalb des Speichstocks (nach Auskeilen der Kreide) direkt auf dem erwähnten Malm aufruht. Die Zugehörigkeit dieser Kreide ist noch fraglich. Ebenso bildet die ganze Nordabdachung des Gemsfayrenstocks ein äusserst schwieriges Problem. Lochseitenkalk der Axendecke aber ist in diesen Höhen keiner mehr vorhanden. Der Lochseitenkalk steigt auf der Nordseite des Gemsfayren bis zu zirka 2600 m hinauf und wird hier, wie mir schien, unterhalb des Langfirns schwach von eocänen Schiefeln und Nummulitengesteinen überfaltet.

## 5. Der Lochseitenkalk.

Die Bezeichnung Lochseitenkalk gilt heute nicht nur für den verkehrten, ausgewalzten Mittelschenkel der Glarnerdecke, sondern sie wird, besonders im Glarnerland, für alle ausgewalzten, verkehrten Schichtfolgen an der Basis einer grösseren Decke oder Überschiebung überhaupt angewendet. So sind auf der Karte der Glarneralpen am Klausenpass die Reste des verkehrten Mittelschenkels der Axendecke bereits als Lochseitenkalk ausgeschieden worden.

Während bei der Griesstockdecke die Oberfläche durch ihre zahlreichen Fältelungen und Schuppen auffällt, die Unterkante dagegen durchaus eben verläuft, finden wir beim Lochseitenkalk (wie es eben einem verkehrten Mittelschenkel entspricht) gerade das Umgekehrte. *Alb. Heim* hebt hervor, dass die Oberkante des Lochseitenkalkes eine auffallend ebene, zirka 15° gegen Norden einfallende Fläche darstellt. „Die Unterfläche ist uneben, mit vielen bald rundlichen bald zackigen, meistens gegen Süden gekehrten Ausbuchtungen, oft von Rutschflächen umschnitten.“ Die Oberseite der Griesstockdecke und die Unterseite des Lochseitenkalkes entsprechen sich also in ihrer Ausbildung. Der stets ausgezählten Unterseite wegen besitzt der Lochseitenkalk eine Mächtigkeit, welche zwischen 2 bis über 20 m schwanken kann. Meist von den triadischen Schichten an der Basis der Axendecke direkt längs einer Überschiebungsfläche überlagert, bilden das Liegende vorwiegend eocäne Tonschiefer und Nummulitengesteine, die jedoch lokal auch ausgepresst sein können, so dass Lochseitenkalk und Griesstockdecke ohne Trennung aufeinanderliegen.



Die Verbreitung des Lochseitenkalkes ist die folgende:

Westlich vom Klausenpass tritt er oberhalb der Balmwand unter den Alphütten von Heitmannsegg und der Käserenalp als kleine, stellenweise unterbrochene, aber weithin sichtbare Felswand aus den Oberflächenformen heraus. Er keilt westlich Heitmannsegg, bei Mettinen, aus und lässt sich von hier bis zum Urnersee nirgends mehr auffinden. Unterhalb den Hütten von Punkt 1801 der Siegfriedkarte quert er an der Balmwand die Klausenstrasse und zieht sich von hier erst als dünnes, schief angeschnittenes Band gegen die Hütten der untern Balmalp, dann mit entblösster Oberfläche nach der Klausenpasshöhe hin. An der Nordabdachung des Kammlistocks lässt er sich bis zu einer Höhe von 2500 m verfolgen und bildet hier die polyedrischen Malmklötze des Kammlihörnli, des Kämmerli, der Gemspiangge u. a. m.

Die Verbreitung östlich vom Klausenpass hat auf der Karte der Glarneralpen bereits eine Darstellung gefunden. Wie *J. Oberholzer* gezeigt hat, tritt der Lochseitenkalk auf der Nordseite des Fätschbaches erst nordwestlich Lintthal wieder auf, gehört hier jedoch schon einer untern Teilung der Basis der Axendecke an. Auf der Südseite des Urnerbodens dagegen steigt er mit einer weithin sichtbaren, etwa 15—20° gegen Norden geneigten Gleitfläche nach dem Gernsfayrenstock bis zu zirka 2600 m hinauf. Über dieser Höhe findet er sich nicht mehr.

Beim näheren Verfolgen gelang es, im Lochseitenkalk Gesteine von verschiedenem Alter nachzuweisen.

Der Malm tritt unterhalb der Käserenalp über der Balmwand in kleinen, etwa 20 m mächtigen, von Schuttkegeln begleiteten, massigen Wänden auf. Sein hellgraues Gestein ist erfüllt von knauerigen, sandig-kieseligen Einlagerungen, welche schwarz herauswittern. Trotz starker Marmorisierung entbehrt er aber der gewundenen, sehnigen Knetstrukturen, wie sie z. B. im Lochseitenkalk an der Klausenstrasse selbst auftreten. Das Kammlihörnli, das Kämmerli, die Gemspiangge bestehen aus diesem Malm.

Oberhalb dem Windeggentunnel, wie an seiner Auskeilungsstelle<sup>1)</sup>, besteht der Lochseitenkalk aus Kreide. Westlich Heitmannsegg habe ich hier oben folgendes Profil aufgenommen:

Von oben nach unten finden wir:

Lias.	}	Axendecke.
Quartenschiefer.		
Zellendolomit.		
Zirka 6—10 m Schrattenkalk, innen stark marmorisiert, grau gefleckt, sehnig gewunden, „lochseitisiert“.	}	Lochseitenkalk.
Zirka 1/2 m Nummulitenkalk, braun mit <i>N. complanata</i> .		
Eine dünne Lage Globigerinenschiefer.		
Einige Meter Taveyannazsandstein, grün, zum Teil gefleckt.	}	Griesstockdecke.
Über 100 m Globigerinenschiefer.		

Der Lochseitenkalk wird also an dieser Stelle durch eine umgekehrte Schichtfolge von Schrattenkalk und sogar Nummulitenkalk vertreten. Ich betrachte den Taveyannazsandstein hier als normales Hangendes der Griesstockdecke, obschon derselbe auch an der Basis des Lochseitenkalkes mitgerissen worden sein könnte.

Folgen wir dem 2—10 m mächtigen, hier aus Schrattenkalk bestehenden Lochseitenkalk nach Osten, so finden wir unterhalb der Käserenalp Drusbergschichten mit verkieselten Austern, spärlich untere Kreide und endlich den schon erwähnten Malm mit Kieselknauern.

Die beschränkte Verbreitung im Klausenpassgebiet berechtigt die Annahme, es stelle der Lochseitenkalk hier nur ein Fetzen einer stark ausgewalzten Decke an der Basis der Axendecke

<sup>1)</sup> Westlich Heitmannsegg, jenseits der Seelitalbäche, dringt der Lochseitenkalk in die Quartenschiefer der Axendecke ein, und ist oben und unten von denselben umgeben.



dar. Für diese Auffassung spricht die Facies der Kreide, welche derjenigen am Griesstock und Kammlistock sehr ähnlich sieht. Die Lagerungsverhältnisse oberhalb der Balmwand dagegen lassen im Lochseitenkalk eher einen erhalten gebliebenen Rest eines stark ausgewalzten Mittelschenkels vermuten.

## 6. Die Axendecke.

Die Ausbreitung der Axendecke fällt ganz auf die Nordseite des Schächentals. Ihr gehören die steilabstürzenden Malmwände des Hochpfaffen, der Schächentaler Windgälle, des Glatten an, welche nördlich das Schächental krönen. Die Untersuchung dieser Decke lag ausserhalb meiner Aufgabe. Nur ein Teil ihrer Basis liegt im Kartengebiet von Blatt Altdorf.

Auf der Passhöhe des Klausen finden wir angenähert folgende Auflagerung der Trias über dem Lochseitenkalk:

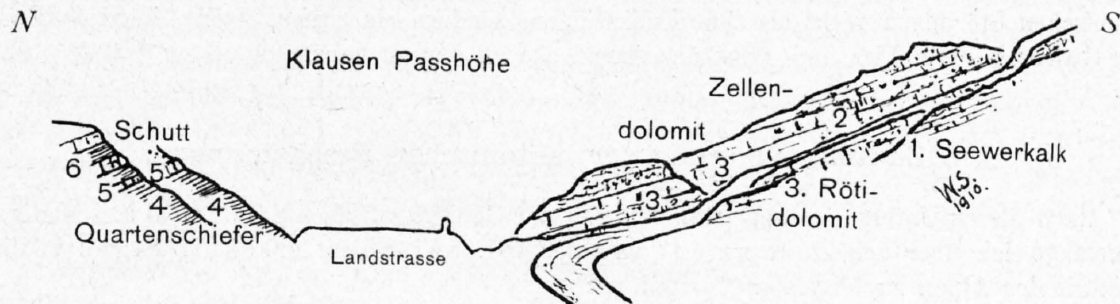


Fig. 14. Profil auf dem Klausenpass.

8. etwas westlich der Passhöhe: Liasquarzite und Tonschiefer;
7. einige Centimeter leberrote Quartenschiefer, welche den Kontakt mit dem Lias bilden;  
darunter zwei kleine weisse, innen zuckerkörnige Dolomitbänke;
6. auf der Passhöhe: zirka 3 m, dreimalige Wechsellagerung von Quartenschiefer und zuckerkörnigem Dolomit;
5. eine dünne Dolomitbank;
4.  $2\frac{1}{2}$ —3 m (westlich bis zirka 8 m) leberrote etwas grün angewitterte, echte Quartenschiefer;
3. zirka 1 m typischer Rötidolomit, in einem Steinbruch zu Schotterungszwecken entblösst; grau, adrig, dicht.
2. zirka 3 m Zellendolomit;
1. karriger Kreidekalk mit schwarzen Tönhäuten (Seewerkalk).

Diese Trias des Klausenpasses lässt sich nach Westen, allerdings oft unterbrochen, verfolgen bis westlich oberhalb Spiringen, wo sie, ähnlich dem Lochseitenkalk, auskeilt und bis zum Urnersee nicht mehr zu finden ist.

Im Lochbach, westlich oberhalb Spiringen, zeigt sie von oben nach unten noch folgenden Schichtenbau:

- |   |          |
|---|----------|
| 6. zirka 1 m dünnbankiger, schwarzer, sandiger Kalk mit zahlreichen Austern | } Lias;  |
| 5. 10 m gelbbrauner, massiger, gebankter Quarzit                            |          |
| 4. Zirka $\frac{1}{2}$ m körniger, weisser Quarzit                          | } Trias; |
| 3. 4 m oben leberrot, unten mehr grünliche Quartenschiefer                  |          |
| 2. 8 m Rötidolomit  |          |
| 1. Wildflyschschiefer mit Nummulitenriffen.                                 |          |

Westlich von dieser Stelle liegen direkt Liasquarzite und Schiefer auf den Wildflyschschiefern von Spiringen.

Die Schichtfolge dieser Trias findet hier deshalb Erwähnung, weil sie von der Trias der Axendecke östlich vom Klausenpass etwas abweicht und einem mehr nördlichen Faciestypus entspricht. Aus der Karte der Glarneralpen geht nun, wie *J. Oberholzer* gezeigt hat, hervor, dass an der Basis der Axendecke Lias und Trias am Klausenpass bis nach Schwanden bei Glarus in drei Schuppen übereinanderliegen, von denen die höhere Schuppe durch die tiefere von West nach Ost abgelöst wird. Die Trias am Klausenpass würde der obersten Schuppe angehören. Westlich von hier finden wir nun diese Störungen wieder.

Oberhalb Urigen wird der Dolomit des Klausenpasses von einer Verwerfung abgeschnitten, und findet sich erst 500 m vertikal unterhalb dieser Stelle bei Urigen selbst wieder. Der Lias westlich von dieser Bruchstelle wächst plötzlich um zirka 500 m an und grenzt unmittelbar unter dem östlichen Dolomitband mit anormalem Kontakt an Wildflyschschiefer. Bei der Kapelle von Urigen wiederholt sich dieser Vertikalsprung der Trias und die plötzliche Mächtigkeitszunahme des Lias, allein hier in viel geringerem Masse. Trotz der Verwerfung oberhalb Urigen scheinen mir die grossen plötzlichen Mächtigkeitszunahmen des Lias dafür zu sprechen, dass wir auch diese tektonischen Störungen nicht als Querdislokationen, sondern als grosse, flache, liegende Falten oder Schuppen in Lias und Trias der Axendecke zu deuten haben.

### 7. Zusammenfassung der tektonischen Erscheinungen.

Nach diesen Untersuchungen über den Bau der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal gelange ich über den Zusammenhang der tektonischen Erscheinungen in diesem Teilstück der Alpen zu folgender Vorstellung:

Ein Vorgang hat sämtliche Decken der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal gemeinsam erfasst. Es ist dies die Bewegung, welche die Aufstauung der Windgällenfalte bewirkt hat. Im Westen stark ausgeprägt in dem einheitlichen, gewaltigen Faltenwurf der grossen Windgälle, flaut diese Bewegung schon nach etwa 7—8 km Längenerstreckung ab und scheint sich nach Osten in der Bildung einzelner kleiner Teilfalten ganz zu verlieren.

Die Steilstellung und Überbordung der Schichten am Clariden- und Gemsfayrenstock ist jedoch noch dieser Bewegung zuzuschreiben.

Das Windgällengewölbe überfaltet auf eine Strecke von zirka 1½ km den Südrand der Hohen-Faulendecke. Seine Entstehung muss also jünger sein als die Verfrachtung dieser Decke. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir auch die Aufrichtung des südlichen Teiles der Griesstockdecke als jüngste Bewegung in dieser Decke auffassen.

Der Lochseitenkalk findet sich auch am Gemsfayren nur bis zu 2600 m Höhe. Die Oberfläche des Gehänges steigt von da gegen den Langfirn steiler an als mit 20°, besitzt also ein grösseres Gefälle als die Oberfläche des Lochseitenkalkes. Dieselbe verläuft demnach in den Höhen des Gemsfayren nicht mehr so einfach wie in ihrem nördlichen Teile. Auch hier noch macht sich die Bewegung der Windgällenfalte geltend.

Die Griesstockdecke ist vollständig von ihrer Wurzel abgezerrt und muss passiv ihre letzte Lage erreicht haben. Da sie südlicher als die unterliegende Hohen-Faulendecke wurzelt, kann sie nicht durch diese nach Norden geschoben worden sein.

Als hauptsächlichster Motor in der Deckenbildung muss daher jener Schub aufgefasst werden, welcher die Axendecke nach Norden verfrachtet hat. Eine der letzten gebirgsbildenden Bewegungen wird es wohl gewesen sein, welche Axendecke und Lochseitenkalk etwas stärker nach Norden drängte als die Griesstockdecke; die Differenz in dieser Bewegung bewirkte die Verfältelung und Schuppung der heutigen Griesstockoberfläche. Das Instrument, mit welchem die Axendecke die Griesstockdecke zerzauste, war der Lochseitenkalk.

Als letzte Bewegung folgte die Aufstauung der Windgällenfalte.

Schluss: Der am zentralsten gelegene Gipfel, von dem aus das Auge den ganzen Gebirgsbau zwischen Schächental und Maderanertal überblicken kann, ist der höchste Gipfel des kleinen Ruchen: (Fig. 2, Taf. I.) Wir stehen auf steil gestelltem, splitterig brechendem Malmkalk. Unmittelbar vor uns in fast senkrechter Stellung fallen die Nummulitenschichten und Taveyannazsandsteinbänke, die dem Malm des kleinen Ruchen aufliegen, nach Norden ab, um sich am Nordfuss der Windgällenfalte zu erholen und in die fast horizontale Lage der Hohen-Faulendecke überzugehen. Der keilförmig endende Malm der Hohen-Faulendecke schliesst hier den prachtvollen Zirkus der Sittliseralp nach Westen ab. Blicken wir direkt nach Westen, so zieht unser Auge das stark verschüttete, an seinem Ende durch den Faulen gekrönte Griestal hinauf. Wenden wir uns weiter nach Südwesten, so stürzen vor uns die wuchtigen Wände von Hochgebirgskalk des grossen Ruchen und der grossen Windgälle nach Norden ab, zwischen deren Kämme hindurch wir den Porphyrgipfel der kleinen Windgälle erkennen können.

Im Osten blicken die beiden Scheerhörner herüber, an deren südlichen Gratpartien wir die Erholung der Taveyannazsandsteinbänke in ihre normale horizontale Lage beobachten können. Die Schultern der beiden Scheerhörner sind aus diesem Taveyannazsandstein aufgebaut. Wir erkennen leicht, dass diese Bänke von einem neuen Komplex von Gesteinen überdeckt sind, der einer höheren tektonischen Einheit angehören muss. Hinter diesen Berggipfeln blinken schneebedeckt Kammlistock und Clariden hervor. Uns nördlich vorgelagert aber krönen die Steilabstürze der Schächentalerwindgälle und des Glatten das nördliche Schächental und geben mit ihren langgezogenen, geschlossenen Kalkwänden ein charakteristisches Bild ihrer tektonischen Einheit.

So durchstreifen wir von nahezu 3000 Metern herab in wenigen Augenblicken den ganzen Bau unseres Untersuchungsfeldes.



Vierter Teil.

## Beitrag zur Morphologie.

---

### 1. Zur Geschichte der Talbildung.

Eine monographische Darstellung der Entstehungsgeschichte der Terrassen und Talstufen des Reusstales und seiner Nebentäler kann nur dann erfolgen, wenn das ganze Reusstal von seinen Anfängen am Gotthard bis zu seiner Mündung ins Alpenvorland auf diese morphologischen Erscheinungen hin geprüft wird. Die Aufzeichnungen hier sollen nur einen kurzen Beitrag zu einer solchen Bearbeitung liefern<sup>1)</sup>.

#### a) Die Schliffgrenze.

Über einer weitvorspringenden, vom Reussgletscher bis in die Höhe von 2100—2200 m gerundeten, Schulter erhebt sich am Bristenstock die scharfkantige Pyramide des Bristenstockgipfels, auf der Nordseite ausgezeichnet durch zwei kleine, vergletscherte, karähnliche Nischen, von denen die höher gelegene durch einen Moränenwall abgeschlossen ist, die tiefer gelegene dagegen mit einer kleinen Kartreppe in das Seebecken des Bristenseelis (2100 m) mündet. Der Bristensee ist völlig in kristalline Gesteine eingeschnitten und zeigt an seinen Ufern kein Erraticum.

Dieselbe Höhe, wie die Schulter am Bristenstock, nehmen im Maderanertal die nur ungefähr 20° geneigten, in die Schichtplatten des Mittelschenkels der Windgällenfalte eingemeisselten Gehänge am Südfusse der grossen Windgälle und des grossen Ruchens ein. Seitliche Lokalgletscher, so der Windgällengletscher aus dem Kessel zwischen grosser und kleiner Windgälle, der Stäfelgletscher und der Alpgnovergletscher haben diese Gehänge stark mit Moräne überschüttet und zum Teil übertieft. Innerhalb eines Moränensaumes der westlichen Stäfelgletscherzunge liegt das heute von Kies ausgefüllte, vollständig in anstehenden Felsen eingeschnittene Becken des „Örtlerbodens“ 2038 m.

Am Südwestfusse der kleinen Windgälle tritt die Schliffgrenze in der breiten Schulter der Rückenegg (in zirka 2100 m) deutlich zu Tage. In ungefähr derselben Höhe liegt das kleine Längstal, am Nordfusse der grossen Windgälle, in dessen Sohle der Seewlisee (2008 m) eingeschnitten ist.

Am nördlichen Ausgange des Schächentales breitet sich bei zirka 1900 m Höhe, die ausgedehnte Hochfläche der Gisler-, Mattentaler- und Seletzalp aus, welche ihre grösste Ausdehnung dort besitzt, wo sie in die weichen Wildflyschschiefer eingeschnitten ist und sich nach Osten dort verschmälert, wo vorwiegend liasische Quarzite ihren Untergrund bilden. In diese Hochfläche sind drei mächtige, zum Teil von Moränen umgürtete Kare eingesenkt, so das Kar vom Weissenboden, von Mattental und von zur Gand im Hintergrund der Seletzalp.

Es gelang mir hier oben auf den Eggbergen bei 1877 m Höhe eine kleine, wallförmige Seitenmoräne aufzufinden, die sich zum grössten Teil aus verwitterten Taveyannazsandsteinen aufgebaut erwies

---

<sup>1)</sup> Vergl. *Alb. Heim*: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Lieferung 25 pag. 414—419, und vor allem *Ed. Brückner*: Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. II, pag. 613 ff.

und nur vom Hauptschächentalgletscher abgelagert worden sein kann. Auch am Ausgange der linken Schächentalseite finden sich (z. B. am Fätsch) Schliffgrenzen, die andeuten, dass das Eis hier die Höhe von 1900—2000 m. erreicht haben muss.

## b) Die alten Talböden.

I. An den stufenförmig abbrechenden Gehängen des Reusstales von Amsteg bis Flüelen lassen sich die Überreste von 3—4 übereinanderliegenden Terrassen verfolgen, von denen die oberste von *Ed. Brückner* (l. c. pag. 614) als präglacialer Talboden angesprochen wird, unter der Voraussetzung, dass noch das Eis der Würmvergletscherung die Höhe dieses Talbodens bis zur eben geschilderten Grenze überschritten habe. Dieser Talboden ist am unschärfsten erhalten. Versuchen wir diese höchsten Terrassenreste miteinander zu verbinden, so erhalten wir eine Talsohle, welche ein ausserordentlich geringes Gefälle talauswärts besitzt. Ihre Höhenzahlen liegen überall über 1500 m.

Folgende Terrassenreste (deren Höhenzahlen leider nicht immer mit den Brücknerschen Angaben übereinstimmen) gehören hierher:

linke Reusstalseite	rechte Reusstalseite.
Seewli ob Wassen 1582 m.	—
Schyn ob Wassen 1594 m.	—
—	Bristenstäfeli 1524 m am Bristenstock.
Bogli ob Erstfeld 1537 m.	Rone ob Erstfeld 1530 m.
Seewli bei Attinghausen 1549 m.	Gampelen am Ausgange des Schächentales 1530 m.
—	Eggberge zirka 1500 m.

Im Maderanertal und im Schächental zeigen die höchsten Terrassenreste eine starke Steigung taleinwärts. Trotz der Unsicherheit, ob diese Terrassenreste dem Talboden I im Reusstal entsprechen, seien folgende Zahlen erwähnt:

Maderanertal	Schächental
r. = rechts Alp Gnov 1895 m.	l. = links Oberalp 1804 m.
r. Stafelalpen 1916 m.	l. Obsaum 1734 m.
l. Seelegg 1745 m.	l. Wängi 1593 m. } Am Ausgange des
l. Bristenstäfeli 1524 m.	l. Gampelen 1530 m. } Schächentales.

II. Weit besser erhalten und durch ihre Breite ausgezeichnet sind im Reusstal die Terrassenreste des Talbodens II. Sie sind auf der geologischen Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal in 1:50 000 leicht wieder zu finden. Meist, jedoch nur spärlich, von Moräne und erratischen Blöcken überstreut, blickt oft der nackte, gerundete Fels aus dem Erraticum hervor. Oft finden wir die Moräne mit Schutt gemischt, oft erlauben die mit Wiesen bewachsenen Gehänge keine sichere Bestimmung des Untergrundes.

Trotz der nicht selten merklichen Verschiedenheit der Kantenhöhen von zwei sich gegenseitig entsprechenden Talbodenresten, infolge der primären Ungleichheit der Talsohle, kann an ihrer Zusammengehörigkeit nicht gezweifelt werden. Nicht nur im Haupttal, auch in die Seitentäler bis weit hinein ins Gebirge lässt sich dieser Talboden wenigstens noch in Form einer Gehängeleiste verfolgen. *Ed. Brückner* hat ihn bereits in Kürze skizziert und ihn dem Mindelriss-Interglacialboden gleichgestellt. Der breite Arniberg ob Amsteg, die Kirchberge ob Silenen, der Schwandiberg ob Erstfeld sind diesem Talboden zuzuschreiben, und er ist es, der sich in den weiten Terrassen von Seelisberg und Morschach und in der Terrasse oberhalb der Tellsplatte wiederfindet.

Dieser ausgesprochenste Talboden im Reusstal zeigt aber, wenigstens auf längere Erstreckung hin, eine deutliche Zweiteilung in zwei übereinanderliegende Terrassen, deren Vertikalabstand bis 130 m betragen kann, und die sich auch weiter talabwärts am Urnersee verfolgen lässt.

Folgende Terrassenreste gehören hierher.

links	rechts
Rüti ob Wassen 1321 m.	—
Arniberg ob Amsteg zirka 1200 m.	Waldiberg E Amsteg 1200 m.
besitzt zwei Unterterrassen:	Kirchberge 1100 m.
Achseli 1080 m.	Selteregg 1170 m.
Aehlen 1180 m.	Strengmatt } 1100—1200 m.
Rüteli nw. Silenen (entspricht der tieferen Stufe).	Ferchen } Besitzen alle zirka 120 m vertikal unter der
Eggberg nw. Silenen.	Schwandiberg } obern Terrasse einen tieferen Terrassenrest.
Emmeten 1020 m.	Haldiberg (Schattdorferberge) 1100 m.
Schwandiberg sw. Attinghausen 1136 m.	
Regliberg ob Attinghausen 1098 m.	Bittleten n. Bürglen 1170 m.
—	Terrassen ob Flüelen 860—900 m (wiederum mit
	Zweiteilung).
Seelisberg	Morschach.

Im Maderanertal entsprechen diesen Talböden:

- l. Frutt am Ausgange des Brunnitales zirka 1560 m.
  - r. Geschel s. Golzern 1546 m.
  - l. Terrasse w. Seelegg 1533 m.
  - r. Schwandi ob Bristen.
  - l. Auf der Breitlauri 1133 m
  - l. Hagglisberge 1160 m
- } entsprechen wohl der tieferen Stufe.

Im Schächental sind diese Terrassen infolge der Ungleichheit des Gesteins schwieriger festzustellen, doch finden wir auf der linken Talseite fast ununterbrochen in die eocänen Sandsteine eine gegen den Talhintergrund ansteigende alte Talbodenleiste erhalten, welche vorwiegend die obere Begrenzung der Schutthalden bildet. Die rechte Schächentalseite ist von Moräne weithin überschüttet, wodurch die Terrassenreste verwischt sind.

Auf der linken Schächentalerseite finden wir:

- Niederalp, 1653 m (auch hier lässt sich eine Zweiteilung auffinden).
- Wannelen 1628 m.
- Die ausgezeichneten Terrassen zu beiden Seiten des Brunnitales 1500—1600 m.
- Terrasse unterhalb Obsaum 1524 m.
- Auf der Rüti 1479 m.
- Oberschwand 1336 m.
- Eggbergli zirka 1300 m.
- Verschrot 1110 m.
- Schattdorferberge 1100—1200 m.

III. Muss der Talboden II seiner erhöhten Lage wegen einer älteren Interglacialzeit angehören, so finden wir im Reusstal bei Amsteg zirka 300 m, bei Altdorf zirka 400 m unter ihm die Reste eines III. Terrassensystems, welches, obschon unschärfer erhalten, doch andeutet, dass die Übertiefung des Tales bis zur heutigen Talsohle nicht in einem Male erfolgt ist. Dieses, bis dahin unerwähnte, Terrassensystem zeigt ein stärkeres Gefälle talauswärts als die höher gelegenen und liegt bei Flüelen nur noch zirka 90 m über dem heutigen Seespiegel des Urnersees, muss also noch zirka 200 m über der Talsohle (d. h. dem Seeuntergrund) liegen. Da dieses Terrassensystem sich auch in den Seitentälern auffinden lässt, so erscheint seine Zugehörigkeit zu einem jüngeren Interglacialboden als sehr wahrscheinlich.



Hierher gehören im Reusstal:

links:

Sackberg bei Attinghausen. (Terrasse sehr ausgeprägt, 606 m.)

rechts:

Frendschenberg am s. Ausgange des Maderanertales. 880 m.

Brudershaus ob Silenen 830 m. (Silenen liegt bei 548 m.)

Flüeli s. Erstfeld zirka 720 m.

(Platteli E. Erstfeld.)

Baumgärtli s. Schattdorf 613 m.

Terrasse bei Flüelen zirka 550 m.

Im Maderanertal entspricht wahrscheinlich die Rippe, auf welcher das Hotel S.A.C. erbaut ist, diesem Terrassensystem; ebenso die kleine Terrasse an der Nordseite der Talmündung unterhalb „Schwandi.“

Im Schächental bildet das „Wanneli“ den Rest einer solchen Terrasse zwischen Unterschächen und Aesch in einer Höhe von 1376 m, 300 m unterhalb dem höheren Talboden und zirka 250 m über dem heutigen Schächenbach, ferner die kleine Terrasse von „Spiess“ am linken Ausgange des Schächentals.

### c) Recente Bildungen.

Die Verteilung der Moränen und Bergstürze im Reuss-, Maderaner- und Schächental bringt die geologische Karte in 1:50,000 zur Darstellung. Eine Zusammenfassung über die Bergstürze, welche hier meist der historischen Zeit angehören, findet sich in *Alb. Heim: Mechanismus der Gebirgsbildung I. Bd.*, pag. 308. Nachzutragen ist nur, dass die Hügel bei Bühl zwischen Silenen und Erstfeld, auf der linken Reusstalseite, aus Malmblöcken aufgebaut sind, welche von einem älteren Bergsturz aus dem Evital herrühren müssen. Durch fluviatile Erosion ist diese Sturzablagerung später in kleine Hügel oder Toma zerschnitten worden.

Der Versuch, in der heutigen Oberflächengestaltung eine Trennung zwischen den älteren, erhalten gebliebenen Glacialformen und den jüngeren, recenten Bildungen durchzuführen, ergab für das Schächental folgendes:

Siegfriedblatt Altdorf ist leicht zu entnehmen, dass die linken Nebentäler des Schächentals, das Riederental und Gangbachtal bei Bürglen ausgenommen, im Hintergrund zirkusförmig enden. So besitzt das Sulztal einen zirkusförmigen Abschluss. Dieses Tal wurde von einem Gletscher durchflossen, welcher der Hochfläche zwischen der Burg und der Blinzi südlich oberhalb Spiringen entsprang. Seine Länge beträgt nur 2 km. Das trogförmige, heute von Schuttkegeln stark verschüttete Tal mündet mit einer, vom Flusse nachträglich durchschnittenen, Stufe bei Spiringen ins Schächental.

Das malerische, ebenfalls durch seine Trogform ausgezeichnete Brunnital wird durch den Fuss der Ruchennordwand zirkusförmig abgeschlossen. Eine Moränenzunge zieht sich von hier bis zur Rüti in der Mitte des Tales hinunter. Der Brunnigletscher wurde genährt vom Lammerbach- und Firrenbandgletscher, ferner vom Gletscher, welcher der breiten, hufeisenförmigen Karnische der heutigen Sittliseralp entsprang. Das Brunnital mündet gleichsohlig ins Schächental, was auf die grosse Bedeutung dieses Seitengletschers für den Hauptschächentalgletscher hinweist.

Südöstlich oberhalb Unterschächen liegen bei 1667 m am Ausgange eines kleinen Hochtales die Alphütten von Wannelen. Den Hintergrund des Hochtales bilden zwei, wohl bis 100 m hohe, zirkusförmige Felstreppen aus Altdorfersandstein, deren Fuss ebenfalls von mächtigen Schuttkegelbildungen verkleidet ist. Gegen das Schächental hin wird das kleine Tal durch einen Endmoränenwall abgeschlossen, auf welchem die Hütten von Wannelen liegen. Der Bach des Hochtales hat den Wall durchbrochen und stürzt von hier in zahlreichen Fällen nach dem Schächen hinunter. Östlich von Wannelen liegen auf derselben Höhe in einer Karnische die Hütten der Niederalp, ebenfalls auf Moräne.

Seit langem bekannt ist der zirkusförmige Talschluss des Schächentals selbst bei Aesch im Malm der Griesstockdecke.

Zu dieser linken zerschnittenen Schächentalseite stehen die rechten, von Moräne weithin überstreuten und nur von recenten Bächen durchfurchten, Gehänge dieses Tales in eigenartigem Gegensatz.

Ist so vor allem der hintere und höhere Teil des Schächentales<sup>1)</sup> durch Glacialformen ausgezeichnet, so besitzt die Mündung dieses Tales bei Bürglen einen vorherrschend fluviatilen Charakter. Begehungen hier führten zu folgenden Beobachtungen.

Durchstreifen wir die Gehänge am Ausgange des Schächentales, so finden wir massenhaft erratische Blöcke aus zentralem Aarmassivgranit im Gangbachtal bei Schattdorf, an den Gehängen der Schattdorferberge, ferner auf der linken, wie auf der rechten Seite des Holdenbaches, welcher St. Loretto gegenüber in den Schächen mündet. Es sind vorwiegend grosse Granitblöcke, welche am häufigsten hier an dem Weglein von der „Breitebnet“ nach „Halten“ bis über die Höhe von 900 m hinauf auftreten. In der Mauer längs der Landstrasse bei „Trudelingen“ sind diese Blöcke sehr häufig; in der Mauer bei „Graben“ im Schächental werden sie seltener. Nach Aussagen von Arbeitern wie nach eigenen Beobachtungen sind diese Blöcke bis in die Umgebung von Spiringen zu finden. Sei es nun, der Reussgletscher habe den Schächentalgletscher zurückgedrängt, sei es, der Schächentalgletscher habe bereits völlig die Talmündung verlassen, als noch der Reussgletscher dieselbe beherrschte, eine Ausbuchtung des Reussgletschers trat ins untere Schächental ein, und der Reussgletscher verriegelte bei Bürglen das Tal.

Innerhalb dieses Gletscherriegels lassen sich nun zwischen Bürglen und Witerschwenden, unterhalb Spiringen, sowohl auf der linken, wie auf der rechten Schächentalseite, mehrere kleine Terrassen auffinden, welche die Oberflächen von Deltabildungen der Seitenbäche darstellen. (Siehe die geologische Karte.)

Die bedeutendste dieser Terrassen ist die Breitebnet an der Mündung des Holdenbaches mit einer Deltaoberfläche von 774 m über Meer. Deutlich als Deltarest zu erkennen ist ferner die kleine Terrasse unterhalb „Wilerli“ am Holdenbach mit derselben Höhe über Meer, ferner eine Terrasse am rechten Ausgang des Riederentales. An der Mündung des Locherbaches bei Witerschwenden ist ebenfalls ein Deltarest zu erkennen, welcher dieser Stauhöhe des Sees entsprechen dürfte.

Da nun diese Deltareste zirka 300 m über dem heutigen Seespiegel des Urnersees liegen und sich nur am Ausgange des Schächentals auffinden lassen, müssen sie einer lokalen Seebildung angehören.

Mit dem Zurückweichen der Reussgletscherausbuchtung im untern Schächental muss der Schächen zu einem langgezogenen, schmalen See gestaut worden sein. Dieser Stausee reichte wenigstens bis Witerschwenden, unterhalb Spiringen, und besass, bei der höchsten nachweisbaren Stauhöhe (zirka 774 m über Meer), ähnlich dem heutigen Märjensee, eine Länge von ungefähr  $3\frac{1}{2}$ —4 km und eine Breite von einigen hundert Metern, bis höchstens einem Kilometer am Ausgange des Schächentales.

Sowohl unterhalb der „Breitebnet“, wie bei „Brügg“ am Ausgange des Riederentales lässt sich nun (ungefähr 30 m) unter der obersten Terrassenfläche noch eine zweite Terrassenfläche nachweisen und diese leitet über zu den Oberflächen der breiten und ausgedehnten Schuttkegel am Ausgange des Schächentales. Mit dem Schwinden des Gletschers sank der Spiegel des Stausees, und die Deltabildungen gingen in Schuttkegelbildungen über.

---

<sup>1)</sup> Was die Bildung der Bachschuttkegel im Maderanertal und Schächental anbelangt, so ist dieselbe in beiden Seitentälern im wesentlichen von der Gesteinsbeschaffenheit der Talgehänge abhängig. Im Maderanertal finden sich die breitesten und flachsten Bachschuttkegel auf der Südseite des Tales, wo die Erosion in den weichen vorwiegend karbonischen Gesteinen rascher arbeiten kann, als an den steilen Gneisswänden der Nordseite, deren Fuss meist nur von trockenen Schuttkegeln verkleidet ist. Die Siedelungen in der Talsohle folgen daher auch dieser Talseite, trotz ihrer Nordexposition. Im Schächental sind die liasischen Gesteine, vorwiegend aber die Wildflyschschiefer und die ausgedehnte Moränenbedeckung auf der Nordseite heute der Erosion günstiger als die steilen, ebenfalls von Schuttkegeln verkleideten Wände aus eocänen Sandsteinen auf der Südseite. Die Seitenbäche der Nordseite drängen deshalb auch den Schächen beständig nach Süden. Die Siedelungen befinden sich vorwiegend auf der Sonnenseite.



## 2. Die Entstehung der kleinen Seebecken.

Ein Blick auf die topographische Karte zeigt, dass die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal reich sind an kleinen Bergseen. Wer während Wochen in diesen wilden, vegetationsarmen Bergen gearbeitet, und ununterbrochen die Wucht der zackigen, nackten Felsformen verspürt, dem werden diese stillen kleinen Wasserflächen mit ihren ruhigen, einfachen Umgrenzungen zu einem wohltuenden, neu belebenden Rastorte.

Bei der Beurteilung der Entstehung der Seebecken fallen hauptsächlich zwei Gruppen ins Auge. Die erste Gruppe umfasst Stauseen, welche von einfacher oder komplizierter Entstehung in dem Gebiet der früher vergletscherten Täler zu finden sind. Die zweite Gruppe umfasst Erosionswannen, welche auf der Höhe der Schlifffgrenze der Talgletscher liegen.

I. a) *Der Butzlisee*. In den Anlagen des Hotel S.A.C. im Maderanertal liegt ein kleiner See, welcher heute von einem künstlichen Damm umgeben ist. Nur wenige Meter tief liegt seine Hohlform vollständig in einem groben Haufwerk von Gneissblöcken, welche von einem Berg- oder Felssturz von der rechten Maderanertalseite herrühren muss. Ein eigentlicher Bergsturzsee, liegt der Butzlisee ausserdem auf einer Seitenterrasse des Maderanertales, die, heute stark bewaldet, wahrscheinlich als Rest eines alten Talbodens aufzufassen ist.

b) *Der Golzernsee*. Seiner Lieblichkeit wegen der bekannteste und wohl auch der besuchteste unserer kleinen Bergseen ist der Golzernsee, viel genannt auch wegen seines Forellenreichtums. Er liegt am rechten Talgehänge des Maderanertals, eingeschnitten in einen alten Talbodenrest, welcher zirka 600 m über der heutigen Talsohle des Maderanertals liegt. Der Fels, in welchem seine Wanne eingesenkt ist, besteht ausschliesslich aus Injektionsgneissen, welche hier an den Talgehängen überall Spuren der Eiszeit aufweisen. Der „Geschel“, der Längsrücken, welcher das Golzertälchen gegen das Maderanertal abschliesst, besteht aus einer solchen vom Gletscher gerundeten Felsrippe, und er stellt wahrscheinlich mit seinen 1546 m die Oberfläche des alten Talbodens dar.

Ursprünglich besass der Golzernsee die langgezogene Form der Rinne, welcher er eingelagert ist; Schuttkegel von der rechten Talseite aber arbeiten stets an seiner Ausfüllung, so dass die heutige Form mehr rundlich erscheint.

Der hinterste (östlichste) Teil des Sees liegt vollkommen im anstehenden, gerundeten Fels. Hier besitzt der See auch seine grösste Tiefe, welche ich nach rohen Lotungen auf 6—8 m schätze. An seinem Boden ist der See von einer gleichmässigen, wohl über Meter mächtigen feinen Schlamm-schicht erfüllt, welche dem Wasser eine dunkle Farbe verleiht. Zahlreiche, halbvermoderte Baumstämme liegen in den ufernahen Teilen des Sees herum, beliebte Schlupfwinkel der Forellen. Die Abdämmung des Sees gegen seinen Ausfluss (im Westen) hin erfolgt durch einen wenige Meter hohen, heute grünbewachsenen, sehr ausgeprägten Endmoränenwall, welchen der Golzernbach durchbrochen hat. Ein Bachschuttkegel wächst unmittelbar oberhalb diesem Wall in das Seebecken hinein, und drängt den See auch heute noch mehr und mehr zurück.

Die ganze Hohlform des Golzertälchens, samt seiner flachen Übertiefung am Ostende des Sees, kann nur der Arbeit des Gletschers zugeschrieben werden. Die Moräne eines kleinen Stadialgletschers dämmte diese Hohlform an ihrem Westende ab.

Folgen wir vom Seeufer der Streichrichtung des Tälchens nach Osten aufwärts, so überschreiten wir eine kleine Stufe oder Schwelle und erreichen ein zweites, allerdings viel kleineres Felsbecken, das heute vollständig zum Moorboden umgewandelt ist.

II. a) *Der Seewlisee*. Der 2004 m hoch gelegene Seewlisee ob Amsteg-Silenen liegt in einem kleinen Tälchen, dessen ursprüngliche Höhe eben jene Grenze einnimmt, welche wir als Schlifffgrenze des Reussgletschers bestimmt haben. Der Längsfurche am Fusse der über 1000 m abstürzenden Nordwand der grossen Windgälle angepasst, verleihen ihm die schroffen, nackten Kalkwände eine eigenartige, dunkle Färbung. Seine Wanne erstreckt sich bei NNE—SSW-Richtung



über eine Länge von 1.2 km; sie wurde aber allmählich zugefüllt, so dass die spiegelnde Fläche selbst sich heute nur noch über 600—700 m ausdehnt. Die grösste Breite des Sees misst etwa 250 m.

Vollständig im anstehenden Felsen eingeschnitten besitzt die Wanne des oberflächlich abflusslosen Sees folgenden geologischen Aufbau:

An der NNE-Längsseite fällt die karrige Oberfläche des Hochgebirgskalkes (Malm) der Hohen-Faulendecke als eine geneigte Platte gegen den See ein. Die Mächtigkeit dieser Platte beträgt bei den Hütten der Seewialp etwa 10—20 m und wird hier unterlagert von eocänen Tonschiefern und Quarzitbänken, welche den autochthonen Malm des „Pfaffen“ und Rinderstock bedecken.

Nur an einer einzigen Stelle, am Nordwestende des Sees, gelang es eocäne Nummulitengesteine als normale Auflagerung über dem Malm der Hohen-Faulendecke nachzuweisen.

Der Malm lässt sich fortlaufend um das ganze Westende des Sees verfolgen, steigt aber hier nach Süden leicht an, wodurch die ihn untertiefenden eocänen Tonschiefer sichtbar werden. Folgen wir dem linken Seeufer weiter, so tritt aus dem See eine langgezogene, dem See parallellaufende Rippe heraus, bestehend aus autochthonen, eocänen Tonschiefern, überdeckt von sandigen Nummulitenkalken. Der Malm der Hohen-Faulendecke ist hier zerrissen und bleibt nur an einigen Stellen als eine dünne Kappe auf der eocänen Rippe erhalten.

In die dünne Malmplatte der Hohen-Faulendecke eingeschnitten, und wenigstens zur Hälfte von ihr umrahmt, liegt also der Seewlisee in einem Fenster von undurchlässigen, autochthonen, eocänen Tonschiefern, welche die Hohen-Faulendecke unterlagern, und welche am Südufer des Sees entblösst liegen.

Eine Moränenbedeckung, sowohl der Malmplatte, wie der eocänen Gesteine fehlt in der Umrandung des Sees vollständig. Moränen treten erst am hintern Teil der Seewanne auf und lassen sich hier als langgezogene, schmale, niedere Wallmoränen das Längstälchen entlang hinauf bis an dessen Ende verfolgen. Der letzte Rest des kleinen Gletschers, welcher einst als Lokal-gletscher das Tälchen zwischen Schwarzstöckli und Windgälle erfüllt hat, wird hier von einem kleinen Endmoränenwall umgeben. Die Längsmoränen sind teilweise überschüttet und umschüttet von Sturzblöcken aus Malm von der linken, aus Taveyannazsandstein von der rechten Talseite.

Der See wird gespiesen von drei Bächlein, dem Hauptbach, welcher der Längsfurche des Tälchens folgt und dem die allmähliche Auffüllung der Wanne am östlichen Seeende zum heutigen „Boden“ zuzuschreiben ist.

Der „Boden“ bildet eine grüne fruchtbare Ebene, das beste Weidland weit und breit. Von der linken Talseite fliessen ausserdem zwei Bächlein dem Seewlisee zu und arbeiten mit ihren langgezogenen schmalen Schuttkegeln an dessen Auffüllung.

Der Abfluss des Seewlisees ist unterirdisch. In drei oder mehr karrenförmigen Trichtern verschwindet an der Nordwestecke das Wasser im Hochgebirgskalk in die Tiefe. Sein Verlauf ist unsicher. Vermutlich aber dringt es längs Spalten durch die eocäne Unterlage der Faulendecke durch und gelangt so in den autochthonen Malm hinab, da erst aus diesem an den Felsabstürzen gegen das Evital, grössere Wassermassen zu Tage treten.

Die Tiefe des Sees mag ungefähr 15—25 m erreichen. Die Übertiefung der Wanne, wie des Längstälchens, welches der See abschliesst, kann nur der Arbeit des kleinen Lokalgletschers, welcher zwischen Windgälle und Schwarzstöckli entsprang, zugeschrieben werden. Der geologische Bau der Unterlage, das Streichen der Falten und Schichten, bedingten die erste Anlage und die Richtung der Talfurche.

b) *Der kleine Karsee am Nordostende der Wespen.* An den Wespen bilden die Taveyannazsandsteine und die eocänen Quarzite der Hohen-Faulendecke ihre Stirnfalte. Diese ruht den weichen Globigerinenschiefern der Wildflyschgruppe auf. In einem hufeisenförmigen Einschnitt in den Taveyannazsandsteinen, eingeschnitten liegt hier, eingesenkt in die Globigerinenschiefer, bei 2304 m ein kleiner See. Seine Entstehung mag ungefähr die folgende gewesen sein:

Auf den als weiches Band an der Oberfläche heraustretenden Schiefern konnte sich ein kleiner Firnfleck ansammeln. Hinter demselben begann die Absplitterung der Sandsteine und Quarzite. Der Firn schützte die Unterlage vor Schuttanhäufung und schuf durch langsame Bewegung und Auskolkung eine schwache Übertiefung im Schieferband, während im Rücken des Firnfleckes die Verwitterung und Absplitterung des Taveyannazsandsteins stets weiter griff. Der Schutt fiel auf den Firnfleck und wurde zum Teil auf dessen Rücken, zum Teil auf dessen Grunde mitbewegt und nach vorn verfrachtet. Mit dem Zurückschmelzen des Firnes blieb ein Teil des Schuttes als Abdämmung des kleinen Beckens zurück.

Der See an den Wespen besitzt einen Längendurchmesser von 30 m, einen Querdurchmesser von 20 m und eine Tiefe von 4 m. Die grösste Tiefe liegt auf der Berg-, d. h. auf der Innenseite.

c) *Die Seenplatte zwischen der Burg und der Blinzi.* Eine eigenartige und wohl nur selten in den helvetischen Kalkalpen so umfangreich ausgeprägte Erscheinung ist das Auftreten einer eigentlichen Seenplatte an der Stirnregion der Hohen-Faulendecke zwischen der Burg und der Blinzi, östlich den Schattdorferbergen. Die Hohen-Faulendecke stellt besonders in ihrer Stirnregion eine schwach nach Norden geneigte Platte dar, deren Oberfläche zum grössten Teil von Taveyannazsandsteinen eingenommen ist. Der Taveyannazsandstein ist dicht, zäh, undurchlässig, grünlich gefleckt, nicht vollkommen homogen, von rauher unebener Anwitterung.

Die Hochfläche zwischen der Burg und der Blinzi stellt nun eine zur Rundhöckerlandschaft umgeformte Unterlage einer alten Firnfläche dar, deren Eis sich gegen Norden bewegt haben, und deren Gletscherzunge stufenförmig in der Richtung gegen das Sulztal, einem Nebental des Schächentals, abgebrochen sein muss. Kleinformen aus der Zeit der Gletscherbedeckung finden sich am ausgeprägtesten im Norden, am treppenförmigen Abbruch der Hochfläche gegen das Sulztal, erhalten.

In westöstlicher Richtung, d. h. quer zur Hochfläche gerichtet, liegt in einer solchen Treppe am Westfusse der Blinzi der Plattensee, dessen Wanne ausschliesslich im Taveyannazsandstein eingeschnitten ist. Als See einer kleinen Kartreppe, besitzt er die Breite von etwa 200 m, dagegen nur eine ganz geringe Längenausdehnung. Die tiefste Stelle seiner Wanne liegt auf der Bergseite. Von dieser Seite aus wachsen einige trockene Schuttkegel in den See hinein.

Auf der eigentlichen Hochfläche zwischen der Burg und der Blinzi aber sind die alten Glacialformen, sowohl Rundhöcker wie Hohlformen, durch recente Verwitterung und Absplitterung verwischt und die Kleinformen zeigen jenes kantige und splittrige Aussehen, wie es dem Taveyannaz sandstein eigen ist. Bei diesem, durch Temperaturwechsel hervorgerufenen Verwitterungsvorgang, sollten die Unebenheiten der Hochfläche allmählich von einer Schicht von Sand, Grus und eckigen Splittern erfüllt und ausgeglichen werden. In den Hohlformen sind aber nur gröbere Splitter und kantige Stücke ungefähr von Faustgrösse und grösser zu finden, alles feine Material, welches vom Wind erfasst werden kann, Staub, Sand und Grus wird durch äolische Verfrachtung entfernt. Schmilzt nun der Schnee des Winters, so bleibt in diesen Hohlformen das Wasser zurück, und je nach der Grösse der Tümpel, Lachen oder kleinen Seelein kann man im Sommer zwischen Burg und Blinzi 140—160 solche kleine Wasseraugen zählen, welche besonders in hellem, blendendem Sonnenlicht von den Höhen der Blinzi und der Burg aus einen reizenden Anblick gewähren.

Die Hohlformen zeigen die unregelmässigsten Gestalten, besitzen aber meistens eine langgezogene Form, sehr oft in der Streichrichtung der Taveyannazplatten mit einem grössten Durchmesser von 2 bis etwa 10 m; sie sind 10, 20, 30, 50, und mehr Centimeter tief. Die geringe Tiefe der kleinen Becken ist gerade charakteristisch und bedingt noch folgende Erscheinung: Die eckigen Splitter, welche in den meisten, vor allem in den grösseren, dieser Hohlformen liegen, tauchen oft noch schwach über den Wasserspiegel heraus, oder ragen bis an die Wasseroberfläche heran. Bedeckt sich nun diese Oberfläche mit einer einheitlichen Eisschicht, und fängt diese an zu schmelzen, so weicht das Eis zuerst um die Gesteinssplitter herum. Dadurch erscheint die ganze



Eisschicht durchbohrt, ähnlich einem groblöcherigen Sieb, dessen Löcher mit der Zunahme der Temperatur immer grösser und grösser werden.

Die Bildung solcher kleinen Wasserlachen, deren Wassergehalt nach Jahreszeit, Wind, Niederschlagsmenge, ja sogar nach dem Grad phytogener Verlandung, dem grössten Wechsel unterworfen ist, ist nicht ausschliesslich auf diese Gegend zwischen Blinzi und Burg beschränkt. Vielmehr war sie, besonders in dem nassen Sommer von 1910, eine stete Begleiterscheinung der rauhen Oberfläche des Taveyannazsandsteins, vorausgesetzt, dass die Lagerung der Taveyannazbänke die Entstehung einer solchen Wasseransammlung erlaubte, was jedoch in so ausgedehnter Weise nur zwischen der Burg und der Blinzi der Fall war.

Kleine Hohlformen von derselben Entstehung treten auch, wenn schon weniger häufig, im grobkörnigen Altdorfersandstein auf, so z. B. auf dem Gipfel der Burg und im Gebiete der Spitzen oberhalb Spiringen.

## Nachtrag.

### Karbon und Porphy im Maderanertal.

(Erweitert, nach einem Vortrage.)

Bei einer geologischen Neubearbeitung der südlichen Gehänge des Maderanertales war unter anderem darauf zu achten, ob auf dieser Talseite nicht Porphyrmassen auftreten, die als Wurzelregion des Windgällenporphyrs anzusprechen seien. Ein solches Porphyrvorkommen lässt sich in der Tat auffinden. Schon *O. Fischer* und *F. Weber* hatten (einer mündlichen Mitteilung zufolge) die Beobachtung gemacht, dass der Gipfel des Tscharren (2471 m) ein dem Oberalpstock nördlich vorgelagerter Felsgrat aus Porphy besteht, und *J. Königsberger* (27, vergl. pag. 27) hat nun auf seiner Karte des östlichen Aarmassivs dieses Porphyrvorkommen zum erstenmal dargestellt.

Begehungen sowohl auf der linken, wie auf der rechten Maderanertalseite lehrten bald, dass Porphyre hier weit häufiger auftreten, als man bis dahin geglaubt hatte. So werden bei Hinterbristen die Injektionsgneisse<sup>1)</sup> von einem mächtigen Porphyrgang durchsetzt; die Rippe, auf welcher das Hotel S. A. C. erbaut ist, besteht zum grössten Teil aus Porphy; ferner wird der ganze Nordrand des zentralen Aaregranits, wie *J. Königsberger*<sup>2)</sup> gezeigt hat, von Porphy umsäumt. Die auffallende Raschheit, mit welcher sich dieser randliche Übergang des Aaregranits in Porphy vollzieht, wobei wir der verschiedensten Ausbildungen in der Struktur begegnen können, lässt sich z. B. bei der kleinen Kapelle oben am Ausgange des Felitalles leicht beobachten.

Es muss einer späteren Bearbeitung überlassen bleiben, alle diese Porphyrvorkommen in ihrem genetischen Zusammenhange zu behandeln. Hier soll nur ihr Alter ins Auge gefasst werden.

<sup>1)</sup> Es sei hier nachgetragen, dass die Gneisse von Amsteg an einigen Stellen (z. B. im Windgällentunnel der Gotthardbahn und an der neuen Bristenstrasse) Graphitdruckhäute, und sogar Graphitlinsen enthalten, welche als durch Druck umgeformte, kohlige (wahrscheinlich anthrazitische) Einlagerungen im alten Sedimentgneiss aufzufassen sind.

<sup>2)</sup> Das Ausgehende dieses Porphyrs beschreibt auf der Karte von *J. Königsberger* im Etlital einen stark nach Süden einspringenden Winkel, welcher nur als Schnittfigur der nach Süden einfallenden Schieferung an der Oberfläche, nicht aber als Abweichung in der allgemeinen Streichrichtung des Porphyrs aufzufassen ist.



Auf der Südseite des Maderanertales ist seit langem ein spärlich anthrazitführender Gesteinszug, von wahrscheinlich oberkarbonischem Alter bekannt, der am Tscharren seinen Anfang nimmt, am Bristenstock beim „Bristenstäfeli“ durchstreicht, bei Intschi das Reusstal quert und in westlicher Richtung gegen Färnigen im Meiental hinzieht.

Eine diskordante Lagerung zwischen Karbon und Gneissen, wie wir sie z. B. am Urath in der Zone der nördlichen Gneisse finden, lässt sich nun (entgegen einer früheren Vermutung) hier nicht auffinden. Vielmehr gehen die in ihren oberen Partien ausschliesslich sedimentären Gneisse in ihrem Hangenden, z. B. am „Bristenlauibach“ nach allmählicher Aufblätterung konkordant in stark gepresste, blätterige Sericitschiefer und Arkoseschiefer über, welche ihrerseits wieder mit schwarzen, karbonischen Tonschiefern wechsellagern. Diese Verschiedenheit im Gebirgsbau zwischen der hercynisch gefalteten Zone der nördlichen Gneisse und der südlich sich anschliessenden hercynisch nicht gefalteten Zone von Amsteg erklärt vielleicht den auffallenden Unterschied zwischen der ausgedehnten, viel verzweigteren Injektion in den nördlichen Gneissen und der mehr begrenzten stock- und gangförmigen Injektion im südlichen Maderanertal.

Am Tscharren nun keilt dieser Zug der karbonischen Gesteine aus und hier lässt sich das Alter des Porphyrs bestimmen, indem er nämlich lagenweise in die schwarzen karbonischen Schiefer eindringt.

Steigt man am Seeleggrat gegen den Tscharren Gipfel hinauf, so kann man längs des Grates eine mehrfache Wechsellagerung von karbonischen Schiefen, Porphyrtuffen und Porphyrlagen erkennen, bis schliesslich am Tscharren Gipfel selbst der Porphyr vollständig die Oberhand gewinnt.

Am leichtesten als Karbonschiefer zu erkennen sind hier schwarze, quarzhaltige, aber kalkfreie homogene Tonschiefer, die an den Kontaktstellen mit Porphyr mehr oder weniger eine leichte Frittung oder Härtung zeigen. Diese Härtung ist nur makroskopisch zu erkennen, besitzt nur wenige Centimeter Breite und weist keine mineralogischen Umwandlungen auf. Im Dünnschliff zeigt ein solcher Tonschiefer eine streifenweise Anordnung von schwarzen Pigment-(Kohle)körnchen, die wohl an die Tonsubstanz gebunden sind, und zwischen welche als einzelne Augen oder streifen- und fladenweise eingestreut die Quarzkörner liegen. Die Struktur eines solchen Schiefers ist blastopsammitisch.

Dieses Gestein kann in einen pigmentlosen oder sehr pigmentarmen, grauen, dünn-schichtigen, splittrig brechenden, feinkörnig bis dichten, sericithaltigen Quarzit übergehen, der auf den Schichtflächen einen starken Seidenglanz besitzt und sogar mit konzentrierter Salzsäure fast gar nicht braust. Im Dünnschliff zeigt dieser Quarzit ein feinkörniges, homogenes Grundgewebe von Quarz und Sericit mit einzelnen Streifen von Pigmentkörnchen und kleinen oder grösseren, eckigen Quarz- und Feldspat-„Einsprenglingen“.

Eine Eigentümlichkeit dieser Schiefer bilden ihre Einschlüsse, worunter wir zwei Arten unterscheiden können: Erstens lassen sich gut gerollte, bis zu 4 und 5 cm im Durchmesser messende Gerölle von Granit, Pegmatit und Aplit nebst Arkosegeröllen auffinden, welche als Abschwemmungsprodukte einer festen Oberfläche aufzufassen sind.

Zweitens finden wir kleine bis grössere, eckige Einschlüsse, die vor allem den schwarzen Tonschiefern ein eigenartig gekörneltes Aussehen geben. Diese Einschlüsse erweisen sich als zum Teil gut begrenzte, oft etwas geschwänzte „Einsprenglinge“ von glashellem Quarz, Feldspat und kleinen linsig ausgezogenen Porphyrbrocken, die teilweise mit den Porphyrlagen in Verbindung stehen, meist aber zerstreut im Tonschiefer eingeschlossen sind. Die scharfbegrenzte Form der Feldspatkristalle, die vorwiegend makroskopisch erkennbare Art der Zerstreung im Tonschiefer, lassen kaum eine andere Deutung der Entstehung zu, als dass diese „Einsprenglinge“ in ursprünglich lockerem Zustande ausgeworfenes Porphyrmaterial darstellen, also aus Bruchstücken und Kristallen der Einsprenglinge dieser Gesteine und aus fein zerriebenen Teilchen des Porphyrs selbst bestehen.

Nehmen nun in den Schiefen diese Tuffbildungen überhand und tritt das Tonschieferzement und vor allem das Pigment mehr und mehr zurück, so erscheint als Zement eine Grundmasse, die von derjenigen des Porphyrs kaum mehr unterschieden werden kann. Betrachten wir nämlich

eine solche Grundmasse unter dem Mikroskop, so setzt sich sowohl die durch Druck entglaste Grundmasse der Porphyreinschlüsse, wie der Anteil der Grundmasse, welchen der ursprünglich tonhaltige Quarzit geliefert hat, aus Quarz- und Sericithäuten zusammen. Sowohl Einsprenglinge, wie Grundmasse, zeigen die Folgen der mechanischen Einwirkung in Form von Längsstreckung und Schieferung.

Die sedimentierten Porphyrtuffe und die Porphyrlagen sind kristalloblatisch zu denselben kristallinen Schiefen umgewandelt worden.

Der normale Porphyr des Tscharren ist ein mittel- bis stark geschiefertes, graues Gestein mit starkem Seidenglanz auf den Schieferungsflächen. Seine Struktur ist stellenweise noch fast granitischkörnig, stellenweise aber schon blastogranitisch mit granoblastischer Grundmasse.

Im Dünnschliff erweisen sich die Einsprenglinge des Porphyrs als stark sericitisierte Orthoklase, saure Plagioklase und rundliche, z. T. gebrochene Quarzkörner mit stark undulöser Auslöschung. Die z. T. ursprünglich glasige Grundmasse ist durch Druckwirkung völlig entglast und besteht nur noch aus einem feinen Gewebe von Quarz und Sericit.

Der Sericit besitzt eine schwach grünliche Farbe, ist in feinen Schüppchen oder dünnen Lagen entwickelt und umgibt schon in diesen Gesteinen schwach fluidal die Einsprenglinge. Mit zunehmender Einwirkung des Druckes häuft sich in der Grundmasse (wie dies auch *C. Schmidt* für die Porphyre der Windgälle gezeigt hat), der Sericit zu grossen Flatschen an und bildet schliesslich mit wenig quarzitischem Brocken das ganze Gestein.

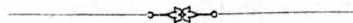
Als Endprodukt dieses Sericitisierungsprozesses resultiert ein Schiefer, der makroskopisch durch seine weisslichgrüne Farbe und seinen intensiven Seidenglanz auffällt. Die einzelnen Quarzäugen, die aus der grünweissen Grundmasse herauschauen, sind fluidal von Sericithäuten umgeben. Im Dünnschliff zeigt dieses Gestein die Zusammensetzung eines stark gepressten Porphyrs; doch wäre seine Entstehung auch aus Porphyrtuffen möglich.

Die Porphyrlagen, welche mit den Tonschiefern wechsellagern, sind von verschiedener Mächtigkeit. Die dünnsten unter ihnen sind 1, 2, 3, 5 cm mächtig.

Wird nun ein Granit- oder Aplitgerölle (von der ersten Art) von einem Porphyrgang oder einem Porphyrstrom ergriffen, so erscheint dasselbe heute von der Porphyrmasse eingeschlossen, ohne jedoch an seinen Rändern kontaktlich verändert zu sein. Auch im Dünnschliff finden wir, an der Berührungsstelle von Geröll und Porphyr keine kontaktliche Veränderung des Gerölles. Der Porphyr muss sich, dieser Beobachtung zufolge, zurzeit des Kontaktes, im Zustande einer zähflüssigen, stark entgasten Masse befunden haben.

Der stark sericitisierte Porphyr aber ist es, welcher am Bristenstäfeli zirka 130—140 m, an der Gotthardstrasse bei Intschi zirka 50 m mächtig, einen grossen Teil der Karbonzone des Bristenstocks aufbaut und in konkordanter Lagerung mit den schwarzen, anthrazitführenden Tonschiefern auftritt.

Aus diesen Darlegungen geht hervor, dass der Porphyr des Tscharren eine Randausbildung des zentralen Aarmassivgranits bildet und als Ergussgestein von wahrscheinlich oberkarbonem Alter aufzufassen ist.





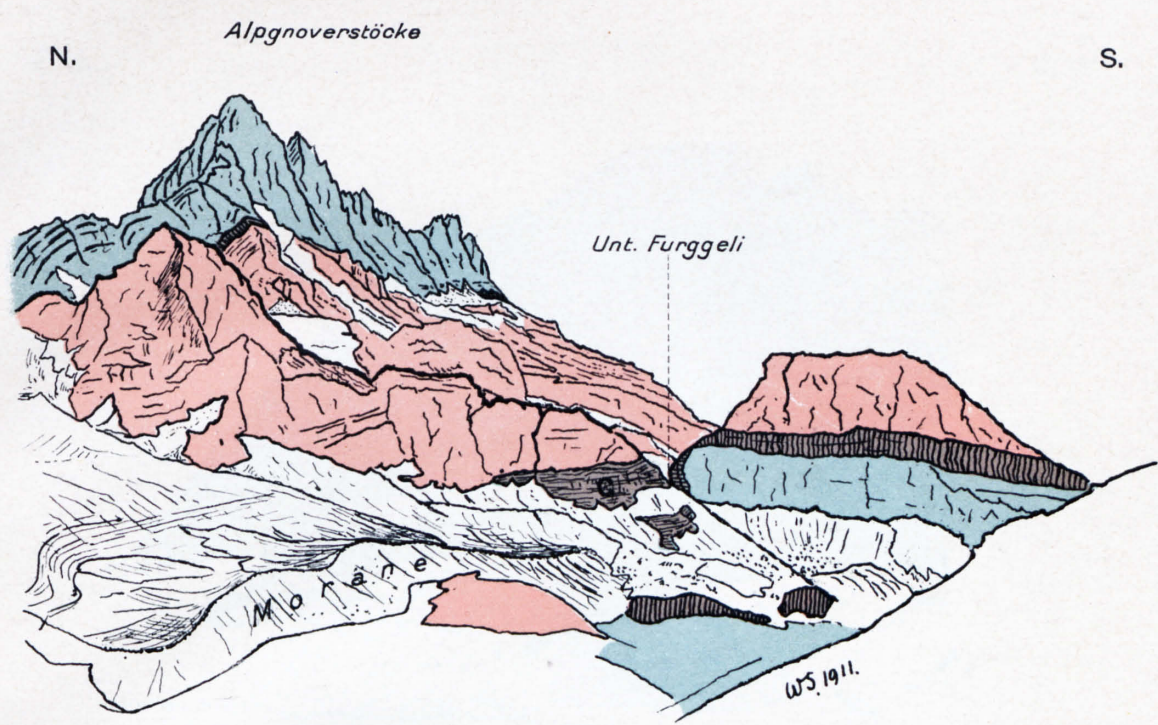


Fig. 1. Tektonische Störung im unteren Furggeli am Südfusse der grossen Windgälle.

(blau: Malm; violett mit vertikaler Strichlage: Dogger; C: Carbon?; rot: Windgällenporphyr.)

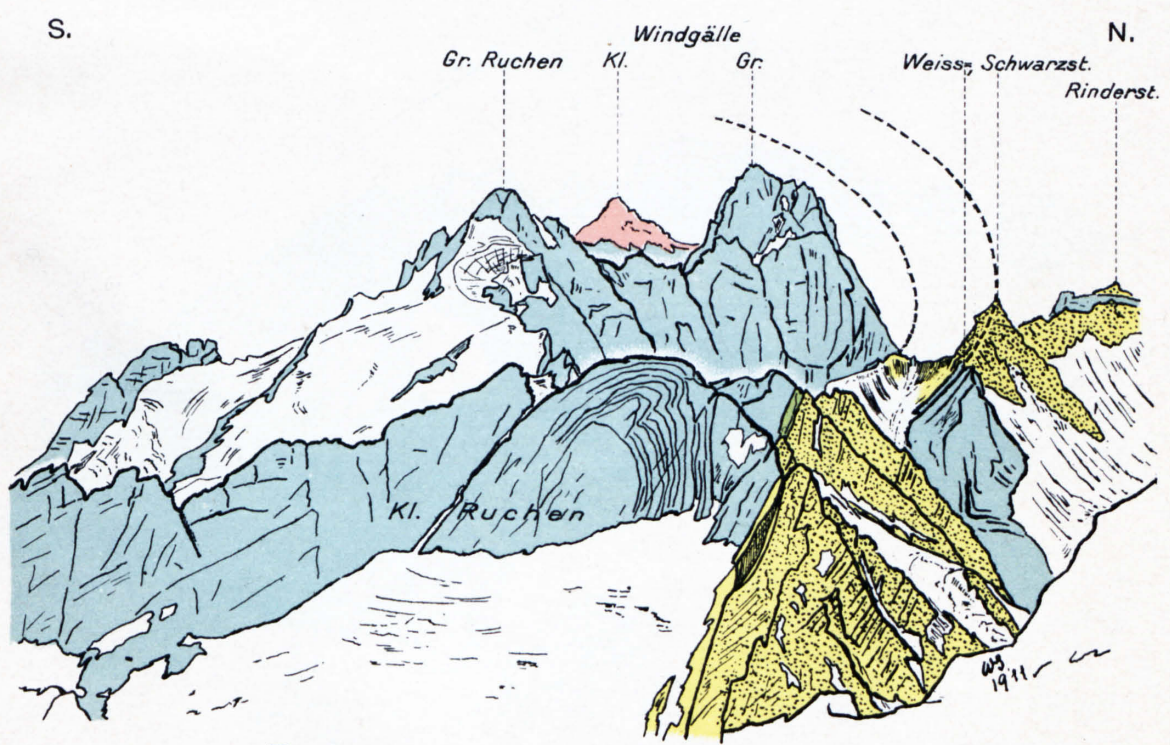


Fig. 2. Blick vom kleinen Scheerhorn nach Westen: Die Nordstirne der Windgällenfalte.

(blau: Malm; gelb: Nummulitenkalke; gelb mit Punkten: Taveyannazsandstein.)



N. O.

S. W.

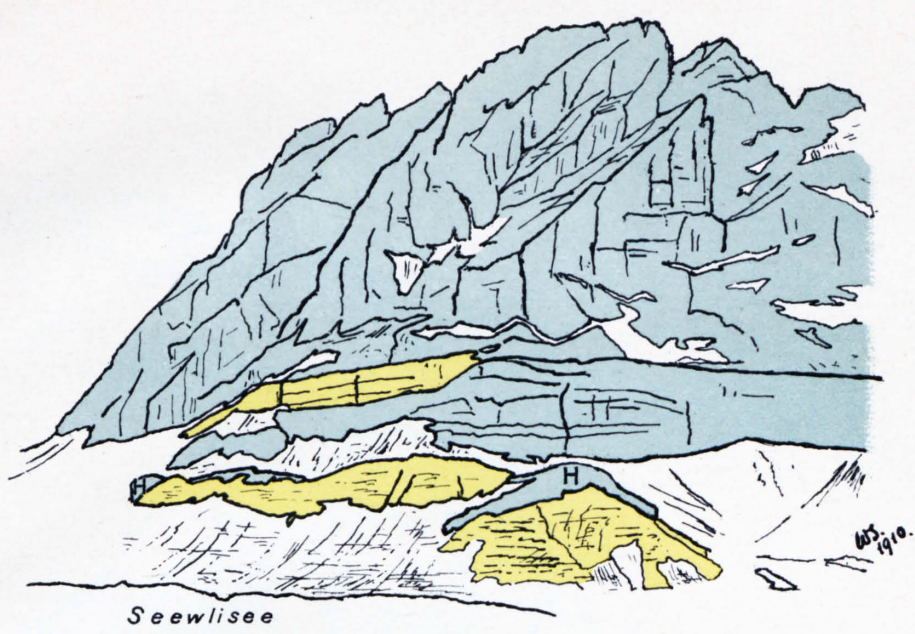


Fig. 1. Die Windgällennordwand.

(blau: Malm; H = Malm der Hohen Faulendecke; gelb: autochthone Nummulitengesteine und eocäne Tonschiefer.)

N.

S.

Kammlistock

Claridenstock

Claridenhörner

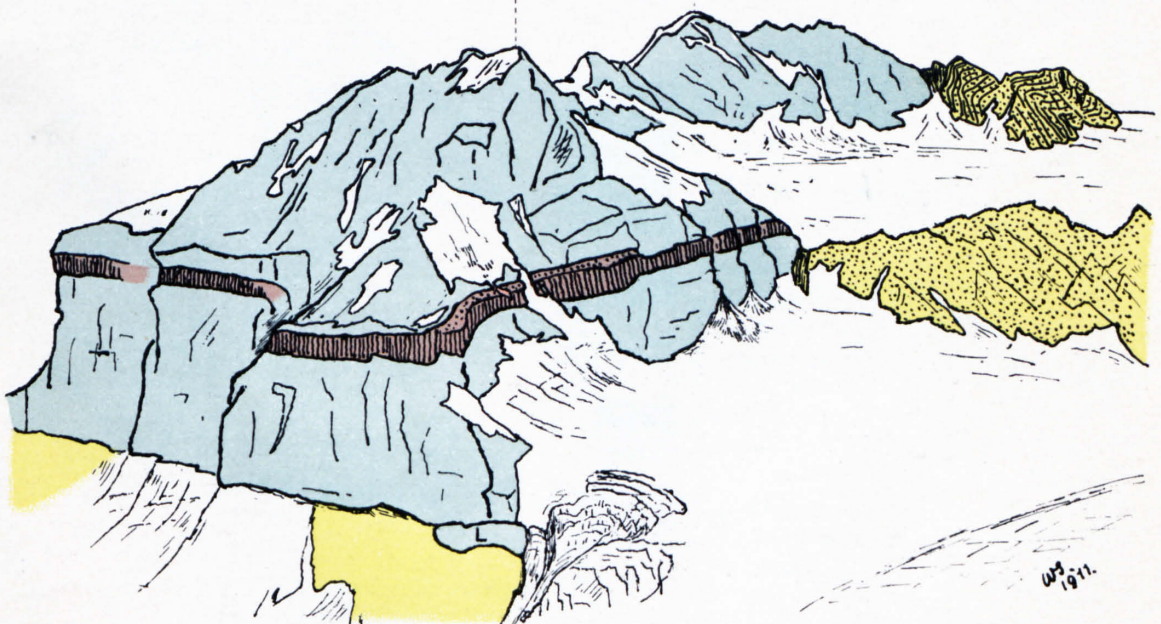
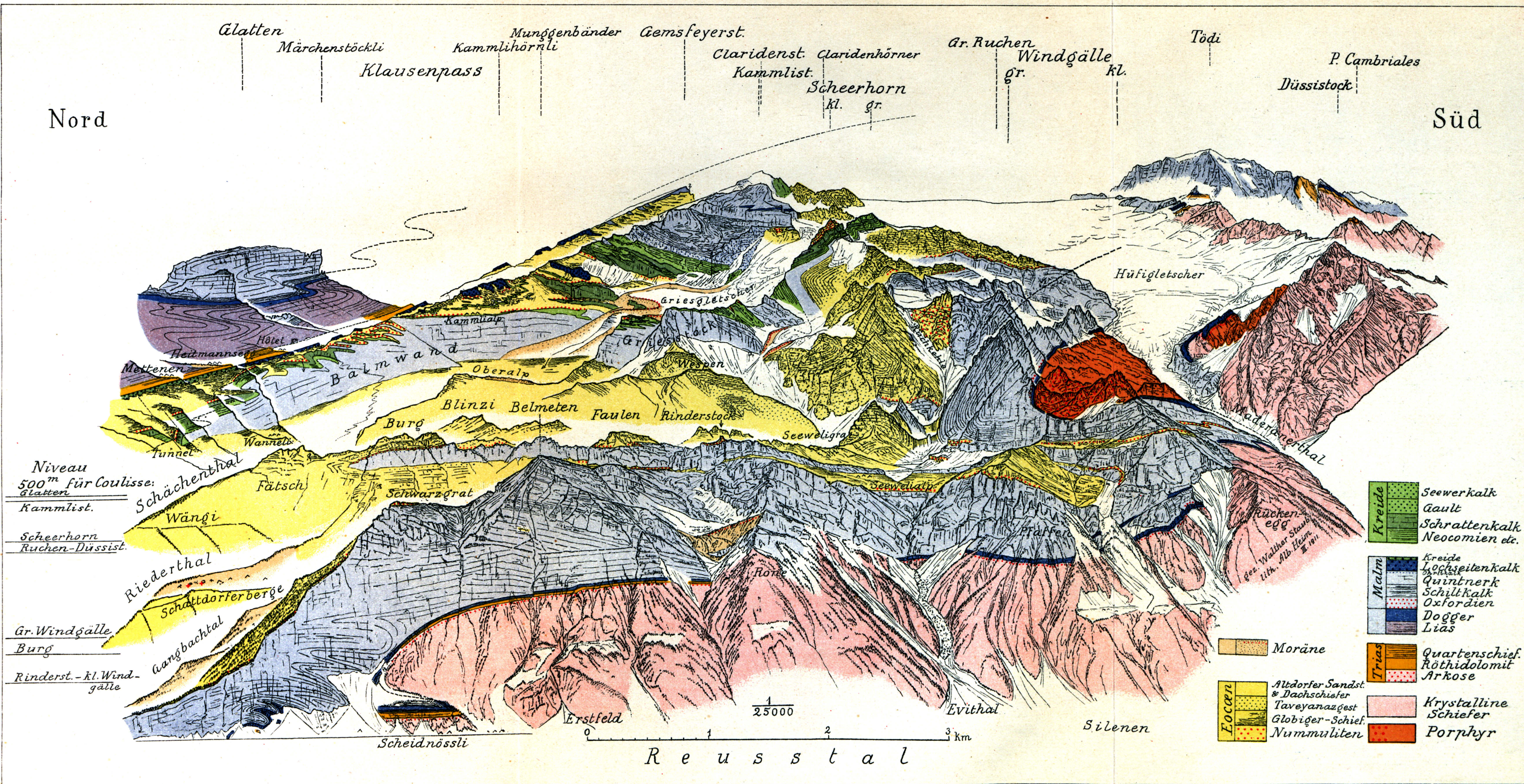


Fig. 2. Der Kammlistock.

(blau: Malm; violett mit Punkten: Dogger Eisenoolith; violett mit vertikaler Strichlage: Dogger Echinodermenbreccie; L.: Lochseitenkalk; gelb: eocäne Schiefer, mit Punkten: Taveyannazsandsteine.)





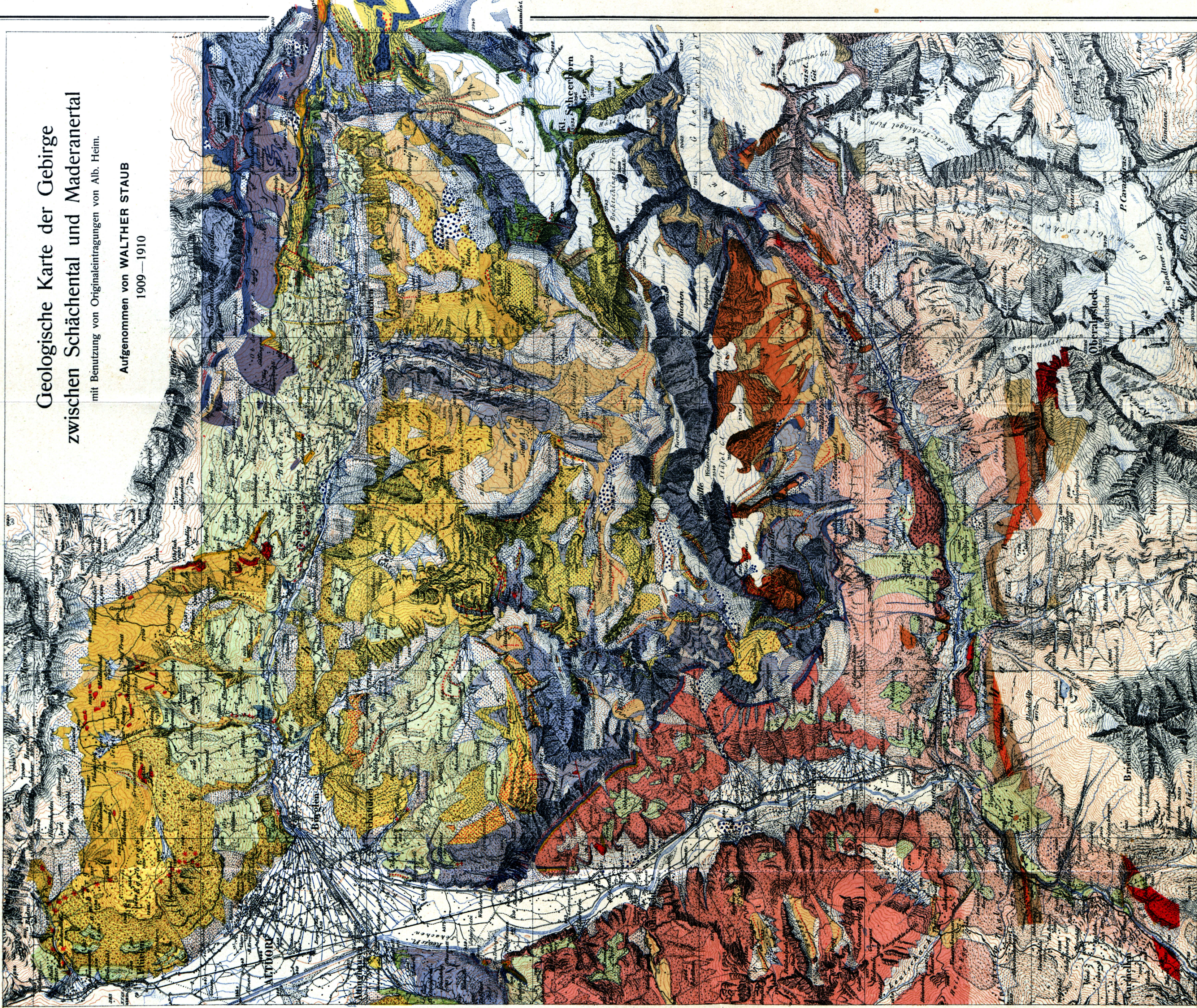
Geologische Profile in Coullissen durch die Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal  
von WALTHER STAUB 1911.



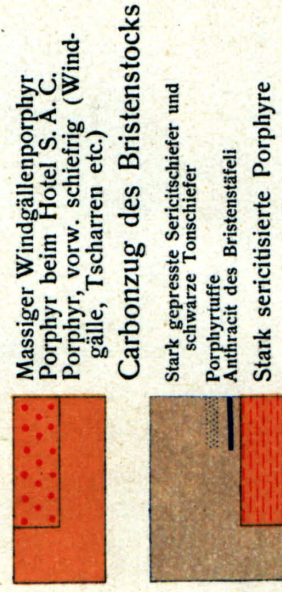
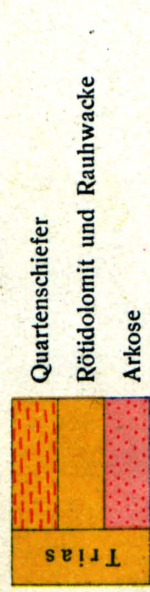
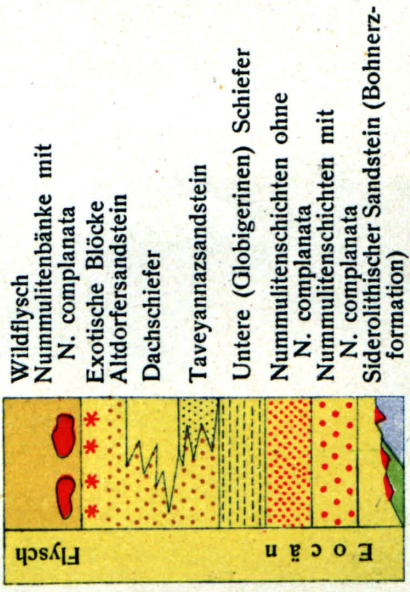
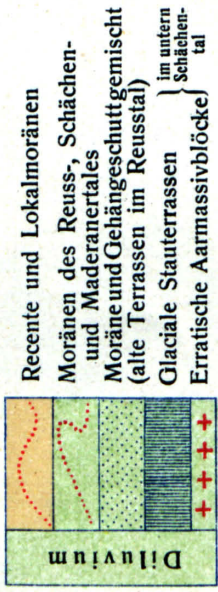
# Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal

mit Benutzung von Originalaufzeichnungen von Alb. Heim.

Aufgenommen von **WALTHER STAUB**  
1909—1910



Quellen  
Versickerungstrichter  
Schichtbiegungen  
Brüche  
Streichen und Fallen



Centraler Aaregranit

