

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

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

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

Neue Folge, 80, Lieferung
Des ganzen Werkes 110. Lieferung

Tektonik des oberen Schächentals

(Kanton Uri)

Mit 1 Textfigur und 3 Tafeln

Von
Werner Brückner

KÜMMERLY & FREY A.G.
Geographischer Verlag Bern

BERN
~~In Kommission bei A. Francke AG.~~
1943
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 7. Dezember 1940 legte Herr Dr. WERNER BRÜCKNER der Geologischen Kommission ein Manuskript «Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri)» vor mit dem Gesuch, diese Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Im Jahre 1937 hat der Verfasser die stratigraphischen Ergebnisse seiner Untersuchungen im oberen Schächental als Doktordissertation in den «Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel» veröffentlicht unter dem Titel «Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kanton Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge», und im gleichen Jahre erschien in den «Eclogae geologicae Helvetiae» seine Arbeit «Die Quartärbildungen im oberen Schächental (Kanton Uri)». Die vorliegende Beschreibung der tektonischen Verhältnisse in der genannten Gegend stellt somit den dritten Teil einer vollständigen Neubearbeitung dieses Gebietes dar. Die geologischen Aufnahmen, welche die Grundlage hiezu lieferten, wurden hauptsächlich in den Jahren 1930—1933 aus eigener Initiative des Verfassers ausgeführt. Seit 1939 ist Dr. BRÜCKNER als Mitarbeiter der Geologischen Kommission mit einer Neukartierung des Gebietes auf neuer topographischer Grundlage beauftragt und hat dabei bis zum Herbst 1942 Gelegenheit gefunden, seine früheren Aufnahmen zu revidieren und mancherlei Verbesserungen einzufügen, welche im vorliegenden Text mitberücksichtigt werden konnten.

Die zurzeit noch nicht abgeschlossene geologische Detailaufnahme auf Grundlage der neuen Landeskarte 1 : 50 000, vergrößert auf 1 : 25 000, soll später auf Blatt 403, Altdorf, des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 veröffentlicht werden.

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

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

Basel, den 4. Dezember 1942.

Für die Geologische Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft,

Der Präsident:

Dr. A. BUXTORF, Prof.

Der Sekretär:

O. P. SCHWARZ.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
<i>Vorwort der Geologischen Kommission</i>	III
<i>Zitierte Literatur</i>	VII
Kurze Inhaltsangabe	1
Einleitung	1
Spezieller Teil	2
Tektonische Übersicht.	2
Stratigraphische Übersicht.	2
Autochthones Gebirge (Sedimentmantel des Aarmassivs):	
1. Der autochthone Malmmantel	8
2. Die autochthonen Stadschiefer	12
3. Der autochthone Flysch	13
Deckengebirge:	
1. Der ultrahelvetische Flysch	15
2. Die helvetischen Decken	15
a) Die Griesstockdecke	15
b) Die Kammlistockdecke.	18
c) Die Axendecke	20
Beobachtungen über Schieferung und Klüftung	20
Allgemeiner Teil	21
Analyse des Faltungsvorgangs	21
Grundzüge des tektonischen Baus.	21
Erklärung der tektonischen Einzelheiten	22
Autochthones Gebirge.	22
Deckengebirge	25
Zusammenfassung	28
Die Vorgänge in der ersten helvetischen Faltungsphase.	28
Die Vorgänge in der zweiten helvetischen Faltungsphase	30
Parallelisierung	31
Autochthones Gebirge	31
Deckengebirge	33
Die jungen Brüche.	37
Zusammenfassung der Ergebnisse	38
<i>Bemerkungen zu den Tafeln</i>	42

Zitierte Literatur.

Texte.

- 1 a. **Arbenz, P.**, Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft in die Obwaldner Alpen vom 10. bis 13. September 1913. *Eclogae geol. Helv.*, 12, S. 689, 1913.
- 1 b. **Arbenz, P.**, Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich*, 58, S. 15, 1913.
2. **Arbenz, P.**, Über den geologischen Bau der Urirotstockgruppe. *Mitt. der Natf. Ges. Bern*, 1920.
3. **Blumer, E.**, Zur Kenntnis des helvetischen Alpen-Nordrandes. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich*, 51, S. 473, 1906.
4. **Brückner, W.**, Die Geologie der Schächentaler Berge. Eine Einführung zur Exkursion der Schweiz. Geol. Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet, 4.—5. September 1933. *Eclogae geol. Helv.*, 26, S. 203, 1933.
5. **Brückner, W.**, Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft nach dem Klausenpass und Griesstockgebiet. 4.—5. September 1933. *Eclogae geol. Helv.*, 26, S. 325, 1933.
- 5 a. **Brückner, W.**, und **J. v. Pia**, Characeenreste im unteren Teil der Zementsteinschichten (oberer Malm) der Griesstockdecke am Klausenpass (Kt. Uri). *Eclogae geol. Helv.*, 28, S. 115, 1935.
6. **Brückner, W.**, Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. *Verh. d. Natf. Ges. Basel*, 48, S. 77, 1937.
7. **Brückner, W.**, Die Quartärbildungen im oberen Schächental, Kt. Uri. *Eclogae geol. Helv.*, 30, S. 263, 1937.
8. **Buxtorf, A.**, Neuaufnahme des Westendes der Axenkette und des Isentales. *Eclogae geol. Helv.*, 12, S. 164, 1912.
9. **Fichter, H. J.**, Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken. *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 69, 1934.
10. *Geologischer Führer der Schweiz*. Herausg. v. d. Schweiz. Geol. Ges., Basel, 1934.
11. **Heim, Alb.**, Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Benno Schwabe, Basel, 1878.
12. **Heim, Alb.**, Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, 25, 1891.
13. **Heim, Alb.**, Geologische Nachlese Nr. 18. Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarnerdoppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. *Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich*, 51, S. 403, 1906.
14. **Heim, Alb.**, Geologie der Schweiz; Bd. II, erster Teil. Herm. Tauchnitz, Leipzig, 1921.
15. **Heim, Arn.**, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. *Abh. d. Schweiz. Paläont. Ges.*, 35, 1908.
16. **Heim, Arn.**, Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe; Bd. IV. *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 20, 1917.
17. **Jenny, J. J.**, Geologische Beschreibung der Hoh-Faulen-Gruppe im Kanton Uri. *Verh. d. Natf. Ges. Basel*, 45, S. 109, 1934.
18. **Lusser, K. F.**, Nachträgliche Bemerkungen zu der geognostischen Forschung und Darstellung des Alpendurchschnittes vom St. Gotthard bis Arth am Zugersee. *Neue Denkschr. d. allg. schweiz. Ges. f. gesamte Natw.*, Neuchâtel, 1, S. 144, 1842.
19. **Luther, M.**, Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. *Jahrb. d. phil. Fak. II d. Univ. Bern*, 7, 1927.

20. **Oberholzer, J.**, Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Wiggisgruppe. Heim-Festschrift, Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, 64, S. 77, 1919.
21. **Oberholzer, J.**, Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 28, 1933.
22. **Schumacher, P. v.**, Der geologische Bau der Claridenkette. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 50, IV, 1928.
23. **Staub, W.**, Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 32, 1911.

Nachtrag:

- 23 a. **Helbling, R.**, Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 76, II, 1938.
- 23 b. **Rothpletz, A.**, Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. Jena, 1898.
- 23 c. **Anderegg, H.**, Geologie des Isentals (Kanton Uri). Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 77, 1940.

Karten.

24. 1910. **J. Oberholzer** und **Alb. Heim**, Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 50 000. Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte Nr. 50.
25. 1911. **W. Staub**, Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1 : 50 000. Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte Nr. 62.
26. 1916. **A. Buxtorf, A. Tobler, G. Niethammer** etc. Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1 : 50 000. Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte Nr. 66 a (Karte) und 66 b (Profile).
27. 1918. **P. Arbenz**, Geologische Karte der Urirotstock-Gruppe, 1 : 50 000. Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte Nr. 84.
28. 1924. **F. Weber**, Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1 : 50 000. Schweiz. Geol. Komm., Spez. Karte Nr. 100 A.

Ein vollständiges Verzeichnis der das Untersuchungsgebiet speziell betreffenden Arbeiten findet sich in Lit. 6.

Spezieller Teil.

Zur Erläuterung dieses Teiles dienen die Tafeln 1—3; man vergleiche ferner auch W. STAUB (1911, 25); Ortsnamen, Höhenquoten und Koordinatenschnittpunkte beziehen sich auf Blatt 403 Altdorf des Eidg. topographischen Atlas (Siegfriedatlas).

Tektonische Übersicht.

Das untersuchte Gebiet liegt am N-Rand des Aarmassivs in der Zone seines östlichen Abtauchens. Es stellt einen Ausschnitt aus dessen Sedimentmantel («autochthones Gebirge») und aus den tieferen der auf ihm liegenden Decken («Deckengebirge») dar.

Als autochthon bezeichne ich bei dieser Unterscheidung die gesamte das Aarmassiv bedeckende Sedimentserie von den ältesten bis zu den jüngsten Schichten, obwohl grössere Teile davon wegen mehr oder weniger starker Eigenbewegung nicht mehr strikte autochthon sind ¹⁾.

Das Deckengebirge umfasst eine Zone ultrahelvetischen Flyschs an der Basis und darüber drei Bauglieder helvetischer Herkunft: die Griesstockdecke, die Kammlistockdecke und die Axendecke. Von dieser letztern fällt aber nur der verkehrte Schenkel in den Rahmen dieser Arbeit.

Da das Aarmassiv nach E abtaucht, haben alle diese tektonischen Elemente ein deutliches Axialgefälle (durchschnittlich ca. 7°). Der autochthone Sedimentmantel hat daher seine Hauptverbreitung im W, die Decken treten (mit Ausnahme kleiner Reste ultrahelvetischen Flyschs) nur im östlichen Teil des Gebietes auf.

Stratigraphische Übersicht.

Die folgende zusammenfassende Darstellung soll eine knappe Übersicht des stratigraphischen Aufbaus der verschiedenen tektonischen Bauglieder vermitteln. Auf stratigraphische Details, auf Dünnschliffuntersuchungen oder Ableitungen über Sedimentationsverhältnisse kann in diesem Rahmen nicht eingetreten werden. Diese Dinge sind in einer früheren Arbeit (1937, 6) ausführlicher behandelt worden.

Autochthones Gebirge.

(Sedimentmantel des Aarmassivs.)

Die das Kristallin des Aarmassivs bedeckende autochthone Sedimentserie umfasst die sogenannten «Zwischenbildungen» (Trias-Dogger-Unterer Malm), den mächtigen «Hochgebirgskalk» (Malm-Berriasien) und winzige Relikte von Unter-Kreide (Valanginien-Hauterivien); darüber folgen transgressiv die Nummulitenschichten und Stadschiefer (mittleres und oberes Eocaen) und in grosser Mächtigkeit die «Sandstein-Dachschiefer-Gruppe» (nordhelvetische Flyschbildungen, wahrscheinlich Ober-Eocaen bis Unter-Oligocaen).

Die Zwischenbildungen sind nur auf der E-Seite des Reusstales und südlich der Ruchen-Windgällen-Kette aufgeschlossen; im engeren Untersuchungsgebiet sind sie nirgends entblösst. Sie bestehen aus Arkosesandstein und Rötidolomit (untere und mittlere Trias), aus Aalénienschiefern und Eisensandstein, Echinodermenbreccie (Bajocien), Bathonienschiefern und Callovieneisenoolith. Lokal findet sich etwas Oxfordien, sonst folgen direkt die Schiltschichten (Argovien), welche zum

¹⁾ Eine engere Auffassung des Begriffes «autochthoner Sedimentmantel», also z. B. seine Beschränkung auf die Erstfelder-Aufwölbung oder gar nur auf den unter der Belmetenschuppe liegenden Teil derselben (siehe unten), scheint mir nicht vorteilhaft, da es bei exaktem Vorgehen sehr schwer, wenn nicht unmöglich sein dürfte, festzustellen, welche Teile des «autochthonen Sedimentmantels (s. l.)» wirklich noch mit der tieferen Unterlage fest verwurzelt sind.

Hochgebirgskalk überleiten. Einzelheiten über Verbreitung, Mächtigkeit und Ausbildung dieser Gesteine finden sich bei W. STAUB (1911, 23) und J. J. JENNY (1934, 17).

Der Hochgebirgskalk bildet eine mehrere hundert Meter mächtige Serie hell anwitternder, meist nur undeutlich gebankter Kalke. Die Hauptmasse desselben gehört zum Quintnerkalk (mittlerer bis oberer Malm), in dem man einen unteren, inwendig schwarzgrauen, dichten Teil, den «schwarzen Quintnerkalk», und einen oberen, innen hellgrauen, oft etwas körnigen, z. T. auch onkolithischen Teil, den «hellen Quintnerkalk», unterscheiden kann; der letztere erreicht maximal etwa 150 m Mächtigkeit; er enthält meist einzelne grössere Echinodermenfragmente und gelegentlich Korallen. Es folgen 20—25 m Zementsteinschichten, eine Wechsellagerung von dickeren und dünneren, inwendig dunkelgrauen Kalklagen, und 40—50 m Öhrlischichten, inwendig dunkle, onkolithische, meist mehr oder weniger gut gebankte Kalke. Zementstein- und Öhrlischichten gehören in der Hauptsache zum Berriasien.

Die Relikte von Unter-Kreide sind auf die Hoh Faulen-Decke beschränkt; sie sind zum grössten Teil von J. J. JENNY (17) ausführlich beschrieben worden. An der Basis treten stellenweise bis zu 5 m mächtige mergelige Kalke mit aufgearbeiteten Öhrlikalkbrocken auf; sie sind wahrscheinlich ein Äquivalent der Valanginienmergel. Über ihnen oder direkt auf dem Öhrlikalk liegen ca. 5 m spätige Kalke, die dem Valanginienkalk entsprechen. Den Abschluss bilden ca. 5 m Kieselkalk und Echinodermenbreccie des Hauterivien.

Die Oberfläche des Hochgebirgskalks und der Unter-Kreide-Relikte ist ein altes Erosionsrelief. Als Spur der Festlandsperiode findet man hier und da Reste siderolithischer Bildungen; im engeren Untersuchungsgebiet sind sie sehr spärlich, zwischen Brunnital und Reusstal etwas häufiger (vgl. J. J. JENNY, 17).

Es folgen transgressiv die Nummulitenschichten und Stadschiefer. Bei vollständiger Entwicklung findet man von unten nach oben:

1. Quarzsandsteine, ca. 5—8 m, fein- bis grobkörnig, selten mit kleinen Nummuliten, zuweilen mit Zweischalerresten.
2. Nummulitenkalke, ca. 6—7 m, mit *N. complanatus* und Orthophragminen, an der Basis und zuoberst reich an groben Quarzkörnern.
3. Durchschnittlich ca. 20 m z. T. sandreiche, auch kalkige, vorwiegend jedoch mergelige bis tonige und glimmerreiche Gesteine mit kleinen Nummuliten, Orthophragminen und Zweischalern (sogenannte «Pectinidenschiefer»).
4. Stadschiefer, mindestens 50 m mächtige, feinblättrige Schiefermergel mit Globigerinen.

In dieser Arbeit werden im folgenden der Einfachheit halber die Abteilungen 1 und 2 zusammen als «Complanatenschichten» und die Abteilung 3, auch wenn sie sandig oder kalkig ausgebildet ist, als «Pectinidenschiefer» bezeichnet (vgl. auch S. 6).

In der Erstfelderfalte fehlen die Complanatenschichten, sie setzen südlich der Stirn der Windgällenfalte (Ruchkehle) ein und haben ihre Hauptentwicklung in der Hoh Faulen-Decke. Die Pectinidenschiefer sind durchgehend vorhanden, ihre sandige und kalkige Facies findet sich hauptsächlich in der Erstfelderfalte. Die Stadschiefer liegen wegen ihrer grossen Plastizität wohl nirgends mehr in normalem Profil und in normaler Mächtigkeit vor.

Die folgende Sandstein-Dachschiefer-Gruppe ist eine im einzelnen regellose Wechselfolge von plattigen, schwarzen Schiefermergeln und von Sandsteinen aller Korngrössen. Im unteren Teil sind die Sandsteine grünlich und bestehen überwiegend aus andesitischem Ergussgesteinsmaterial (Taveyannazsandsteine), im oberen Teil sind sie grau, und es herrschen granitische Tiefengesteins-Trümmer darin vor (Altdorfersandsteine). Dieser Entwicklung entsprechend steigt der mittlere Quarzgehalt der Sandsteine von ca. 4 bis auf ca. 23 %.

Vier etwas mächtigere Dachschieferbänder erlauben eine Gliederung der Gruppe der Taveyannazsandsteine in folgende Unterabteilungen:

Unterer Taveyannazsandstein, mindestens 200 m.

Unteres Dachschieferband, 70—80 m.

Mittlerer Taveyannazsandstein, ca. 400 m.

Mittlere Dachschieferbänder (zwei Schieferbänder mit zwischengeschaltetem Sandsteinkomplex),
ca. 200—250 m.

Oberer Taveyannazsandstein, ca. 300 m.

Oberes Dachschieferband, 30—40 m.

Von der Gruppe der darüber folgenden Altdorfersandsteine ist im engeren Untersuchungsgebiet nur der untere Teil (ca. 300—400 m) vorhanden; dieser enthält annähernd zuoberst eine Einschaltung sehr grobkörniger Sandsteinbänke (ca. 20 m).

Die Sandstein-Dachschiefer-Gruppe transgrediert über ihre Unterlage; die Schichten keilen gegen N nacheinander von unten nach oben aus; lokal kommen Transgressionsbreccien mit den Gesteinen bis zum Hochgebirgskalk hinab vor. An der Obergrenze hören die Schichten gegen S nacheinander von oben nach unten auf; diese Grenze ist sehr unregelmässig geformt und stellt sehr wahrscheinlich ein altes Erosionsrelief vor. Infolge dieser dachziegelartigen Lagerung trifft man im Einzelprofil von der äusserst mächtigen Schichtgruppe nie mehr als einige hundert Meter übereinander an.

Deckengebirge.

1. Ultrahelvetischer Flysch.

Die tektonisch sehr stark beanspruchten ultrahelvetischen Flyschgesteine des Gebiets wurden bis jetzt noch nicht durchgehend genauer untersucht. Es steht jedoch fest, dass sowohl die «Blatten-gratschichten» J. OBERHOLZERS (1933, 21), bestehend aus obercretacischen bis alttertiären Mergeln mit eingelagerten Nummulitenschichten (Yprésien-Lutétien), als auch «Wildflysch»-Bildungen am Aufbau beteiligt sind. Die letzteren bestehen vorwiegend aus schwarzen Schiefertönen mit Quarziten, Sandsteinen und polygenen Breccien; seltener beobachtet man Kalke und kalkreiche Mergel und Sandsteine.

2. Griesstockdecke.

Die Schichtserie der Griesstockdecke unterscheidet sich von der autochthonen im wesentlichen dadurch, dass die untere und die mittlere Kreide unter den transgredierenden Nummulitenschichten weitgehend erhalten sind.

Die Schichtfolge beginnt mit Hochgebirgskalk (Malm-Berriasien). Vom schwarzen Quintnerkalk sind etwa 180—200 m vorhanden. Der obere Teil enthält mehrere mergelige Lagen und zeichnet sich durch einen beträchtlichen Gehalt an Dolomit sowie durch Kieselknollen aus. Nach oben erfolgt rascher, fast unvermittelter Übergang in ca. 50—70 m hellen Quintnerkalk, der einige Fossilbänke (Nerineen, Zweischaler, Korallen) enthält. In den mindestens 12—15 m mächtigen Zementsteinschichten fanden sich nahe ihrer Basis zwei Schichten mit Charophytenresten (vgl. Lit. 5 a); sie repräsentieren wahrscheinlich das Purbeckien. Die mindestens 15—20 m dicken, z. T. deutlich oolithischen Öhrlischichten sind gegliedert in einen unteren, mehr massigen, und einen oberen, stärker zurückwitternden Teil. Diese Gliederung des Hochgebirgskalks konnte bisher nur im nördlichen Teil der Griesstockdecke sicher durchgeführt werden.

Untere Kreide:

Valanginienmergel, ca. 5 m mächtig. Gelblichgrau anwitternde, schwach mergelige, etwas knollige Kalke mit schlecht erhaltenen Fossilresten; an der Basis aufgearbeitete Trümmer des Untergrunds; zuoberst eine hellgraue öhrlalkartige Bank. Oft fehlen diese Schichten, oder es ist nur ihr unterer Teil vorhanden. Sie wurden offenbar vor Ablagerung der jüngeren Gesteine teilweise wieder zerstört.

Valanginienkalk, 15—20 m, gelblichgrau oder braungrau anwitternder Echinodermenkalk. Die Basis ist ausgezeichnet durch Ankeritreichtum, lokal kommt aus dem Untergrund aufgearbeitetes Material vor; ebenfalls nicht überall vorhanden ist eine dünne Austernbank an der Basis. Im mittleren Teil führt der Valanginienkalk reichlich Kieselknollen. Die oberste Bank, welche aber oft fehlt, führt sehr grosse Echinodermenfragmente und andere verkieselte Fossilreste (Belemniten, Zweischaler, Seeigel, ? Spongien).

Bildungen zwischen Valanginienkalk und Kieselkalk. An der Obergrenze des Valanginienkalks treten fast überall krustige Bildungen auf, die aus mehr oder weniger in Trümmer aufgelöstem und phosphoritimprägniertem Valanginienkalk und einem sandigen Bindemittel bestehen; Mächtigkeit 5—40 cm. Sie gehen über in einen braunen Sandkalk, der 10 cm—2 m Mächtigkeit erreicht. Am Griesstock findet man darüber noch einen Fossilhorizont von 10 cm Dicke mit Belemniten und phosphorischen Seeigeln. Alle drei Schichten zeichnen sich durch Glaukonitreichtum und einzelne relativ grosse Quarzkörner aus (Durchmesser bis 4 mm). Es ist nicht unwahrscheinlich, dass diese drei Horizonte mit Gemsmätlischicht, Pygurussschicht und Rahbergschicht (oberes Valanginien bis unteres Hauterivien) zu parallelisieren sind.

Kieselkalk (Hauterivien), 20—50 m.

1. Unterer Kieselkalk, ca. 10—15 m dunkelbraun anwitterndes, zähes, massiges Gestein mit kieseligen und kalkigen Knollen und Schnüren.

2. Schichten zwischen unterem und oberem Kieselkalk, ca. 3—5 m vorwiegend spätige, glaukonitreiche Gesteine mit etwas Phosphorit und mit einzelnen grossen Quarzkörnern (Durchmesser über 3 mm). Auf dem Griesstock tritt an der Obergrenze des hier intensiv rostbraun angewitterten Gesteins ein Fossilniveau mit Belemniten, Brachiopoden, Seeigeln, Korallen und Spongien auf. Diese Schichten mögen der «Schiffelschicht» anderer Gegenden entsprechen.

3. Oberer Kieselkalk, ca. 2—12 m; Gestein sehr ähnlich dem des unteren Kieselkalks.

4. Echinodermenbreccie, 5—15 m gelblich- bis bräunlichgrau angewittert, sehr grobspätig.

Bildungen zwischen Echinodermenbreccie und Drusbergschichten. Die Echinodermenbreccie ist meistens an der Obergrenze aufgelockert und von braunen Schlieren durchzogen. Auf dem Griesstock entwickelt sich aus diesen Schlieren ein brauner, ca. 0,1—0,8 m dicker, feinspätiger, glaukonitischer Kalk mit Seeigeln und Serpulabündeln. Dieser Horizont dürfte die Altmannschicht (unteres Barrémien) repräsentieren.

Drusbergschichten, ca. 10—20 m. Vorwiegend graue Mergel; darin an der Basis eine einzelne kalkige Austernbank und im oberen Teil eine grössere Zahl von gelblichgrauen Kalkbänken, die z. T. ebenfalls von Austernschalen erfüllt sind.

Unterer Schrattenkalk, 30—40 m. Hellgrau anwitternder, onkolithischer Kalk; zuunterst eine Schicht mit verkieselten Schalenfragmenten; die Hauptmasse ist durch dünnbankige Schichten in einen unteren, feinspätigen und einen oberen, dichten Teil gegliedert; der letztere enthält mehrere Lagen mit dicken Molluskenschalen.

Untere Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk (unteres Aptien). Diese Schichten sind bei vollständiger Entwicklung 5—10 m mächtig; sie sind jedoch an verschiedenen Stellen vor der Transgression des Albien, zum Teil auch vor derjenigen der Nummulitenschichten teilweise oder ganz wieder entfernt worden.

Die Orbitolinaschichten sind gelblichgrau, vorwiegend kalkig, dicht oder auch grob-onkolithisch, stellenweise knollig, pyritreich; sie enthalten auch mergelige Lagen. Man findet einzelne Fossilien, Orbitolinen treten nur im südlichen Teil der Griesstockdecke massenhaft auf.

Der obere Schrattenkalk ist heller gelblichgrau und deutlich oolithisch.

Das obere Aptien fehlt. Es folgt auf der karrig zerfurchten und mit Phosphorit imprägnierten Oberfläche des Schrattenkalks unmittelbar die

Mittlere Kreide.

Ihre Gesteine werden durch die Eocaentransgression gegen N von oben nach unten allmählich schief abgeschnitten.

Basisbildungen des Albien. Diese 0,5—1,5 m dicke, sandige Bank ist charakterisiert durch grosse Quarzkörner (Durchmesser bis 4 mm) und gelbe Körner (Dolomit?). Sehr zahlreich sind Phosphoritknollen, darunter auch einige Fossilsteinkerne.

Concentricusschichten, ca. 10—12 m vorwiegend dunkle, auch rostig anlaufende, teils tonige, teils sandige, teils auch mergelige bis kalkige Gesteine mit mehreren Phosphoritknollenhorizonten mit Fossilien des mittleren und oberen Albien. Man kann von unten nach oben folgende Detailgliederung feststellen:

1. «Bunt anlaufende Schiefer», 1—2 m;
2. «Sandsteinbank», 0,4—0,7 m;
3. 1. Phosphoritknollenhorizont, 5—10 cm;
4. «Sandige Schiefer», 0,25—1 m;
5. 2. Phosphoritknollenhorizont, 0,2 m;
6. «Schiefer mit kalkigen Einlagerungen», 6—7 m;
7. 3. Phosphoritknollenhorizont, 0,2 m;
8. «Sandige Schiefer mit Kalkknollen», 0,75—1,5 m;
9. 4. Phosphoritknollenhorizont, 0,2 m.

Knollenschichten, 0,25—1 m braun angewitterter, zäher Glaukonitsandstein in der Facies der «Aubrigschicht» von E. GANZ, d. h. ohne Kalkknollen.

Turrilitenschicht, 0,3—0,7 m braunes, sandiges Gestein voll phosphoritischer Fossilien des unteren und mittleren Cénomaniens (*Turrilites bergeri*, *Mantelliceras*, etc.). Allmählicher Übergang in Seewerkalk: bis ca. 40 m, plattiger, dichter Kalk, aussen heller, innen dunkler bläulichgrau.

An der Denudationsfläche, welche sich vor Ablagerung der Nummulitenschichten herausbildete und die die Kreideserie von S nach N schief anschneidet, fanden sich nur an einer Stelle im Stirngebiet der Griesstockdecke (bei der Galerie der Klausenstrasse) Reste siderolithischer Bildungen.

Die Nummulitenschichten umfassen bei vollständiger Entwicklung folgende Glieder:

1. Dunkelbrauner, glaukonitischer Kalk mit *Assilina exponens* («Assilinengrünsand»), 0,1—1 m.
2. Gelblichgrauer Nummulitenkalk mit *N. complanatus* und kleinen Assilinen, 2—6 m, zuoberst reich an groben Quarzkörnern.

Diese beiden Abteilungen fehlen an der Stirn der Griesstockdecke.

3. Quarzsandsteine mit kleinen Nummuliten und Orthophragminen und mit Zweischalern, 6—15 m, übergehend in sandige, glimmerreiche Schiefertone mit denselben Fossilien («Pectinidenschiefer»), mindestens 5 m.

Die Abteilungen 1 und 2 werden in dieser Arbeit der Einfachheit halber als «Complanatenschichten», die Abteilung 3 als «Pectinidenschiefer» bezeichnet. Es ist jedoch zu betonen, dass sie nach noch unveröffentlichten paläontologischen Untersuchungen von W. LEUPOLD und von J. SCHUMACHER mit den «Complanatenschichten» und «Pectinidenschiefen» des autochthonen Sedimentmantels (S. 3) nicht direkt gleichgesetzt werden dürfen und dass daher die in meiner früheren Arbeit (1937, 6) geäußerten Ableitungen ziemlich weitgehend zu modifizieren sind.

Die Stadschiefer der Griesstockdecke, gelblichgraue, blätterige Schiefermergel mit Globigerinen, erreichen etwa 40 m Mächtigkeit. An der Basis findet man einzelne Phosphoritknollen. Sie werden überlagert von den Gesteinen der

Sandstein-Dachschiefer-Gruppe, welche etwa 100 m Mächtigkeit erreichen. In den südlichsten Vorkommen haben die Schieferbänder im unteren, ca. 40 m mächtigen Teil noch die globigerinenreiche Facies der Stadschiefer, und die ihnen eingelagerten, relativ spärlichen Sandsteinbänke sind reine Quarzsandsteine. Der obere Teil besteht aus typischen Taveyannazsandsteinen mit Dachschieferlagen. In den nördlicheren Vorkommen fehlt die Übergangszone. Hier beginnt also offenbar die im Autochthonen zu beobachtende transgressive Lagerung der Schichtgruppe. Ihre Obergrenze ist wie im Autochthonen sehr unregelmäßig gestaltet und deshalb wohl ebenfalls als Erosionsrelief zu deuten. Sehr wahrscheinlich ist der nach Ablagerung der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe erfolgten Erosion sogar das Fehlen von Eocaen und Kreide im mittleren Teil der Griesstockdecke zuzuschreiben.

3. Kammlistockdecke.

Da ich in der Kammlistockdecke bisher nur wenige stratigraphische Beobachtungen gemacht habe, halte ich mich im folgenden zur Hauptsache an die Darstellung von P. v. SCHUMACHER (1928, 22).

Die Kammlistockdecke enthält Dogger, Malm und untere Kreide, stellenweise auch mittlere Kreide, darüber transgressiv Nummulitenschichten und Stadschiefer. Die Ausbildung ist im allgemeinen sehr ähnlich wie in der Griesstockdecke.

Der Dogger wird repräsentiert durch 30—35 m Echinodermenbreccie (Bajocien) und 1—2 m Eisenoolith (Callovien).

Es folgen 1—1,5 m Schiltkalk und ca. 20 m Schiltschiefer (Argovien) und ca. 200 m schwarzer Quintnerkalk; die helle Quintnerkalkfacies ist hier nicht mehr zu finden.

Die Zementsteinschichten, eine Wechselfolge von Mergeln und Kalkbänken, erreichen etwa 100 m Mächtigkeit.

Die Öhrlichschichten, ca. 50—70 m hell angewitterte, z. T. deutlich oolithische Kalke, sind durch mergelige Lagen in zwei Komplexe gegliedert.

Valanginienmergel scheinen zu fehlen.

Valanginienkalk, ca. 40 m Echinodermenkalk; der mittlere Teil ist erfüllt von Kieselknollen.

Kieselkalk, ca. 25 m mächtig; eine Gliederung in unteren und oberen Kieselkalk ist noch nicht nachgewiesen. Die Echinodermenbreccie zuoberst ist nach P. v. SCHUMACHER nur lokal vorhanden und dann höchstens 1 m dick.

Der folgende, 3—4 m mächtige, mergelige Glaukonitkalk mit Pyrit wird von P. v. SCHUMACHER zur Altmannschicht gestellt.

Drusbergsschichten, 30—40 m Mergel mit kalkigen Austernbänken im oberen Teil.

Unterer Schrattenkalk, mindestens 50 m mächtiger, massiger, hell angewitterter Kalk, im unteren Teil spätig.

Untere Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk, ca. 30 m graubraune Kalk- und Mergellagen, letztere erfüllt von Orbitolinen; gegen oben nehmen die Kalklagen überhand.

Das obere Aptien fehlt wie in der Griesstockdecke. In der Kammlistockdecke s. s. transgredieren auf die Orbitolinaschichten direkt die Nummulitenschichten. In den vom südlichen Teil der Decke abgerissenen und verschürften Massen findet sich aber auch mittlere Kreide:

Albien, 5—10 m mergelige, knollig-kalkige oder grünsandige Gesteine.

Turrilitenschicht, 1,5—2 m, fossilreich.

Seewerschichten, 50—60 m, zuoberst mergelig-schieferig (Seewerschiefer).

Die Nummulitenschichten zeigen dieselbe Gliederung und ähnliche, vielleicht zum Teil kleinere Mächtigkeiten wie in der Griesstockdecke: unten Complanatenschichten (Assilinengrünsand und Nummulitenkalk mit *N. complanatus*), dann Pectinidenschiefer mit sandreicher Basis. In der Kammlistockdecke s. s. scheinen die Complanatenschichten ganz zu fehlen; in den verschürften Massen sind die Nummulitenschichten dagegen überall vollständig entwickelt.

Die dunkelgrauen, tektonisch sehr stark mitgenommenen Stadschiefer dürften mindestens 50 bis 100 m mächtig gewesen sein.

Jüngere Gesteine kommen nicht vor.

4. Axendecke.

Der verkehrte Schenkel der Axendecke wird in der Hauptsache von einem bis zu 50 m mächtigen, hell anwitternden, innen dunklen, dichten bis feinspätigen Kalk mit Kieselknollen gebildet, der zu den Öhrlichschichten zu stellen ist.

Darunter folgen in verkehrter Lage bis 10 m dicke, dunkelgraue, bituminös riechende Mergel mit dünneren und dickeren, meist knolligen Kalklagen, die den Valanginienmergeln entsprechen. Zuunterst findet sich stellenweise als Jüngstes eine spätige Kalkbank von ca. 2 m Dicke, die man vielleicht zum Valanginienkalk stellen könnte, die aber nach Vergleichen mit dem Axen-Südlappen an der Axenstrasse wahrscheinlich eher noch einer Einlagerung in den Valanginienmergeln entspricht.

Die verkehrten Öhrlschichten wurden bisher als «Lochseitenkalk» beschrieben und die Valanginienmergel im allgemeinen mit der unter ihnen liegenden Eocaenzone vereinigt; nur an einer Stelle hat sie W. STAUB (1911, 23, S. 70) als vermeintliche Drusbergsschichten davon abgetrennt.

Die dem reduzierten Verkehrtshorn unmittelbar aufruhende normale Serie der Axendecke gehört nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit. Sie beginnt mit Trias (Rauhwacke, Dolomit und rote Quartenschiefer mit roten und weissen Sandsteinen) und Quarziten und schwarzen Schiefertönen des unteren Lias.

Autochthones Gebirge.

(Sedimentmantel des Aarmassivs s.l.)

Der autochthone Sedimentmantel nimmt im Untersuchungsgebiet bei weitem den grössten Raum ein. Er bildet sowohl den westlichen als den südlichen Teil und ist gegen E bis Aesch-Oberalp aufgeschlossen (vgl. Tafel 1).

Sein Bau ist im einzelnen recht kompliziert. Da die äusserst plastischen Stadschiefer einen vorzüglichen Gleithorizont bildeten, haben sich das Hangende und das Liegende vollständig verschieden verhalten ¹⁾. Das Liegende, welches in der Hauptsache aus Hochgebirgskalk besteht, möchte ich den autochthonen Hochgebirgskalkmantel oder, da der grösste Teil des Hochgebirgskalks zum Malm gehört, kürzer den «autochthonen Malmmantel» nennen. Als tektonische Bezeichnung für das Hangende der Stadschiefer, die Gesteine der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe, habe ich früher (4, S. 204; 6, S. 85) den Namen «autochthoner Flyschmantel» gewählt; ich möchte es aber im folgenden kürzer als «autochthonen Flysch» bezeichnen.

1. Der autochthone Malmmantel

bildet als Einheit betrachtet mit seiner kristallinen Unterlage zusammen zwei grosse Falten.

Das Stirngebiet der nördlicheren Falte taucht im Reusstal südlich von Schattdorf und Attinghausen auf; die Kulmination ihres Rückens liegt auf der E-Seite des Tales oberhalb Erstfeld, auf der W-Seite etwa bei den Spannörtern (vgl. ALB. HEIM, 1921, 14, Tafeln 7, 19; J. J. JENNY, 1934, 17, Tafel 3; W. BRÜCKNER, 1933, 4, Tafel 9). Ich habe diese Falte (1937, 6, S. 85) die Falte des Erstfelder-massivs oder kürzer «Erstfelderfalte» genannt; da sie im Untersuchungsgebiet aber weniger intensiv aufgewölbt ist als die südlichere Falte, ist ihre Bezeichnung als «Erstfelder-Wölbung» oder «Aufwölbung» wohl noch zutreffender.

Das Stirngebiet der südlicheren Falte des Malmmantels bildet östlich des Reusstals die Windgällen-Ruchen-Kette und im Hintergrund des Linthtales die südlichen Teile der Claridenkette und den Vorder Selbsanft; ihr Rücken ist im Tödi und im südlichen Teil des Selbsanft erhalten (vgl. ALB. HEIM, 1878, 11; 1891, 12; 1921, 14, Tafeln 7, 18, 19; J. OBERHOLZER, 1933, 21, Tafeln 5, 6). Um jede Verwechslung mit ihrem Stirnteil, der Windgällenfalte ALB. HEIMS, auszuschliessen, sollte man sie «Tödi-Windgällen-Falte» nennen. Ich werde aber diesen etwas umständlichen Namen nur dort anwenden, wo es die Klarheit erfordert, und im übrigen einfach von der «Windgällenfalte» sprechen. Ihre Stirnübergang wird zur Unterscheidung konsequent als «Windgällenfalte im engeren Sinn» (= s. s.) bezeichnet werden.

Die beiden grossen Falten des autochthonen Malmmantels sind im Detail aus mehreren Teilstücken zusammengesetzt; von ihnen erlangen jedoch nur die Windgällenfalte s. s. und die Hoh Faulen-Decke besondere Bedeutung.

Ich habe früher (6, S. 85) die Erstfelderfalte und die Windgällenfalte s. s. als «autochthonen Sedimentmantel s. s.» zusammengefasst und der Hoh Faulen-Decke gegenübergestellt. Diese Gliede-

¹⁾ Bei dieser Aufspaltung der autochthonen Schichtserie entlang einem Gleithorizont in Teile von grundverschiedenem tektonischen Verhalten handelt es sich (in abgeschwächtem Masse) um dieselbe Erscheinung wie in der helvetischen Hauptdecke der Glarneralpen, in welcher R. HELBLING (1938, 23 a) vier Abscherungs-Teildecken: Verucano-, Lias-, Dogger-Malm- und Kreide-Decke unterschieden hat.

rung ist jedoch zu speziell auf die Verhältnisse des Untersuchungsgebiets zugeschnitten und hebt die wesentlichen Züge im Bau des autochthonen Malmmantels nicht genügend hervor.

Ein wichtiges Hilfsmittel zur Identifizierung einzelner isolierter Partien des autochthonen Malmmantels ist die Ausbildung der Nummulitenschichten. Die Hoh Faulen-Decke (und der östliche Teil der Windgällenfalte s. s.) ist durch das Vorkommen von «Complanatenschichten» von den übrigen Teilen des Malmmantels zu unterscheiden, in welchen die Nummulitenschichten nur durch die «Pectinidenschiefer» (in vorwiegend sandig-kalkiger Facies) vertreten sind.

Die Erstfelder-Aufwölbung.

(Vgl. Tafel 2, Profil 5, Tafel 3, Profil 6.)

Im Untersuchungsgebiet kommt nur noch der Rücken der Erstfelder-Aufwölbung im Brunnital zum Vorschein. Der Grad seiner Wölbung hat abgenommen. Die Kulmination liegt etwa auf der Linie Sittlis Alp–Trogen Alp (Hinterboden). Südlich der Sittlis Alp existiert eine sekundäre Einmuldung. Sie scheint aber ziemlich lokal zu sein; weder auf der E-Seite des Reusstals noch östlich vom Brunnital ist sie mit Sicherheit wiederzufinden.

Wie im Reusstal, ist die Erstfelder-Aufwölbung auch im Brunnital aus einer Reihe von Malm-
schuppen zusammengesetzt, deren trennende Scherflächen mässig steil nach S einfallen. Die bedeutendste Verschiebung hat an der Scherfläche stattgefunden, welche etwa von der alten Rüti gegen Gampelen bzw. Trogen Alp ansteigt. Sie trennt einen überwiegend aus parallelstehenden Schuppen bestehenden südlichen Komplex von einem als Ganzes gewölbeförmigen, im einzelnen intensiv gefalteten nördlichen Teil.

Die Obergrenze des Malms der Erstfelder-Aufwölbung wird im Brunnital von einer Scherfläche gebildet, auf welcher sich die Flyschgesteine nach N bewegt haben. Durch diesen Vorgang sind die Stirnen der Malmschuppen abgeschnitten und mitgerissen worden. Die Nummulitenschichten, welche im Reusstal noch vorhanden sind, fehlen daher hier vollständig, und der obere Teil des Quintnerkalks («heller Quintnerkalk») ist nur im südlichen Komplex vorhanden.

Die mitgeschleppten Pakete findet man z. T. am Ausgang des Brunnitals. Eine grosse, vorwiegend aus oberem Quintnerkalk bestehende Schuppe bildet die senkrechte Stirnwand der Erstfelderfalte südlich Unterschächen. Die nordfallende Grenzfläche gegen ihre Unterlage wird von den Weglein nach Fluh und nach Sparren benutzt. Zwei kleinere Malmschuppen sind ihr auf der westlichen Talseite noch aufgesetzt; sie werden z. T. bereits von Altdorfersandsteinen unterlagert. Eine kleine Malmschuppe ist auch östlich des Brunnitals über der grossen Stirnschuppe vorhanden (Koordinaten 702 425/191 875); sie ist ebenfalls in Flyschgesteine eingebettet.

Die Belmetenschuppe. W. STAUB (1911, 23) und J. J. JENNY (1934, 17) haben gezeigt, dass im Schuppengebäude der Erstfelder-Aufwölbung auf der E-Seite des Reusstals die sogenannte Belmetenschuppe eine grössere Selbständigkeit erreicht. W. STAUB (23, S. 55) hielt den gesamten Malm im Grunde des Brunnitals für ihr Äquivalent. Wahrscheinlich bildet aber nur der geschuppte südliche Komplex ihre östliche Fortsetzung. Ganz sicher ist das allerdings nicht. In jedem Fall dürfte ein Verschwinden der Belmetenschuppe auf so kurze Distanz unwahrscheinlich sein. Das Fehlen von hellem Quintnerkalk (= Korallenkalk), wie M. LUTHER (1927, 19, S. 115) angibt, ist kein Beweis für das Fehlen der Belmetenschuppe, sondern eine Folge der oben beschriebenen Abscherung der Schuppenstirnen.

Der Seltenbachkeil. Nach dem Seltenbach am W-Hang der Kleinen Windgälle hat J. J. JENNY eine Aufstülpung von Malm im südlichen Teil der Belmetenschuppe benannt (17, Tafel 3, Figur 1, Profil 3) und die von ihr abgerissenen Linsen durch das Seeband nach E zu verfolgt (17, Tafel 3, Figur 1, Profile 4, 5). Als weitere Fortsetzung dieser Malmlamelle möchte ich den Hochgebirgskalk-Zahn im Sattel bei P. 2327 südlich des Schwarz Stöckli betrachten, der von W. STAUB (23, S. 59) und J. J. JENNY (17, S. 156) zur Hoh Faulendecke gerechnet wurde; denn er ist durch eine 15–20 m mächtige Stadschieferzone von den südlichsten «Complanatenschichten»-Linsen der Hoh Faulen-Decke getrennt und wird selbst nur von «Pectinidenschiefen» begleitet (vgl. Lit. 6, Figur 5). Ferner treten auch im

Eocaenband zwischen Windgällen- und Hoh Faulen-Malm auf der Strecke zwischen Firrenband- und Ruchkehlengletscher mehrere von «Pectinidenschiefen» begleitete Hochgebirgskalk-Linsen auf, welche wohl zum Seltenbachkeil gehören dürften.

In den Stadschiefern über der Erstfelderfalte schwimmen eine Anzahl von «Pectinidenschiefer»-Linsen, die aus der Gegend des Seltenbachkeils und aus dem südlich anschliessenden normalen Schenkel der Windgällenmulde stammen müssen (vgl. Lit. 6, S. 137, 138). Sie finden sich an folgenden Stellen:

1. östlich von Kärschelen (Koordinaten 701 150/186 125 bis 701 250/186 350);
2. im Gletscherbach des Ruchkehlengletschers bei 1650 m Höhe (Koordinaten 701 375/186 225);
3. und 4. in der Ruchenplangg (Koordinaten 701 600/186 650 und 701 700/186 850); der nördliche Einschluss ist etwas versackt;
5. und 6. in der Grundplangg (Koordinaten 700 100/187 450 und 700 150/187 575);
7. und 8. zwischen Gampelen und Laui Alp (Koordinaten 700 375/189 100 und 700 375/189 200); diese Linsen sind im untersten Teil der Sackungsmassen am E-Hang des Kl. Spitzen eingebettet.

Die Windgällenfalte (Tödi-Windgällenfalte).

Ins Untersuchungsgebiet reichen von der (Tödi-) Windgällenfalte nur der Stirnteil, die «Windgällenfalte im engeren Sinn» (s. s.), und eine aus dem nördlichen Teil ihres Rückens stammende Schuppe, die «Hoh Faulen-Decke».

Die Windgällenfalte s. s.

(vgl. Tafel 2, Profil 5, Tafel 3),

welche die imposante Windgällenkette im S des Untersuchungsgebiets aufbaut, ist bereits von ALB. HEIM (1878, 11 und 1891, 12) ausführlich beschrieben und gezeichnet worden. Es erübrigt sich daher eine nochmalige Beschreibung. Die neuen Untersuchungen (vgl. auch J. J. JENNY, 1934, 17, Tafel 3, Figur 1) haben nur einige neue Details ergeben. Der obere Teil des Hochgebirgskalks und die Nummulitenschichten sind an der Stirn der Falte ziemlich intensiv gefältelt; diese Fältelungen sind vom N-Fuss der Grossen Windgälle bis zum Ruchkehlenpass verfolgbar. Ferner ist im oberen Teil der Windgällenkette zwischen Rothorn und Maderaner Weiss Stöckli deutlich eine muldenförmige Rückbiegung der Malmkalke zu erkennen.

Die Hoh Faulen-Decke ¹⁾,

von K. F. LUSSE (1842, 18) bereits gezeichnet, wurde von W. STAUB (1911, 23) zuerst als selbständiges tektonisches Element ausgeschieden. In der Hoh Faulen-Gruppe, wo sie ihre grösste Ausdehnung hat, ist sie von J. J. JENNY (17, S. 153 ff. und Tafel 3) ausführlich beschrieben und dargestellt worden. Auf der

W-Seite des Brunnitals

(vgl. Tafel 3)

bildet die Hoh Faulen-Decke eine annähernd horizontal liegende Platte aus Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten, die von der E-Wand des Blinzi unter dem Sittliser und der Butzli Alp hindurch bis zum Ausgang des Griestals verfolgbar ist. Südlich des Griestals, im Weiss Stöckli, ist die Hoh Faulen-Decke steil aufgerichtet und etwas unter die Windgällenfalte s. s. eingewickelt worden. Gegen oben reisst sie ab (vgl. J. J. JENNY, 1934, 17, S. 155, 156 und Tafel 3, Figur 1). Die ZerreiSSung ist auf sehr verschiedener Höhe erfolgt; im Weiss Stöckli reicht die Hoh Faulen-Decke am weitesten in die Höhe; östlich P. 2327 südlich des Schwarz Stöckli findet man bedeutend tiefer nur noch einzelne Linsen von Nummulitenschichten (vgl. Lit. 6, Figur 5). Von der Erstfelder-Aufwölbung ist die Hoh Faulen-Decke stets durch ein Stadschieferband getrennt.

¹⁾ Die Hoh Faulen-Decke präsentiert sich in ihrer ganzen Ausdehnung als Teilstück des autochthonen Malm-mantels; die jüngeren Schichten des Sedimentmantels s. l. nehmen nirgends an ihrem Aufbau teil. Sie ist daher eigentlich keine «Decke» im üblichen Sinne des Wortes. Doch wird dieser Name im folgenden beibehalten, weil er sich in der Literatur bereits fest eingebürgert hat und weil die Hoh Faulen-Decke wenigstens in ihrem westlichen Teil doch eine beträchtliche Verfrachtung erfahren hat.

Wie schon W. STAUB bekannt war, ist die Stirn der Hoh Faulen-Decke westlich des Brunnitals an der Burg (im Gebiet von J. J. JENNY), in der E-Wand des Blinzi und südlich Leitersplangg abgeschlossen; sie streicht NW—SE. Die Decke ist also im W viel stärker disloziert worden als im E.

An der Burg endigt der Hochgebirgskalk mit einer einfachen Umbiegung (J. J. JENNY, 17, S. 154 und Tafel 3, Figur 1, Profil 4). Ausser dieser Falte ist in der E-Wand des Blinzi in den Nummulitenschichten eine kleinere, tiefere Antiklinale zu beobachten. Südlich Leitersplangg kann man die Doppelung der Stirn auch im Hochgebirgskalk deutlich erkennen. (Auf Tafel 3 sind die beiden Stirnfalten mit *I* und *II* bezeichnet.)

Der flachliegende Teil der Hoh Faulen-Decke ist nicht völlig ungestört. In der E-Wand des Sittliser beobachtet man eine Schuppung in den Zementstein- und Öhrschichten; zwischen Leitersplangg und Vorder Griestal finden sich an der Oberseite der Decke diverse Fältelungen. Ausserdem wird die Tafel von einem System von W—E streichenden, ziemlich steil südfallenden Brüchen durchsetzt. Zwischen Blinzi und Leitersplangg zählt man fünf, zwischen Leitersplangg und Griestal zwei. Gewöhnlich liegt der südliche Flügel tiefer als der nördliche.

Fast alle Brüche durchsetzen nur Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten und bleiben unten und oben in den Stadschiefern stecken. Nur der grosse Bruch zwischen Blinzi und Sittliser verwirft auch Stadschiefer und Sandstein-Dachschiefer-Gruppe im Hangenden.

Die Reste der Hoh Faulen-Decke auf der E-Seite des Brunnitals.

(Vgl. Tafel 2, Profil 5.)

Vom Weiss Stöckli lässt sich der steilgestellte und eingewinkelte südliche Teil der Hoh Faulen-Decke unter dem Firrenband hindurch zusammenhängend bis an den Fuss des Gr. Ruchen verfolgen. Man beobachtet hier eine Reihe von spitzen, etwas überkippten, tauchenden, in der Tiefe und auf der N-Seite von Nummulitenschichten umhüllten Hochgebirgskalk-Antiklinalen, die nach E in die Luft ausstreichen; von diesen Gewölben ist das nördlichste am grössten. Aus der Verjüngung des Faltenkomplexes gegen oben ergibt sich, dass die Hoh Faulen-Decke auch hier zerrissen ist.

Auf der N-Seite der Ruchkehle gibt es ferner zwei isolierte Vorkommen aus Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten, die wegen des Vorhandenseins von «Complanatenschichten» ebenfalls zur Hoh Faulen-Decke gehören müssen. Das eine befindet sich — horizontal gelagert — am W-Fuss der Sattelhörner; es reicht nach N bis zum Koordinatenschnittpunkt 702 125/186 675; im S keilt es spitz aus; d. h. auch an dieser Stelle ist die Zerreißung der Hoh Faulen-Decke zu erkennen. Zementstein- und Öhrschichten, untere Kreide und Nummulitenschichten finden sich nur in verkehrter Lagerung vor und sind am Südende des Vorkommens in eigenartiger Weise verfaltet (die Darstellung in Lit. 6, Fig. 4, ist zum Teil unrichtig). Das andere Vorkommen — ein Erosionsrelikt einer tauchenden Stirn — liegt in der Ruchkehle selbst zwischen 2340 und 2400 m Höhe (Koordinaten 702 600/186 150). Möglicherweise hängt dieses Stück der Hoh Faulen-Decke direkt mit dem Vorkommen am Westfuss der Sattelhörner zusammen. Ein Abreißen nach oben lässt sich hier nicht erkennen.

Als weitere östliche Fortsetzung der Hoh Faulen-Decke sind die zwei tauchenden Hochgebirgskalk-Antiklinalen im östlichen Sattelhorn (P. 2882) und nördlich vom oberen Ruchkehlenausgang anzusehen.

Die Vorkommen der Hoh Faulen-Decke auf der E-Seite des Brunnitals zeigen uns folgendes:

Von Leitersplangg bis zum W-Fuss der Sattelhörner ist die Stirn der Hoh Faulen-Decke weiter zurückgeblieben. In der steilgestellten Zone nördlich der Windgällenfalte s. s. (Ruchkehle) geht die NW—SE-Streichrichtung der Stirn in west-östlichen energischen Axialanstieg über. Dieser Axialanstieg wird aber nicht nur durch die Abnahme der Transportweite der Hoh Faulen-Decke im E, sondern auch durch die Zerreißung der Decke verursacht.

Von Leitersplangg bis zum unteren Ende der Ruchkehle ist die Doppelung der Stirn sehr viel ausgeprägter geworden. Der Hochgebirgskalk-Keil am W-Fuss der Sattelhörner, das tauchende Stirnrelikt in der Ruchkehle und die nördliche Tauchfalte am östlichsten Sattelhorn dürften der oberen Antiklinale bei Leitersplangg und am Blinzi (*II*) entsprechen. Die tauchenden Stirnen am Fuss des Gr. Ruchen und die südliche, kleinere Antiklinale am oberen Ruchkehlenausgang sind wohl die Fortsetzung der kleineren, tieferen Stirnfalte auf der W-Seite des Brunnitals (*I*).

Östliche und südliche Fortsetzung der Hoh Faulen-Decke.

(Vgl. Tafel 2, Profile 2—5.)

Die nördliche tauchende Hochgebirgskalk-Stirn der Hoh Faulen-Decke am östlichsten Sattelhorn streicht durch den E-Grat des Kl. Ruchen weiter bis zum Scheerhorngriggeli und verschwindet dort unter dem Scheerhorn. Die Deckenstirn hat in diesem Abschnitt demnach normale WSW—ENE-Streichrichtung. Im Gipfel des Kl. Ruchen nimmt der Hochgebirgskalk der Hoh Faulen-Decke wieder horizontale Lage an. An der Umbiegungsstelle finden sich sowohl mehrere kleine gegen N ansteigende Scherflächen als zwei steil südfallende Brüche mit schwach gehobenem Südflügel. Wie W. STAUB (23, S. 60) bereits erkannt hat, ruht die Hoh Faulen-Decke weiter südlich direkt dem Hochgebirgskalk der Windgällenfalte s. s. auf. Die trennende Scherfläche ist um den ganzen Gipfel des Gr. Ruchen herum verfolgbar und setzt sich jedenfalls nördlich des Hüfigletschers mindestens bis zum Scheerhorn fort. Die Hoh Faulen-Decke nimmt also in der (Tödi-) Windgällenfalte eine analoge Stellung ein wie die Belmetenschuppe in der Erstfelderfalte. Sie unterscheidet sich von ihr lediglich im Abschnitt zwischen Reuss- und Brunnital durch die weitere Verfrachtung.

Südlich des Scheerhorns bildet der autochthone Malmmantel eine grössere Falte, in deren Oberfläche sich am Hälsigrat zwei spitz ausgezogene und wellig verbogene Teilantiklinalen und am Gr. Scheerhorn-S-Grat mehrere mehr oder weniger schwache Wellungen vorfinden (Tafel 2, Profil 2). Diese Falte repräsentiert eine der Windgällenfalte s. s. analoge, aber viel kleinere zweite Stirnfalte der Tödi-Windgällen-Falte. Ob sie sich noch in der Hoh Faulen-Decke befindet oder bereits einem südlicheren Teilstück des autochthonen Malmmantels entspricht, ist unsicher.

Höhere Schuppen der Kl. Ruchenkette.

In der Kl. Ruchenkette, zwischen dem unteren Ruchkehlenausgang und dem Scheerhorngriggeli, trifft man zwischen der Hoh Faulen-Decke und dem autochthonen Flyschmantel eingeklemmt — die Stadschiefer sind hier meist ausgequetscht — eine ganze Anzahl kleiner bis winziger Linsen von stark ausgewalztem Hochgebirgskalk (wahrscheinlich nur Öhrlischichten). Er steht häufig mit «Pectinidenschiefen» in Verbindung; «Complanatenschichten» scheinen überall zu fehlen. Am Westfuss der Sattelhörner werden die Linsen auch von Basalbreccien der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe begleitet (vgl. Lit. 6, S. 163). Solche Linsen habe ich an folgenden Stellen gefunden:

1. im E-Grat des Kl. Ruchen südwestlich P. 2876; Koordinaten 704 745/186 925; zwei übereinander liegende Linsen;
2. nordöstlich vom Kl. Ruchen; Koordinaten 704 000/186 650; eine grössere Lamelle;
3. im N-Grat des Kl. Ruchen; Koordinaten 703 620/186 600; zwei übereinander liegende winzige Linsen;
4. im N-Grat des östlichsten Sattelhorns, P. 2882; Koordinaten 703 400/186 550; eine oder zwei Linsen;
5. im SW-Hang des Sattelhorns auf der N-Seite der Ruchkehle; Koordinaten 703 100/186 330 bis 702 900/186 150; zwei übereinanderliegende Linsenzüge; bester Aufschluss;
6. am unteren Ausgang der Ruchkehle; Koordinaten 701 975/186 200; mehrere Linsen.

Diese Linsen gehören zu zwei übereinander liegenden vollständig zerrissenen Schuppen¹⁾. Ihre Wurzel ist in den zwei kleinen Hochgebirgskalk-Stirnen am S-Ende des Hälsigrates zu suchen; hierfür spricht ausser den Lagerungsverhältnissen auch das Fehlen der «Complanatenschichten» an dieser Stelle.

Die beiden Schuppen sind ein östliches Analogon (aber wohl kein Homologon ?) zu einer Anzahl von Öhrlischichten-Linsen in der Hoh Faulen-Gruppe, der sogenannten «Malmlamelle (richtiger „Berrias“-Lamelle) des Plattigrates», die von J. J. JENNY entdeckt und ausführlich beschrieben worden ist (17, S. 156, und Tafel 3, Figur 2).

2. Die autochthonen Stadschiefer

haben, wie erwähnt, durch ihr ausserordentlich plastisches Verhalten die grosszügige disharmonische Bewegung des Malmmantels (Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten) und des Flyschs (Sand-

¹⁾ Auf Taf. 2 (ebenso wie in Lit. 4, Taf. 9) konnten diese beiden Schuppen nur als einfacher Linsenzug dargestellt werden.

stein-Dachschiefer-Gruppe) verursacht. Die verschiedene Bewegung unter und über den Stadschiefern ist sicherlich zur Hauptsache für ihre heutige Verteilung verantwortlich. Der untere Teil der Stadschiefer steht wohl manchmal noch mit der Unterlage, der obere Teil oft mit der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe im ursprünglichen Schichtverband. Der grösste Teil der Stadschiefer dürfte aber stets mehr oder weniger weit verfrachtet sein. So sind z. B. die Stadschiefer zwischen Hoh Faulen-Decke und autochthonem Flysch meist weitgehend ausgequetscht; zwischen Hoh Faulen-Decke und Erstfelder-Aufwölbung und in den Antiklinalkernen der Flyschfolge sind sie dagegen stark aufgehäuft.

Es mag sein, dass bei der Verteilung der Stadschiefer auch primäre Mächtigkeitsdifferenzen eine Rolle spielten. So verhalten sich z. B. die in den Profilen westlich und östlich des Brunnitals von den Stadschiefern eingenommenen Flächen etwa wie 2 : 3, ein Umstand, welcher sich durch tektonische Verfrachtung allein kaum befriedigend erklären lässt. Art und Grösse des Einflusses ehemaliger stratigraphischer Verhältnisse auf die heutige Verteilung der Stadschiefer dürfte sich aber schwerlich genauer ermitteln lassen.

3. Der autochthone Flysch

schmiegt sich im ganzen den Falten und Schuppen des autochthonen Malmmantels an und ist deshalb gewissermassen ein höheres Abbild der beiden grossen Falten desselben. Die Tektonik der Flyschfolge im einzelnen ist aber von den Details im Bau des Liegenden unabhängig. Die Verbreitung ist aus Tafel 1 ersichtlich. Man kann unter Beziehung auf das Liegende von S nach N vier Abschnitte unterscheiden (vgl. Tafeln 2 und 3):

1. Abschnitt auf dem Rücken der Windgällenfalte.

Nur im E erhalten: S-Grat des Kammlistocks, Basis des Scheerhorns. Lagerung vorwiegend horizontal. Am S-Grat des Gr. Scheerhorns Aufstapelung mehrerer Pakete, deren S-Enden diskordant gegen die gefaltete tiefere Partie stossen. Am Hälsigrat mehrere, etwa E—W streichende, steil südfallende Brüche mit gehobenem S-Flügel, wahrscheinlich zum selben System gehörig wie die Brüche im Hochgebirgskalk am Kl. Ruchengipfel. Zwischen diesem und dem folgenden Abschnitt existiert kein normaler Zusammenhang.

2. Steilgestellte Partie nördlich der Windgällenfalte.

Kl. Ruchenkette östlich, Schwarz Stöckli westlich des Brunnitals. Im oberen Teil überkippte Lagerung, im unteren Teil grosse Falte mit Stadschieferkern (f).

3. Abschnitt auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung.

Ober Lammerbach—Wannelen—Aesch auf der E-Seite, Griestal—Sittliser—Blinzi-Spitzen auf der W-Seite des Brunnitals. Lagerung überwiegend flach. Zahlreiche Falten, im S wenig weit, im N stark ausholend. Die Falten besitzen Kerne aus Stadschiefern, die sich an folgenden Stellen befinden:

Westlich vom Brunnital.		Östlich vom Brunnital.	
In der E-Wand des Sittliser, Koordinaten 690 050/187 800	Falte e	Südliche Antiklinale am W-Fuss des Wespen, Koordinaten 702 300/188 175.	
Am Blauhörnli, südwestlich des Gr. Spitzen, P. 2403.	Falte d	Nördliche Antiklinale am W-Fuss des Wespen, Koordinaten 702 275/188 300.	
Nicht vorhanden.	Falte c	Beidseitig des Hochkopf-N-Grates, Koordinaten 702 600/189 550 und 702 800/189 575, in der W-Flanke des Kulm, Koordinaten 703 190/189 500, und nordwestlich Enge, Koordinaten 704 500/190 000.	
In der E-Wand des Kl. Spitzen, Koordinaten 700 050/189 950, und (nach den Aufnahmen von J. J. JENNY) im W-Abhang des Gr. Spitzen, Koordinaten 700 000/190 000.	Falte b	Östlich von P. 1893 südlich Wannelen, Koordinaten 702 800/189 850; nördliche Fortsetzung etwas abgerutscht; Stirn nicht erhalten. Weiter östlich nicht mehr aufgeschlossen.	

Nicht vorhanden.

Falte *a'* Östlich Trogen Balm, Koordinaten 702 050/189 025; östlich Wannelen, Koordinaten 702 975/190 400, 703 350/190 575 und 703 525/190 625; westlich Geissegg, Koordinaten 703 900/190 700; nördlich Geissegg, Koordinaten 704 275/190 800 bis 704 550/190 925. Diese Falte streicht zwischen Wannelen und Trogen Alp NE—SW. Sie erlischt deshalb gegen W.

Zwischen Sparren und Obsaum Alp, Koordinaten 700 725/190 475. Falte *a* Oberhalb Fluh. Nördlichster Aufschluss südlich Ribi, Koordinaten 702 450/190 700.

Die Faltenachsen an den Spitzen streichen nahezu NW—SE, also gleich wie die Stirn der Hoh Faulen-Decke. Am Blinzi beobachtet man starke disharmonische Bewegung innerhalb des autochthonen Flyschs, verursacht durch das untere der mittleren Dachschieferbänder (vgl. S. 4). Auf der E-Seite des Brunnitals findet sich auf der Linie Hochkopf—Kulm—Oberalp und nördlich Wannelen—Niederalp eine Anzahl ungefähr NW—SE streichender, SW fallender Brüche, deren SW-Flügel jeweils tiefer liegt. Ferner gibt es im normalen Schenkel der Falte *a* südlich Fluh drei südfallende Brüche; bei den zwei grössern ist der S-Schenkel gehoben, beim dritten um ca. 1 m abgesunken. Der grösste ist durch den Stadschieferkern hindurch bis in den verkehrten Schenkel zu verfolgen.

Der verkehrte Schenkel der Falte *a* ist relativ sehr stark entwickelt. Er ist über dem Malm der Erstfelder-Aufwölbung auf der E-Seite des Brunnitals gegen S bis zum dritten Bachgraben nördlich von Trogen Alp (Vorderboden) aufgeschlossen, Koordinaten dieser Stelle 702 125/189 600. Auf der W-Seite ist er bereits bei Sparren durch Sackungsmassen überdeckt. Der verkehrte Schenkel reicht aber wohl unter dem Schutt etwa bis zur Linie Trogen Alp (Vorderboden)—Lauai Alp nach Süden. Weiter südlich sind mir nur zwei isolierte Pakete in den Stadschiefern bekannt, die nach Lage und Gestein zum verkehrten Schenkel der Falte *a* gestellt werden müssen:

1. eine ganz dünne Lamelle im Bett des Grossbaches bei der Sittlis Alp; Koordinaten 700 275/187 800 (auf Taf. 1 und 3 nicht ausgeschieden);
2. ein etwas grösseres, dem Hochgebirgskalk der Erstfelder-Aufwölbung aufgeschweisstes Paket bei Kärschelen; Koordinaten 701 180/186 325 bis 701 150/186 100.

Sehr ähnlich sind die Verhältnisse im Flysch auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung auch östlich vom Reusstal (vgl. 4, Tafel 9, Profilserie 1). Auch hier hat die Flyschfolge im südlichen Teil flache Lagerung, und im nördlichen finden sich Falten mit Stadschieferkernen, deren tiefste einen mächtigen Verkehrtschenkel besitzt.

Auch die vom Verkehrtschenkel der tiefsten Falte der Flyschfolge zurückgebliebenen Partien haben Äquivalente auf der E-Seite des Reusstals. Bei P. 2251 westlich des Hoh Faulen (J. J. JENNY, 17, S. 130), ferner südwestlich des Rinderstocks, bei P. 2172 nordwestlich der Seewli Alp und am Riedersegg, liegen auf dem Hochgebirgskalk der Erstfelder-Aufwölbung Gesteinspakete, welche nach neueren Dünnschliffuntersuchungen zum autochthonen Flysch gehören (unterster Teil der Altdorfer-sandsteine). Dies hatte W. STAUB (1911, 23, S. 49, 58) bereits richtig erkannt; die Ansicht von J. J. JENNY (17, S. 130, 132), es handle sich um stratigraphische Einlagerungen der Stadschiefer, hat sich nicht bestätigt.

4. Steilgestellte Partie nördlich der Erstfelder-Aufwölbung.

N-Fuss der Spitzen und N-Seite des Schächentals nördlich Unterschächen-Ribi. Die Schichten stehen in der Hauptsache steil. Der grösste Teil dieser Zone gehört zum normalen Schenkel der Falte *a*, doch ist westlich des Brunnitals auch der nördliche Teil ihres Stadschieferkerns und ihres Verkehrtschenkels steilgestellt. Da die zahlreichen Dachschieferlagen des unteren Teils der Altdorfer-sandsteine disharmonische Faltung veranlasst haben, sind die Schichten im normalen Schenkel der Falte *a* sehr stark gefältelt.

Nach W setzt sich diese Zone in die mächtigen Flyschmassen des unteren Schächentales fort, ihre Lagerung ist hier aber noch kaum geklärt.

Der nördliche Teil des Abschnittes auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung und die steilgestellte Partie weiter nördlich haben mit ihrer Aufstapelung von Falten und der wirren Detailstruktur

ausgesprochen den Charakter einer Deckenstirn. Man könnte diese Zone deshalb das «Stirngebiet der autochthonen Flyschfolge» nennen und den mächtigen verkehrten Schenkel der tiefsten Flyschfalte allgemein als «verkehrten Schenkel der autochthonen Flyschfolge» bezeichnen.

Deckengebirge.

1. Der ultrahelvetische Flysch

(«Blattengratschichten» und «Wildflysch»)

kommt in zwei Zonen des Untersuchungsgebiets vor (vgl. Tafeln 1—3).

Die Hauptmasse bildet eine in der Mächtigkeit stark variierende, vorwiegend mergelige Zone zwischen dem autochthonen Sedimentmantel unten und den helvetischen Decken (hauptsächlich der Griesstockdecke) oben. Diese Zone ist am S-Grat des Kammlistocks und am Scheerhorn, dann am Fuss der Griesstockwände (am schönsten am Wespen) bis zum Kammlitritt entblösst. Weitere Aufschlüsse befinden sich bei der Niemerstafel Alp westlich der Klausenpasshöhe (vgl. auch S. 17), am Fuss des Gr. Höchen östlich Aesch und in den Gräben auf der N-Seite des Schächentals. Auf der Westseite des Brunnitals sind kleine Reste am Schwarz Stöckli und am Seeweligrat–Furkeli erhalten. Diese Flyschzone ist mit der Unterlage (autochthoner Flysch) verfaltet; oben wird sie durch eine glatte Rutschfläche begrenzt. Am Gr. Scheerhorn, südlich der Oberalp und bei der Niemerstafel Alp enthält sie kleine, vom autochthonen Flysch abgerissene Pakete oder Linsenzüge.

Der zweite Zug von ultrahelvetischem Flysch (nur «Wildflysch») bedeckt die Stirnfalten der Griesstockdecke zwischen Windeggen und der unteren Balm Alp. Er hat nur geringe Mächtigkeit und tritt östlich vom Graben östlich Wanneli überhaupt nur noch in kleinen Linsen auf. Er begleitet die Falten der Griesstockdecke und ist auch mit der obersten Lamelle der «verschürften Massen» der Kammlistockdecke (S. 19) im Hangenden verfaltet.

Ein grösseres, isoliertes Vorkommen dieses Wildflyschs entdeckte ich (bereits etwas ausserhalb des Untersuchungsgebiets) in der Gegend des Tieralpli südlich vom Klausenpass. Es ist zwischen die beiden «Lamellen des Kammligrates» (in der Zone der verschürften Massen der Kammlistockdecke) eingeschaltet. Dieses Vorkommen zeigt, dass der die Griesstockdecke überlagernde Wildflysch erst mit den Schürfmassen der Kammlistockdecke zusammen an seinen jetzigen Platz verschleppt wurde und vorher das Hangende der Kammlistockdecke bildete.

2. Die helvetischen Decken.

a) Die Griesstockdecke

ist zuerst auf Zeichnungen von A. ROTHPLETZ (1898, 23 b, Tafeln 2, 3) dargestellt worden. Etwas später hat sie ALB. HEIM (1906, 13) benannt, ausführlich beschrieben und gezeichnet. Sie umrahmt halbkreisförmig das obere Schächental und zieht sich über den Griesstock zum Scheerhorn hinauf (vgl. Tafel 1).

Da die Griesstockdecke im grossen der Form des autochthonen Sedimentmantels angepasst ist, kann man die gleichen tektonischen Abschnitte wie im autochthonen Flysch unterscheiden (vgl. Tafel 2).

1. Abschnitt auf dem Rücken der Windgällenfalte.

Dieser Abschnitt ist nur noch im oberen Teil des Scheerhorns erhalten. Die Schichten fallen nach N ein, streichen ziemlich genau E—W. Die Schichtfolge beginnt auf der W-Seite mit ausgewalztem Hochgebirgskalk, im E mit Schrattenkalk. Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bilden im Gr. Scheerhorn eine relativ weit ausholende, höhere Antiklinale. In der Nordflanke des Scheerhorns ist die Schichtserie ziemlich stark gestreckt und gefältelt. Auf der W-Seite des Kl. Scheerhorn-N-Grates beobachtet man einen südfallenden Bruch mit gehobenem N-Flügel.

2. Steilgestellte Partie nördlich der Windgällenfalte.

Im unteren Teil der Scheerhorn-N-Flanke tritt mit scharfem Knick überkippte Schichtlage ein; an der Umbiegungsstelle ist eine spitze Sekundärfalte zu erkennen; im S-Grat des Griesstocks erfolgt die Rückkehr zu normaler Lagerung. Die Mächtigkeit der Schichtserie ist auch in diesem Teil noch tektonisch reduziert, am stärksten im E; die Nummulitenschichten und ein grosser Teil der Kreide fehlen hier völlig. Weiter östlich, im S-Grat des Kammlistocks, fehlt jede Spur der Griesstockdecke; sie muss hier ganz zertrennt sein.

3. Abschnitt auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung.

Dieser Abschnitt umfasst den Hauptteil der Griesstockdecke. Er bildet als Ganzes eine grosse, sehr flache Falte, deren Mulde unter dem Griesstockgipfel P. 2731 und dem Griesgletscher und deren Gewölbescheitel etwa auf der Linie P. 2318 (beim oberen Gries) — P. 2300 (bei der Gernspangge) liegt. Die Griesstockdecke besteht in diesem Abschnitt zur Hauptsache aus Hochgebirgskalk. Kreide und Eocaen bilden im S eine relativ dünne Decke; im Gebiet der Kammler Alp fehlen sie, wohl wegen alter Erosion (siehe Lit. 6, S. 166), weiter nördlich setzen sie wieder ein.

Man kann diesen Abschnitt der Griesstockdecke in zwei Teile mit etwas abweichendem Detailbau zerlegen; ich möchte sie als «Rückenteil» und als «Stirnteil» bezeichnen.

Im Rückenteil, der sich vom Griesstock über die Kammler Alp bis etwa zur Linie Klausenpass-Niemerstaffel Alp-Kl. Höcheli erstreckt, ist die Oberfläche der Griesstockdecke in zahllose spitze Fältchen gelegt, die sich verlieren oder sich ablösen können. Ausquetschung von einzelnen Schichtgliedern ist die Regel, desgleichen disharmonische Faltung, wo immer möglich; auch unterliegt die Streichrichtung oft bedeutenden Änderungen. Den kleinen Fältchen gewissermassen übergeordnet sind einzelne grössere Falten, deren Verlauf ich kurz angeben will.

Südlich der Kammler Alp, von S nach N:

Falte 10: *Mulde*: S-Grat des Griesstocks (Koordinaten 704 350/187 450); Basis des Scheerhorns.

Gewölbe: Griesstockgipfel P. 2730.

Falte 9: *Mulde*: SW-Wand des Griesstocks (Koordinaten 703 900/187 450); Felsrippe im Griesgletscher östlich P. 2730.

Gewölbe: Nördlich P. 2731—N-Rand des Griesgletschers bei ca. 2430 m Höhe.

Falte 8: *Mulde*: Einsattelung zwischen P. 2731 und P. 2666—N-Rand des Griesgletschers bei ca. 2350 m Höhe.

Gewölbe: P. 2666—P. 2659—P. 2559.

Falte 7: *Mulde*: Kreidesynklinalen in der Wand nördlich P. 2666—P. 2659—P. 2378 und südlich P. 2318.

Gewölbe: P. 2318 westlich, P. 2300 östlich der Griesgletschermoränen.

Falte 6: *Mulde*: im Wändlein zwischen oberem und unterem Gries—Munggenbänder.

Nördlich der Kammler Alp:

Falte 6: *Gewölbe*: südlich Gr. Höchen.

Falte 5: *Mulde*: nördlich Gr. Höchen.

Gewölbe: südlich des Trockentälchens südlich vom Kl. Höcheli.

Auf dem Rücken des Griesstocks beobachtet man mehrere S—N gerichtete, senkrecht stehende, orographisch deutlich hervortretende Brüche mit ganz geringer Sprunghöhe, welche alle Falten durchsetzen. Ein etwa W—E streichender, steilstehender Bruch mit abgesunkenem N-Flügel verläuft durch das Tälchen südlich des Kl. Höcheli. Ungefähr senkrecht dazu streicht ein gegabelter Bruch im Hochgebirgskalk nördlich des Gr. Höchen, dessen östlicher Flügel tiefer liegt. Weitere Störungen mit geringem Verschiebungsbetrag befinden sich in der Wand westlich unterhalb der Kammler Alp und südlich des Gr. Höchen.

Im Stirnteil, welcher sich vom Kl. Höcheli auf der N-Seite des Schächentals bis zum Graben westlich Windeggen erstreckt, hört die Kleinfältelung gegen N auf; Ausquetschung von Schichten und disharmonische Faltung aber kommt auch hier, besonders in den Mulden, vor. Man beobachtet folgende grössere Falten:

Falte 4: *Mulde*: westlich P. 1848 (Kl. Höcheli), Koordinaten 706 200/191 850.

Gewölbe: noch ziemlich kompliziert gebaut; Hauptstirn (im Schrattenkalk) westlich der unteren Balm-Alp, Koordinaten 705 900/192 075, südöstlich P. 1801, Koordinaten 705 550/192 090 und auf der E-Seite des Bachgrabens östlich Wanneli, oberhalb der Klausenstrasse.

- Falte 3: *Mulde*: im von P. 1811 und P. 1767 (obere Balm Alp) ins obere Schächental laufenden Graben und im Bachgraben östlich Wanneli, unterhalb der Klausenstrasse.
Stirnumbiegung: oberhalb von Wanneli.
- Falte 2: *Mulde*: oberhalb Wanneli; sie ist im Hochgebirgskalk stark ausgeprägt, in Schrattenkalk und Eocaen nur wenig tief.
Stirnumbiegung: im Schrattenkalk östlich des Seelitals bei 1650 m Höhe, im Taveyannazsandstein im Graben westlich Windeggen auf ca. 1720 m Höhe.
Der Antiklinalkern der Falte 3 und der normale Schenkel der Falte 2 sind sekundär nochmals gefaltet.
- Falte 1: *Mulde*: in Kreide und Nummulitenschichten südwestlich P. 1571 (auf der Klausenstrasse), Koordinaten 703 800/192 025; im Taveyannazsandstein verfolgbar vom Seelital (ca. 1640 m hoch) bis zum Graben westlich Windeggen (ca. 1650 m hoch).
Stirnumbiegung: im Schrattenkalk bei der Galerie der Klausenstrasse; weiter westlich nicht mehr deutlich aufgeschlossen.

Auf der N-Seite des Schächentals zeigt die Griesstockdecke ein anormal grosses Axialgefälle gegen E. Die Faltenachsen streichen ziemlich genau E—W.

Zwischen dem Graben östlich Wanneli und den Gräben südlich der Oberalp wird die Falte 4 von vier etwa SE—NW verlaufenden Brüchen durchsetzt, deren SW-Flügel jeweils nach NW verschoben sind. Ein analoger Bruch durchschneidet die Falte 1 am Westportal der Galerie der Klausenstrasse.

Am Fuss der Westwand des Griesstocks findet sich ein kleines Paket von fast völlig zerquetschten Gesteinen, das wahrscheinlich als Verkehrtchenkelrest aus Öhrschichten und Valanginienkalk zu deuten ist.

Die Zerreissung der Griesstockdecke bei der Niemerstafel Alp.

(Vgl. Taf. 2, Prof. 1, Kulissee A.)

Geht man von der Gegend des Gr. Höchen nach E, so beobachtet man folgendes: Die Achsen der Kleinfalten im Bereich der Mulde 5 biegen zu SW—NE-Streichen ab. Dann legt sich an einer ebenfalls SW—NE verlaufenden Linie ein dünner Malmlappen (schwarzer Quintnerkalk) über diesen Teil der Griesstockdecke; die Oberfläche des Lappens fällt gleichmässig nach N ein (gleich wie beim Lochseitenkalk der Axendecke, siehe S. 20); er wurzelt in der Antiklinalgegend der Falte 6. Am W-Rand des Kessels von Niemerstafel Alp kommt der zugedeckte Teil der Griesstockdecke unter dem E-Rand dieses Malmlappens nicht wieder zum Vorschein, sondern man stösst unmittelbar auf ultrahelvetische Flyschgesteine mit verschleppten Linsen und Lamellen von Taveyannazsandstein aus dem autochthonen Flysch; es handelt sich mit Sicherheit um Flysch aus der Zone unter der Griesstockdecke. Diese Flyschgesteine liegen (bei Berücksichtigung des Axialgefälles) bis zu 400 m höher als ihre westliche Fortsetzung östlich von Aesch. Das Flyschfenster von Niemerstafel wird im S durch eine Stirn von Hochgebirgskalk (heller Quintnerkalk und Zementsteinschichten) begrenzt, die gegen W unter den oben erwähnten Malmlappen hineinstreicht und ihn einwickelt. Reste des mehr oder weniger stark ausgewalzten und stellenweise auch zerrissenen Malmlappens sind bis wenig westlich des Klausenpasses verfolgbar, wo sie mit der darunter liegenden Hochgebirgskalkstirn zusammen unter die höheren tektonischen Elemente eintauchen.

Ich möchte diese Verhältnisse folgendermassen deuten: Zwischen Gr. Höchen und Niemerstafel Alp trennt sich der Stirnteil der Griesstockdecke von ihrem Rückenteil los; die östliche Fortsetzung des Stirnteils ist nach N verschleppt worden. Die Stirnfalte südlich der Niemerstafel Alp repräsentiert den N-Rand des zurückgebliebenen Rückenteils der Griesstockdecke. In die durch die Zerreissung entstandene Lücke ist der ultrahelvetische Flysch von unten her nachgerückt. Die Zerreissungsstelle selbst ist durch den nach N abgeschleppten und ausgewalzten, im Gebiet der Falte 6 wurzelnden Lappen von Quintnerkalk verhüllt.

In meinen früheren Arbeiten (1933, 4, 5; 1937, 6, S. 150) habe ich im Gegensatz zu richtigeren älteren Darstellungen (Lit. 21, 22, 23, 24, 25) den Flysch von Niemerstafel als Taveyannazsandstein der Griesstockdecke und den nördlichen Teil des darüberliegenden Malmlappens als Lochseitenkalk der Axendecke aufgefasst. Die sichere Abklärung der Verhältnisse ist mir erst neustens durch eingehende Gesteinsuntersuchungen und -vergleiche gelungen.

b) Die Kammlistockdecke

wurde von W. STAUB (1911, 23) als selbständiges tektonisches Element erkannt. In Anlehnung an P. v. SCHUMACHER (1928, 22) und J. OBERHOLZER (1933, 21, S. 50—57) möchte ich bei ihrer Besprechung unterscheiden zwischen der zusammenhängenden Kammlistockdecke im engeren Sinn (s. s.) und verschürften Kreide-Eocaen-Massen.

Die Kammlistockdecke s. s.

baut Kammlistock und Kammliberg an der E-Grenze meines Untersuchungsgebiets und den N-Fuss des Scheerhorns auf. Sie besteht aus einem Malmgewölbe mit Doggerkern, welches unterlagert wird von einer verkehrt liegenden Serie von unterer Kreide und «Pectinidenschiefen» (mittlere Kreide und «Complanatenschichten» fehlen). Wie aus Tafel 2, Profil 1, ersichtlich ist, besitzt dieser ganze Komplex im einzelnen einen ziemlich verwickelten Bau. Die bedeutendste Komplikation besteht in einer Abwärtsknickung des Stirnteils des Malmgewölbes und einer ungefähr konkordanten Verbiegung des verkehrten Kreideschenkels. Der letztere ist ausserdem in mannigfaltiger Weise in sich geschuppt und gefaltet.

Die verschürften Kreide-Eocaen-Massen

liegen im S zwischen Griesstockdecke und Kammlistockdecke s. s., im N zwischen Griesstock- und Axendecke. Sie bilden eine zusammenhängende Zone, die im wesentlichen aus stark gekneteten Stadschiefern besteht. Diesen sind zahlreiche Linsen und Lamellen von Kreide und Nummulitenschichten eingelagert. Die Zone lässt sich vom S-Grat des Kammlistocks im S bis zum Klausenpass im N und von hier nach W bis in die Umgebung von Mettenen verfolgen; in den weiter westlich anschliessenden Sackungsmassen sind die Gesteine bis in die Gegend von Urigen nachweisbar. Die Zone der verschürften Massen ist sowohl mit der Griesstockdecke im Liegenden als mit der Kammlistockdecke s. s. (unterhalb P. 2987 bei der Kammlilücke) und dem verkehrten Schenkel der Axendecke im Hangenden verzahnt.

Die älteren Einschlüsse in den Stadschiefern sind verschiedener Art. Am S-Grat des Kammlistocks und bei der Kammlilücke findet man dicht unter der Kammlistockdecke s. s. kleine Linsen von «Pectinidenschiefen» (vorwiegend in Sandsteinfacies); diese sind wahrscheinlich vom Verkehrtschenkel der Decke abgetrennt worden. Alle übrigen Linsen und Lamellen in der Stadschiefermasse haben in der Hauptsache normale Lagerung. Wir wollen sie von S nach N gehend kurz besprechen (vgl. Tafel 2).

Das Schuppenpaket in der Scheerhorn-N-Flanke. Im N-Hang des Scheerhorns, hauptsächlich östlich vom Kl. Scheerhorn-N-Grat (Koordinaten 705 575/187 725 bis 706 200/187 950), findet man, ganz von Stadschiefern umgeben, in steil nordfallender Lagerung ein grösseres Paket von Kreide und Nummulitenschichten. Diese Gesteine sind durch tektonische Beanspruchung meist nahezu unkenntlich geworden. An der Basis des Pakets liegt ein Linsenzug von hellem Kalk, wahrscheinlich Schrattenkalk, der sich nach W bis zum Griesgletscher hinab verfolgen lässt. Als östliche Fortsetzung desselben ist möglicherweise eine Kalklamelle im S-Grat des Kammlistocks anzusprechen. Über diesem Linsenzug liegt, durch Stadschiefer von ihm getrennt, am Scheerhorn ein in sich gefalteter Komplex von Drusbergschichten, unterem, z. T. auch oberem Schrattenkalk mit transgredierenden «Complanatenschichten» und «Pectinidenschiefen»; Gault und Seewerkalk fehlen. Dieser zweite Komplex keilt westlich vom Kl. Scheerhorn-N-Grat aus; westlich neben dem von der Kammlilücke hinunterfliessenden Gletscher hat er seine grösste Mächtigkeit.

W. STAUB (1911, 23, S. 67 und Fig. 12), der die Stelle allerdings nicht begangen hat, hielt diesen Gesteinskomplex irrümlicherweise für das westliche Ende der Kammlistockdecke s. s.

Die Lamelle der Munggenbänder. Der Hochgebirgskalk der Griesstockdecke wird im Bereich der Mulde 6 (beidseitig der Griesgletschermoränen) und der Antiklinale 7 der Decke von einer anscheinend normalen Kreide-Nummulitenschichtenserie (mit Gault, etwas Seewerkalk und «Complanatenschichten») bedeckt. Sie wurde von allen früheren Autoren (ALB. HEIM, 1906, 13; W. STAUB, 1911, 23; P. v. SCHUMACHER, 1928, 22) zur Griesstockdecke gezählt, und dieser Auffassung habe ich

nich auch in meiner stratigraphischen Arbeit (1937, 6) angeschlossen. Die folgenden Beobachtungen scheinen mir aber gegen diese Ansicht zu sprechen: Die ältere Kreide bis zu den Drusbergschichten ist ausser am W-Ende der Munggenbänder sehr stark reduziert oder fehlt ganz, während der jüngere Teil der Serie viel gleichmässiger verbreitet und weniger ausgewalzt ist; ferner sind im oberen Teil der unteren Kreide (besonders im unteren Schrattenkalk, vgl. Lit. 6, S. 116, 117) z. T. beträchtliche facielle Unterschiede gegenüber der Griesstockdecke vorhanden, während die Übereinstimmung mit den übrigen hier zu besprechenden verschürften Paketen besser ist. Ich halte daher heute die bereits früher (1933, 5) beiläufig geäusserte Ansicht für wahrscheinlicher, dass im Niveau der Drusbergschichten eine tektonische Trennungslinie durchgeht und dass der über ihr liegende Teil der Serie zu den verschürften Kreide-Eocaen-Massen gehört. Am N-Fuss der Munggenbänder keilt die Kreide dieser Lamelle aus; die Nummulitenschichten lassen sich, den Malm der Griesstockdecke unmittelbar überlagernd, noch bis nördlich der Kammlig Alp verfolgen.

Die Lamellen des Kammligrates. Zwei weitere Lamellen von Kreide und Nummulitenschichten beginnen am NE-Ende des Griesgletschers bei der Gemspingge und bilden grosse Partien des nördlichen Teils der Kammlistock-N-Abdachung, des sogenannten «Kammligrates».

Die untere der beiden Lamellen, welche Gault und relativ viel Seewerkalk enthält und bei vollständigster Entwicklung bis in die Drusbergschichten hinabreicht, ist relativ wenig zerrissen. Sie steigt zwischen Kammlig Alp und Kammlig Hörnli in Zickzackfalten gegen N hinab, erreicht nördlich der Kammlig Alp die Oberfläche der Griesstockdecke und begleitet diese noch ungefähr bis zu einer Linie vom Trockentälchen südlich des Kl. Höcheli zur Niemerstafel Alp.

Die obere Lamelle des Kammligrates enthält nur Seewerkalk und Nummulitenschichten. Sie ist kleiner und viel stärker in Linsen aufgelöst als die untere. Am W-Abhang des Kammligrates liegt sie dicht unter dem Verkehrtchenkel der Axendecke. Dann gehören ihr vermutlich einige Linsen in der Gegend zwischen Kl. Höcheli und Gr. Höchen und sehr wahrscheinlich auch alle Linsen im Gebiet der Klausenstrasse westlich der unteren Balm Alp an.

Über die Herkunft der verschürften Massen sind verschiedene Ansichten geäussert worden. J. OBERHOLZER (1933, 21, S. 187) neigte zur Auffassung, sie seien im südlichen Teil der Griesstockdecke abgerissen worden. Dafür würde ausser einer faciiellen Verwandtschaft besonders die Lage unter der Kammlistockdecke s. s. sprechen. Die Schichtserie der Griesstockdecke ist aber am Griesstock und am Scheerhorn (mit Ausnahme einer kleinen Partie in der Scheerhorn-N-Flanke, S. 16) vollständig oder vollständig gewesen, so dass hier keine grösseren Pakete abgerissen sein können, während dieser Decke in der Claridenkette nicht nur die in den verschürften Massen vertretenen Gesteine von den Drusbergschichten an aufwärts, sondern auch die älteren Schichten einschliesslich des obersten Quintnerkalks fehlen. Eine Ableitung aus der Griesstockdecke kommt daher wohl nicht in Frage. Ebenso unwahrscheinlich ist die Zugehörigkeit zur Glarnerdecke der Claridenkette, deren Serie überall, wo sie bis heute erhalten blieb, vollständig ist. Die verschürften Massen dürften daher, wie auch P. v. SCHUMACHER annimmt, sehr wahrscheinlich aus der Kammlistockdecke s. s. stammen, deren jüngere Schichten im abgewinkelten Profil bei weitem nicht ausreichen, um den Malm und die ältere Unterkreide zu bedecken. Die verschürften Lamellen wären im südlichen Teil der Decke abgerissen und erst sekundär unter dieselbe eingewickelt worden. Für diese Auffassung spricht der Umstand, dass zwischen dem normalliegenden Quintnerkalk der Kammlistockdecke und der mit ziemlicher Genauigkeit rekonstruierbaren Unterfläche der Axendecke gar kein Platz für eine vollständige Kreide-Eocaen-Serie gewesen sein kann, und auf die Einwicklung weist ein isoliertes Vorkommen von «Complanatenschichten» im oberen Teil der Gemspingge hin, welches das Bindeglied zwischen den verschleppten Lamellen und ihrem Herkunftsort auf dem Rücken der Kammlistockdecke sein könnte. Nach den faciiellen Verhältnissen wäre dann wahrscheinlich an den ehemals südlichsten Teil des Verkehrtchenkels der Kammlistockdecke s. s. (mit «Pectinidenschiefen» transgressiv auf oberem Schrattenkalk) zuerst das Schuppenpaket der Scheerhorn-N-Flanke (mit «Complanatenschichten» auf oberem Schrattenkalk) anzuschliessen; dann wäre die Lamelle der Munggenbänder (mit Gault und sehr wenig Seewerkalk) und zuletzt die beiden Lamellen des Kammligrates (mit viel Seewerkalk unter den «Complanatenschichten») gefolgt.

c) Die Axendecke

liegt bereits ausserhalb meines Untersuchungsgebietes. Einzig ihren ausgewalzten Verkehrtchenkel, den sogenannten «Lochseitenkalk», habe ich verfolgt. Er zieht sich als kontinuierliches Band von stark variierender Mächtigkeit auf der N-Seite des Schächentals unter den Alpen Mettenen, Heitmannsegg, Käsern, Obere und Untere Balm hindurch und liegt dann zwischen der Unteren Balm Alp und Niemerstafel Alp als durchlöcherter Deckel auf der Griesstockdecke und den verschürften Massen der Kammlistockdecke. Südlicher findet man nur einzelne Erosionsrelikte: Kammlihörnli, Kämmerli, Sulz. Die verkehrte Lagerung dieses Gesteinszuges liess sich auf Grund der stratigraphischen Untersuchung (vgl. S. 7) sicher nachweisen.

Die obere Grenzfläche des Lochseitenkalks ist, wie allgemein bekannt, glatt und eben und besitzt ein sehr gleichmässiges Einfallen nach N (ca. 25° am N-Abfall des Kammlistocks, ca. 15° bei den Alpen Unter Balm und Käsern, im Seelital wieder ca. 25° ; vgl. ferner P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, S. 44); die Unterseite dagegen ist in mannigfacher Art mit dem Liegenden verzahnt und verwalzt.

Beobachtungen über Schieferung und Klüftung.

Im Untersuchungsgebiet ist ganz besonders eine südfallende Schieferung (Clivage) weit verbreitet. Man beobachtet sie im Hochgebirgskalk der Erstfelder-Aufwölbung, wo sie etwa parallel zu den auf S. 9 genannten Scherflächen liegt, sowie in den autochthonen Stadschiefern und im autochthonen Flysch; ferner im ultrahelvetischen Flysch und in der Griesstockdecke. Der Einfallswinkel wechselt; er scheint ziemlich stark vom betroffenen Gestein abhängig zu sein. Er beträgt meist etwa $20-30^\circ$ und ist wohl nur selten grösser als 45° .

Im Hochgebirgskalk des flachliegenden Teils der Hoh Faulen-Decke herrscht eine Schieferung parallel zur Schichtung vor. Auf ihre Anwesenheit ist es jedenfalls hauptsächlich zurückzuführen, dass die Gliederung in Quintnerkalk, Zementstein- und Öhrlschichten hier so gut zum Ausdruck kommt.

Schliesslich ist im Stirngebiet der Erstfelder-Aufwölbung im Brunnital eine ziemlich auffällige, senkrecht zur Streichrichtung stehende, d. h. N—S streichende und wegen des Axialgefälles sehr steil westfallende Klüftung zu erwähnen.

Allgemeiner Teil.

Im speziellen Teil sind die Lagerungsverhältnisse der Gesteine im Untersuchungsgebiet möglichst objektiv dargestellt worden. Im folgenden soll nun versucht werden, die Entstehung des vorliegenden Aufbaus zu erklären und die Beziehungen zu den benachbarten Gebieten darzulegen.

Analyse des Faltungsvorgangs.

Betrachtet man eine Profilserie aus dem oberen Schächental (z. B. W. STAUB, 1911, 23, Tafel 3; W. BRÜCKNER, 1933, 4, Tafel 9), so sieht man auf den ersten Blick, dass der Aufbau dieses Gebiets nur durch recht verwickelte Vorgänge zustande gekommen sein kann. Es ist deshalb auch bereits von früheren Bearbeitern versucht worden, mehrere Faltungsphasen zu unterscheiden (vgl. W. STAUB, 1911, 23, S. 64, 72; P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, S. 45). Eine solche Phasengliederung muss sich vor allem auf die

Grundzüge des tektonischen Baus

stützen. Im oberen Schächental lassen sich diese kurz folgendermassen zusammenfassen:

Das autochthone Gebirge wird vom Deckengebirge überlagert.

Zwischen den autochthonen Sedimentmantel und die Decken helvetischer Herkunft ist ultrahelvetischer Flysch eingeschaltet.

Die Basisfläche der Axendecke trennt einen unteren Komplex, in dem sämtliche tektonischen Elemente unbekümmert um ihre Herkunft in zwei grosse Falten gelegt sind, von einer höheren von dieser Faltung unberührten Masse.

Es folgt hieraus einerseits, dass der ultrahelvetische Flysch das autochthone Gebirge schon zugedeckt hatte, ehe die helvetischen Decken sich über ihn legten, andererseits, dass die Verfrachtung zumindest der unteren beiden helvetischen Decken des Gebietes schon mehr oder weniger beendet war, ehe ihre Verfaltung mit dem autochthonen Gebirge stattfand.

Man muss daher beim Aufbau der Berge des Schächentals drei voneinander wohl unabhängige Faltungsphasen unterscheiden. In der ersten, der «ultrahelvetischen» Phase, geriet der ultrahelvetische Flysch über den autochthonen Sedimentmantel s. l. Die zweite Phase, welche ich als «erste helvetische» Faltungsphase bezeichnen möchte, bewirkte die Aufstapelung der helvetischen Decken über dem autochthonen Gebirge (einschliesslich der Hauptmasse des ultrahelvetischen Flyschs). In der dritten, der «zweiten helvetischen» Faltungsphase¹⁾, erfolgte (gleichzeitig mit der Heraushebung der südlich benachbarten zentralen Alpenzone) die (mehr oder weniger) konkordante Verfaltung der unteren Decken und des Autochthonen, während die höheren Deckenmassen sich unabhängig davon bewegten. Im oberen Schächental bestätigt sich somit erneut die schon von verschiedenen Autoren (z. B. von P. ARBENZ, 1934, 10, Fasc. 2, S. 120) für die helvetische Region aufgestellte Phasenfolge.

Ich möchte nun, namentlich im Hinblick auf die beiden helvetischen Faltungsphasen²⁾ — die ultrahelvetische Phase hat ja zur Faltung der helvetischen Zone selbst jedenfalls keine Beziehung —, eine

¹⁾ Ich wähle vorläufig diese Phasenbezeichnungen, da mir eine Parallelisierung der drei Faltungsphasen mit einem der für die gesamten Alpen aufgestellten Phasenschemata zu gewagt erscheint.

²⁾ Wo im folgenden von erster bzw. zweiter Phase die Rede ist, ist daher immer die erste bzw. zweite helvetische Faltungsphase gemeint.

Erklärung der tektonischen Einzelheiten

im oberen Schächental versuchen. Hierbei will ich von den grossen, in ihrer Bedeutung klaren Zügen ausgehen und anschliessend die übrigen auf den ersten Blick weniger eindeutigen Erscheinungen auf ihren Zusammenhang mit diesen Hauptzügen prüfen. Im

autochthonen Gebirge

(einschliesslich der Hauptmasse des ultrahelvetischen Flyschs)¹⁾

sind die beiden grossen Falten des autochthonen Malmmantels (und seiner kristallinen Unterlage): Erstfelder- und Windgällenfalte, sowie die konkordante Verbiegung der Hoh Faulen-Decke (in ihrem selbständigen Teilstück), der autochthonen Flyschfolge und des ultrahelvetischen Flyschs als aus der zweiten Faltungsphase stammende Grundlinien zu betrachten. Aus der ersten Phase datiert dagegen die Bildung der sekundär verbogenen Verschiebungsflächen²⁾, von denen zwei bedeutendere: die Basisflächen der Hoh Faulen-Decke und des autochthonen Flyschs, zu nennen sind. Diese Feststellungen mögen für das Folgende als Diskussionsbasis dienen.

a) Die Erscheinungen im autochthonen Malmmantel.

Der Schuppenbau innerhalb der Erstfelder-Aufwölbung, mit dessen Entstehung wohl manche Fältelungen der Malmkalke eng zusammenhängen, rührt sehr wahrscheinlich bereits aus der ersten Faltungsphase her; denn die Unterfläche der grössten von diesen Schuppen, der Belmetenschuppe, lässt auf der E-Seite des Reusstals (vgl. J. J. JENNY, 1934, 17, Tafel 3, Figur 1) deutlich eine der Form der Erstfelderfalte angepasste, also sekundäre Verbiegung erkennen.

Die Abscherung der Schuppenstirnen und die definitive Ausgestaltung der Oberfläche der Erstfelder-Aufwölbung im Brunnital dürften sich dagegen erst in der zweiten Faltungsphase ereignet haben, da sich der ganze nördlich der Windgällenfalte über der Erstfelderfalte lagernde Gesteinskomplex beim Vordringen der ersteren etwa um den Betrag der Tiefe der Windgällenmulde gegen N verschoben haben muss.

Die Fältelungen im Frontalgebiet der Erstfelder-Aufwölbung sowohl im Brunnital (unter der grossen Stirnschuppe) als auf der E-Seite des Reusstals (vgl. J. J. JENNY, 17, Tafel 3, Figur 1) sind wohl ebenfalls erst in der zweiten Phase durch Stauwirkung bei der Aufwölbung der Falte entstanden.

Der Seltenbachkeil dürfte ursprünglich eine den übrigen Schuppen der Erstfelder-Aufwölbung analoge, in der ersten Phase gebildete Schuppe gewesen sein. In der zweiten Phase geriet ihre Stirnpartie aber zwischen die vordringende Windgällenfalte und die eingewinkelte Hoh Faulen-Decke und wurde hier teils verwalzt und in Linsen zerrissen (besonders im E), teils sogar umgeklappt (im W; vgl. J. J. JENNY, 1934, 17, S. 153 und Tafel 3, Figur 1).

Die Fältelungen im Frontalgebiet der Windgällenfalte s. s., deren Stirnen im verkehrten Schenkel der Falte aufwärts (parallel dem Seltenbachkeil), im normalen Schenkel abwärts weisen, sind jedenfalls (analog wie in der Erstfelder-Aufwölbung) erst beim Vordringen der Windgällenfalte in der zweiten Phase durch eine Stauwirkung entstanden, die ihr Maximum an der Umbiegungsstelle, dem am weitesten nach N reichenden Teil der Windgällenfalte, erreichte.

Die muldenförmige Verbiegung im oberen Teil der Windgällenfalte s. s. dürfte durch Nordwärtsbewegung des südlichen Teils der Hoh Faulen-Decke, den man sich in relativ geringer Höhe über der Grossen Windgälle ergänzt denken muss³⁾, zustande gekommen sein, und zwar sehr wahrscheinlich erst im Verlauf der zweiten Faltungsphase, als die Windgällenfalte s. s. bereits etwa die endgültige Form hatte.

¹⁾ Das kleine Teilstück ultrahelvetischen Flyschs über der Griesstockdecke wird mit der Kammlistockdecke zusammen besprochen (S. 28).

²⁾ Selbstverständlich mit Ausnahme der in der ultrahelvetischen Phase entstandenen Basisfläche des Wildflyschs.

³⁾ Dies geht aus den Verhältnissen am Grossen Ruchen deutlich hervor; vgl. Taf. 2, Prof. 5.

Die schiefe Streichrichtung (NW—SE) der Stirn der Hoh Faulen-Decke und ihre Gliederung in zwei Teilfalten (*I*, *II*) muss gleichzeitig mit der Verfrachtung der Decke in der ersten helvetischen Faltungsphase entstanden sein, denn sie ist bereits in dieser Lage und Form von der Verfaltung der zweiten Phase betroffen worden. Die tiefere Ursache der Abdrehung der Hoh Faulen-Decke aus dem allgemeinen Streichen ist im Untersuchungsgebiet nicht ersichtlich.

Die Brüche im flachliegenden Teil der Hoh Faulen-Decke westlich des Brunnitals treten vor allem dort auf, wo die Deckentafel den engen Kontakt mit der Erstfelder-Aufwölbung unten und dem autochthonen Flysch oben verliert und durch die plastischen Stadschiefer in mehr oder weniger grosser Mächtigkeit unter- und überlagert wird. Die südlicheren, etwa über der Kulmination der Erstfelder-Aufwölbung gelegenen Längsbrüche bewirken eine Streckung, die nördlicheren (an der Burg; vgl. J. J. JENNY, 1934, 17, Tafel 3, Figur 1) eine Stauung der Hoh Faulen-Decke. Ihre Bildung ist daher wohl als Ausweichbewegung in der Decke bei der Aufwölbung der Erstfelderfalte in der zweiten Faltungsphase zu deuten. Dass die Brüche aus der jüngeren Phase stammen, geht auch daraus hervor, dass der grösste von ihnen (zwischen Blinzi und Sittliser) auch die Sandstein-Dachschiefer-Gruppe im Hangenden durchsetzt und dabei eine Hauptverschiebungsfläche aus der ersten Faltungsphase (an der Basis des autochthonen Flyschs) verstellt.

Ganz ähnliche Verhältnisse trifft man bei den Längsbrüchen in der Hoh Faulen-Decke am Kl. Ruchen (zu deren System sehr wahrscheinlich auch die Brüche in der autochthonen Flyschfolge am Hälsigrat gehören). Ihre Entstehung wird durch die Loslösung der Hoh Faulen-Decke vom relativ starren Körper der Windgällenfalte s. s. und ihre Unterlagerung durch Stadschiefer bedingt¹⁾. Die Brüche bewirken eine Stauung der Decke im Gebiet nördlich der Kulmination der (Tödi-) Windgällenfalte, stehen also jedenfalls in Zusammenhang mit deren Emporwölbung; da sie am Kl. Ruchen Scherflächen verwerfen, die zweifellos als Begleiterscheinung der mit der Windgällenfalte s. s. zusammen entstandenen Verbiegung der Hoh Faulen-Decke betrachtet werden müssen, so sind sie als jüngste Bewegung aus der zweiten Faltungsphase zu werten.

Das Zerreißen der Hoh Faulen-Decke nördlich der Windgällenfalte s. s. erfolgte ungefähr parallel der Stirnlinie dieser Falte, steht also mit deren Bildung in engem Zusammenhang und fällt daher in die zweite Faltungsphase. Es handelt sich offenbar um eine Ausweichbewegung von der Zone stärkster Stauwirkung zwischen Windgällenfalte und autochthonem Flysch aus gegen unten und oben. Als Folge dieser Ausweichbewegung ist die Einbohrung der Hoh Faulen-Decke in den Flysch einerseits an ihrer Stirn (*II*) am W-Fuss der Sattelhörner, anderseits an ihrer Umbiegungsstelle im oberen Teil der Kl. Ruchenkette anzusehen. Die von der Einwicklung unter die Windgällenfalte s. s. betroffenen Teile der Hoh Faulen-Decke konnten dagegen nicht weiter ausweichen. Aus diesem Grunde dürfte die Kleinfältelung in der unteren Stirnfalte (*I*) am N-Fuss des Gr. Ruchen und im südlichen Teil des zur Hoh Faulen-Decke gehörigen Paketes am W-Fuss der Sattelhörner zustande gekommen sein.

Die Abreissung und Umkehrung des Normalschenkels (Zementstein- bis Nummulitenschichten) der Stirnfalte *II* der Hoh Faulen-Decke am Westfuss der Sattelhörner ist sicherlich eine Folge der starken Verschiebung zwischen Hoh Faulen-Decke und Flyschfolge in der ersten Faltungsphase.

Die Aufwölbung im autochthonen Malmmantel südlich des Scheerhorns rührt samt der Wellung ihrer Oberfläche aus der zweiten Faltungsphase her, da ihre Entstehung mit der Verbiegung der in der ersten Phase entstandenen Verschiebungsfläche an der Basis des autochthonen Flyschs verknüpft ist. Die beiden spitzen Teilantiklinalen am Hälsigrat sind dagegen sicherlich kleinere Schuppungen des Malmmantels aus der ersten Faltungsphase, da sie im fertigen Zustand von der Wellung der zweiten Phase betroffen wurden.

Auch die höheren Schuppen der Kl. Ruchenkette, welche in diesen beiden Antiklinalen wurzeln (sowie die «Malmlamelle des Plattigrates» im Gebiet von J. J. JENNY), stammen

¹⁾ Dass die Brüche dieses Systems sich am Hälsigrat (im autochthonen Flysch) noch weiter südlich bemerkbar machen als am Klein Ruchen-Kalkschyen-Grat, hängt wahrscheinlich mit dem Zurückbleiben der Windgällenfalte im Untergrund gegen E zusammen.

aus der ersten Faltungsphase; sie müssen infolge der starken Eigenbewegung der Flyschfolge von ihren Wurzeln getrennt und zerrissen worden sein. Da sie mit der Hoh Faulen-Decke zusammen aus dem normalen Streichen herausgedreht sind — dies ist sowohl in der Ruchkehle als zwischen Plattigrat und Burg zu beobachten —, dürfte ihre Entstehung etwas älter als die Abdrehung der Hoh Faulen-Decke sein ¹⁾.

b) Die Erscheinungen in den autochthonen Stadschiefern.

Die Rolle der Stadschiefer bei der tektonischen Ausgestaltung des autochthonen Sedimentmantels wurde schon im speziellen Teil erwähnt. Durch ihre Plastizität ermöglichten sie das von der tieferen Unterlage unabhängige Vorrücken und die Eigenfaltung des autochthonen Flyschs; ferner war ihre Anwesenheit für die starken Ausweichbewegungen im Stauungsgebiet vor der Stirn der Windgällenfalte s. s. (Seltenbachkeil, Hoh Faulen-Decke) verantwortlich.

Infolge ihres plastischen Verhaltens erhielt die Stadschieferzone ihre Formen passiv durch die Bewegungen der weniger plastischen Gesteine im Liegenden und Hangenden. Das Entstehungsalter dieser Formen ist durch das Alter der formenden Vorgänge in den älteren und jüngeren Schichten fixiert.

c) Die Erscheinungen im autochthonen Flysch.

Die Faltung der Flyschserie muss als Folge ihrer starken Eigenbewegung in der ersten Faltungsphase entstanden sein. Dies ist am Zusammenhang von Lage und Form der Falten westlich vom Brunnital mit der Verdrehung der Hoh Faulen-Decke zu erkennen, dann aber auch daraus zu ersehen, dass die Flyschfolge die Verbiegung parallel zu den beiden Hauptfalten des Malmmantels in der zweiten Faltungsphase in fertig gefaltetem Zustand erlitten hat.

Mit der Faltung steht die Bildung des verkehrten Schenkels der Flyschfolge und eine erste Abbürstung der Oberfläche der Erstfelder-Aufwölbung durch ihn unbedingt in ursächlichem Zusammenhang, denn die N-Verschiebung des Hangenden der Erstfelderfalte in der zweiten Phase reicht hierzu keinesfalls aus. Auf sie dürfte nur die Zerreissung des verkehrten Schenkels zurückzuführen sein ²⁾.

Eine Folge der Eigenbewegung des autochthonen Flyschs in der ersten Phase muss auch die Bildung und Verschleppung der «Pectinidenschiefer»-Linsen gewesen sein, welche in den Stadschiefern im Hangenden der Erstfelderfalte schwimmen.

Die Brüche im Abschnitt auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung östlich vom Brunnital können sich erst nach Abschluss der Faltung des autochthonen Flyschs gebildet haben, da mehrere von ihnen deutlich die fertigen Falten durchsetzen (z. B. der nördlichste Bruch im Bereich der Falte a; Tafel 2, Profil 5). Sie rühren deshalb jedenfalls aus der zweiten Faltungsphase her. Die Brüche auf der Linie Kulm-Oberalp und nördlich Wannelen-Niederalp bewirken allem Anschein nach eine gewisse Längsstreckung und gleichzeitig eine schwache Verringerung des Axialgefälles.

Dass auch die Brüche am Hälsigrat erst aus der zweiten Faltungsphase stammen, wurde schon weiter oben begründet (S. 23).

Recht kompliziert sind die Verhältnisse am Scheerhorn. Weil an den beiden S-Gräten die Hauptverschiebungsfläche der ersten Phase an der Basis der Flyschserie stark verbogen und gefältelt ist, muss die konkordante Verbiegung der basalen Partie der Flyschfolge, die damit zusammenhängende Nordwärtsbewegung der hangenden Pakete sowie die Verfängerung beider Teile jedenfalls aus der zweiten helvetischen Faltungsphase herrühren. Die Aufstapelung der Pakete dürfte dagegen bereits in der ersten Phase, wenn nicht überhaupt schon in der ultrahelvetischen Phase, erfolgt sein. Das Alter der Verschiebung an der anormalen Kontaktfläche zwischen dem flachliegenden und dem steilgestellten Teil der Flyschserie weiter nördlich lässt sich nicht eindeutig festlegen. Wie die in der zweiten Phase entstandene Verbiegung der hangenden Partie westlich vom Scheerhorngriggeli zeigt, hat sich

¹⁾ Entstehungsverwandte mit diesen Baugliedern ist wahrscheinlich auch die kleine Verschuppung in Zementstein- und Öhrschichten in der E-Wand des Sittliser.

²⁾ Wahrscheinlich sind auch die Zerrungserscheinungen im verkehrten Schenkel der Falte d am W-Fuss des Wespen erst zu dieser Zeit entstanden.

die Verschiebung wohl zur Hauptsache in der ersten Phase ereignet. Unter dem Scheerhorn hat über dieser Fläche aber sicher auch in der zweiten Phase in Verbindung mit der Aufrichtung im Hochgebirgskalk weiter südlich und erleichtert durch den geringeren Widerstand der hier tektonisch viel stärker gestreckten Griesstockdecke (siehe unten) Nordwärtsbewegung stattgefunden, allerdings vor Bildung der Brüche am Hälsigrat. Die Entstehung dieses anormalen Kontaktes sowie die Aufstapelung der Pakete im Gr. Scheerhorn-S-Grat scheinen mir durch tektonische Vorgänge allein nicht restlos erklärbar zu sein. Verständlich werden diese Erscheinungen erst, wenn man eine der Faltung und der Bedeckung durch den ultrahelvetischen Flysch vorausgehende starke erosive Zerschneidung des autochthonen Flyschs in dieser Zone annimmt (vgl. ferner S. 4 und Lit. 6, S. 165).

d) Die Erscheinungen in der Hauptmasse des ultrahelvetischen Flyschs.

Wie schon früher erwähnt wurde, stammt die Verfrachtung des Wildflyschs über das autochthone Gebirge bereits aus der ultrahelvetischen Faltungsphase. Der Wildflysch hat sich daher später gewissermassen wie das jüngste Schichtglied des Autochthonen verhalten.

Seine Verfallung mit dem Liegenden, dem autochthonen Flysch, hat gleichzeitig mit der Faltung des letzteren, d. h. wie wir oben gesehen haben, in der ersten helvetischen Faltungsphase stattgefunden. Dieser von der Bewegung der helvetischen Decken im Hangenden der ultrahelvetischen Zone vollständig unabhängige Vorgang wurde wohl durch die hohe Plastizität der Wildflyschgesteine stark begünstigt.

Die Verschleppung der kleinen im Wildflysch steckenden Pakete der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe (am Gr. Scheerhorn, südlich der Ober Alp und bei der Niemerstafel Alp) muss sich hauptsächlich wohl schon vor der Faltung der autochthonen Flyschserie, d. h. in der ultrahelvetischen oder vielleicht auch zu Beginn der ersten helvetischen Faltungsphase ereignet haben; nach dieser Faltung, in der zweiten Phase, ist zwischen ultrahelvetischem und autochthonem Flysch sicher keine wesentliche Verschiebung mehr eingetreten. Ermöglicht bzw. begünstigt wurde die Abscherung der Pakete jedenfalls durch das alte Erosionsrelief an der Oberfläche der Sandstein-Dachschiefer-Gruppe (vgl. 6, S. 165).

Im

Deckengebirge

(ohne die Hauptmasse des ultrahelvetischen Flyschs)

sind als Grundlagen für die Erklärung der tektonischen Einzelheiten folgende Vorgänge zu nennen: In der zweiten Faltungsphase bildeten sich die zu den beiden grossen Falten des autochthonen Sedimentmantels parallelen Verbiegungen der Griesstock- und der Kammlistockdecke, während sich die Axendecke unabhängig nach N bewegte und deshalb nur eine Schrägstellung erfuhr. In der ersten Phase entstanden die Hauptverschiebungsflächen an der Basis der drei helvetischen Decken.

a) Die Erscheinungen in der Griesstockdecke.

Die ausserordentlich intensive Fältelung der Oberfläche der Griesstockdecke zwischen Scheerhorn-N-Fuss und Stirn muss erst in der zweiten Faltungsphase entstanden sein, da ja die Hauptverschiebungsfläche an der Basis der Kammlistockdecke (unter der die Kammlistockdecke s. s. unterlagernden Zone der verschürften Kreide-Eocaen-Massen) durch diese Faltung mit deformiert worden ist. Sie ist als der Zone minimalen Widerstandes (der erwähnten stadschieferreichen Zone) folgende Ausweichbewegung aus der Zange zwischen der Axendecke einerseits und den beiden Falten in ihrem Liegenden anderseits zu erklären. Wahrscheinlich sind bei diesem Vorgang die grösseren, im speziellen Teil einzeln aufgezählten Falten (1—10) bereits im Anfang der zweiten Phase, wo ein Ausweichen noch besser möglich gewesen sein dürfte, entstanden und die zahllosen kleineren Fältchen im Abschnitt auf dem Rücken der Erstfelder-Aufwölbung erst im weiteren Verlauf gebildet worden, als die Stauung in dieser Zone wegen der fortschreitenden Aufwölbung der Erstfelderfalte und ihres Hangenden immer intensiver wurde.

Die Fältelung der Griesstockdecke am Scheerhorn rührt ebenfalls aus der zweiten Faltungsphase her; denn durch sie wurde auch die aus der ersten Phase stammende Verschiebungsfläche an der Deckenbasis ergriffen. Diese Faltung, die sich mit abnehmender Intensität bis an die Umbiegungsstelle zwischen nordfallender und überkippter Partie in der Scheerhorn-N-Flanke bemerkbar macht, ist offensichtlich das Ergebnis einer Stauung, die wahrscheinlich durch den Widerstand der eingewickelten Kammlistockdecke gegen eine über dem Rücken der (Tödi-) Windgällenfalte stattfindende Ausweichbewegung nach N verursacht wurde.

Die scharfe Umbiegung in der Scheerhorn-N-Flanke ist höchstwahrscheinlich eine Begleiterscheinung der letzten Verschiebung am anormalen Kontakt zwischen dem flachliegenden und dem steilgestellten Teil der autochthonen Flyschfolge (S. 25). Gleichaltrig ist jedenfalls auch die direkt unterhalb der Umbiegungsstelle zu beobachtende starke Streckung in der Griesstockdecke (sowie im westlichen Teil der hangenden Schrattenkalklamelle aus dem zur Kammlistockdecke gehörigen Schuppenpaket).

Die Streckung der Griesstockdecke am Scheerhorn oberhalb der Umbiegungsstelle ist dagegen bestimmt älter als die Fältelung dieser Partie und dürfte wohl bereits aus der ersten Faltungsphase stammen. Dasselbe gilt sehr wahrscheinlich auch für den unteren Teil der steilgestellten Partie (unterhalb der schon erwähnten Stelle sekundärer Streckung); denn seine Ausdünnung nimmt von W nach E rasch zu (starke Mächtigkeitsabnahme im Hochgebirgskalk südlich der Antiklinale 10 [siehe Tafel 2, Profile 2—4]; vollständige Zerreißung der Decke am Kammlistock); sie kann deshalb wohl nicht gut in Zusammenhang mit der Bildung der Windgällenfalte in der zweiten Faltungsphase stehen, da die Intensität ihrer Aufwölbung in der Richtung E—W abnimmt (Zurückbleiben und Kleinerwerden der Windgällenfalte s. s., vgl. W. STAUB, 1911, 23, S. 56).

Das anormal grosse Axialgefälle im Stirngebiet der Griesstockdecke dürfte durch abweichende Streichrichtung im Frontalgebiet der Erstfelder-Aufwölbung infolge von allmählichem Zurückbleiben und Kleinerwerden dieser Falte gegen E begründet sein. Das Axialgefälle ist also wohl nur scheinbar, d. h. in der Richtung des generellen Massivfaltenstreichens, nicht in der Richtung des tatsächlichen Streichens anormal.

Die schiefen Brüche in den Stirnfalten 1 und 4 bewirken eine Längsstreckung im fertigen Faltenbau und können daher erst ganz am Schluss der zweiten Faltungsphase entstanden sein.

Der Längsbruch südlich des Kl. Höcheli sowie die Störungen südlich des Gr. Höchen und in der Wand unter der Kamml Alp bewirken eine Querstreckung der Griesstockdecke. Alle drei Störungen durchqueren den fertigen Kleinfaltenbau aus der zweiten Phase, müssen sich also ebenfalls erst ganz zuletzt gebildet haben. Diese Störungen sind vermutlich eine Reaktion auf eine Einklemmung der Griesstockdecke zwischen Erstfelder-Aufwölbung und Axendecke bei den letzten schwachen Bewegungen.

Die Querbrüche auf dem Griesstock und derjenige nördlich des Gr. Höchen sind wahrscheinlich wie die Querbrüche im autochthonen Flysch östlich vom Brunnital als Auslösung letzter Spannungen in der Axialrichtung der Erstfelderfalte entstanden.

Der Bruch am Kl. Scheerhorn-N-Grat hängt vermutlich wie die Brüche im autochthonen Flysch darunter mit letzten Bewegungen im Stirngebiet der Windgällenfalte zusammen.

Die Entstehung der komplizierten Verhältnisse bei der Niemerstafel Alp erklärt sich folgendermassen: Die Ausbildung der Umbiegung mit Verkehrtchenkel am Stirnrand des Rückenteils der Griesstockdecke südlich Niemerstafel ist sehr wahrscheinlich gleichaltrig wie die unmittelbar südlich folgenden Fältelungen der Oberfläche, die mit den übrigen Fältelungen der Griesstockdecke, wie wir oben sahen, aus der zweiten helvetischen Faltungsphase herrühren dürften. Die Zerreißung der Griesstockdecke entlang dem genannten Stirnrand muss älter als die Umbiegung an dieser Stirn sein, weil sie diese erst ermöglicht hat, und erfolgte (ebenso wie das Nachrücken des ultrahelvetischen Flyschs in die entstehende Lücke) in Analogie zur Streckung und Zerreißung der Decke im Scheerhorn-Kammlistock-Gebiet jedenfalls schon in der ersten Phase. Die Nordwärtsschleppung des Malm-lappens aus dem Stirngebiet der Falte 6 kann erst im späteren Verlauf der zweiten Faltungsphase vor

sich gegangen sein, weil der Lappen südlich Niemerstafel die Kleinfalten südlich vom Stirnrande des Rückenteils mit glatter Fläche überlagert und weil er auf seinem Rücken selbst deutlich mitverschleppte Kleinfalten trägt. Gleichaltrig ist natürlich die Ausbildung seines SW—NE streichenden westlichen Stirnrandes und wohl auch die parallele Abbiegung der Faltenachsen im E-Teil der Mulde 5 der Griesstockdecke. Als jüngstes Ereignis der zweiten Faltungsphase ist schliesslich die Einwicklung des Malmlappens durch die Stirn des Rückenteils in Zusammenhang mit sekundärer Fältelung der ganzen Stirnfalte anzusehen.

b) Die Erscheinungen in der Kammlistockdecke.

Die Abwärtsknickung der Quintnerkalkstirn und die gleichartige Verbiegung der verkehrten Kreide am Kammliberg (siehe Tafel 2, Profil 1) ist ohne Zweifel als wichtigste Deformation der Kammlistockdecke s. s. durch die Deckenverfaltung der zweiten Faltungsphase zu betrachten.

Die Bildung des ganz ungewöhnlich grossen verkehrten Schenkels der Kammlistockdecke muss deshalb bereits in der ersten Faltungsphase eingetreten sein.

Da die Verschiebungsfläche an der Basis des verkehrten Schenkels nördlich der Einwicklungs-umbiegung keine sekundären Störungen aufweist, sind jedenfalls auch die Schuppungen und Faltungen der Kreideserie in dieser Partie (besonders der Öhrlschichten und des Schrattenkalks) schon in der ersten Phase entstanden.

Später als diese hat sich die Abschleppung eines Paketes am N-Grat des Kammlistocks unter dem Einfluss der vorrückenden Axendecke ereignet; denn das Paket enthält genau die Fortsetzung der verschiedenen Schuppen im Liegenden. In welcher der beiden Faltungsphasen diese Verschiebung stattgefunden hat, lässt sich nicht sicher beurteilen.

Am S-Ende des verkehrten Schenkels findet sich zwischen Quintnerkalk-Öhrlschichten oben und Valanginienkalk-Kieselkalk unten eine Stadschieferabzweigung von der Zone der verschürften Massen unter der Kammlistockdecke s. s. (vgl. Tafel 2, Profil 1). Sie stellt eine deutliche Störung der Verschiebungsfläche unter dem verkehrten Schenkel der Kammlistockdecke dar und kann deshalb mit Sicherheit als Ereignis der zweiten Faltungsphase betrachtet werden. Sie entspricht einer Nordwärtsbewegung der ganzen oberen Partie der Decke über die tiefsten (jüngsten) Schichten des verkehrten Schenkels hinweg. Durch diesen Vorgang erklärt sich auch die Schuppung und Faltung der Öhrlschichten in der durch die Einwicklung verbogenen und in der darüberliegenden Partie. Es handelt sich hier offenbar wie bei der Staufältelung in der Griesstockdecke am Scheerhorn um eine Ausweichbewegung über der sich bildenden Windgällenfalte nach N. Begonnen hat diese Bewegung jedenfalls schon, ehe eine nennenswerte Einwicklung der Kammlistockdecke stattgefunden hatte; denn die Schuppung der Öhrlschichten ist zweifellos älter als die Verbiegung der geschuppten Partie. Die Faltung der Öhrlschichten oberhalb dieser Stelle dürfte etwa gleichzeitig mit der Einwicklung erfolgt sein.

Die im südlichsten Teil des Kammlistocks einsetzende Verbiegung der Kammlistockdecke s. s., die weiter östlich, am Claridenstock, zu einer vollständigen Überkipfung führt (vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, Tafel 2, Profil 8), stellt eine Einwicklung durch das Hangende der südlichen Teilstirn der Windgällenfalte (siehe S. 12) dar, d. h. durch den autochthonen Flysch und den südlichen Teil der Griesstockdecke, den man sich jedenfalls in geringer Höhe über den Taveyannazsandsteinen im S-Grat des Kammlistocks ergänzt denken muss. Diese Einwicklung steht zu den zuletzt besprochenen Deformationen offenbar in enger Beziehung.

Die verschürften Kreide-Eocaen-Massen dürften — jedenfalls infolge der rascheren Bewegung der Axendecke im Hangenden — schon zu Beginn der ersten Faltungsphase sukzessive vom südlichen Teil der Kammlistockdecke abgerissen und dann ausgewalzt worden sein. Die darauf folgende Einwicklung unter die Kammlistockdecke s. s. ist wahrscheinlich gleichaltrig mit der Ausbildung des verkehrten Schenkels der Decke und ist deshalb ebenfalls noch in die erste Faltungsphase zu stellen. Die Verfaltung der Zone der verschürften Massen mit der Griesstockdecke ereignete sich dagegen, wie auch die Fältelungen innerhalb der Zone, erst in der zweiten Phase (vgl. S. 25).

Der Wildflysch über der Griesstockdecke und derjenige von Tialpli ist schon in der ultrahelvetischen Phase ins Gebiet der späteren Kammlistockdecke geraten. In der ersten helvetischen Phase gelangte er zwischen die beiden Lamellen des Kammligrates in der Zone der verschürften Massen und erfuhr von da an die gleiche Verschleppung, Auswalzung und Fältelung wie diese.

c) Die Erscheinungen in der Axendecke.

In den Rahmen dieser Arbeit fällt nur der verkehrte Schenkel dieser Decke, der sogenannte «Lochseitenkalk».

Dass die Entstehung des Verkehrtschenkels in die erste helvetische Faltungsphase fällt, ist wohl selbstverständlich.

Die absolut glatte obere Grenzfläche des «Lochseitenkalks» dürfte durch geringere Bewegungsgeschwindigkeit im Vergleich zur normal liegenden Axendecke im Hangenden zu erklären sein. Die Fältelungen der Unterseite sind jedenfalls die Folge einer mit der Grösse des Reibungswiderstandes an der Unterfläche wechselnden Geschwindigkeitsabnahme innerhalb des Lochseitenkalks von oben nach unten ¹⁾ (vgl. auch ALB. HEIM, 1878, 11, Bd. I, S. 226). Da die Axendecke sich in beiden Faltungsphasen gleichartig bewegte, fand auch im Lochseitenkalk zu beiden Zeiten gleichartige Bewegung statt. Es ist deshalb nicht möglich, das Entstehungsalter der Fältelungen genauer zu fixieren.

Aus den kleineren Fallwinkeln der Lochseitenkalkoberseite im Gebiet zwischen Unterer Balm Alp und Käseralp ergibt sich eine schwache Aufwölbung in dieser Partie. Sie dürfte wohl erst ganz am Schluss der zweiten Faltungsphase entstanden sein, als die Eigenbewegung der Axendecke aufhörte.

Zusammenfassung.

Nachdem anhand der Einzelheiten im tektonischen Gebäude der Berge des oberen Schächentals der Vorgang seines Aufbaus im Detail analysiert worden ist, möchte ich die Ergebnisse dieser Untersuchung unter allgemeineren Gesichtspunkten kurz zusammenfassen. Auf die Vorgänge in der ultrahelvetischen Phase brauche ich dabei wohl nicht nochmals zurückzukommen.

Die Vorgänge in der ersten helvetischen Faltungsphase.

Die erste Faltungsphase ist durch die Hauptverfrachtung der helvetischen Decken nach N charakterisiert. Bei diesem Vorgang diente der ultrahelvetische Flysch im Hangenden des Autochthonen als Gleithorizont. Von den drei Decken, die im oberen Schächental über diesem ultrahelvetischen Flysch liegen, gehört die obere Einheit, die Axendecke, nach Ausdehnung und Mächtigkeit zu den grossen helvetischen Hauptdecken. Neben ihr sind die unteren beiden Bauglieder, die Kammlistock- und die Griesstockdecke, nur von untergeordneter Bedeutung.

Der Bau dieser beiden Decken verrät unverkennbar, dass sie sich langsamer vorwärtsbewegten als die grosse Deckenmasse in ihrem Hangenden. Ganz besonders unterlag die Kammlistockdecke dem deformierenden Einfluss der über sie hinwegfahrenden Axendecke. Die jüngeren Schichten des südlichen Teils wurden abgerissen und nach N verschleppt (verschürfte Kreide-Eocaen-Massen). Dann wurde der ganze nördliche Teil — wohl etwa die Hälfte der Decke — in verkehrte Lage gedreht und dabei z. T. geschuppt und gefaltet. Dass sich die Kammlistockdecke s. s. ihrerseits während dieser Vorgänge schneller als ihr Liegendes fortbewegte, ersieht man daraus, dass der ganze südliche Teil der verschürften Massen unter die Decke eingewickelt wurde. In der Griesstockdecke führte der Einfluss der schnelleren Bewegung im Hangenden zur Streckung (im W) bzw. zur Zerreissung (im E) in einer Zone ihres südlichen Teils und im E auch zur Zerreissung zwischen Stirn- und Rückenteil.

Die Kräfte, welche die helvetischen Decken verfrachteten, verschonten auch das autochthone Gebirge nicht ganz. Am stärksten unterlag der autochthone Flysch (Sandstein-Dachschiefer-Gruppe) ihrer Wirkung. Er verschob sich auf seiner Unterlage (autochthone Stadschiefer) nach N und legte sich

¹⁾ Man muss sich die Bewegung im Lochseitenkalk vermutlich sehr ähnlich wie in der Bodenschicht fließender Flüssigkeiten vorstellen.

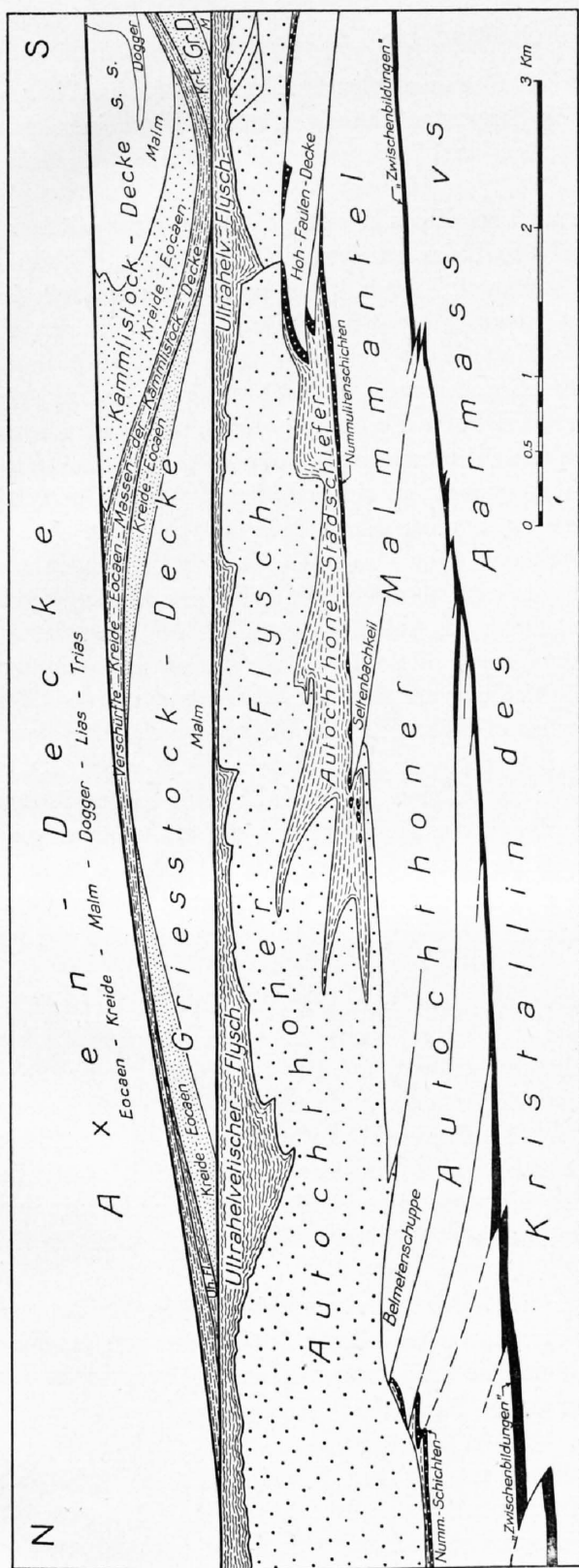


Fig. 1. Schematische Darstellung des Zustandes der Gebirgsmassen des oberen Schächentals am Ende der ersten helvetischen Faltungsphase.

Flysch, dann die von der Flyschserie abgerissenen Pakete in der Zone des ultrahelvetischen Flyschs sowie die einzelnen Pakete und Lamellen in der Zone der verschürften Kreide-Eocaen-Massen der Kammistockdecke weggelassen werden.

in grössere und kleinere Falten. Weniger stark war im allgemeinen die Beeinflussung der älteren Schichten (Trias bis Nummulitenschichten). Hier bildeten sich nur eine Reihe von Schuppen mit geringer Verschiebungsweite (Belmetenschuppe etc.). Eine Ausnahme macht die Hoh Faulen-Decke; nachdem durch die Nordwärtsbewegung des autochthonen Flyschs kleine Partien von ihrem Rücken abgerissen und mitgeschleppt worden waren (höhere Schuppen der Kl. Ruchenkette und Malm lamelle des Plattigrates), wurde sie im W selbst von der Bewegung stärker erfasst und verschob sich unter Herausdrehung ihrer Stirn aus dem allgemeinen Streichen um einige Kilometer nach N. Der kristalline Untergrund schliesslich blieb wohl von den transportierenden Kräften nahezu unberührt. Kleine bis winzige Verschuppungen an seiner Oberfläche sind die einzigen Spuren von tektonischer Beeinflussung (Scheidnössli, Bockitobel etc.; vgl. J. J. JENNY 1934, 17, S. 148—150 und Tafel 3, Figur 1).

Will man alle Vorgänge der ersten helvetischen Faltungsphase in den Schächentaler Bergen auf eine einfache Formel bringen, so müsste diese etwa folgendermassen lauten: Bei der Verfrachtung der helvetischen Decken nahm die Wirkung der verfrachtenden Kräfte und damit die Geschwindigkeit der bewegten Massen von oben nach unten sukzessive ab, so dass die obersten Bauglieder des Deckengebirges am weitesten transportiert, der kristalline Untergrund des autochthonen Gebirges dagegen überhaupt nicht verlagert wurden.

Der Zustand der Gebirgsmassen des oberen Schächentales am Ende der ersten Faltungsphase ist in Fig. 1 rekonstruiert worden. Diese schematische Darstellung gibt einen nach oben etwas ergänzten Schnitt durch die Gegend des Klausenpasses, in welchen — mit Ausnahme des Kristallin-Sedimentkontaktes des Autochthonen, der nach den Beobachtungen auf der E-Seite des Reusstals gezeichnet ist — nur die östlich des Brunnitals vorhandenen Verhältnisse hineinprojiziert sind. Das starke Vordringen der Hoh Faulen-Decke in der Hoh Faulen-Gruppe, aber auch die besonderen Verhältnisse in der Griesstockdecke bei der Niemerstafel Alp konnten nicht berücksichtigt werden. Wegen des kleinen Maßstabs mussten ferner die höheren Schuppen der Kl. Ruchenkette zwischen Hoh Faulen-Decke und autochthonem

Die Vorgänge in der zweiten helvetischen Faltungsphase

stehen in ursächlichem Zusammenhang mit einer starken Heraushebung der zentralen Alpenzone. Auf der Nordseite dieser Zone unterlag der in der ersten Phase geschaffene Bau einer mehr oder weniger starken Umformung durch sekundäre Verbiegungen, Einwicklungen, Ausweichbewegungen.

Während die Axendecke im oberen Schächental von diesen Vorgängen dank ihrer stärkeren Eigenbewegung verschont blieb, wurden die tieferen Bauglieder ausserordentlich stark in Mitleidenschaft gezogen. Alle in diesen tiefen Gebirgsteilen feststellbaren Umformungen lassen sich im Prinzip auf die Bildung zweier grosser, alle Bauglieder umfassenden Falten zurückführen ¹⁾.

Da die Erstfelder-Aufwölbung, als Kern der nördlichen grossen Falte, keine bedeutenderen Störungen aus der ersten Faltungsphase her aufwies, erfolgte die Verbiegung der Bauglieder in ihrem Hangenden: der Hoh Faulen-Decke (im W), des gefalteten autochthonen und des ultrahelvetischen Flyschs, der Griesstock- und der Kammlistockdecke im grossen ganzen parallel zu ihrer Oberfläche.

Komplizierter gestalteten sich die Verhältnisse im Bereich der südlichen grossen Falte wegen der Anwesenheit der in der ersten Phase gebildeten Hoh Faulen-Decke. Es entstanden aus diesem Grunde bereits im autochthonen Malmmantel zwei Teilantiklinalen: eine grosse, die Windgällenfalte s. s., im N, und eine kleinere, repräsentiert durch die Aufwölbung südlich des Scheerhorns, im S. In den hangenden Baugliedern tritt die nördliche dieser Teilfalten ebenfalls stark in Erscheinung; ihre Bildung hatte eine mehr oder weniger starke Einwicklung der höheren Einheiten zur Folge. Die zweite Teilfalte macht sich nur ganz im E (besonders im südlichen Teil der Kammlistockdecke) deutlicher bemerkbar.

Die Bildung der beiden grossen Falten führte zu zahlreichen Ausweichbewegungen in den von der Faltung ergriffenen Gebirgsteilen, da sie sich dem unter der unberührt bleibenden Axendecke verfügbaren Raum anpassen mussten. Im Prinzip fand Ausquetschung von Material über den Rücken der beiden grossen Falten und in der Mulde zwischen ihnen und Anhäufung in ihren Stirngebieten statt; lokale Verhältnisse verursachten gewisse Ausnahmen (Ausweichen der Hoh Faulen-Decke vor der Stirn der Windgällenfalte s. s.).

Die Art und Weise der Ausweichbewegungen wurde in hohem Masse durch die Gesteinsbeschaffenheit modifiziert. Prädestinierte Ausweichzonen waren die grösseren Komplexe hochplastischer Schichten: die autochthonen Stadschiefer, der ultrahelvetische Flysch und die Stadschiefer der Kammlistockdecke. Ihre Anwesenheit war von ganz besonderer Bedeutung, da sie einerseits grösseren Massen starrer Gesteine ein Ausweichen en bloc ermöglichte (Hoh Faulen-Decke in der steilgestellten Zone nördlich der Windgällenfalte, oberer Teil der Kammlistockdecke), andererseits aber auch plastische Ausweichbewegungen von an und für sich wenig plastischen Gesteinen erleichterte (Fältelungen in den Stirngebieten der Erstfelder- und der Windgällenfalte, im eingewickelten Teil der Hoh Faulen-Decke, in der Oberfläche der Griesstockdecke).

Vergleicht man die Vorgänge der ersten und der zweiten helvetischen Faltungsphase miteinander, so springt als Unterschied — abgesehen vom anderen Aufbau des von der Faltung ergriffenen Materials — das viel geringere Ausmass der tektonischen Massenverlagerung in der zweiten Phase in die Augen. Im Prinzip besteht aber grosse Ähnlichkeit zwischen den Vorgängen der beiden Phasen:

Auch in der zweiten Phase war die Bewegung in den obersten Partien des Gebirgskörpers relativ am schnellsten, in den tiefsten am langsamsten: Die Axendecke blieb von der Faltung in ihrem Untergrund verschont, weil sie sich bedeutend schneller als dieser bewegte; zu Beginn der Phase verschoben sich wahrscheinlich auch die Kammlistockdecke und die Griesstockdecke noch gegenüber ihrem Liegenden nach N; später beteiligten sie sich mehr inaktiv an der Nordwärts-

¹⁾ Man könnte diese beiden, alle Bauglieder im Liegenden der Axendecke umfassenden Falten nach ihren vom autochthonen Malmmantel gebildeten Faltenkernen als «Erstfelderfalte s. l.» und «Tödi-Windgällen-Falte s. l.» bezeichnen.

bewegung dieses Liegenden über die Erstfelderfalte hinweg¹⁾. Die Aufwölbung der letzteren schliesslich verkörpert nur noch eine relativ geringe Materialverfrachtung.

Im Zusammenhang mit den letzten Bewegungen im Bereich der beiden grossen Falten der zweiten Phase entstanden im Untersuchungsgebiet die Brüche in den starrereren Komplexen (in der Hoh Faulen-Decke, im autochthonen Flysch, in der Griesstockdecke). Man muss sich jedoch fragen, ob man ihre Bildung aus diesem Grunde ohne weiteres noch der zweiten Phase zuweisen darf, wie dies im Vorangehenden getan wurde. Alle übrigen Umformungen in der zweiten Phase gingen völlig plastisch vor sich, haben sich also in grösserer Tiefe ereignet. Damit sich später in denselben Einheiten Brüche (oft mit mächtigen Reibungsbreccien) bilden konnten, muss die Tiefenlage dieser Bauglieder in der Zwischenzeit beträchtlich kleiner geworden sein; mit andern Worten muss also zwischen Entstehung der plastischen Deformationen und Bildung der Brüche eine kräftige Abtragung der höheren Gebirgsteile stattgefunden haben und somit ein längerer Zeitraum verflossen sein. Man sollte die Brüche deshalb wohl eher einer dritten, sehr schwachen Phase im Helvetikum zuweisen, in welcher die Dislokationskräfte allerdings an den gleichen Stellen und in gleichem Sinne tätig gewesen sein müssten wie in der zweiten Faltungsphase.

Parallelisierung.

In diesem Abschnitt sollen die tektonischen Beziehungen des Untersuchungsgebietes zu den benachbarten Gebieten, d. h. bis in die Berge westlich des Reusstals nach W, bis ins Linthgebiet nach E verfolgt werden.

Autochthones Gebirge.

(Einschliesslich des ultrahelvetischen Flyschs.)

Autochthoner Malmmantel.

Westliche Fortsetzung: Westlich der Reuss sind diese Gebirgsteile wegen des Axialanstieges im Aarmassiv sehr weitgehend erodiert. Von der nördlichen grossen Falte des Malmmantels, der Erstfelder-Aufwölbung, sind nur die Stirnregion — wie im Schächental mit Staufältelung — in der Schlossberg-Titlis-Kette und kleine Teile des Rückens in Spannort und Krönte erhalten geblieben (vgl. P. ARBENZ, 1918, 27; ALB. HEIM, 1921, 14, Bd. II 1, Tafel 19). Weiter südlich findet man im Ferniger Kalkkeil (ALB. HEIM, 1921, 14, Bd. II 1, S. 164—166) noch einen Rest des Muldengebiets zwischen Erstfelder- und Windgällenfalte. Die Windgällenfalte s. s. und die südlich anschliessenden Partien des Malmmantels sind der Erosion vollständig zum Opfer gefallen.

Von den aus der ersten Faltungsphase stammenden grösseren Schuppen, der Belmetenschuppe, dem Seltenbachkeil und der Hoh Faulen-Decke, ist westlich der Reuss wegen der weit fortgeschrittenen Denudation keine mit Sicherheit wiederzuerkennen. Ob die Schuppe der Rotegg am Titlis, wie P. ARBENZ (1920, 2) und M. LUTHER (1927, 19, S. 116, 130) vermuteten, das Äquivalent der Hoh-Faulen-Decke ist, möchte ich vorläufig lieber offen lassen. Auf jeden Fall dürfte sie zu dem in der ersten Faltungsphase entstandenen Schuppensystem des autochthonen Malmmantels gehören.

Östliche Fortsetzung (vgl. J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 7—9, 11—13 und Tafeln 5, 6): Bis auf die W-Seite des Linthtales bietet die Parallelisierung der tektonischen Glieder des oberen Schächentals keine Schwierigkeiten. Die Erstfelder-Aufwölbung ist bedeutend kleiner geworden. Ihre Stirnregion liegt bereits unter der Talsohle; ihre Kulmination befindet sich etwa bei der Altenoren Alp. Ein Äquivalent der Belmetenschuppe ist nicht mehr vorhanden; die spitze Antiklinale öst-

¹⁾ Es handelt sich bei dieser gemeinsamen Nordwärtsbewegung von Kammlstockdecke, Griesstockdecke, ultrahelvetischem und autochthonem Flysch, Hoh Faulen-Decke und Windgällenfalte um ein Beispiel von neuer Deckenbildung (kleinen Maßstabs) in einem bereits kompliziert gebauten Gebirgskörper. Bei diesem Vorgang wurde allerdings keine neue Verschiebungsfläche quer durch die übereinandergestapelten tektonischen Einheiten geschaffen, sondern eine schon früher angelegte Fläche (die Oberfläche der Erstfelder-Aufwölbung) wieder benutzt.

lich Altenoren Unterstafel befindet sich an der Stelle, wo die Fortsetzung des Seltenbachkeils zu suchen wäre.

Die Stirnregion der (Tödi-) Windgällenfalte kommt in der Übereinandertürmung von Malmkalken in den südlichen Abstürzen der Claridenkette (Vord. Spitzalpelistock, Geissbüztistock, Zutreibistock, Gemsistock) und am Vorderselbsanft deutlich zum Ausdruck. Sie besteht hier immer noch aus den gleichen Teilen. Die Windgällenfalte s. s. tritt in der unteren Antiklinale am Gemsistock in verkleinerter und etwas veränderter, aber trotzdem einwandfrei erkennbarer Form wieder zutage. Ihr ganz ähnlich wie im Hintergrund des Maderanertals gefalteter Porphyrkern ist am W-Fuss des Vorderselbsanft aufgeschlossen. Die oberen Antiklinalen am Gemsistock dürften der Stirnpartie der Hoh Faulen-Decke entsprechen. Sie bilden sehr wahrscheinlich die Fortsetzung der südlichen Teilantiklinale der Tödi-Windgällen-Falte (im Gr. Scheerhorn-S-Grat) und sind deshalb wohl als Staufältelung im Stirngebiet dieser Antiklinale zu deuten.

Weiter südlich, im Tödi und im Mittleren und Hinteren Selbsanft, ist auch der Rücken der Tödi-Windgällen-Falte erhalten. Er ist aus mehreren südlich an die Hoh Faulen-Decke anschliessenden (bzw. sie teilweise ersetzenden) Schuppen der ersten Faltungsphase zusammengesetzt.

Von der W-Seite bis zur E-Seite des Linthtales vollzieht sich eine beträchtliche Änderung der Situation. Die Windgällenfalte s. s. hat wegen des Einsetzens von Scherflächen aus der ersten Faltungsphase ihre Einheitlichkeit verloren. An ihre Stelle sind die übereinandergetürmten Schuppen zwischen Unterer und Oberer Baumgarten Alp getreten. Etwas nördlicher hat sich aber auf Kosten der Erstfelderfalte die mächtige Aufwölbung unter der Unteren Baumgarten Alp gebildet und die Rolle der Windgällenfalte s. s. als Stirn der Tödi-Windgällen-Falte zum grossen Teil übernommen¹⁾. Wegen dieser Faltenablösung blieb hier die Fortsetzung der Stirnregion der Hoh Faulen-Decke, die Torkopfschuppe, von der sekundären Zerknitterung, welche die Decke westlich des Linthtales erlitt, verschont. Südlich an die Torkopfschuppe schliessen sich — den Rücken der Tödi-Windgällen-Falte bildend — zahlreiche weitere Schuppen an. Sie zeigen, dass hier nicht nur im Bereich der Windgällenfalte s. s., sondern auch südlicher in der ersten Faltungsphase eine stärkere Aufspaltung des autochthonen Sedimentmantels in Schuppen stattgefunden hat.

Autochthoner Flysch.

Westliche Fortsetzung: Westlich der Reuss findet sich diese tektonische Einheit nur nördlich der Stirn der Erstfelder-Aufwölbung in der Zone Attinghausen-Surenenpass-Engelberg. Da der autochthone Flysch nach P. ARBENZ (1918, 27, Legende) mit den Stadschiefern von der tieferen Unterlage durch eine Scherfläche abgetrennt ist, muss er sich auch hier in der ersten Faltungsphase selbständig bewegt haben. In der zweiten Phase wurde er parallel zur Oberfläche der Erstfelder-Aufwölbung verbogen. Die steilstehende Grenzfläche gegen die Axendecke beidseitig des Urnersees (vgl. Geol. Vierwaldstätterseekarte, 1916, 26; A. BUXTORF, 1934, 10, Fasc. 10, Fig. 4) ist sehr wahrscheinlich ein durch die Verhältnisse im autochthonen Flysch etwas verändertes Abbild der Stirn der Erstfelderfalte (vgl. auch P. ARBENZ, 1913, 1 b, S. 24).

Östliche Fortsetzung (vgl. J. OBERHOLZER, 1933, 21, Tafel 5): Auch im oberen Linthtal blieb der autochthone Flysch in der ersten Faltungsphase selbständig; er wurde nirgends in die Schuppen der liegenden Malm-Kreide-Eocaen-Serie mit einbezogen. Seine selbständige Bewegung führte aber nur zur Bildung kleinerer Falten und erreichte bei weitem nicht das grosse Ausmass wie westlich des Klausenpasses. In der zweiten Faltungsphase erfuhr die Flyschfolge auf der E-Seite des Linthtales²⁾ (nördlich der Furbachschlucht) genau wie im oberen Schächental eine Steilstellung vor der Stirn der (Tödi-) Windgällenfalte.

¹⁾ Aus dieser Falte entwickelt sich möglicherweise weiter östlich die autochthone Aufwölbung von Vättis.

²⁾ Auf der westlichen Talseite keilt der autochthone Flysch bereits nördlich der steilgestellten Zone vor der (Tödi-) Windgällenfalte aus. Dies ist jedenfalls eine Folge alter Erosion (vgl. Lit. 6, S. 165 ff.). Erst an Teufelsstöcken, Bocktschöngel und Claridenstock ist er auch in dieser Partie des autochthonen Sedimentmantels wieder in normaler Mächtigkeit vorhanden (vgl. J. OBERHOLZER, 1933, 21, Taf. 6).

Der ultrahelvetische Flysch

des Untersuchungsgebietes setzt sich nach W über die N-Seite des unteren Schächentals in die Urirotstockgruppe westlich der Reuss (vgl. W. STAUB, 1911, 25; P. ARBENZ, 1918, 27; H. ANDEREGG, 1940, 23 c), nach E durch die Claridenkette (P. v. SCHUMACHER, 1928, 22) ins obere Linthtal und ins Kistenpassgebiet (J. OBERHOLZER, 1933, 21) fort. Er tritt in diesen Gebieten wie im oberen Schächental zwischen dem autochthonen Gebirge unten und den helvetischen Decken oben auf ¹⁾.

Am Urnersee wurde die tektonisch stark reduzierte, jedoch nicht vollständig ausgequetschte ²⁾ Zone des ultrahelvetischen Flyschs in der zweiten Faltungsphase in die Steilstellung vor der Stirn der Erstfelder-Aufwölbung (siehe S. 32) mit einbezogen. In der Claridenkette ist der Wildflysch wie im Schächental stark in die Mulde vor der (Tödi-) Windgällenfalte eingefaltet worden. Weiter östlich ist nach den Profilen J. OBERHOLZERS (1933, 21) keine deutliche Beeinflussung des ultrahelvetischen Flyschs durch die zweite Faltungsphase mehr erkennbar.

Deckengebirge

(ohne den ultrahelvetischen Flysch).

Griesstockdecke.

Als westliche Fortsetzung der Griesstockdecke ist in der Urirotstockgruppe die Gitschendecke zu betrachten (A. BUXTORF, 1912, 8). Nach den neuen Untersuchungen meines Studienkameraden H. ANDEREGG (1940, 23 c) kann über diese Gleichsetzung wohl kein Zweifel mehr bestehen. Zu bemerken wäre nur folgendes:

Die Gitschendecke liegt in bezug auf die Erstfelderfalte nördlicher als die Griesstockdecke. Die Abweichung im Streichen (des Stirnteils, S. 17) der letzteren im Schächental vom Streichen der Erstfelder-Aufwölbung genügt allein noch nicht, um die nördlichere Lage der Gitschendecke zu erklären. Es kommt noch ein anderer Grund hinzu. Die Breite der Gitschendecke im Querprofil beträgt etwa 2,5 km, die Breite der Griesstockdecke aber 5—6 km. Die Gitschendecke kann daher nur dem nördlichen Teil der Griesstockdecke (von der Stirn bis etwa zur Kammlipf Alp) entsprechen ³⁾. Dieser Teil muss im W (jedenfalls schon in der ersten helvetischen Faltungsphase) von der heute erodierten Fortsetzung des südlicheren Teils der Griesstockdecke abgetrennt worden und ihm vorausgeleitet sein. Diese Beziehung wird durch das spitz auslaufende S-Ende der Gitschendecke und die in der südlichen Fortsetzung auftretenden Malm-linsen (auf der N-Seite des Gitschentals, vgl. Geol. Vierwaldstättersee-karte, 1916, 26; M. LUTHER, 1927, 19, S. 117; H. ANDEREGG, 1940, 23 c, Tafeln 1, 3) noch angedeutet.

Weiter westlich sind die Weissberglinse und zwei kleine Malm-lamellen bei Laui östlich Engelberg und am Jochpass als Äquivalente der Griesstockdecke zu betrachten (vgl. P. ARBENZ, 1920, 2; M. LUTHER, 1927, 19). Allem Anschein nach ist die Decke in dieser Gegend in der ersten Faltungsphase noch bedeutend stärker zertrümmert worden.

Östliche Fortsetzung: Ein Äquivalent des Stirnteils der Griesstockdecke, der sich, wie im speziellen Teil (S. 17) ausgeführt wurde, westlich der Niemerstafel Alp vom Rückenteil los-trennt, ist in der streichenden Fortsetzung östlich vom Klausenpass nicht mehr aufzufinden. Der Stirnteil muss hier weiter nach N verschleppt sein. Als Fortsetzung ist mit grösster Wahrscheinlichkeit die Wagetenkette und der Kapfenberg am Alpenrand anzusehen. Dass die Wagetenkette nordhelvetische Facies besitzt, ist schon seit langem bekannt (E. BLUMER, 1906, 3; ARN. HEIM, 1908, 15, S. 67; 1917, 16, S. 646; J. OBERHOLZER, 1919, 20), und P. v. SCHUMACHER (1928, 22, S. 30, 46, 47) und J. OBERHOLZER (1933, 21, S. 88, 187), die später die enge Beziehung zur Griesstockdecke fest-

¹⁾ Ein Äquivalent des dünnen Wildflyschbandes über den Stirnfalten der Griesstockdecke ist möglicherweise im Gigental (nördlich vom Gitschen) vorhanden (vgl. H. ANDEREGG, 1940, 23 c, S. 28 und Taf. 1, 3). Im E ist Wildflysch über der Griesstockdecke unbekannt.

²⁾ Im neuen Axentunnel für das zweite Geleise der Gotthardbahn wurden einige Meter Wildflysch und ca. 10 m Mergel der Blattengrutschichten angetroffen. Am westlichen Seeufer, wo ich dieselbe Aufeinanderfolge feststellte, ist die Mächtigkeit der letzteren noch grösser.

³⁾ Dies geht auch aus den durch H. ANDEREGG geklärten stratigraphischen Beziehungen hervor.

stellten, haben den ursprünglichen Zusammenhang der beiden Deckenstücke bereits ernstlich erwogen. Für die Gleichsetzung scheint mir ganz besonders das Vorkommen von Taveyannazsandsteinen in der für den südlichsten Teil der Schichtgruppe charakteristischen Ausbildung der Griesstockdecke ausschlaggebend zu sein. Immerhin ist darauf hinzuweisen, dass das W-Ende der Wagetenkette nicht unmittelbar an den Stirnteil der Griesstockdecke westlich vom Klausenpass angeschlossen werden kann; ein Zwischenstück von ca. 12—13 km Länge dürfte irgendwo im Querprofil durch Ortstockkette, Silber- und Rädertengebiet unter den höheren helvetischen Decken begraben liegen.

Der Rückenteil der Griesstockdecke taucht östlich vom Klausenpass wieder auf und setzt sich durch den nördlichen Teil der Claridenkette südlich des Urnerbodens bis zum Linthtal fort (vgl. ALB. HEIM, 1906, 13; J. OBERHOLZER und ALB. HEIM, 1910, 24; P. v. SCHUMACHER, 1928, 22; J. OBERHOLZER, 1933, 21). In diesem ganzen Teilstück besteht er nur noch aus Quintnerkalk. Auf der W-Seite des Linthtals ist sein N-Ende (unterhalb Nussbühl) zu einer dünnen Spitze ausgezogen (vgl. J. OBERHOLZER, 1933, 21, Tafel 18, Figur 3). Diese Erscheinung weist, wie die Beobachtungen bei Niemerstafel (S. 17), auf Zerreißung und Nordwärtsschleppung der nördlichen Fortsetzung hin. Auf der E-Seite des Linthtals fehlt ein Äquivalent der Griesstockdecke. Sehr wahrscheinlich ist daher in dieser Gegend auch der Rückenteil der Decke weiter nach N verfrachtet worden. Möglicherweise bildet er das «Netstaler Malmfenster» J. OBERHOLZERS (1933, 21, S. 68) im unteren Linthtal, dessen Zugehörigkeit zur Griesstockdecke bereits R. HELBLING (1938, 23 a, S. 116, 117) angenommen hat.

Die weitere östliche Fortsetzung der Griesstockdecke ist von J. OBERHOLZER (1933, 21, S. 187) in der am Vorab plötzlich einsetzenden Vorab-Tschepp-Schuppe vermutet worden. Diese Parallelisierung scheint mir sehr plausibel zu sein, denn die in der Gegend des Segnespasses beginnende ¹⁾ und nördlich vom Panixerpass (am Rinkenkopf und Kalkhorn) sich stark vergrößernde Herausdrehung der Vorab-Tschepp-Schuppe aus dem generellen WSW-Streichen nach NW (vgl. J. OBERHOLZER und ALB. HEIM, 1910, 24, und J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 41 und Tafel 25) lässt deutlich erkennen, dass die ursprüngliche westliche Fortsetzung (analog wie die östliche Fortsetzung der Griesstockdecke westlich vom Linthtal) abgerissen und nach N verfrachtet worden sein muss.

Eine Stütze für die Richtigkeit der dargelegten Beziehungen scheinen mir auch die folgenden Grössenverhältnisse der Deckenteilstücke zu sein: Breite (senkrecht zum Streichen) der Griesstockdecke im oberen Schächental (ohne die Partie am Scheerhorn, siehe unten): ca. 5 km; Breite der Vorab-Tschepp-Schuppe am Vorab: ca. 5 km. Breite des Stirnteils der Griesstockdecke im Schächental, des Rückenteils im Schächental und in der Claridenkette: je ca. 2,5 km; Breite der Wagetenkette (nach den Profilen 8—10 von J. OBERHOLZER, 1933, 21, Tafeln 3, 4): ca. 2—2,5 km; Breite des Netstaler Malmfensters (bei ungezwungener Ergänzung des Profils 8 von J. OBERHOLZER, 21, Tafel 3): ca. 2—2,5 km. Länge der Lücke zwischen Linthtal-W-Seite und Vorab: ca. 12 km; Länge von Wagetenkette und Kapfenberg: ca. 12 km.

Die Zerreißung der Griesstockdecke in verschiedene Teilstücke und die Verschleppung derselben muss in der ersten helvetischen Faltungsphase stattgefunden haben. In der zweiten Phase hat die Griesstockdecke in der Claridenkette wie im oberen Schächental eine Verbiegung ungefähr parallel zur Erstfelder- und zur Tödi-Windgällen-Falte und eine Fältelung erfahren. Beide Erscheinungen werden nach E anscheinend schwächer.

Der südliche Teil der Griesstockdecke am Scheerhorn, welcher sich nach E rasch vom nördlichen Teil lostrennt, hat seine östliche Fortsetzung höchstwahrscheinlich in der Glarnerdecke der Claridenkette (Gemsfayrenstock, Rotstock, Kammerstock; vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 22; J. OBERHOLZER, 1933, 21, Tafeln 5, 6). Die tektonische Stellung ist dieselbe, die Facies ebenfalls, und in der Art der Faltung besteht eine ausgesprochene Ähnlichkeit ²⁾.

¹⁾ R. HELBLING trennt auf seiner tektonischen Karte (1938, 23 a, Taf. 21) die Aufschlüsse der Vorab-Tschepp-Schuppe auf der N-Seite des Vorab von denjenigen auf seiner S-Seite ab. Die Verhältnisse bei der Setherfurka, wo die überlagernden Gesteine an einer Stelle bis auf eine Brücke von ca. 250 m Breite abgetragen sind, lassen aber meines Erachtens einen Zweifel an der Zusammengehörigkeit der beiden Teile nicht zu.

²⁾ Den bisher zur Griesstockdecke gestellten Kreide-Eocaen-Komplex am Claridenstock halte ich für ein Teilstück der zur Kammlstockdecke gehörigen verschürften Kreide-Eocaen-Massen (siehe unten).

Wie beim südlichen Teil der Griesstockdecke im Schächental (S. 26) stammt wohl auch in der Claridenkette die Abtrennung der Glarner- von der Griesstockdecke aus der ersten, die Nordwärtsbewegung der Glarnerdecke (unter Einwicklung der Kammlistockdecke; vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, S. 45) und die Fältelung ihrer Stirn als Ausweichbewegung über dem Rücken der (Tödi-) Windgällenfalte aus der zweiten Faltungsphase¹⁾.

Kammlistockdecke.

Die westliche Fortsetzung der Kammlistockdecke ist von P. ARBENZ in der unteren Urirotstockfalte und den Kreidefalten in ihrem Liegenden (= Gitschenserie von H. ANDEREGG, 1940, 23 c) vermutet worden. M. LUTHER (1927, 19) und P. v. SCHUMACHER (1928, 22, S. 43, 44) haben deshalb die Beziehungen zwischen diesen tektonischen Elementen eingehender geprüft und weitgehende stratigraphische und tektonische Übereinstimmungen festgestellt. H. ANDEREGG (1940, 23 c) hat sich ihrer Ansicht angeschlossen, und ich möchte ihr ebenfalls beipflichten. Den bisherigen Ausführungen über dieses Thema habe ich nur wenige Bemerkungen über die wesentlichen Unterschiede zwischen der Kammlistockdecke und ihren Äquivalenten in der Urirotstockgruppe beizufügen.

Der unteren Urirotstockfalte und der Gitschenserie fehlen alle Anzeichen der starken sekundären Umformungen, welche die Kammlistockdecke bei der Einfaltung in die Mulde zwischen Windgällen- und Erstfelderfalte in der zweiten Faltungsphase erlitt. Dies kommt daher, dass die untere Urirotstockfalte in der ersten Faltungsphase weiter nach N verfrachtet worden war als die Kammlistockdecke und daher in der zweiten Phase nur als Ganzes (mitsamt der Gitschendecke und der Axendecke s. s.) über dem N-Abfall der Erstfelder-Aufwölbung schräggestellt wurde.

Denkt man sich die Umformungen der Kammlistockdecke aus der zweiten Faltungsphase weg (vgl. Figur 1) und vergleicht sie dann mit H. ANDEREGGS Profilen 2 und 3 auf Tafel 7, so stellt man fest, dass im W nur noch ein sehr kleiner Teil des Deckenstückes normale Lagerung besitzt, während die Hauptmasse verkehrt liegt.

Weiter westlich (H. ANDEREGG, Tafel 7, Profile 3—5) vollzieht sich die von H. ANDEREGG bereits ausführlicher geschilderte engere Angliederung der Kammlistockdecke (= untere Urirotstockfalte + Gitschenserie) an die Axendecke s. s. (= obere Urirotstockfalte + Axen-S- und -N-Lappen), indem sich die untere Jurfalte (jedenfalls auf Kosten der oberen) stark vergrößert und der Axen-S-Lappen sich unmittelbar an die Gitschenserie anschliesst. Die Breite der unteren Urirotstockfalte und der zugehörigen Kreide vergrößert sich auf diese Weise von ca. 3—3,5 km (im Kammlistock-, Gitschen- oder Urirotstockprofil) auf ca. 7 km (weiter im W).

Die östliche Fortsetzung der Kammlistockdecke in der Claridenkette ist von P. v. SCHUMACHER (1928, 22) und J. OBERHOLZER (1933, 21, S. 50—57) ausführlich beschrieben worden. Doch waren, wie J. OBERHOLZER selbst sagt, immer noch manche Punkte schwer verständlich. Ganz besonders blieb unklar, wie sich der Übergang vom mächtigen verkehrten Schenkel am Kammlistock zu den überwiegend normal liegenden Teilen der Decke weiter östlich vollziehen sollte. Es gelang mir nun kürzlich beim Studium der Claridenstock-N-Wand, diese Frage aufzuklären. Es zeigte sich nämlich (vgl. P. v. SCHUMACHER, 22, Tafel 5, Figur 1), dass der verkehrte Schenkel der Kammlistockdecke s. s. nach unten bereits mit dem obersten Band älterer Unterkreide (Cv—d, unmittelbar unter den Zementsteinschichten) abschliesst. Der tiefere ziemlich stark in sich gefaltete Komplex, in welchem P. v. SCHUMACHER Öhrlischichten und Schrattenkalk verwechselt hat, liegt dagegen im Prinzip normal und gehört zur Zone der verschürften Kreide-Eocaen-Massen im Liegenden der Kammlistockdecke s. s. Aus dieser Beobachtung ergeben sich folgende Konsequenzen:

Die Kammlistockdecke s. s. setzt sich gegen E in die E-Seite des Kammlistock-N-Grates und in den oberen Teil der Claridenstock-N-Wand fort; sie streicht östlich vom Claridenstock in die Luft

¹⁾ Durch die starke Beeinflussung der Glarnerdecke in der Claridenkette in der zweiten Faltungsphase erklärt sich leicht der grosse Unterschied ihrer Form gegenüber den nördlicheren Vorkommen in der Glärnisch-Ortstock-Gruppe. Unterhalb der Nussbühlterrasse (westlich Linthal) wurde die Glarnerdecke nur noch schwach in die Mulde vor der Erstfelder-Aufwölbung eingefaltet; weiter nördlich blieb sie von den Vorgängen der zweiten Phase wohl fast gänzlich unberührt.

aus. Die übrigen bisher zur Kammlistockdecke gestellten Teile der Claridenkette (an Teufelsstöcken, Gernsfayrenstock, Fiseten, Kammerstock) bilden die Fortsetzung der Zone der verschürften Massen.

Zu dieser Zone möchte ich auch noch zwei weitere Bauglieder der Claridenkette rechnen, die bisher anders gedeutet worden sind: Die Kreide-Eocaen-Schuppen am Claridenstock-Gipfel, die von W. STAUB (1911, 23, S. 69) und P. v. SCHUMACHER (1928, 22, S. 26, 27) zur Griesstockdecke gestellt wurden, haben viel mehr Ähnlichkeit mit den verschürften Lamellen der Kammlistockdecke als mit dem südlichen Teil der Griesstockdecke am Scheerhorn (vgl. S. 34). Ferner sind die stark gekneteten, schwarzen Schiefer zwischen dem autochthonen Flysch und der Kammlistockdecke, die von P. v. SCHUMACHER und J. OBERHOLZER als Dachschiefer beschrieben wurden, nach meinen Beobachtungen am Kammlistock-S-Grat sicher zum grössten Teil Stadschiefer der Kammlistockdecke¹⁾. Ob auch die Stadschiefer zwischen Griesstock- und Glarnerdecke unter der Nussbühlterrasse nördlich des Fätschbaches (westlich Linthal) ursprünglich zur Kammlistockdecke oder vielleicht zur Glarnerdecke gehört haben, mag dahingestellt bleiben.

Eine Parallelisierung von einzelnen Teilstücken der Zone der verschürften Massen westlich und östlich der Linie Kammlistock-Klausenpass lässt sich nur schwer durchführen. Sicher wiederzuerkennen ist die untere Lamelle des Kammligrates in der Wandstufe östlich Tieralpli und Kämmerli (vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, S. 41; J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 55). Die obere Lamelle des Kammligrates scheint am Tieralpli aufzuhören. Die Kreide-Eocaen-Lamelle, welche westlich der Klus unmittelbar der Griesstockdecke aufliegt, könnte eventuell der Lamelle der Munggenbänder entsprechen; doch fehlen ihr Drusbergschichten und Schrattekalk. Das Paket im unteren Teil der Claridenstock-N-Wand schliesslich erscheint in der streichenden Fortsetzung des Schuppenpakets in der Scheerhorn-N-Flanke; es enthält aber auch die ältere Unterkreide einschliesslich der Öhrlichschichten.

Die Kammlistockdecke (einschliesslich der Zone der verschürften Kreide-Eocaen-Massen) hat auch in der Claridenkette in der zweiten helvetischen Faltungsphase starke Umformungen erlitten. Im westlichen Teil der Kette wurde sie sowohl durch die nördliche Teilantiklinale der Tödi-Windgällen-Falte als auch durch deren südliche Teilalte (einschliesslich des südlichen Teils der Griesstockdecke = Glarnerdecke), im östlichen Teil der Claridenkette wegen des Aussetzens des autochthonen Flyschs in der steilgestellten Zone (S. 32) nur noch durch die Glarnerdecke steilgestellt bzw. eingewickelt. Im einzelnen erlitt sie bei diesen Vorgängen starke Fältelungen.

Auf der E-Seite des Linthtals ist in der streichenden Fortsetzung der Claridenkette weder ein Äquivalent der Kammlistockdecke s. s. noch der verschürften Massen wiederzufinden. P. v. SCHUMACHER (1928, 22, S. 43) betrachtet wegen der guten stratigraphischen Übereinstimmung die Mürtchen-decke als östliche Fortsetzung. Unter dieser Voraussetzung muss man östlich vom Kammerstock (ähnlich wie in der Griesstockdecke, siehe oben) eine (in der ersten helvetischen Faltungsphase entstandene) vollständige Zerreissung der Kammlistockdecke an einer Linie senkrecht zum Streichen und Nordwärtsbewegung der östlichen Fortsetzung bis unter die Glärnischgruppe annehmen.

Der verkehrte Schenkel der Axendecke.

Westliche Fortsetzung: Westlich des Reusstals ist ein charakteristisch ausgebildeter «Lochseitenkalk» an der Basis der Axendecke nicht vorhanden. Als äquivalente Bildungen sind aber sehr wahrscheinlich die mehr oder weniger stark ausgewalzten verkehrten Schenkel der beiden Urirotstockfalten zu betrachten (vgl. Profile zur Vierwaldstätterseekarte, 1916, 26; P. ARBENZ, 1918, 27; 1934, 10, Fasc. 10, S. 769; H. ANDEREGG, 1940, 23 c, Tafel 7).

Östliche Fortsetzung: In der Claridenkette tritt der «Lochseitenkalk» in genau gleicher Stellung und mit denselben Eigenschaften wie im Schächental in einer grossen Zahl von Erosionsrelikten auf (vgl. P. v. SCHUMACHER, 1928, 22, S. 44, 45; J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 57, 58). Er ist auf der N-Seite des Fätschbaches über der Glarnerdecke bis Nussbühl verfolgbar. Wie er sich weiter fortsetzt, ist bis heute noch nicht völlig geklärt (vgl. J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 190—194).

¹⁾ Ausserdem kann auch ultrahelvetischer Flysch am Aufbau dieser Schieferzone beteiligt sein.

Die jungen Brüche.

Es wurde weiter oben ausgeführt, dass in verschiedenen tektonischen Einheiten des oberen Schächentals Brüche vorkommen, die vielleicht einer schwachen, aber selbständigen dritten Phase im Helvetikum zugewiesen werden müssen. Ganz ähnliche Brüche finden sich in der Kammlistockdecke in der Claridenkette an den Teufelsstöcken (vgl. F. WEBER, 1924, 28; J. OBERHOLZER, 1933, 21, S. 52) und im autochthonen Sedimentmantel im Kistenpassgebiet und weiter östlich (F. WEBER, 1924, 28).

Es scheint übrigens, dass es nicht nur im Gebiet über dem Aarmassiv zur Bildung junger Brüche gekommen ist, sondern auch in den helvetischen Decken nördlich davon. Z. B. existieren sowohl in der Drusbergteildecke in der Bauen-Brisen-Kette (vgl. H. J. FICHTER, 1934, 9, S. 118) als in der Axendecke beidseitig des Urnersees (vgl. Geologische Vierwaldstätterseekarte, 1916, 26) und im Silber-Ortstock-Glärnisch-Gebiet (J. OBERHOLZER und ALB. HEIM, 1910, 24) Brüche mit meist sehr kleinem Verschiebungsbetrag, welche ganz unabhängig von den Faltungserscheinungen in diesen Decken grosse Schichtkomplexe auf grosse Distanzen durchsetzen.

Zusammenfassung der Ergebnisse.

Die wichtigsten Resultate meiner Untersuchungen über die Tektonik des oberen Schächentals sind kurz folgende:

Spezieller Teil.

Autochthones Gebirge.

Der autochthone Sedimentmantel (s.l.) besass in den eocaenen Stadschiefern einen vorzüglichen Gleithorizont. Das Liegende, der «autochthone Malmmantel», bewegte sich vollständig anders als das Hangende, der «autochthone Flysch».

Der autochthone Malmmantel bildet mit seiner kristallinen Unterlage zusammen zwei grosse Falten, die «Erstfelder-Aufwölbung» und die «(Tödi-) Windgällenfalte».

Die Erstfelder-Aufwölbung ist aus einer Reihe von Schuppen aufgebaut, deren bedeutendste die Belmetenschuppe ist. Im Brunnital sind die Stirnpartien dieser Schuppen abgerissen und nach N verschleppt worden. Eine im südlichen Teil der Erstfelder-Aufwölbung beheimatete Schuppe (der «Seltenbachkeil» J. J. JENNYS) wurde zwischen Windgällenfalte s. s. und Hoh Faulen-Decke eingeklemmt.

Die Hauptstirn der (Tödi-) Windgällenfalte, die «Windgällenfalte s. s.», weist ziemlich starke Fältelungen in der Oberfläche und eine grössere muldenförmige Verbiegung in ihrem oberen Teil auf.

Die unmittelbar südlich von ihr wurzelnde Hoh Faulen-Decke (oder besser -Schuppe) hat zwischen Reusstal und Ruchkehlenpass eine stärkere Verfrachtung unter völliger Herausdrehung aus dem generellen Streichen erfahren. Ihre NW—SE streichende Stirn zeigt eine Doppelung, welche von W nach E sehr viel ausgeprägter wird. Die Hoh Faulen-Decke ist nördlich der Windgällenfalte s. s. steilgestellt bzw. eingewickelt worden und ausserdem (in etwas wechselnder Höhe) zerrissen.

Südlich des Scheerhorns ist eine zweite, kleinere Teilstirn der (Tödi-) Windgällenfalte erhalten.

In der Kl. Ruchenkette fanden sich in den Stadschiefern über der Hoh Faulen-Decke noch zwei Linsenzüge aus Hochgebirgskalk und Nummulitenschichten, die jedenfalls in zwei kleinen Teilantiklinalen am Hälsigrat wurzeln. Ich habe sie «Höhere Schuppen der Kl. Ruchenkette» genannt. Sie sind eine analoge Bildung zu J. J. JENNYS «Malmlamelle des Plattigrates» in der Hoh Faulen-Gruppe.

Der autochthone Flysch schmiegt sich als Ganzes den Baugliedern des autochthonen Malmmantels an. Er stellt daher ein höheres Abbild von Erstfelder- und Windgällenfalte dar. Im Detail ist er ziemlich kräftig gefaltet; als Faltenkerne treten die Stadschiefer auf. Die flachliegenden Falten der «Stirnregion» zeichnen sich z. T. durch Unbeständigkeit im Streichen aus; sie lösen sich ab. Die autochthone Flyschfolge besitzt einen «verkehrten Schenkel», der unmittelbar der Erstfelder-Aufwölbung aufrucht und in seinem südlichen Teil zerrissen ist.

Deckengebirge.

1. Der ultrahelvetische Flysch trennt das autochthone Gebirge von den helvetischen Decken im Hangenden. Er ist mit dem autochthonen Flysch verfaltet und enthält ein paar von diesem abgerissene Pakete. Eine dünne Lamelle von Wildflysch findet sich ferner über den Stirnfalten der Griesstockdecke; ihre südliche Fortsetzung (beim Tieralpli) ist zwischen Teile der verschürften Massen der Kammlistockdecke eingeschaltet.

2 a. Die Griesstockdecke bildet in ihrem Hauptteil eine leicht geschwungene Falte, welche ungefähr ein Abbild der Oberfläche der Erstfelder-Aufwölbung darstellt. Die Oberseite der Griesstockdecke ist in eine grössere Zahl von Fältchen gelegt, denen im südlichen Teil zahllose noch kleinere Fältelungen untergeordnet sind. Im E (Niemerstafel Alp) tritt eine Zerreissung der Decke ein. Der südliche Teil der Griesstockdecke ist angenähert parallel zur Windgällenfalte verbogen. Er ist im W (Scheerhorn) ziemlich stark gestreckt und gefältelt, im E (Kammlistock) vollständig zerrissen.

2 b. Zur Kammlistockdecke (im weiteren Sinne) gehört einerseits eine zusammenhängende, im einzelnen ziemlich kompliziert gebaute Falte mit mächtig entwickeltem verkehrten Schenkel, die Kammlistockdecke s. s., welche den Kammlistock und den N-Fuss des Scheerhorns aufbaut. Andererseits wird ihr eine Zone verschürfter Kreide-Eocaen-Massen zugerechnet, welche die Kammlistockdecke s. s. unterlagert und sich zwischen Griesstock- und Axendecke noch weiter nach N und W fortsetzt. Sie besteht in der Hauptsache aus Stadschiefern, in denen gefältelte Lamellen oder Linsenzüge von Kreide und Nummulitenschichten eingebettet sind. Es konnten vier solche Lamellen unterschieden werden, eine in der Scheerhorn-N-Flanke, eine in den Munggenbändern und zwei am unteren Kammligrat. Die verschürften Massen stammen sehr wahrscheinlich vom Rücken der Kammlistockdecke s. s. und sind erst sekundär unter die Decke eingewickelt worden.

2 c. Der verkehrte Schenkel der Axendecke («Lochseitenkalk») lässt sich von Mettenen bis zum Klausenpass lückenlos verfolgen; weiter südlich finden sich nur einzelne Erosionsrelikte. Seine glatte Oberfläche zeigt zwischen Unterer Balm Alp und Käsernalp ein geringeres Einfallen nach N als nördlich und südlich dieser Zone.

Allgemeiner Teil.

Analyse des Faltungsvorgangs.

Ausgehend von den Grundzügen des tektonischen Baus habe ich eine genetische Analyse aller wichtigeren tektonischen Einzelheiten durchgeführt. Deren Ergebnisse wurden bereits auf S. 28—31 unter allgemeineren Gesichtspunkten zusammengefasst. Sie seien hier kurz nochmals resümiert, allerdings unter Weglassung der logischen Beweisführung.

1. Der ultrahelvetische Flysch zwischen dem autochthonen Sedimentmantel s. l. unten und den helvetischen Decken oben ist schon in der «ultrahelvetischen» Faltungsphase, d. h. bevor im Helvetikum irgendwelche bedeutenderen tektonischen Bewegungen stattfanden, an seinen Platz geraten.

2. Die Hauptverfrachtung der helvetischen Decken und damit ihre Aufstapelung über dem autochthonen Sedimentmantel (einschliesslich des ultrahelvetischen Flyschs) geschah in einer ersten «helvetischen» Faltungsphase. Die wichtigsten mit dieser Hauptverfrachtung in Beziehung stehenden Vorgänge im oberen Schächental sind folgende:

a) Die Entstehung der Hauptverschiebungsflächen an der Basis der verschiedenen Einheiten; zu diesen gehören auch die Schuppen in der Erstfelder-Aufwölbung, die Hoh Faulen-Decke und der autochthone Flysch.

b) Eine Reihe von Deformationen in den Baugliedern im Liegenden der grossen helvetischen Decken (im Schächental repräsentiert durch die Axendecke), und zwar:

Die Entstehung der Doppelung in der Stirn der Hoh Faulen-Decke; die Bildung der höheren Schuppen der Kl. Ruchenkette; die gemeinsame Herausdrehung beider Bauglieder aus dem allgemeinen Streichen. Die Faltung des autochthonen Flyschs und seine Verfaltung mit dem ultrahelvetischen Flysch. Die Zerreissung der Griesstockdecke bei Niemerstafel und die Streckung und Zerreissung in ihrem südlichen Teil. Die Bildung des mächtigen Verkehrtschenkels der Kammlistockdecke s. s.; die Lostrennung der «verschürften Massen» von der Kammlistockdecke und deren Entwicklung unter dieselbe.

3. Die heute auffälligste Erscheinung im Bau der Schächentaler Berge ist eine gemeinsame Verfaltung der Bauglieder im Liegenden der Axendecke mit dem Autochthonen zu zwei grossen Falten, deren Kerne durch Erstfelder- und (Tödi-) Windgällenfalte gebildet werden. Diese Verfaltung und

alle Vorgänge, die mit ihr in Beziehung stehen, hängen mit einer nach Entstehung der helvetischen Decken erfolgten starken Heraushebung der zentralen Alpenzone zusammen; ich habe sie zur zweiten «helvetischen» Faltungsphase gestellt. Bei den Begleiterscheinungen handelt es sich hauptsächlich um Ausweichbewegungen, da das von der Umformung ergriffene Material sich den neuen Platzverhältnissen anpassen musste. Folgende Vorgänge gehören hierher:

Die Fältelungen im Frontalgebiet der beiden grossen Falten des autochthonen Malmmantels. Die Zerreissung der Hoh Faulen-Decke vor der Stirn der Windgällenfalte s. s. und ihre Einbohrung in den autochthonen Flysch; die Fältelung der eingewickelten Partie der Hoh Faulen-Decke. Die letzte Verschiebung des autochthonen Flyschs über der Erstfelderfalte unter Zerreissung seines verkehrten Schenkels und Mitschleppung der Schuppenstirnen der Unterlage. Die gesamten Fältelungen in der Griesstockdecke und die Verfaltung mit den verschürften Massen der Kammlistockdecke. Die Schuppungen und Fältelungen im südlichen Teil des verkehrten Schenkels der Kammlistockdecke s. s.; die Nordverschiebung des oberen Teils der Kammlistockdecke s. s. über den unteren unter Mitschleppung von Stadschiefern der Zone der verschürften Massen; die Fältelungen der verschiedenen Linsenzüge und Lamellen dieser Zone.

Ein gemeinsames Merkmal der beiden helvetischen Faltungsphasen ist die Tatsache, dass die Bewegungsgeschwindigkeit von oben nach unten stark abnahm. Bei der Hauptverfrachtung der helvetischen Decken in der ersten Phase blieb der kristalline Kern des Aarmassivs von der Faltung sozusagen vollständig verschont; während sich die Axendecke in der zweiten Phase noch kräftig nordwärts bewegte, kam es im Untergrund nur zu der relativ geringfügigen Aufwölbung der Erstfelderfalte.

4. Alle Vorgänge der beiden helvetischen Hauptfaltungsphasen im oberen Schächental waren plastische Deformationen. Später entstanden in den starrereren Komplexen noch eine Anzahl von Brüchen mit meist recht kleinem Verschiebungsbetrag: in der Hoh Faulen-Decke, im autochthonen Flysch, in der Griesstockdecke. Ich bin geneigt, die Bildung dieser Brüche in eine dritte, aber sehr schwache Bewegungsphase der helvetischen Zone zu verlegen.

Parallelisierung.

Die Neuprüfung der tektonischen Zusammenhänge der Schächentaler Berge mit den westlichen und östlichen Nachbargebieten führte zur Bestätigung vieler bereits bekannter oder vermuteter und zur Erkennung einiger neuer Beziehungen. Die wichtigeren Ergebnisse seien kurz aufgezählt:

Autochthones Gebirge.

Vom autochthonen Sedimentmantel sind westlich des Reusstals nur die Stirnregion und Teile des Rückens der Erstfelder-Aufwölbung, ein Stück der Mulde zwischen Erstfelder- und Windgällen-Falte und der nördliche Teil des autochthonen Flyschs erhalten bzw. sicher wiederzuerkennen. Der Bau dieser Einheiten ist im Prinzip noch gleich wie im Schächental. Nach E lassen sich die Bauglieder des autochthonen Sedimentmantels in relativ wenig veränderter Form bis in den Hintergrund des Linthtals verfolgen. Dort tritt eine Ablösung der Windgällenfalte s. s. durch eine etwas weiter nördlich sich bildende Aufwölbung ein.

Deckengebirge.

1. Der ultrahelvetische Flysch zwischen dem autochthonen Flysch und den helvetischen Decken tritt sowohl westlich als östlich des Untersuchungsgebiets in derselben tektonischen Stellung auf. Sichere Äquivalente der Wildflyschlamelle über der Griesstockdecke sind bisher nicht bekannt.

2 a. Der Griesstockdecke entsprechen westlich des Reusstals Gitschendecke, Weissberglinse und die zwei Lamellen östlich Engelberg und am Jochpass; die östliche Fortsetzung liegt mit grösster Wahrscheinlichkeit in Wagetenkette und Kapfenberg, sowie im «Netstaler Malmfenster» (?), dann in der Vorab-Tschepp-Schuppe vor. Das sich am Scheerhorn von der Griesstockdecke ablösende südliche Teilstück setzt sich sehr wahrscheinlich in der Glarnerdecke der Claridenkette fort.

2 b. Die Parallelisierung der Kammlistockdecke mit der unteren Urirotstockfalte und den Kreidefalten in ihrem Liegenden (Gitschenserie) kann heute als sicher angesehen werden. Im E gehört nur der obere Teil des Claridenstocks zur Kammlistockdecke s. s. Alle übrigen bisher zu dieser Decke

gezählten Teile der Claridenkette gehören zur Zone der verschürften Kreide-Eocaen-Massen in ihrem Liegenden. Zu dieser Zone ist auch das früher zur Griesstockdecke gestellte Schuppenpaket am Claridenstockgipfel zu rechnen.

2c. Der «Lochseitenkalk» der Axendecke lässt sich nur nach E weiter verfolgen; im W ist ein direktes Äquivalent unbekannt.

Mit den jungen Brüchen des oberen Schächentals gleichaltrig sind wahrscheinlich eine Reihe ähnlicher Brüche sowohl weiter östlich in der Zone über dem Aarmassiv als auch weiter nördlich in den grossen helvetischen Decken.

Bemerkungen zu den Tafeln siehe folgende Seite.

Bemerkungen zu den Tafeln.

Die in der tektonischen Karte, **Tafel 1**, dargestellten Schicht- und Aufschlussgrenzen sind innerhalb des Untersuchungsgebiets ohne wesentliche Verallgemeinerungen aus der Detailkartierung 1 : 25 000 übernommen worden. In derselben Weise wurde beim westlich anschliessenden, von J. J. JENNY kartierten Streifen verfahren. Die Darstellung der S-Seite der Windgällen-Ruchen-Scheerhorn-Kette ist aus W. STAUBS Karte 1 : 50 000 (1911, 25) entnommen; da sich der Stand der Gletscher in diesem Gebiet in den letzten Jahrzehnten stark verändert hat, wurde auf eine Ausscheidung der Moränen verzichtet. Weil auch im Einzugsgebiet des Bisitals (am N-Rand der Karte) eine neue Aufnahme fehlt, wurden hier die Quartärbildungen (insbesondere die grossen Rutschmassen des Zinggen und Kl. Glatten) ebenfalls nicht ausgeschieden.

Was die Gliederung des Anstehenden betrifft, wurden nur die für eine Übersicht über den tektonischen Bau des Gebiets notwendigen Schichtgrenzen aufgenommen; alle den Überblick erschwierenden Details (z. B. der Kreide- oder der Tertiärgliederung) wurden weggelassen.

Bei den Detailprofilen auf den **Tafeln 2 und 3** lag mir ganz besonders daran, das Beobachtete vom theoretisch Ergänzten deutlich zu unterscheiden, ohne jedoch die Einheitlichkeit der Darstellung zu beeinträchtigen. Deshalb wurden die beobachteten und die konstruierten Schichtgrenzen durch verschiedene Ausführung voneinander unterschieden: Aufgeschlossene, nicht oder nur wenig weit projizierte Grenzen und Störungslinien wurden voll ausgezogen, relativ weit projizierte aufgeschlossene Grenzen wurden durch lang gestrichelte Linien und nicht aufgeschlossene oder sehr weit projizierte aufgeschlossene Grenzen durch kurz gestrichelte Linien dargestellt. Ferner wurde der Detailschichtverlauf der grösseren Gesteinskomplexe nur in den beobachtbaren Partien wiedergegeben. Wegen dieses Vorgehens war es aber nicht möglich, zur Kennzeichnung der verschiedenen Gesteine Schichtungssignaturen zu verwenden, wie dies meist üblich ist, sondern es kamen nur Flächen-signaturen und Raster oder Farben in Frage. Nach verschiedenen Versuchen wurde die vorliegende Kombination ausgewählt.

Um die geologischen Zusammenhänge innerhalb der verschiedenen Kulissen eines Profils möglichst deutlich darzustellen, wurde bei der Aufstellung der Kulissen das generelle Axialgefälle (ca. 7°) berücksichtigt; auf Tafel 2 sind deshalb die vorderen Kulissen gegenüber den hinteren tiefer gesetzt, auf Tafel 3 gehoben. Da die tektonischen Einheiten aber z. T. vom generellen Streichen und Axialfallen abweichen, ergaben sich stellenweise trotzdem gewisse Disharmonien in der Darstellung, so besonders in der Kammlistockdecke (Profil 1), in der Stirnpartie der Griesstockdecke (Profile 2, 3), in der Hoh Faulen-Decke und im nördlicheren Teil des autochthonen Flyschs (Profile 5—8).

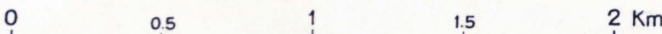
Im Profil 1, wie übrigens auch in der Karte, Tafel 1, ist das Teilstück zwischen Antiklinale 6 der Griesstockdecke–Kampli Alp–Munggenbändern–Griesgletscher–Sulz–Kamplihörli wahrscheinlich nur im Prinzip, nicht aber in allen Details vollkommen richtig, da ich diesen Gebietsteil noch nicht vollständig kartiert habe und bei der Profilkonstruktion deshalb auf Skizzen und Photographien allein angewiesen war. Dasselbe gilt auch für die S-Seite der Windgällen-Ruchen-Kette in den Profilen 5—8.

Die definitive Gestalt erhielten die drei Tafeln sowie die Textfigur im Bureau der Geologischen Kommission. Ich möchte nicht verfehlen, Herrn Prof. A. BUXTORF, Herrn Dr. P. CHRIST und Herrn E. STEGMAIER für ihre Hilfe bestens zu danken.

Tektonische Karte
des
oberen Schächentals

von
Werner Brückner

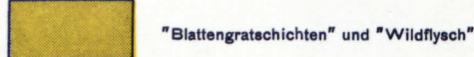
Masstab 1:25.000



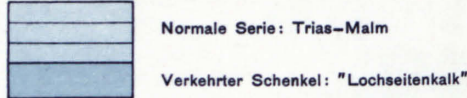
Quartär



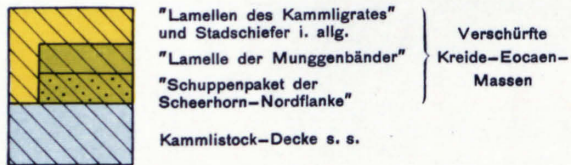
Ultrahelvetischer Flysch



Axen-Decke



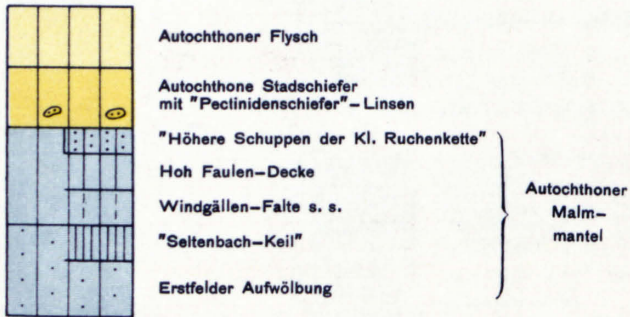
Kammlistock-Decke



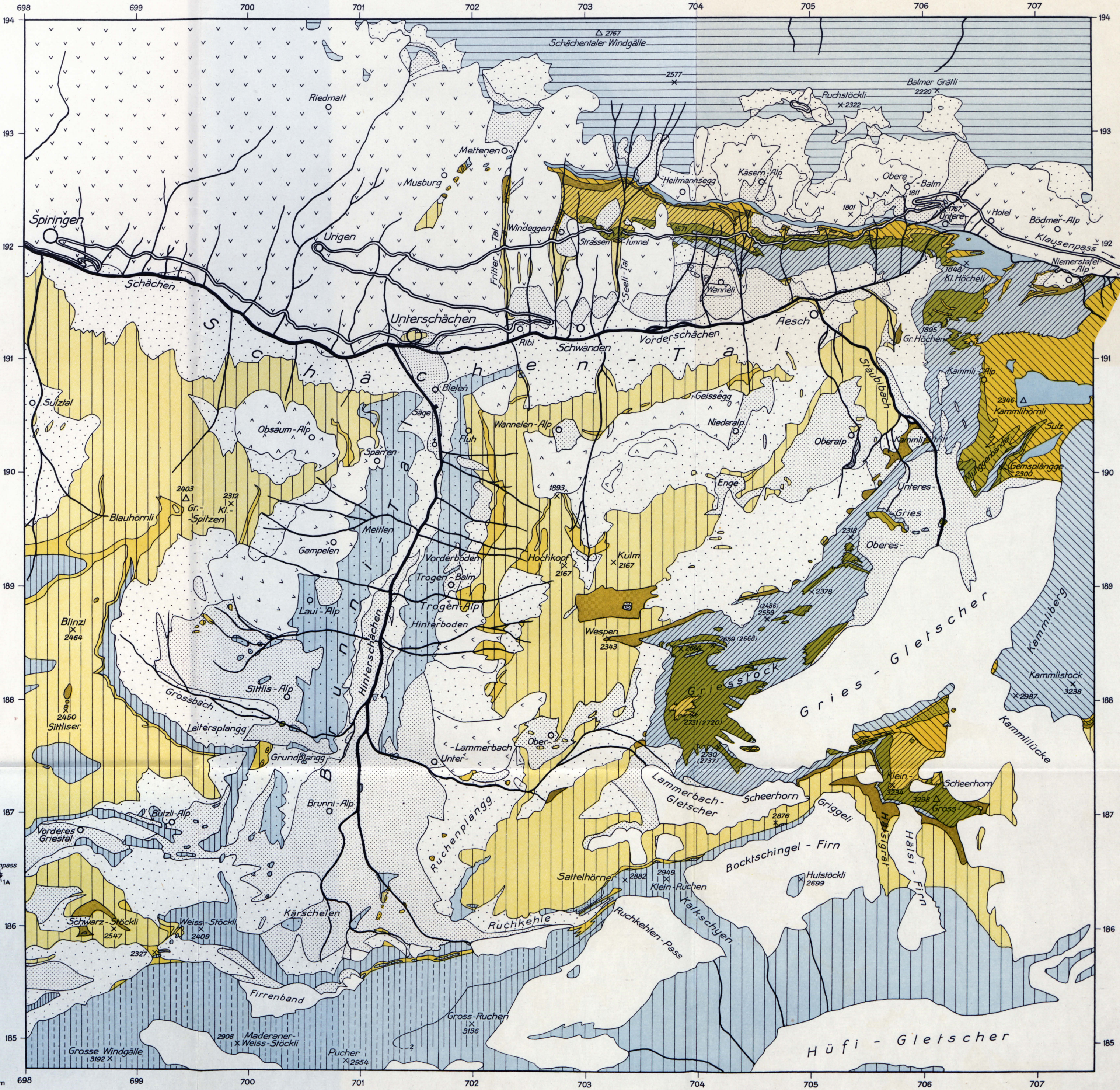
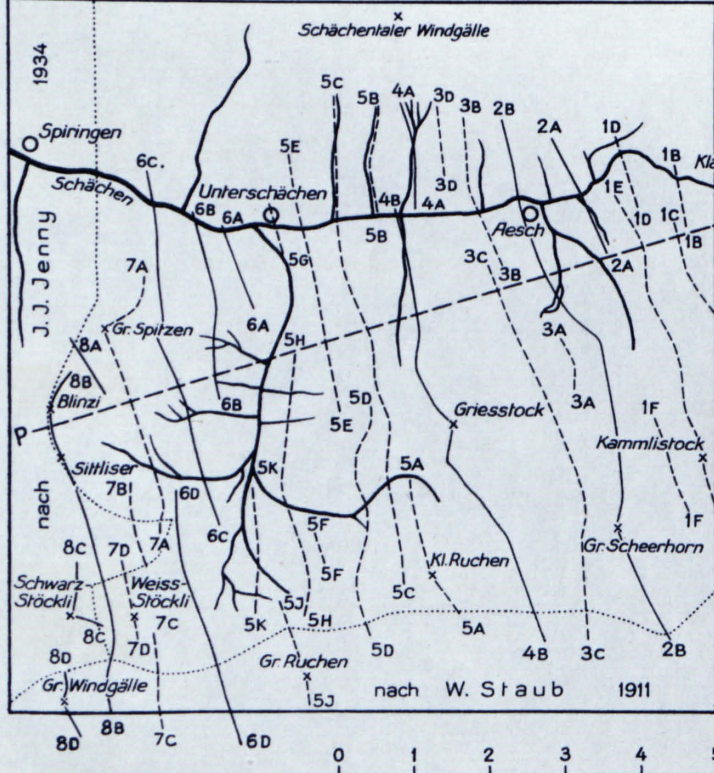
Griesstock-Decke



Autochthoner Sedimentmantel (s. I.)



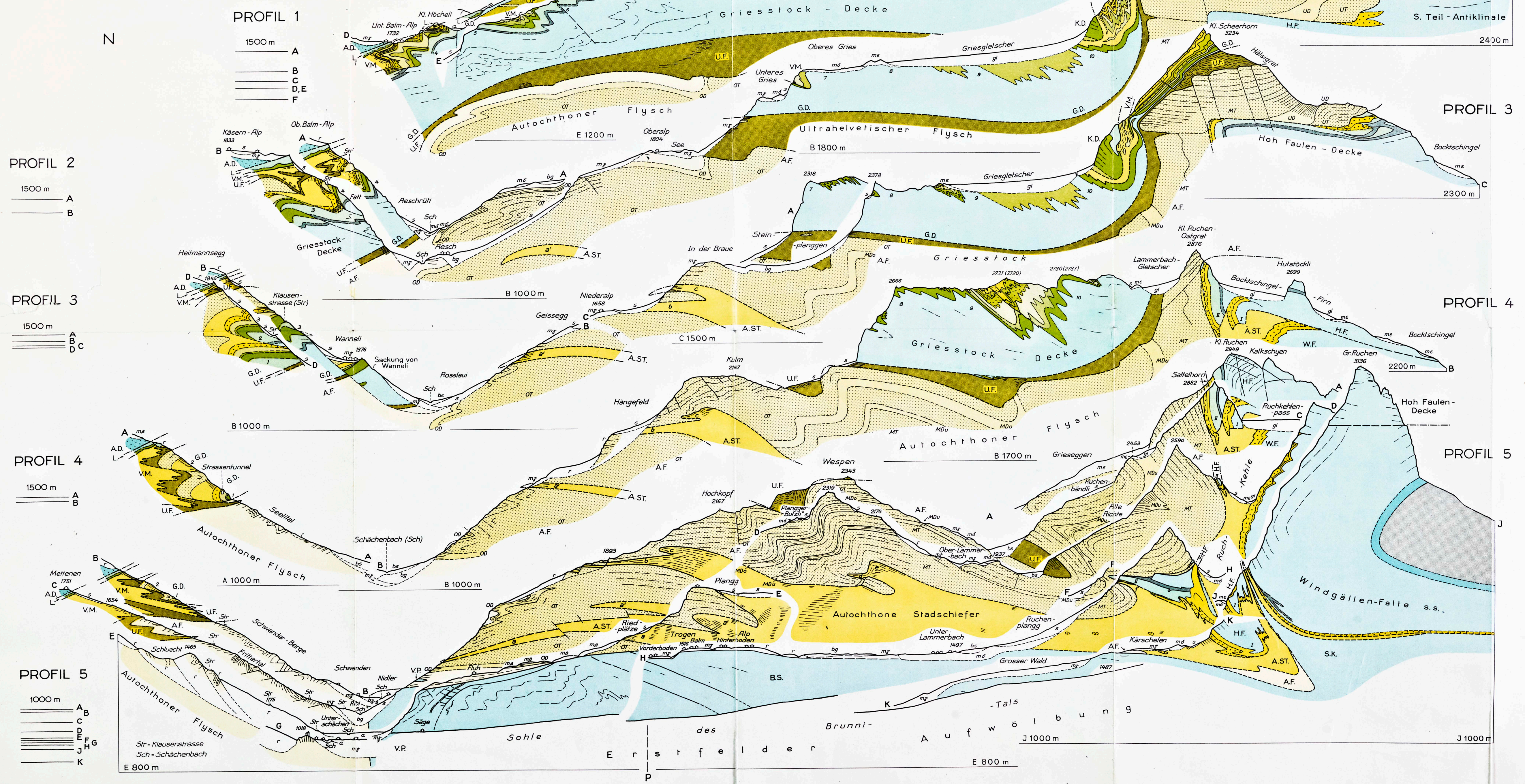
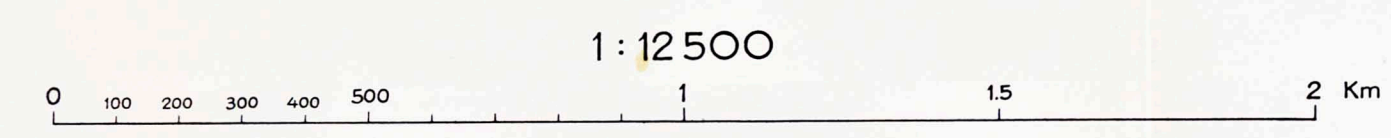
Uebersicht der Profilinien auf Tafel 2 und 3



Die eingeklammerten Höhenzahlen im Griesstockgebiet beruhen auf neuen Vermessungen der Eidg. Landestopographie.

Profile durch die Berge des oberen Schächentals
zwischen Brunnital und Klausenpass

von
Werner Brückner



QUARTÄR

a	Alluvialböden
bs	Bachschuttkegel
s	Gehängeschutt
bg	Bergsturzschutt
r	Rutschungen, Sackungen

DECKEN-GEBIRGE

ULTRAHELVETISCHER FLYSCH (U. F.)

"Blattengrathschichten" und "Wildflysch"

HELVETISCHE DECKEN

c. Axen-Decke
NORMALE SERIE (A. D.)

gl	Gletscher
me	Recente Moränen
ms	Dau-Moränen
mp	Gschlitz-Moränen
ma	Böhl-Moränen

VERKEHRTER SCHENKEL ("Lochsenkalk" = L.)

Valanginiemergel
Öhrli-schichten

b. Kammlistock-Decke
VERSCHÜRTE KREIDE-EOCÄN-MASSEN (V. M.)

Stadsschiefer
"Pectindenschiefer"
"Complanatenschichten"
Sewerkalk
Gault
Schraffenkalk i. allg.
Drabergschichten

KAMMLISTOCK-DECKE S. S. (K. D.)

Stadsschiefer
"Pectindenschiefer"
Obere Schraffenkalk
Untere Schraffenkalk
Drabergschichten
Kessalkalk u. Valanginiemergel
Öhrli-schichten
Zementsteinschichten
Quintenkalk
Schichtschichten u. Dogger

a. Griesstock-Decke (G. D.) 1-10 Antiklinalen derselben

Taveyannazsandstein
Stadsschiefer
"Pectindenschiefer"
"Complanatenschichten"
Sewerkalk
Gault
Schraffenkalk i. allg.
Drabergschichten
Kessalkalk u. Valanginiemergel
Öhrli-schichten
Zementsteinschichten
Quintenkalk
Hochgebirgskalk

AUTOCHTHONES GEBIRGE

3. Autochthone Flysch (A. F.)

Altdorferandstein (mit grobkörnigen Blänken)
Obere Taveyannazsandstein
Untere Taveyannazsandstein
Mittlere Taveyannazsandstein
Untere Dachschieferband
Untere Taveyannazsandstein

2. Autochthone Stadsschiefer (A. ST.) (g-f = Fallensinne des autochthonen Flysches)

Stadsschiefer

1. Autochthone Malm- und kristalliner Kern des Aarmassivs

"Pectindenschiefer"
"Complanatenschichten"
Kessalkalk und Valanginiemergel
Öhrli-schichten
Zementsteinschichten
Quintenkalk
"Zwischenbildungen" (Schichtschichten, Dogger)
Kristallin (Windgällen-Porphyr)

Tektonische Gliederung des Malm- und kristallinen Kerns des Aarmassivs

V. P.	Verschleppte Pakete im Störungsgebiet
B. S.	Balmten-Schuppe
S. K.	Seltenbach-Kalk
W. F.	Windgällen-Falte s. s. (= nördl. Teilantiklinale)
H. F.	Hoh Faulen-Decke (I, II = Stürzfalten derselben)
S. T. A.	Südliche Teilantiklinale

Erstfelder

Wasserzeichen: A.S. Bern

Die eingeklammerten Höhenzahlen im Griesstockgebiet beruhen auf neuen Vermessungen der Eidg. Landestopographie.

