

**Zeitschrift:** Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus  
**Herausgeber:** Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus  
**Band:** 12 (1964)

**Artikel:** Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus)  
**Autor:** Schielly, Hanspeter  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-1046734>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

**Download PDF:** 25.11.2025

**ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>**

Geologische Untersuchungen  
im Deckengebiet  
des westlichen Freiberges

(Kt. Glarus)

HANSPETER SCHIELLY

von Basel

## Vorwort

Die stillen, erhabenen Berge meiner engeren Heimat haben es seit meiner frühesten Jugendzeit verstanden, mich in ihren Bann zu schlagen. So durfte in mir ein großer Kindheitstraum Wirklichkeit werden, als mir die Eltern das Studium der Geologie erlaubten. Es erfüllte mich mit besonderem Stolz, daß ich auf Anregung meines verehrten Lehrers Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY den Teil meines Heimatkantons untersuchen durfte, der den ältesten Wildschutzbezirk der Schweiz umfaßt. Nur ein mit den Bergen aufgewachsenes Kind kann erfassen, was es bedeutet, wenn man nach all den vielen Untersuchungen den Pulsschlag und die inneren Kräfte dieser Giganten zu ahnen beginnt.

Die Aufnahme für Diplomarbeit und Dissertation wurde im Frühjahr 1959 begonnen und zur Hauptsache im Herbst 1961 abgeschlossen. 1962 wurde dann mit der Auswertung und der Niederschrift begonnen, wobei noch einige vergleichende Begehungen in umliegenden Gebieten gemacht wurden. Leider wurde meine Feldarbeit öfters durch verschiedene Unfälle unterbrochen, die aber meine Vorliebe für kaum bekannte Aufschlußzonen nie beeinträchtigen konnten.

Für das große Interesse, das er dieser Arbeit stets entgegenbrachte, wie für die vielen Hinweise und Anregungen zu den Untersuchungen möchte ich hier an erster Stelle meinem verehrten Lehrer und Vorbild, Herrn Prof. R. TRÜMPY, aus tiefstem Herzen danken.

Die Grundbegriffe der Geologie sowie einige Beispiele seiner eigenen, großartigen Betrachtungsweise gab mir noch Herr Prof. R. STAUB mit auf den Weg.

Herr Prof. A. GANSSER gab mir beim Betrachten der Dünnschliffe einige Hinweise und Anregungen, was mich zu besonderem Dank verpflichtet.

Zu großem Dank bin ich auch Herrn J. NEHER verpflichtet, der mir mit Rat und Tat oft beistand. Ferner gilt mein Dank all meinen Studienkollegen, mit denen manche Diskussion über hängige Probleme geführt wurde. Dabei gedenke ich besonders meiner Terrainnachbarn W. FISCH, F. FREY und R. HUBER ebenso wie Frau S. FRANKS-DOLLFUS, mit denen mich manches Problem enger verbindet.

Mit Dankbarkeit gedenke ich der familiären Aufnahme bei der Familie J. MARTI in der Leglerhütte, wo ich viele Feldtage verbrachte.

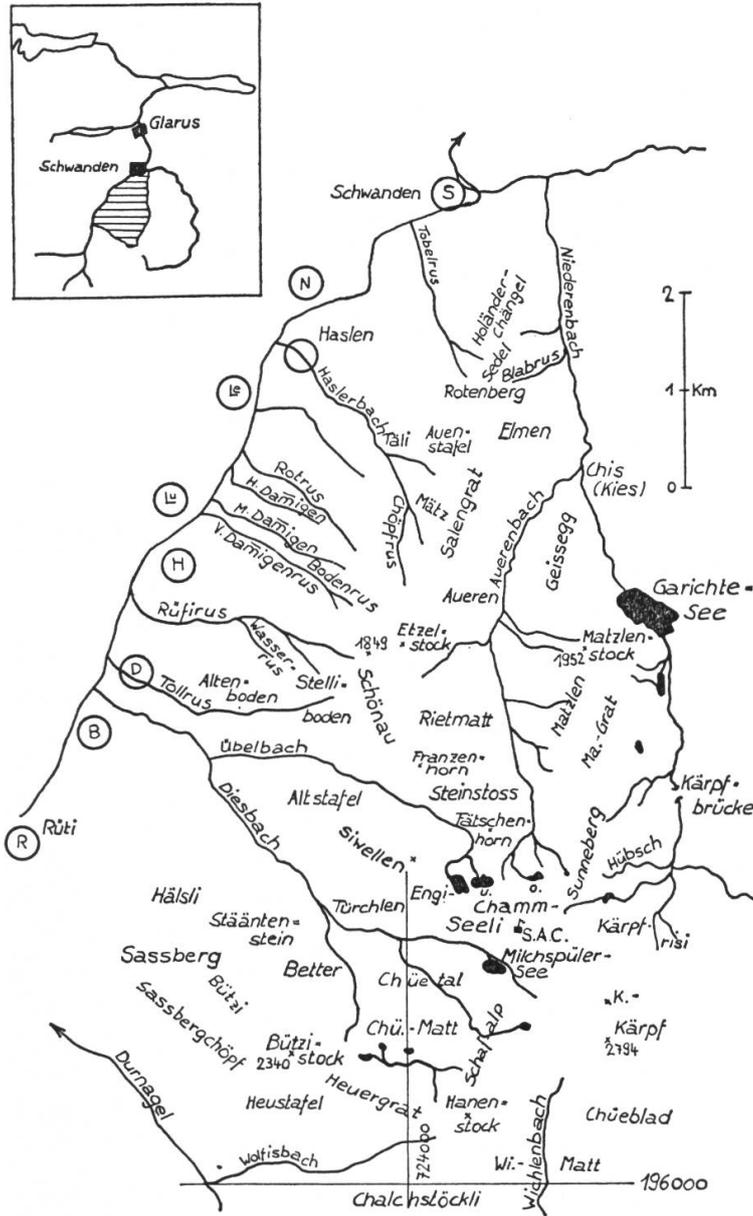
Herr Geometer W. WILD in Glarus war mir besonders bei der Beschaffung von Karten und Luftphotos behilflich, wofür hier mein Dank gilt.

Der Naturforschenden Gesellschaft in Glarus verdanke ich die Aufnahme dieser Arbeit in ihre Mitteilungen Nr. 12.

Der tiefste und innigste Dank aber gilt meinen lieben Eltern. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

# EINLEITUNG

Fig. 1  
Geographische Übersicht



## A. Benennungen

### 1. STRATIGRAPHISCHE ABTEILUNGEN IM VERRUCANO

Es wurde in dieser Arbeit versucht, soweit als möglich mit bereits bekannten und verwendeten Namen auszukommen. Dies gilt besonders für die lithologischen Bezeichnungen. Die Namen der Gesteine wurden somit v. a. den bekannteren Verrucanowerken von MILCH (1892, 1896), AMSTUTZ (1954) und den neuesten Arbeiten von FISCH (1961) und HUBER (1960) entnommen. Die wenigen Abweichungen werden im Text direkt erwähnt.

Für die neu ausgeschiedenen Verrucanoserien mußten einige neue Bezeichnungen gefunden werden, die wir kurz zusammenstellen wollen:

#### a) *Bunte Serie:*

Bunte, meist schiefrige Serie basischer, vulkanischer Ablagerungen. Ergüsse meist grüne Chloritspilite (AMSTUTZ, 1954). Mächtige Karbonateinlagerungen. Unterster Verrucano im Untersuchungsgebiet.

Die Ausscheidung dieser Serie wurde schon von AMSTUTZ vorgeschlagen.

#### b) *Sunneberg-Serie:*

Saure Serie vulkanischer Ablagerungen, darunter massige Quarzporphyre mit großen Feldspäten. Wo die Genese dieser Gesteine im Feld und zum Teil auch unter dem Mikroskop nicht genau abgeklärt werden kann, verwenden wir die Bezeichnung Quarzporphyroide. Dabei kann es sich um Quarzporphyre, Quarzporphyrtuffe, Quarzporphyrarkosen und oft auch um eigentliche Ignimbrite handeln. Mitten in der Serie finden sich einige aquatische Sedimente, worin auch etliche, leider nicht horizonttypische Fossilien gefunden wurden.

TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) hat in seiner *Sonneberg-Serie* eine fast völlig analoge Gesellschaft zusammengefaßt.

#### c) *Hanenstockkeratophyre:*

Mesokrates, wohl vorwiegend vulkanisches Gestein, das sich auf die Gegend um den Hanenstock beschränkt. Es nimmt chemisch gesehen eine Übergangstellung ein zwischen Spiliten und Quarzporphyren (Keratophyr). Tektonische Verschieferung und detritische Aufbereitung verwischen oft den ursprünglichen Habitus des Gesteins.

Die Ablagerung der Keratophyre dürfte mit der Sunneberg-Serie zusammenfallen.

Fig. 2

## LITHOLOGISCHE LEGENDE

	<i>basische Tuffe, Tuffite, verschieferte Spilite</i>		Kalk	
	<i>basische Ergüsse Spilite</i>		Dolomit	im allg.
	<i>saure Tuffe, Tuffite, verschief. Quarzporphyre</i>		dichter	Kalk Dolomit
	Quarzporphyre		brecciöser	K. D.
	Hanenstockkeratophyre		spätiger	K. D.
	Breccie Konglomerat		grober Sandstein Sernifit	
	grober Sandstein Sernifit		sandiger	K. D.
	Sandstein feiner Sernifit		tektonisierter Verrucano Chüetalmattschiefer	
	Quarzit quarzit. Sandstein		siltig - sandige Tonschiefer	
	Schiefer mit Karbonatknollen		Tonschiefer	
	siltig - sandige Tonschiefer		Mergelschiefer kalkige	
	mergeliger Kalk + schiefriger Dolomit		Rauhwacke	
			glaukonitisch	
			Schutt im allg.	

d) *Milchspüler- und Aueren-Serie:*

Recht bunte Vergesellschaftung von basischen Ergüssen (vorw. dunkle Hämatit-spilite) mit deren Tuffen, Tuffiten und mit detritischen Schiefen. Im SE mit den sauren Ergüssen verzahnt.

Milchspüler-Serie in Mürtschen—Axen-Decke, Aueren-Serie in Glarner-Decke.

e) *Basisbreccie:*

Über den erwähnten vulkanischen Serien liegt im ganzen Untersuchungsgebiet mit einiger Diskordanz eine polygene Breccie, die einen erheblichen Sedimentationsunterbruch zu markieren scheint.

f) *Kärpf-Serie:*

Rein detritische Serie, wobei von unten nach oben die Komponentengröße rasch zunimmt und mit dem Gipfelkonglomerat endet. Bemerkenswert sind exotische Gerölle.

In der Glarner-Decke, wo die der Serie f entsprechenden Ablagerungen viel mächtiger sind und wo sie den jüngsten Verrucano vertreten, gliedern wir diesen in die Abteilungen g—i.

g) *Untere Schiefer:*

Detritische bis leicht tuffitische, recht verschieden mächtige Zone mit feinen Schiefen und Phylliten, welche direkt der Basisbreccie aufliegen.

Die Zone entspricht den basalen Schiefen der Kärpf-Serie.

h) *Sernifitschiefer:*

Vorwiegend schiefrige Zone, welche nach oben immer mehr grobes Material aufnimmt und schließlich in den eigentlichen Sernifit im Hangenden übergeht.

Die Zone entspricht dem feinen Sernifit in der Kärpf-Serie.

i) *Sernifite:*

Ursprünglich wohl vorw. massiges, grobsandiges Gestein mit zahlreichen, meist eckigen Geröllen aus den vulkanischen Serien.

Am Grabenrand jüngstes Glied des Verrucano, der hier nach einer längeren Erosionszeit (Verwitterungsschicht) direkt von der Triastransgression überfahren wird.

Die Zone entspricht dem Gipfelkonglomerat in der Kärpf-Serie.

k) *Knollenschiefer:*

Meist eintönige Serie von vorw. blutroten, feinen Schiefen und Phylliten, worin stellenweise massenhaft Karbonatknollen eingelagert sind.

Jüngstes Glied des Verrucano im Grabeninnern.

## 2. TEKTONISCHE EINHEITEN <sup>1</sup>

(vgl. Fig. 3)

### 1. *Flysch unter den helvetischen Decken:*

Flyschmassen an der Basis der helvetischen Decken unter dem Lochseitenkalk. Die Massen wurden im südlichen Teil von G. STYGER (1961) gegliedert («Nordhelvetischer Flysch», Blattengrat-Schuppen, Sardona-Flysch).

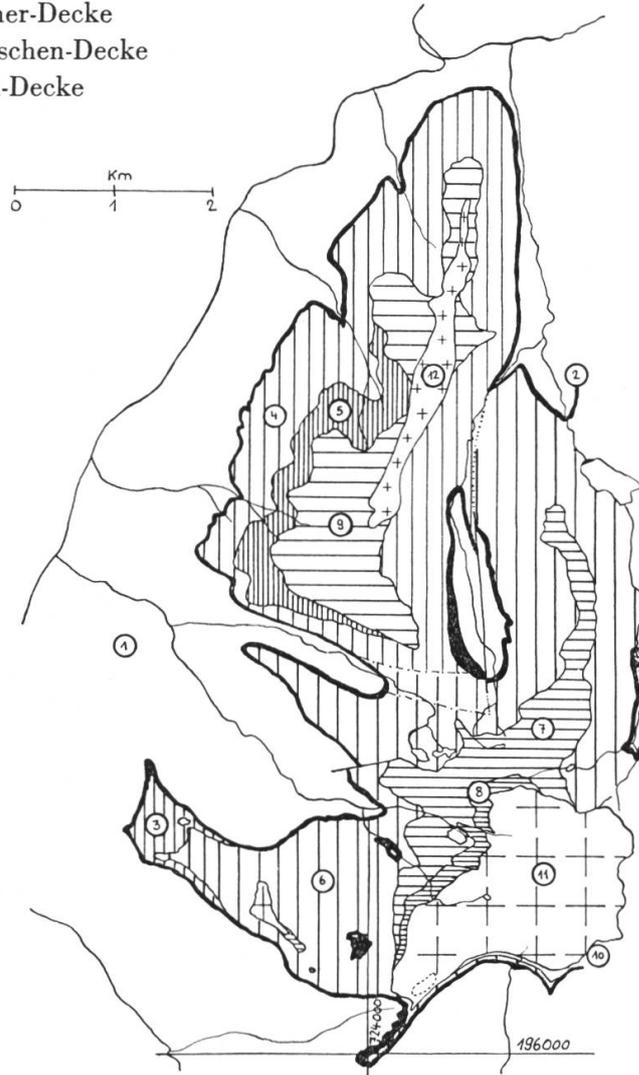
<sup>1</sup> Gegenüber der Diplomarbeit (erstgenannter Name) wurden folgende Namenänderungen vorgenommen: Firstschuppe in Saßberg-Schuppe, Gelbchopfschuppe in Bodenrus-Schuppe, Stellischuppe in Stelliboden-Schuppe, Saßbergsschuppe in Chüetal-Schuppe.

Fig. 3

*Tektonische Übersicht*

Kommentar vgl. «Benennungen» zu «Tekton. Einheiten»

3.— 6.: Glarner-Decke  
7.—10.: Mürtschen-Decke  
11.—12.: Axen-Decke



- 1. Flysch
- 2. Lochseitenkalk
- 3. Saßberg-Schuppe
- 4. Bodenrus-Schuppe

- 5. Stelliboden-Schuppe
- 6. Chüetal-Schuppe
- 7. Matzlengrat-Schuppe
- 8. Schafalp-Schuppe

- 9. Schönau-Schuppe
- 10. Chüeblad-Schuppen
- 11. Kärpf-Schuppe
- 12. Salengrat-Schuppe

## 2. *Lochseitenkalk:*

Karbonatische Mylonite an der Basis der helvetischen Decken, die mit der Typuslokalität an der *Lochseite* in Verbindung stehen.

Die Bezeichnung Lochseitenkalk (LK) hat hier vollkommen tektonischen Charakter und ist nicht mit einem lithologischen Begriff zu verwechseln.

## 3. *Saßberg-Schuppe:*

Tiefste, frontale Stirnaufspaltung der Glarner-Decke am Saßberg. Malm bis Eocän.

Glarner-Decke von OBERHOLZER, Saasbergschuppen (p. p.) von HELBLING, Schiltscholle von STAUB.

## 4. *Bodenrus-Schuppe:*

Hauptschuppe der Glarner-Decke in der Schönauegend, direkt auf dem LK. Geometrisch scharf von der Chüetal-Schuppe getrennt, mit der sie aber faziell und im inneren Bau fast völlig übereinstimmt. Verrucano bis Malm.

Glarner-Decke von OBERHOLZER, Saasbergschuppen (p. p.) von HELBLING, Schiltscholle (Mesozoikum) und Gufelstockscholle (Verrucano) von STAUB und BRUNNSCHWEILER.

## 5. *Stelliboden-Schuppe:*

Aufspaltung aus dem Rücken der Glarner-Decke in der Schönaue. Verrucano bis Trias.

Mürtschen-Decke von OBERHOLZER, Gufelstockscholle von STAUB und BRUNNSCHWEILER.

## 6. *Chüetal-Schuppe:*

Größte, Kernschuppe der Glarner-Decke. Alle anderen Schuppen lassen sich daran angliedern. Bis in den Verrucano hinein verfaltet. Verrucano bis Malm.

Glarner-Decke von OBERHOLZER, umfaßt Teile von Saasbergschuppen und Stammdecke von HELBLING, ebenso Teile von Schilt- wie Gufelstockscholle von STAUB.

## 7. *Matzlengrat-Schuppe*

Frontale, tiefste Schuppe der Mürtschen-Decke, die hinter dem großen Siwellenbruch stecken geblieben ist. Verrucano bis Trias.

Mürtschen-Decke (p. p.) von OBERHOLZER.

## 8. *Schafalp-Schuppe:*

Basale Scherbe der höheren Schuppen der Mürtschen-Decke, die noch hinter dem Siwellenbruch stecken geblieben ist. Verrucano.

Mürtschen-Decke (p. p.) von OBERHOLZER.

## 9. *Schönaue-Schuppe:*

Größte Schuppe der Mürtschen-Decke, die bis in den Glärnisch zu verfolgen

ist. Wurde aber als höchste Einheit der Decke teilweise von der Axen-Decke völlig weggewalzt. Verrucano.  
Mürtschen-Decke von STAUB, BRUNNSCHWEILER und OBERHOLZER (p. p.).

10. *Chüebled-Schuppe:*

Ausläufer der großen Verrucanomasse der Gandstockkette unter der Axen-Decke des Kärf. Mürtschen-Decke. Nur tiefster Verrucano.  
Mürtschen-Decke (p. p.) von OBERHOLZER.

11. *Kärpf-Schuppe:*

Wird zusammen mit der Bützistock-Schuppe als tiefste Aufspaltung der Axen-Decke im Verrucano angesehen. Verrucano.  
Mürtschen-Decke (p. p.) von OBERHOLZER.

12. *Salengrat-Schuppe:*

Tiefste mesozoische Aufspaltung der Axen-Decke in Form einer liegenden Falte. Loser Zusammenhang mit eiszeitlich abgesackten Liaspaketen beidseitig des Grates. Verrucano bis Dogger.  
Teil der abenteuerlichen Falte Schönau—Etzelstock—Bleitstock von ROTH-PLETZ, OBERHOLZER stellt den Etzelstock zur Axen-Decke s. str. und den Salengrat zur Braunwalder Zwischendecke.

Die Glarner-Decke umfaßt somit die Schuppen 3—6, die Mürtschen-Decke die Einheiten 7—10, während 11—12 der Axen-Decke zugeordnet werden.

In dieser Arbeit wird stets scharf unterschieden zwischen tektonischer Einheit und der oft damit vermengten Zusammenfassung von Gebieten ähnlicher Fazies.

## *B. Historisches*

Der Rückblick in die Geschichte der Glarner Geologie ist ein gewichtiger Rückblick in die Alpengeologie überhaupt. Die großartige Lagerungsstörung dieses Gebietes hat immer wieder die berühmtesten Forscher in ihren Bann gezogen. Wir wollen aber hier die geschichtliche Entwicklung der Geologie im Glarnerland nicht im Detail behandeln, ich möchte viel eher auf die ausgezeichneten Ausführungen hinweisen, die R. STAUB 1954 hierüber veröffentlicht hat. Wir wollen nur die wichtigsten Punkte berühren, zuerst allgemein, dann v. a. was unser Gebiet betrifft.

Erst gegen das endende 18. Jahrhundert wurde das Interesse an der Geologie durch SAUSSURE stark gefördert. Die wissenschaftlich geologische Forschung machte dann in der Folge durch HANS CONRAD ESCHER VON DER LINTH rasche Fortschritte. Er durchstreifte in unzähligen Reisen die östlichen Alpen und sammelte ein ungemeines Wissen, das leider kaum publiziert worden ist. Durch seine Ausführungen wurde 1803 LEOPOLD VON BUCH zu seiner berühmten «Profilreise» angeregt. 1807 beschreibt ESCHER als erster die Auflagerung älterer auf jüngere Gesteine. Sein Sohn ARNOLD ESCHER hat dann zusammen mit BERNHARD STUDER die eigentliche Grundlage zu Stratigraphie und Tektonik gegeben. Er war der erste Forscher, der eine Bedeckung jüngerer Formationen durch ältere Gesteine infolge gewaltiger Überschiebungen annahm. Ähnlich wie STUDER vertrat er also schon damals eine völlig moderne Auffassung. Auch G. THEOBALD, als erster Kenner des Tödigebietes, war ursprünglich für eine Überschiebung im Verrucano von Süden her. Bald geriet er jedoch völlig unter den Einfluß von ALBERT HEIM und revidierte seine Ansichten zu dessen Gunsten. HEIM zeichnete erstmals 1871 zwei Überschiebungsfalten, eine von Norden und eine von Süden geschobene. Diese berühmte Theorie der Glarner Doppelfalte beherrschte nun lange Zeit die Geologen, stellte sich dann aber in der Folge als Frucht falscher Deutungen, u. a. der scheinbar südwärts gerichteten Scharniere im Malm des Griesstockes heraus. Schon 1894 versuchte M. BERTRAND die Doppelfalte wieder im Sinne ESCHERS in eine Überschiebungsdecke umzudeuten, doch konnte sich die Theorie von HEIM trotz sich häufenden Widersprüchen noch halten. Vor allem A. ROTHPLETZ, der auch durch die Postulierung von Grabenbrüchen im Linthtal bekannt wurde, stellte sich als höchst unbequemer Gegner von HEIM heraus, da er als vielgewanderter Geologe hauptsächlich die Feldbeobachtungen von HEIM teils zu Recht, teils auch zu Unrecht scharf kritisierte. Aber erst die Werke von HANS SCHARDT (1893) und MAURICE LUGEON (1901) verhalfen der neuen und auch ursprünglichen Idee einer einzigen Überfaltungsdecke endgültig zum Durchbruch. Als 1905 ARNOLD HEIM einen ersten Überblick im neuen Lichte gab, war diese Idee gesichert. 1933 gibt JAKOB OBERHOLZER sein gewaltiges Werk «Geologie der Glarneralpen» heraus, wobei er auch die Ansichten von ARN. HEIM berücksichtigt. Dieses Werk ist heute noch das brauchbarste für den Kanton Glarus, v. a. seine Einteilung der ganzen Schubmasse kann sich trotz vielen Anfechtungen auch heute noch zeigen lassen. 1938 stellt ROBERT HELBLING neue Theorien des Deckenmechanismus auf. Er sieht Ab-

schersungsdecken, Verschiebungen an listrischen Flächen und Bruchüberschiebungen, worauf allerdings schon ROTHPLETZ hingewiesen hatte. Die neuesten großen Werke über die Glarneralpen stammen von RUDOLF STAUB (1954, 1961), der OBERHOLZERS und HELBLINGS Ansichten zu kombinieren sucht und Beobachtungen seiner Schüler verwertet. Er teilt die alte Glarner-Decke in Schiltscholle und Gufelstockscholle und will Mürtschen- und Axen-Decke nicht sehr tief trennen und zu einer «Klönthaler-Decke» zusammenfassen. Seine großzügige Betrachtungsweise ist allerdings nur schwer zusammenzufassen oder zu kritisieren, doch scheint sich nach den neuesten Forschungen eine neue Synthese der Glarner Geologie aufzudrängen.

Meinem Untersuchungsgebiet wird erstmals in ESCHERS Tagebüchern (1834) vermehrte Aufmerksamkeit gewidmet. Er arbeitet v. a. im Süden, am Saßberg. Hier verbindet er die Kalkplatte des Saßberg mit dem Kalkmylonit (Lochseitenkalk) von Tüschlen. Er scheint den Melsersandstein auf der hinteren Siwelle als solchen erkannt zu haben, den OBERHOLZER später doch als Quarzporphyr kartiert. 1864 stellt ESCHER das NW-Fallen der Saßberg-Unterfläche fest und versucht die Stratigraphie der Platte zu ergründen. Er trennt den Bützistock als Klippe scharf ab, sieht Verfaltungen und ahnt eine Verschuppung eher zeichnerisch. Die Profile unter dem Bützistock sind recht genau, sie werden später von ALB. HEIM benutzt. Die stets wechselnden Skizzen zeugen aber doch von der Unsicherheit ESCHERS. Für ALB. HEIM paßt der Saßberg in seine «Nordfalte». Er dürfte hier aber kaum Begehungen gemacht haben (wie ROTHPLETZ mehrmals zynisch bemerkte), sondern sich meist auf Beobachtungen von ESCHER gestützt haben. HEIM meint, der basale Flysch stehe mit dem Tertiär auf dem Saßberg in engem Zusammenhang. A. ROTHPLETZ behandelt den Saßberg 1894 und 1898. Er greift das Problem des Lochseitenkalkes auf und gibt eine zum Teil recht genaue Karte. Seine Profile durch Saßberg—Bützistock zeigen wohl ein Faltensystem, sind aber wesentlich ungenauer als die Skizzen von ESCHER. Er weiß nicht, ob der LK schon helvetisch sei, erkennt ihn aber als eine vom Saßberg getrennte tektonische Einheit. Den Sernifit (Verrucano) teilt er in eine untere und eine obere Stufe, wobei er zur letzteren auch die gesamte Trias zählt. Saßberg—Bützistock—Kärpf sind bei ihm eine einzige tektonische Einheit, während er Siwelle und Schönau bereits als verschuppt betrachtet. Er zieht diese Schuppenlinie

mitten durch die Falten der Siwelle auf Grund eines merkwürdigen Liasrestes und an der Schönau unter dem oberen Triasband, dessen Lagerung ihn sichtlich verwirrt. Er verbindet diese Trias mittels einer Falte direkt mit dem Lias des Etzelstockes und von hier ebenso direkt mit dem Dolomitband auf den Bleitstöcken, was dann eine recht abenteuerliche Geschichte ergibt.

Das erste große und heute noch brauchbarste Werk in stratigraphischer und tektonischer Hinsicht ist dasjenige von OBERHOLZER (1933), worauf wir im Text jeweils eingehen werden. Er unterscheidet auf den basalen Flysch geschoben:

1. *Lochseitenkalk*

Meist gesonderte, am Saßberg mit dem Malm verbundene Lamelle, die er als ausgewalzten Mittelschenkel ansieht.

2. *Glarner-Decke:*

Saßberg und dem LK direkt aufgelagertes Mesozoikum der Schönau-Siwelle. Verrucano sernifitisch.

3. *Mürtschen-Decke:*

Restliches Verrucanogebiet im Freiberg. Der Verrucano führt Eruptiva und ist vorw. phyllitisch.

4. *Axen-Decke:*

Lias von Salengrat-Etzelstock.

ROBERT HELBLING löst dann 1938 dieses Gebilde in weitere Schuppen auf. Die Glarner-Decke wird abgeschafft, an ihre Stelle treten eine Schilt-Decke und eine Gufelstockscholle, welche mit der darüberliegenden Mürtschen-Decke gemeinsame Wurzeln haben sollen. Dahinter teilt er seine *Verrucano-Stammdecke* in vier weitere Schollen auf, während darüber eine Lias- und eine Dogger-Decke die «alte» Axen-Decke ersetzen sollen. Den Saßberg und alle mit ihm faziell verwandten Elemente faßt er zu den sog. *Saßbergschuppen* zusammen. Diese sollen an der Basis der helvetischen Hauptüberschiebung als subhelvetische Schürflinge aus dem Gebiet Vorab—Tschepp mitgerissen worden sein.

G. C. AMSTUTZ (1954) bearbeitet die Ergußgesteine der Freiberge, wobei allerdings die basischen Laven bevorzugt werden. Er macht auch einige tektonische Funde, welche in späteren kleinen Schriften publiziert werden.

R. STAUB gibt 1954 eine klare, großzügige Zusammenfassung der vorhandenen Beobachtungen, die er zum Teil in einem neuen Lichte sieht. Diese große Arbeit wird dann 1961 durch das letzte Werk unseres großen

Meisters ergänzt und zum Teil abgeändert. STAUB teilt den Saßberg klar in Schuppen auf und erkennt als erster die deckentrennende Bedeutung des oberen Triasbandes der Schönau richtig. Merkwürdigerweise übernimmt er fast kritiklos die Auffassung von HELBLING, indem er Verrucano und Mesozoikum recht tief trennen will, obwohl sie sichtlich miteinander verfaltet sind. Ebenso merkwürdig ist die Zuordnung des Lochseitenkalkfensters der Chüetalmatt zum Gufelstockmesozoikum. Im Großen übernimmt er die Einteilungen und Deckengrenzen von OBERHOLZER.

Offensichtlich sind die Ausführungen von STAUB im Untersuchungsgebiet stark von den Beobachtungen von BRUNNSCHWEILER beeinflusst, der die helvetische Trias beschreibt (1948) und später eigenartige, faziestektonische Ansichten zum besten gibt (1960).

R. TRÜMPY beschreibt 1949 den Lias im Gebiet, wobei er am Salenkrat—Etzelstock drei dachziegelartig übereinanderliegende Schuppen zu sehen glaubt.

G. STYGER gliedert 1961 die basalen Flyschmassen.

Wir wollen doch auch noch die bedeutendsten Werke über die unmittelbar benachbarten Gebiete aufführen. L. WYSSLING (1950) untersuchte die Vorabgruppe und näherte sich am Hausstock dem Untersuchungsgebiet dieser Arbeit, doch fehlt seiner Verrucanogliederung noch eine klare Linie. C. SCHINDLER (1959) bearbeitet die Glärnischgruppe, wobei sich der schwächliche Verrucano recht gut mit dem Freiberg vergleichen läßt.

R. HUBER (1961) bearbeitet das Schiltgebiet und W. FISCH (1961) das östliche Sernftal, wobei sie sich v. a. dem Verrucano widmen. Es gelingt den beiden, erstmals eine vernünftige Verrucano-Stratigraphie aufzustellen, die eine klare Linie aufweist. Wir werden im Text mehrfach auf diese beiden Werke eingehen müssen.

Vor allem für die Stellung des Saßberges sind die Arbeiten von F. FREY in der Claridengruppe, welche vor ihrem Abschluß stehen, von großer Bedeutung.

### *C. Problemstellung*

Der Zweck dieser Untersuchungen war eigentlich ein dreifacher: Erstens sollte einmal das ganze Gebiet auf neuen kartographischen Unterlagen geologisch neu aufgenommen werden. Zweitens sollte versucht wer-

den, die bisher ungegliederte Verrucanomasse stratigraphisch zu ordnen. Damit sollte dann das dritte Problem gelöst werden, den tektonischen Bau aufzuklären. Natürlich greifen diese drei Probleme alle ineinander, sodaß sie niemals isoliert gelöst werden können.

Die Kartierung des Gebietes wurde auf den Grundbuchplänen des Kantons Glarus im Maßstab 1:10 000 durchgeführt. Das entstandene geologische Kartenbild ist vielfach ein völlig anderes als das bisher bekannte, da in stratigraphischer, tektonischer und nicht zuletzt in morphologischer Hinsicht viele Sachen anders interpretiert worden sind. Ich habe dabei versucht, auch dem kleinsten Hinweis Rechnung zu tragen um nicht auf Kosten der Genauigkeit ein vielleicht im Augenblick besser verständliches Kartenbild zu erhalten. Die Originalkartierung ist im Geologischen Institut der ETH deponiert und soll später für die Blätter «Linthal» und «Elm» des Geologischen Atlas der Schweiz, 1:25 000, verwendet werden.

Bei der stratigraphischen Gliederung des Verrucano mußte der Versuch bald einmal aufgegeben werden, kleinere Schichtpakete auszuscheiden und eigentliche Leithorizonte zu finden. Wie FISCH und HUBER in den nördlich anschließenden Gebieten versuchte ich dann, den Verrucano in *Serien* zu ordnen. Zum vornherein lagen die Verhältnisse hier etwas anders, da der Anteil an vulkanischen Gesteinen viel größer war. Die petrographische Bearbeitung dieser Gesteine hatte bereits AMSTUTZ ausgeführt, sodaß ich das Problem eher vom feldgeologischen Standpunkt aus ansehen konnte. So wurden schließlich verschiedene Gesteinsgesellschaften erkannt, welche zu Serien geordnet wurden. Der ganze Verrucano scheint dabei im Großen zweigeteilt zu sein, indem sich im unteren die vulkanitreichen und im oberen Teil die rein detritischen Serien finden. Dazwischen konnte stellenweise eine ziemliche Diskordanz festgestellt werden. Die Trennung in zwei Abteilungen scheint die einzige durchgehende Trennung zu sein, während die Seriengrenzen rein lithologischen Charakter haben. Auf Fig. 17 habe ich versucht, die Serien einigermaßen in ihre ursprüngliche Lage im Verrucanograbens zurückzuglätten.

Neben der stratigraphischen Unterteilung des Verrucano wurden auch noch einige wichtig scheinende Beobachtungen in der Trias gemacht, wogegen die jüngeren Gesteine lediglich zum Kartieren näher untersucht wurden.

Mit Hilfe dieser stratigraphischen Gliederung und dank der genaueren Karte konnte das tektonische Problem weitgehend gelöst werden. Ja es wurde nach der stratigraphischen Auflösung des Verrucano Hauptauf-

gabe, die Tektonik besser kennen zu lernen. Es stellte sich bald heraus, daß die Großeinteilung von OBERHOLZER wohl im allg. noch brauchbar erschien, daß aber doch mit mehr kleineren Komplikationen zu rechnen sei. So wurde eine große Anzahl von Terraintagen dazu verwendet, den geometrischen Schuppengrenzen nachzugehen, um sie möglichst genau auf die Karte zu bringen. Zu weiteren Vergleichen wurden v. a. die Faltenachsen benutzt. Die tektonische Gliederung wurde also zunächst auf rein geometrischer Basis aufgestellt, und fazielle Vergleiche wurden erst in zweiter Linie herangezogen. So stellte sich bald die eigenartige tektonische Situation heraus, welche zum Teil schon STAUB angetönt hatte: Die Decken werden gegen Westen zu immer vermehrt in kleine Schuppen und Schüppchen aufgelöst.

Im allg. übernehmen wir aber die Großeinteilung von OBERHOLZER mit Glarner-, Mürtschen- und Axen-Decke. Die oberste Schuppe im Verrucano des Kärfpf wird erstmals der Axen-Decke zugeordnet.

Ohne weiteres müssen wir zugeben, daß eigentlich nur gerade die wichtigsten hängenden Probleme aufgegriffen werden konnten. Es gäbe hier noch unendlich viel zu untersuchen. So konnte gerade der Petrographie nicht ganz der gebührende Platz eingeräumt werden. Ich habe wohl sehr viel Material gesammelt und angeschaut, kann aber die Untersuchungen aus Platzmangel nur zum Teil wiedergeben. Es wäre hier genügend neuer Stoff für eine detaillierte Arbeit vorhanden.

# Profile, lokale Notizen

## I. Lochseitenkalk

Der Lochseitenkalk (LK) ist im allg. recht gut aufgeschlossen.

Profil 1: NW von Türchlen (Koord. 723900/198960/1830)

unten Blattengratflysch i. a., verzahnte Grenzfläche

### Quintnerkalk

1. 0,5 m hell-weißgrau anwitt., i. Br. grauer, schlieriger, sehr zäher Kalk mit Fetzen von 2, scharfe Grenze.
2. 0,8 m beige-grau anwitt., i. Br. hellbeige-grauer, sehr stark dynamometamorpher Kalk mit feinen Kalzitschnüren. Scharfe Grenze.
3. 0,8 m beige-grau anwitt., i. Br. grauer, zäher Kalk mit Kalzitflecken. Scharfe Grenze.

### Breccie

4. 0—0,2 m leicht bis eher stark dol. Breccie tektonischer Entstehung, Komponenten von 3 und 5. Unscharf begrenzt.

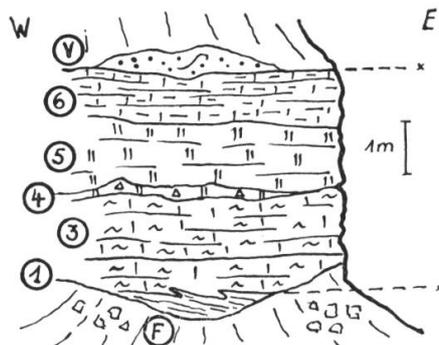


Fig. 4  
Lochseitenkalk bei Türchlen

### Rötidolomit

5. 0,4—1,3 m rötlichgelb anwitt., i. Br. beiger, recht feiner Dolomit mit vielen Kalzitäderchen. Scharfe Grenze.

Schiltkalk (?)

- |      |           |  |
|------|-----------|--|
| 6.   | 0,9—1,5 m | hellgrau anwitt., i. Br. dunkler, leicht mergeliger, feingebankter Kalk mit ausgewalzten, ockergelben Zwickeln. Die Oberfläche des LK ist hier in bis 10 cm hohe Wellen gelegt. Die Grenze zum Hangenden ist scharf. |
| oben |           | verfältelter, recht feiner Sernifit, zuunterst noch mit aus dem Liegenden aufgerissenen Kalkknollen.   |

Beinah dasselbe Profil ließe sich auch am S-Abhang des Heuergrates aufnehmen. Es zeigt sehr gut, daß wir es beim LK nicht nur mit einer einzelnen, stratigraphischen Schicht zu tun haben. Obwohl wir den LK nur selten in der obigen Form finden können, ist dieses Profil sehr typisch. Neben dem üblichen Quintnerkalk ist sicher auch Trias und Schiltkalk am Aufbau beteiligt. Die Lagerung ist stark gestört, die scharfen Grenzen sind tektonischer Natur, wie auch die dolomitische Breccie. Meist ist der LK eher eintöniger ausgebildet. Es handelt sich dann um einen dunklen, leicht marmorisierten Kalk, der sich nur nach seinem Deformationszustand gliedern läßt.

Profil 2: Chalchstöckli (Koord. 724200/196150/2440)

- |       |         |   |
|-------|---------|---|
| unten |         | Blattengratfleysch i. a.  |
|       |         | Kreidekalk?   |
| 1.    | 0—2,5 m | braungelb anwitt., i. Br. dunkelblaugrauer, leicht mergeliger Kalk mit Kalzitadern.<br>Unebene, scharfe, gezackte Grenze. |
| 2.    | 0—4 m   | braungelb anwitt., i. Br. beiger, feiner Kalk. Gezackte Grenze.   |

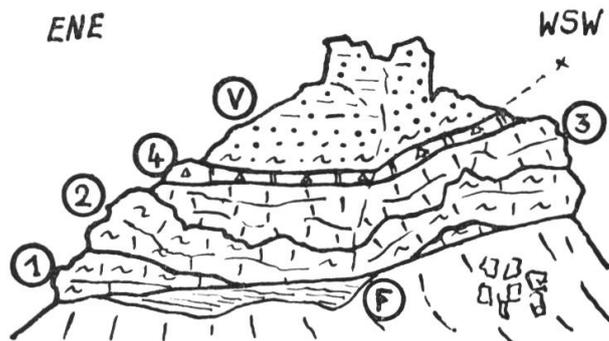


Fig. 5  
Lochseitenkalk am Chalchstöckli

- Troskalk?
3. 0—4 m hellgrau anwitt., i. Br. hellgrauer, schlieriger Kalk.  
Unscharfe Grenze.
- Rötidolomit
4. 0,5—1,5 m gelblichrot anwitt., i. Br. heller bis weißer, dichter oder körniger  
Dolomit, viele Kalzitadern.  
Sehr scharfe Grenze.
- oben feiner Sernifit.

Es scheint, daß hier auch Kreide und Troskalk am Aufbau des LK beteiligt seien. Die Lagerung ist wieder verkehrt mit der Trias oben. Auffallend sind die Abgrenzungen der einzelnen Glieder, sie scheinen oft eher verwischt zu sein. Das Phänomen dieser stark gezackten Grenzen erinnert sofort an Stylolithe. Es läßt sich aber nirgends mit Sicherheit feststellen, ob an diesen Grenzen tatsächlich Überreste von verschwundenen Schichtgliedern zu suchen wären. Es zeigt sich aber wie in anderen Gebieten, daß nichtkarbonatische Gesteine, z. B. diejenigen des unteren Dogger, im LK nicht vertreten sind. Er setzt sich lediglich aus Kalk- und Dolomitgesteinen verschiedener Herkunft zusammen.

## II. Glarner-Decke

### A. SASSBERG-SCHUPPE (i. e. S.)

In meinem Gebiet umfaßt einzig diese Schuppe das jüngste Mesozoikum, ergänzt durch ein schwächtiges Eocän. Infolge der Steilheit der Wände und der ungünstigen Intersektion auf der Hochfläche des Saßberges, sowie der tektonischen Komplikationen ist es fast unmöglich, ein einigermaßen gutes Detailprofil aufzunehmen. So mußten wir zu einem Sammelprofil Zuflucht nehmen.

Profil 3: Sammelprofil (vgl. Fig. 6)

unten tektonische Grenzen gegen LK oder Chüetal-Schuppe.

#### Quintnerkalk

1. 20—35 m hellgrau anwitt., im Bruch dunkler bis schwarzer, dichter bis leicht mergeliger Kalk mit linsigen, leicht dolomitischen Lagen und Bändern. Übergang.

#### Troskalk

2. 10—20 m weißlichgrau anwitt., i. Br. unten noch dunkler, oben aber fast weißer bis lilafarbiger, porzellanartiger, dichter, massiger, muschelartig brechender Kalk. Selten sind dünne, dunkle Schlieren. Gegen die Kreidegrenze treten in den hellen Kalken wieder dunklere Brocken auf. Grenze meist übergehend.

#### Zementsteinschichten

3. 0—5 m graubraun schlierig anwitt., i. Br. beigegrauer, mergeliger Kalk. Echte Mergel nur in spärlichen Lagen, stark verwalzt. Gegen oben massige Fetzen hell anwitt., hell marmorisierten Kalkes. Die Mergelkalke sind gelegentlich etwas sandig.  
Übergang oder tektonisch scharfe Grenze.

#### Öhrlischichten

4. 3 m düster braungrau anwitt., i. Br. dunkelgrauer Kalk mit dunklen Tupfen, meist stark geplattet. Steilwand.  
DS: In der kalkig-mergeligen Grundmasse finden sich mäßig häufig gut gerundete Fossiltrümmer, welche für die onkolithische Ausbildung verantwortlich sind. Zuweilen etwas sandig. Feinverteilte Hämatitbildungen.
5. 2,5 m grau und lilagrau anwitt., i. Br. dunkler-lilagrauer, mergeliger Kalk, oft leicht verschiefert. Stärker mergelige Partien sind vom Rest durch eine Kalkkruste getrennt.  
DS: Schalentrümmer wieder gut gerundet, Onkolithbildung. Grundmasse eher mergelig.
6. 2 m grau-braun schlierig anwitt., i. Br. dunkler-grauer, kalkiger Mergel. Wenige detritische Kalkfetzen. Fragliche Organismenreste (Ech., Bryozoen?), meist gerundet.
7. 1—2 m gelbgrau-hell anwitt., i. Br. graubeiger, sandig-mergeliger, leicht spätiger, zuweilen muschelartig-splittrig brechender Kalk. Die von Auge sichtbaren dunklen Tupfen sind um Schalenreste gebildete Ooide.  
Grenze verschwommen oder tektonisch scharf.

#### Valanginiankalk

8. 15 m ? graubräunlich anwitt., i. Br., heller-grauer, sandiger Kalk. Mächtigkeit extrem schwankend.  
DS: Leicht mergeliger Kalk mit großem Quarzsandgehalt, oft siltig. Die Quarzkörner sind recht gut gerundet. Wenige Ooide um undefinierbare Schalenreste, Ooidbildung erst im Anfangsstadium.  
Dieser Kalk ist seitwärts verzahnt mit

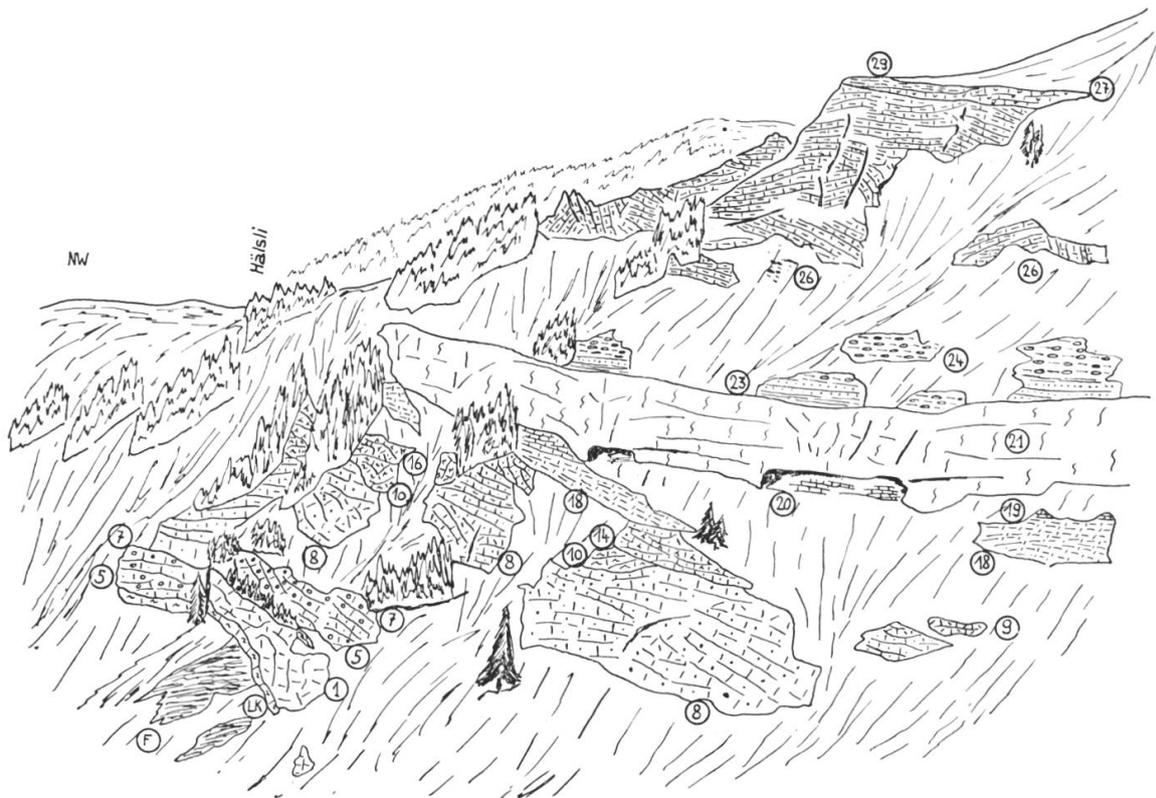


Fig. 6  
Saßberg W-Ende

9. 2—5 m graubraun anwitt., i. Br. graue, flach getafelte, grobkörnig-grob-spätige Echinodermenbreccie.

DS: Grundmasse kalkig-mergelig, oft stark siltig. Neben gerundeten Quarzkörnern viel gut gerundete Plagioklase. Die Hauptmasse der detritischen Komponenten besteht aus verschiedenen großen Echinodermentrümmern, von denen einige beginnende Ooidbildung zeigen.

10. 5 m ? stark tektonisierte Zone von Kalken wie 8, viele orangefarbene Kalzitadern.

11. 2 m ? wie 10, vollkommen entstellt, lochseitenkalkähnlich.

12. 0,5 m Pygurusschicht?

beigegrau anwitt., i. Br. grauer Kalk mit großen, sandigen, ocker-gelben Ankeritzwickeln. Nur lokal gefunden, unsichere Zone. Scharfe, tektonische Grenze.

#### Kieselkalk

13. 1,5 m dunkelgrau anwitt., i. Br. fast schwarzer, leicht mergeliger und stark siltiger Kalk mit kleinen Schalenresten. Leicht geplattet.

14. 2 m braungrau anwitt., i.Br. beige-grauer, leicht sandiger, mergeliger Kalk mit etwas Pyrit, stark verschiefert.  
DS: Einzelne Fossiltrümmer zeigen Anwachsringe aus reinem Kalzit, beginnende Ooidbildung. Quarzkörner schlecht gerundet.
15. 0,2 m gelbbraune, feinblättrige, weiche Mergelschiefer. Unsichere Zone.
16. 2 m düster dunkelbraun anwitt., i.Br. fast schwarzer, stark siltig-sandiger Kalk, schwach mergelig. Selten echte Kieselbildung, lokal Glaukonit. Fragliche Fossiltrümmer.  
Markantestes Glied des KK, hervorwitternde Steilwand.  
Scharfe Grenze zum Hangenden.

#### Altmansschichten

17. 3 m düster graubraun anwitt., i.Br. dunkelgrauer, mit feinen Kalzitadern ziselierter, stark mergeliger Kalk, leicht sandig, stark glaukonithaltig.

#### Drusbergschichten

18. 2,5 m grau-hellgrau anwitt., i.Br. dunkelgraue, mergelige Kalkschiefer mit schwachem Glaukonitgehalt, etwas sandig.
19. 2,5 m braungrau anwitt., i.Br. grau-beige-grauer Kalk. Übergang in
20. 2 m graubraun anwitt., i.Br. dunkle, schwach mergelig-siltige Kalkschiefer  
DS: Stark organogen-detritisch, ähnlich Schrattenkalk. Etwas Magnetit.  
Übergang in

#### Schrattenkalk

21. 10 m ? hell körnig anwitt., i.Br. hellbeiger bis etwas dunklerer, vorw. massiger, lokal etwas siltiger Kalk. Der hellere Typ überwiegt, der dunklere ist in Schlieren zu finden.  
DS: Feine detritische Schalenreste in Form von Onkoiden und Stäbchen sind häufig, organogen-detritisch. Meist undefinierbare Reste, ev. Milioliden, Bryozoen, Echinodermen?  
Die Oberkante der Fluh tritt im Gelände sehr deutlich hervor, die Grenze zum Hangenden ist also sehr scharf (Schichtlücke).

#### Orbitolinenschicht?

22. ? m stellenweise findet sich auf dem Schrattenkalk eine schlecht aufgeschlossene Zone weicher Gesteine. Sehr undefinierbare Zone, welche ev. bereits zum «Gault» gehören könnte. Es sind braungrau anwitt., i.Br. lilagraue, stark mergelige Kalkschiefer. Es wurden nirgends Orbitolinen gefunden.

## Gault

23. 1 m Siltschiefer.  
verschiedentlich mit Sicherheit direkt auf 21, düster anwitt., i. Br. graue, feinsandige, kalkfreie Schiefer mit etwas Glaukonit.
24. 5 m Knollenschichten?  
grau-braunschwarz anwitt., i. Br. graue, siltige Schiefer wie 23. Darin liegen mit eigenartiger Diskordanz zur Schieferung seewerkalkähnliche Knollen. Chlorit und Glaukonit häufig.
25. 0,5 m Turrilitenschicht?  
braungrau anwitt., i. Br. grauer, stark sandiger Kalk.  
DS: Auffallend geringer Glaukonitgehalt. Tonige Grundmasse mit gut gerundeten Quarzkörnern, Plagioklasen, Schalenresten.  
Textur richtungslos.  
Scharfe, schlecht aufgeschlossene Grenze.

## Seewerkalk

26. 12 m hell-bräunlich anwitt., i. Br. dunkler, plattiger, von feinen Tonhäuten durchzogener, stets leicht siltiger Kalk. Im unteren Teil noch etwas Glaukonit. Eigenartige schwarze Fetzen. Auf karriger Oberfläche transgredieren

## Bürgenschichten

27. 1,5—5 m Assilinengrünsand.  
düster dunkelgrün anwitt., i. Br. graugrünlich-bläulicher, stark sandiger Grünsandkalk mit sehr großem Glaukonitgehalt. Lokal viel Chlorit. In diesem Gestein finden sich viele, schlecht erhaltene, tektonisierte Reste von Assilinen.  
Übergang.
28. 0—1,5 m grau-braun anwitt., i. Br. dunkelgrauer, glimmerreicher, verschiefter, glaukonitischer, leicht kalkiger Sandstein bis Siltstein. Unsicherer Horizont. Übergang.
29. ? m Mergelschiefer  
dunkel anwitt., i. Br. dunkelgraue, siltig-mergelige Schiefer, gelegentlich quarzitischesandig.  
DS: Glaukonit, Chorit und Serizit treten v. a. in den sandigen Zonen auf. Häufig kleine, detritische Schalenreste.  
Lokal massenweise, dann plötzlich wieder fehlend, treten in dieser Zone gut erhaltene, große Assilinen auf. Es handelt sich vorw. um die große Spindel von *Assilina exponens* (J. DE. C. SOW.).
- oben Rücken des Saßberg, Überschiebung der höheren Schuppen.

Das Profil ist nur schematisch, da die Serien oft zur Unkenntlichkeit verwalzt sind oder gar fehlen. Wir dürfen somit bei Vergleichen niemals

ein fehlendes Glied als Indiz benutzen. Dies ist wohl nicht ganz unbedeutend, da oft Korrelationen auf Grund der Abwesenheit von bestimmten Gliedern gemacht worden sind. Immerhin ist der nordhelvetische Charakter der Ablagerungen offensichtlich.

Das Profil wurde v. a. aus Beobachtungen vom S-Abfall und der W-Stirn des Saßberg zusammengestellt.

## B. CHÜETAL-SCHUPPE

Erstmals finden wir hier Verrucano, dafür keine jüngeren Glieder mehr als Malm. Zu den tektonischen Komplikationen kommt die Unbestimmtheit der Verrucanostratigraphie als Fehlerquelle, sodaß es oft unsinnig wird, die Profile in detaillierter Form aufzuführen.

### Profil 4: Nördlich von Chüetal (Koord. 724250/198400/1950)

- unten                      Schutt, vorw. Hanggeröll mit Moränenmaterial vermengt.
- Sernifite
1. 1 m                      hell-rötlichbraun anwitt., i. Br. rötlicher und grünlicher, eher grobkörniger Sernifit. Massige Bank.
  2. 20 m                     braunrot anwitt., i. Br. rötlich-violetter, eher feiner Sernifit mit dünnen, linsigen Zwischenschaltungen von feinen Phylliten. Der Sernifit wirkt oft leicht geruschelt.
  3. 3 m                      starke Ruschelzone im Sernifit. Das Gestein wirkt durch die Quarzruscheln zäher und massiger.
  4. 20 m                     wie 2.
- Sernifitschiefer
5. 10 m                     wieder sehr stark tektonisierte Zone eines Wechsels zwischen siltigen-sandigen und sernifitischen Schiefern. Stellenweise etwas ausgebleicht. Schieferung tektonisch (Clivage). Wild verbogene Kalzitwickeln, die wahrscheinlich alte Reduktionsellipsoide sind.
- Untere Schiefer
6. 20 m                     violett-grau anwitt., i. Br. rote und violette, feine bis leicht sandige Phyllite mit vielen Reduktionsellipsoiden, deren größte Achse WNW streicht, und zwar genau parallel einem kleinen Bruch in der Nähe.
- oben                         Schutt, vorw. ausgewaschener Gletscherschutt.

In Analogie mit den Verhältnissen am Heuergrat, an der Siwelle und in der Schönau scheint das Profil verkehrt zu liegen, da dort der Sernifit stets an die Trias gebunden ist. Das Profil zeigt, daß unerwartet der Sernifit fast zur Unkenntlichkeit tektonisiert wird, wogegen die Schiefer oft heil bleiben. Wahrscheinlich besteht ein Zusammenhang zwischen der Ruschelung des Sernifites und der Verschieferung (Clivage) der feineren Zonen, wobei in den letzteren auch viele, heute mit Kalzit gefüllte Reduktionseilipsoide entstanden sind.

Profil 5: Übelbach (Koord. 724250/199800/1670)

- unten Lochseitenkalk.  
Scharfe, tektonische, wellige Grenze.
- Rötidolomit
1. 20 m rötlichgelb anwitt., i. Br. beiger-grauer, dichter Dolomit mit feinen und gröberen Quarzadern. Stellenweise etwas kalzitisch. Wellige, scharfe Grenze.
- Sernifite
2. 5 m «Plagioklasgneis»  
dunkel anwitt., i. Br. grüngrau-rötlicher, fein geschieferter Sernifit mit Serizitglanz auf den Spaltflächen. Grobe Gerölle selten.
  3. 35 m düster rötlichbraun anwitt., i. Br. roter-grüner-violetter-bräunlicher Sernifit. Darin finden sich auch feinere klastische Gesteine wie Siltschiefer und Phyllite. Große Gerölle von Quarzporphyr und Spilit.
  4. 50 m wie 3, aber deutlich leicht tektonisiert. Der Sernifit ist etwas feiner, Schiefer sind noch selten. Charakteristisch ist hier die eigenartige Zerstörung des Gesteines. Der Sernifit zerfällt in einen losen Grus und weist einen gering erhöhten Karbonatgehalt auf (vgl. S. 154, A 21). Er ist von schön geschwungenen Quarzruscheln durchzogen. Diese tektonische Fazies ist typisch für die Nähe der Blattverschiebung nördlich der Schönau.
- Sernifitschiefer
5. 80 m Wechsel zwischen sandig-siltig-phyllitischen Schiefen von roter-violetter-gräulicher-grüner Farbe und meist hellen, quarzitischen oder bräunlichen, eher feinen Sernifiten wie 3. Eine Ausscheidung der einzelnen Vertreter ist kaum möglich, da sie sich sehr stark verzahnen. Der Sernifit überwiegt unten, wogegen die Schiefer gegen oben überhand nehmen. Übergang in
- Untere Schiefer
6. 70 m hell rötlichbraun anwitt., i. Br. meist rötliche, seltener grünliche und violette, feinsandig-siltige Schiefer, Siltschiefer. Größere Linsen mit grobem Material aus grünlich verfärbtem, leicht quarzitischem Sernifit.

7. 90 m dunkel violettgrau anwitt., i. Br. meist graue und violette, seltener auch rote und grüne, meist feine, phyllitische Schiefer. Das Korn wird nach unten (strat.) immer feiner. Nur noch sporadisch finden wir hier gröbere, vorw. quarzitishe Einschaltungen.
- oben Siwellengrat.

Die verkehrte Lagerung der Serien ist hier offensichtlich, da wir unten eindeutige Trias haben. Die Seriengrenzen passen sich recht gut dem Faltensystem der vorderen Siwelle an, ohne daß jedoch im Verrucano die eigentliche Faltung direkt beobachtet werden könnte. Auffallenderweise kommt die Trias stets mit dem Sernifit, nie mit den typischen unteren Schiefen in Kontakt.

Die Serienabgrenzungen sind nicht sehr scharf, es findet eine allg. Korngrößenreduktion gegen unten statt. Interessant ist der mürbe Sernifit in der Nähe der Blattverscherung.

#### Profil 6: Niederenbach (Koord. 725980/202520/1270)

- unten Lochseitenkalk.
- Sernifite
1. 10 m «Plagioklasgneis» schmutzigrünlich anwitt., i. Br. grüner, selten auch bräunlicher, recht zäher Sernifit, stark tektonisiert. Übergang.
  2. 90 m düster rötlichbraun anwitt., i. Br. meist rötlicher und bräunlicher, seltener auch violetter oder heller, körniger Sernifit. Größere Linsen von roten, feinsandigen Schiefen. Selten bis kopfgroße Gerölle von Quarzporphyr. Grobe Klüftung, die NW streicht.
  3. 30 m wie 2, aber häufiger helle Farben, allg. etwas feiner.
- Sernifitschiefer
4. 60 m bräunliche, selten auch violette und grüne, sandig-siltige Schiefer. Einlagen von hellen, quarzitischen Linsen groben Sernifites.
- Untere Schiefer
5. 70 m rote und braune, seltener auch violette oder hellere, feinsandig-siltige Schiefer. Kaum grobe Gerölle, auffallend viel Muskowit.
  6. 50 m wie 2, aber einheitlicher ausgebildet. Feiner Sernifit mit vielen Schiefereinschaltungen, großer Muskowitgehalt. Unterscheidet sich eigentlich nur durch das gröbere Korn von 5.
  7. 60 m violette und graue, seltener rote, grüne und bräunliche, vorw. sehr feine, phyllitische Schiefer mit Serizitglanz auf den Spaltflächen. Viel Muskowit.

Die relativ zähen, aber blättrigen Phyllite sind oft unter flachen Schutzzonen verborgen. Bevorzugter Ort für Runsenanrisse.

Sernifitschiefer

8. 70 m wie 4, aber durchwegs fein verschiefert und ohne grobe Gerölle. Das Korn ist aber deutlich gröber als in 7.

Knollenschiefer

9. 40 m meist rote, selten auch grüne, phyllitische bis fast siltige Schiefer mit bis faustgroßen, hervorst., gelblichen, kalzitischen Karbonatknollen.

Chüetalmattschiefer

10. 10—20 m graue, violette und rote, siltige, meist fein geruschelte Schiefer, stellenweise auch spitz verfaltetes Clivage (Fig. 34). Leicht erhöhter Karbonatgehalt (vorw. Kalzit).

oben Überschiebung der Matzlengrat-Schuppe.

In diesem Profil haben wir eigentlich keinen Hinweis darauf, ob die Serien verkehrt oder normal liegen. Wenn wir aber die Verhältnisse wenig weiter südlich und am Schönauwestabhang betrachten, so können wir aus Analogiegründen annehmen, daß der Verrucano auch hier eine liegende Falte bildet, wie sie für die Glarner-Decke im Freiberg typisch ist. Der Verkehrtchenkel entspricht etwa der Bodenrus-Schuppe, der Normalchenkel der Stelliboden-Schuppe (vgl. Fig. 46). Dabei sind die Faziesvergleiche ziemlich einfach und klar, doch läßt sich die tektonische Konzeption leider nirgends direkt einsehen in diesem reinen Verrucanoprofil.

Profil 7: Trias östlich unter dem Bützistock  
(Koord. 723150/197420/2170)

unten Gletscherschutt.

Sernifite

1. rotbrauner, sehr schöner, körniger und recht grober Sernifit.  
2. 0,5 m grünliche, sandige Verwitterungszone des obersten Verrucano. Rauhe Oberfläche.

Melser-Serie

3. 2—5 m hell-grünlich anwitt., mit *Lecidea*-Flechten bewachsener, fast weißer, leicht verschieferter, sandiger Quarzit.  
4. 1—2 m Wechsellagerung von hell olivgrün anwitt., i. Br. gräulichen, feinen, sandigen Quarziten mit rötlichgelb anwitt., i. Br. beigen, sandigen zurückwitt. Dolomiten.

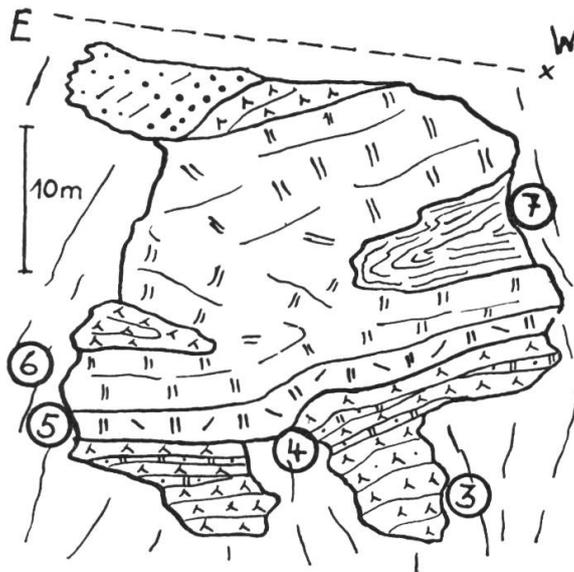


Fig. 7

Trias östlich unter dem Bützistock

Röti-Serie

5. 0—2 m Dunkelzugschichten  
dunkelocker anwitt., i. Br. dunkelgrauer, spätiger-leicht sandiger Dolomit.
6. 4—8 m Rötidolomit s. s.  
rötlichgelb anwitt., i. Br. grauer-beigegelber, feiner-dichter Dolomit mit bis fingerdicken Quarzadern.  
Scharfe, wellige Grenze.

Quarten-Serie

7. 3—? m Untere Tonschiefer.  
düster rot anwitt., i. Br. rote-blutrote, stark sandige Tonschiefer mit vielen kleinen, gut gerundeten Dolomitgeröllen. Scharfe Grenze.

Röti-Serie

8. 2—? m Rötidolomit s. s. wie 6.
9. 5 m feiner, spärlich bewachsener Gehängeschutt.

Melser-Serie

10. 2—? m wie 3.

Sernifite

11. 8 m wie 1, eher etwas feiner und stärker verschiefert.  
oben Überschiebung der höheren Schuppen.

Auf Fig. 7 ist das Falten-system in der Chüetal-Schuppe deutlich sichtbar, welches durch dieses Profil illustriert wird. Es können weder hier noch

sonst irgendwo Anzeichen gefunden werden, daß der Verrucano diese Falten in irgend einer Form (vgl. Tektonik) nicht mitmachen sollte, allerdings sind Umbiegungen im Verrucano kaum je sichtbar. Der zum Teil recht feine Sernifit liegt wieder eindeutig direkt unter der Trias.

Die Fazies ist typisch für diesen Bereich. In den höchsten Faltenstrukturen deutet sich bereits der Wechsel von Sernifit zu Knollenschiefern im jüngsten Verrucano an, indem der Sernifit langsam der feineren Fazies Platz macht.

Im Melsersandstein und im Dolomit finden sich hier recht hübsche, lokal angereicherte Kupfererze, wobei v. a. die farbenprächtigen Karbonate Azurit und Malachit dem Gestein ein typisches Gepräge geben. TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) glaubt an hydrothermale Bildungen triadischen Alters, doch könnte es sich auch um eine Remobilisierung der primären Kupferlagerstätten im vulkanischen Verrucano handeln (vgl. auch BÄCHTIGER, 1957 und 1960).

Profil 8: Unter den Heuerstöck (Koord. 723360/196800/2250)

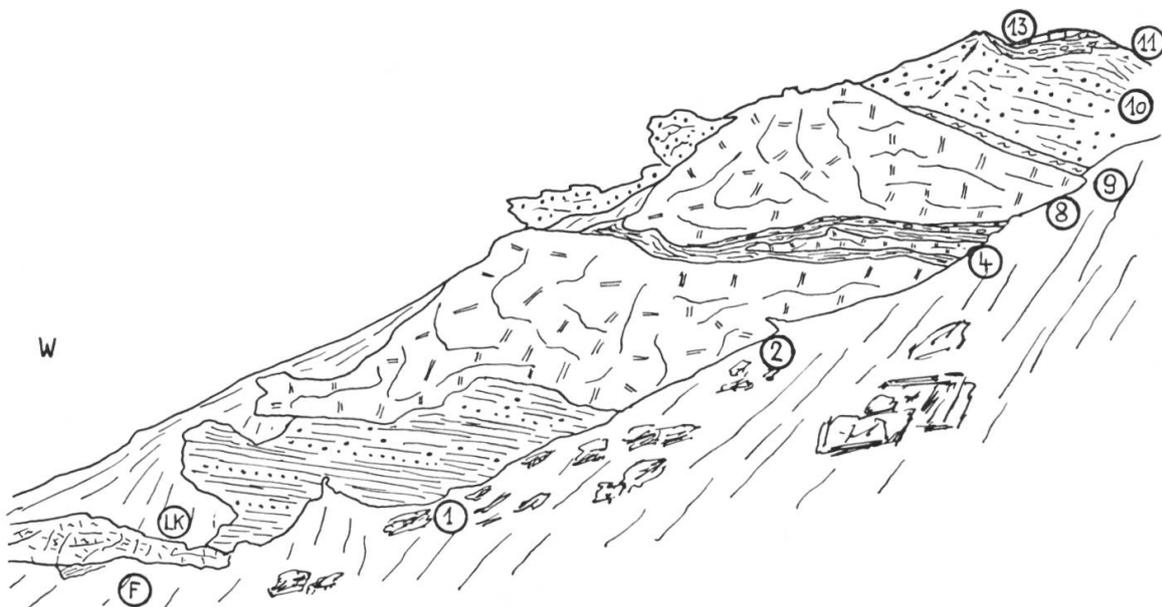


Fig. 8  
Unter den Heuerstöck

unten Lochseitenkalk, hier zweifellos tektonisierter Quintnerkalk. Scharfe, tektonische Grenze.

Quarten-Serie

1. 5 m düster grünlich anwitt., i. Br. gelbgrüne-olivgrüne, stark sandige Tonschiefer. Darin sehr gut erhaltene, glasklare Quarze und kleine, pentagondodekaedrische Pyrite. Ev. Knauerbreccie?

Röti-Serie?

2. 3 m graubeiger, dichter, oft leicht kalzitischer Dolomit, lokal etwas körnig.

Quarten-Serie

3. 0,5 m gelblichgrüne, seltener rote, stark sandige bis leicht konglomeratische Tonschiefer mit vielen kleinen Dolomitgeröllen, großen Quarzen und pentagondodekaedrischen und würfelförmigen Pyriten.

Röti-Serie

4. 1,5 m ocker anwitt., i. Br. beiger, dichter Dolomit.

Quarten-Serie

5. 1 m wie 3, Dolomitgerölle aber eher eckiger. Übergang.
6. 1,5 m blutrote, sandige Tonschiefer mit großen Dolomitknollen. Übergang.
7. 0,5 m gelbb beige, leicht sandige Tonschiefer, ev. Knauerbreccie.

Röti-Serie

8. 7 m grauer und beiger, feiner bis meist dichter Dolomit. Quarzadern.

Sernifite

9. 0,5—2 m düster grünlich anwitt., i. Br. grünlicher Sernifit, leicht kalzitisches. Tektonische Fazies, ähnlich dem «Plagioklasgneis».
10. 50 m rotbrauner-braunvioletter, eher grobsandiger, massiger Sernifit. Einschaltungen von feinen, siltigen Schieferzonen.

Knollenschiefer

11. 8 m rote und violette, feinblättrige, siltig-phyllitische Schiefer mit meist nußgroßen Karbonatknollen, die von einer grünen Haut umgeben sind und oft fladenartig zerdrückt scheinen. Wellige Grenze.

Melser-Serie

12. 5 m ruppiger, weißer und bräunlicher, eher grober Quarzit.

Röti-Serie

13. 2—? m grauer-beiger, feinkörniger, gebankter und massiger Dolomit.

oben scharfe Überschiebung der höheren Schuppen.

Das Profil erfaßt die südöstlichen Ausläufer der Triasfalten am Heuergrat. Die Trias im Liegendschenkel transgrediert auf Sernifit, wobei der

Kontakt tektonisch leicht verschärft worden ist. In der Stirn der großen Verrucanoantiklinale (9—11) findet im jüngsten Verrucano der rasche Wechsel von der Sernifitfazies zu den feineren Knollenschiefern statt, welche dann im Normalschenkel bereits direkt von Trias eingedeckt werden. Typisch ist, daß sich der Kontakt Sernifit-Knollenschiefer im Profil nicht mit Sicherheit als tektonischer (Faltenkern) erkennen läßt, doch ist dies eine charakteristische Erscheinung im Verrucano. Die Antiklinale ist dieselbe, welche an der Schönau in zwei Schuppen aufgebrochen worden ist.

Bei 4 ist nicht ganz klar ersichtlich, ob es sich um einen Dolomit der Quarten-Serie handelt oder um eingespießten Rötidolomit. Eine ähnliche Bildung findet sich auch an der Siwelle (vgl. Tafel 4), doch läßt sich damit weder tektonisch noch stratigraphisch viel anfangen.

Das Ausscheiden der Knauerbreccie von BRUNNSCHWEILER (1948) gelingt nicht immer, da die Grenzen sehr verwischt sind. Auch kann man nicht die pentagonododekaedrische Gestalt der Pyrite als «Leitfossil» verwenden, wie BRUNNSCHWEILER es versucht hat, da solche Formen auch in anderen Horizonten festgestellt werden können. Der Melsersandstein fehlt meist aus tektonischen Gründen.

Profil 9: NW-Ende der Siwelle (Koord. 723630/199440/1790)



Fig. 9  
Siwellen NW-Ende

- unten Gehängeschutt
- Röti-Serie
1. 2—? m Rötidolomit s. s., grauer und beiger, feiner-dichter Dolomit mit Quarzadern. Übergang.
  2. 0—1 m Gyrendolomit, gelblichgrau anwitt., i. Br. grauer, leicht spätiger und sandiger Dolomit. Selten Reste von dunklen Schiefen.
  3. 1—2 m Dunkelzugdolomit, schmutzig rotgelb anwitt., i. Br. grauer, sandiger und grobspätiger Dolomit.  
DS: In tonig-serizitischer Grundmasse regellos gedrängt schöne Dolomitkristalle und wenige, zerdrückte Quarze. Wenig Pyrit und Hämatit. Allg. eher detritischer Habitus.
- Melser-Serie
4. 2—3 m Übergangsschichten  
Wechselagerung von feinen, sandigen Quarziten und feinspätigen, sandigen Dolomiten, die zurückwitt. Zonen scharf begrenzt.
  5. 3 m hell anwitt., i. Br. fast weißer und bräunlicher, eher grober und massiger Quarzit.  
DS: In tonig-serizitischer Grundmasse liegen schiefrig geordnet vorw. detritische, ondulös auslöschende Quarze. Wenige schlecht erhaltene Feldspäte. Vererzungen wie in 3.  
Interessant sind fein verteilte Karbonatnester. Teilweise handelt es sich mit Sicherheit um Kalzit (Reaktion mit HCl). Vereinzelt treten aber auch schöne Dolomitkristalle auf.
- Sernifite
6. 3 m roter und grüner, recht feiner und leicht verschieferter Sernifit mit vielen kleinen, verrosteten Pyriten.
- Melser-Serie
7. 1,5 m wie 5.
  8. 0—1,5 m wie 4.
- Röti-Serie
9. 0,5 m wie 2 und 3, wirkt etwas verschiefert.
  10. 3 m wie 1, sehr massige Zone. Scharfe, wellige Grenze.
- Quarten-Serie
11. 2—3 m Gehängeschutt.
  12. 3 m Untere Tonschiefer  
blutrote, sandig-siltige, feinblättrig-feinschiefrige Tonschiefer.
  13. 5 m wie 12, aber etwas sandiger und mit vielen Dolomitkonglomeraten. In der Anwitt. lassen sich größere dolomitische Zonen erkennen.
  14. 1—4 m Geröllhorizont  
dunkel rotbraun anwitt., i. Br. bräunliche, sandig-grobsandige Schiefer, dem Sernifit nicht unähnlich. Verzahnt mit

15. 1—5 m weißlich und rötlich anwitt., i. Br. grüne-bräunliche, eher grobe Quarzite, sehr ähnlich dem Melsersandstein.  
Es sind hier große (bis m<sup>2</sup>) dolomitische und feinsandige Zonen eingelagert, ähnlich den Übergangsschichten im Melsersandstein.
16. 1 m gelbgrüne, blättrige, sandige Schiefer, mit 14 und 15 verzahnt.
17. 2—4 m Untere Tonschiefer  
blutrote, knorrige und leicht sandige Tonschiefer mit bis kopfgroßen, gelblich und rot herauswitt., beigerötlichen Dolomitknollen.

#### Röti-Serie

18. 8—10 m Rötidolomit s. s.  
beiger-lilagrauer, feiner bis dichter, dickbankiger und massiger Dolomit mit vielen Quarzadern, wie 1.
19. 0—1,5 m Gyrendolomit  
gräulichgelb anwitt., i. Br. grauer, leicht sandiger bis spätiger Dolomit. Reste von dunklen, sandigen Schiefen wie 2.

#### Melser-Serie

20. 0—5 m wie 5, hier aber ohne Karbonatkristalle.
21. 10 m Gehängeschutt.

#### Sernifite

22. 8 m wie 6, aber noch feiner, fast eher siltig.
23. ? Rüfi-Sernifit (vgl. Prof. 13)  
Wechselagerung von sandigem-grobsandigem, rötlichem, körnigem Sernifit mit hell-grünlichen, sandig-quarzitischen Sernifitlinsen. Eine eigentliche Bankung kann auch hier nicht erkannt werden. Die hellen Lagen und Linsen liegen stark diskordant zur Triasunterfläche.

oben Siwellengrat.

Das Profil veranschaulicht die Falten am W-Ende der Siwelle, die mit denjenigen des Heuergrates unmittelbar zu verbinden sind. Der Stil ist derselbe, und es sind wieder starke Reduktionen von Schichtgliedern zu beobachten. Die Fazies ist leicht verändert, sie führt bereits in diejenige der Bodenrus-Schuppe der Schönau über, indem hier anstelle der Übergangsschichten im Dache des Melsersandsteins vermehrt die spätigen und schiefrigen Dolomite in der untersten Röti-Serie auftauchen.

#### Profil 10: Sammelprofil des Jura der Chüetal-Schuppe.

unten rote Quartenschiefer und helle Sandsteine mit Dolomitkonglomeraten.

#### Basisbildungen

1. 0,2—0,5 m hellgraue, ankeritführende, spätime Sandkalke mit großen Quarzen.
2. 2,5—2,8 m hellgraues Quarz-Dolomitkonglomerat, dunkle Sandsteinlinsen.

#### Untere Aalenianschiefer

3. 0,5—5 m schwarze, gefleckte, ebenflächige Tonschiefer.

#### Eisensandstein

4. 1,2—3,5 m graue und schwarze, sandige, ruppige Tonschiefer mit kleinen Sandsteinlinsen.
5. 0—2 m bläulichgrauer, leicht spätime-kalkiger, eisenschüssiger Sandstein. Meist mit Schiefen wie 4 zusammen.

#### Echinodermenbreccie

6. 0—7 m Wechsellagerung von Schiefen wie 4 mit braungrau anwitt., i. Br. dunkelgrauer, leicht sandiger, grobspätime Echinodermenbreccie.
7. 3—5,5 m hellbraungrau anwitt., i. Br. dunkelgraue, schwach sandige, grobspätime, leicht ankeritführende Echinodermenbreccie.  
DS: Rundliche bis ovale Echinodermentrümmen sind in der kalkigen Füllmasse tektonisch ausgerichtet worden. Wenige Quarzkörner und Pyrite. Durchmesser der Trümmen 0,3—1 mm.  
Unebene, aber scharfe Grenze.

#### Eisenoolith

8. 0,1—1,2 m düster rot bis grünlich anwitt., roter und grüner Eisenoolith mit bis handgroßen, dolomitischen Zwickeln und Flecken.  
DS: Die mergelig-tonige Grundmasse enthält kugelige und erbsenförmige (tekton.) Ooide, Durchmesser 0,1—1,5 mm. Die Farbe der dunklen Ooide rührt von Magnetit, diejenige der grünen von Chamosit her. Im Kern der Ooide Schalenreste oder Sandkörner. Gelegentlich umwachsen die äußersten Ringe zwei benachbarte Individuen, so daß eine Art Zwillinge entstehen. Reste von Kleinorganismen könnten von Ophtalmidien und Globigerinen stammen.  
Scharfe Grenze.

#### Schiltschichten

9. 0—1,5 m Unterer Schiltkalk  
bräunlichgrau anwitt., i. Br. mausgrau-lila, stark mergeliger, plattig geschieferter Kalk mit vielen ockergelben Zwickeln. Übergang.
10. 2—8,5 m Schiltschiefer  
dunkelgraue, blättrig weiche Mergelschiefer mit großen, sandig-mergeligen Kalklinsen. Übergang.
11. 5,5—10 m Oberer Schiltkalk  
gelblichgrau anwitt., i. Br. blaugrauer-lila, leicht sandiger Kalk mit gelben Zwickeln. Unten noch dünne Mergellagen. Übergang.

### Quintnerkalk

12. 50—100 m Unterer Quintnerkalk?  
hellgrau anwitt., i. Br. dunkler-blauschwarzer, sehr feiner bis dichter Kalk, beim Anschlag glasig klingend und muschelrig brechend. Lokal treten violette oder helle Kalke auf, ebenso lila Flecken.
13. 20—35 m Oberer Quintnerkalk  
wie 12, aber eher massiger. Gegen oben treten gelblich anwitt., dolomitische Bänke und feine, dolomitische Breccienlagen auf.  
DS (Breccien): Regellose, flockige Verteilung von wenig gerundeten, flammigen Fetzen aus Quintnerkalk in körnig-spätiger Masse. Die Komponenten haben sehr verschiedene Größen, sie bestehen durchwegs aus dunklen, dichten Kalken (Quintnerkalk). Die Grundmasse ist meist leicht sandig, wobei aber durch schöne Dolomitrhomboeder vielfach der spätige Charakter überwiegt. Die Dolomitisierung des ursprünglich kalkigen Gesteinsmehls ist aber nur unvollständig.
- oben                    tektonische oder morphologische Begrenzung.

Die angegebenen Mächtigkeiten haben keine allzu große Bedeutung, da wir die tektonische Reduktion niemals völlig abschätzen können. Wir haben in diesem Sammelprofil bewußt die tektonischen Komplikationen möglichst umgangen, damit wir die Fazies etwas besser studieren können. Dabei sind aber die Unterteilungen nur provisorisch, da das Gebiet viel zu beschränkt ist.

### C. BODENRUS-SCHUPPE

Die Bodenrus-Schuppe bildet an der Schönau die unterste Einheit der Glarner-Decke, welche direkt auf dem LK liegt. Faziell schließt sie unmittelbar südlich an die Siwelle an. Die tektonische Überarbeitung der Gesteine ist hier enorm, sodaß öfter zu Sammelprofilen Zuflucht genommen werden muß.

Profil 11: Runse Etzelhüsli—Pkt. 1390 (Koord. 724850/201530/1390).

- unten                    Schutt  
                          Aueren-Serie
1. 6 m                    basale Bildungen  
                          grün anwitt., i. Br. hellgrüner, feiner, leicht verschieferter Arkose-sandstein, massige Bank.

DS: Schlecht sortierte und aufgearbeitete Komponenten richtungslos verteilt. Es sind schwach korrodierte Quarze und Feldspäte (vorw. Plag.). Grundmasse tonig bis quarzitisch und chloritisch. Die grüne Farbe rührt von sekundär ausgeschiedenem Chlorit her, der in kleineren Schüppchen und größeren Zwickeln auftritt.

2. 5 m Rote Schiefer  
Wechselagerung von roten, blättrigen, sehr feinen Phylliten mit olivgrünen, sandig-tuffitischen Schiefen. Feldspäte sind seltener, die Quarze besser gerundet. Grüner Chlorit.
3. 2 m stark gefrittete rote Phyllite wie 4, scharfe Grenze gegen
4. 1 m Basische Ergüsse  
düster grau anwitt., i. Br. grauer, violetter und grünlicher, brecciös-sandiger Spilit. Darin detritische Fetzen von roten Phylliten. In Zwickeln blauer Pennin. Übergang in
5. 50 m dunkel anwitt., i. Br. meist violetter, roter und grauer Spilit, massige Wand. Lokal treten Breccien wie 4 auf. Darin finden wir unscharf begrenzte, hell anwitt., i. Br. bläulichgrüne, eher dichte Spilite. Die dunklen Ergüsse sind meist löchrig verwittert, da aus vielen kleinen Mandeln Kalzit und Chlorit herausgelöst wurden.  
DS (grauer Spilit): Klein-feinkörnige, locker intersertale Struktur mit stengeligen, größeren Einsprenglingen erster Generation und stengelig-sprießigen Albiten der zweiten Generation in dunkler, fast opaker Grundmasse. Chlorit und Kalzit in Zwickeln vorhanden. Merkwürdig geformte, amöbenartige Gebilde könnten Feldspäte sein. Die Textur ist schlackig-mandelsteinartig bis leicht fluidal.  
DS (grüner Spilit): Sehr feinkörnige, moosig-filzige bis mosaikartige, «felsitische» Struktur. Individuen nur schwer erkennbar. Die Grundmasse ist hellgrün-chloritisch, darin rötliche Tupfen. Textur massig-richtungslos.  
scharfe, karrige Grenze gegen

#### Untere Schiefer

6. 0,5 m düster rot anwitt., recht grobe und gegen oben feiner werdende, sernifitische Spilitbreccie mit auffallend vielen Plagioklasen neben Quarzkomponenten. Nur wenige Orthoklase.  
Typische Basalbreccie, wie sie beim Eindecken der erodierten Ergußoberfläche durch detritische Schlammströme entsteht.
7. 5 m vorerst feiner Sernifit, dann feine Schiefer mit viel Muskowit.  
oben Alpweide, Schutt.

Dieses Profil wurde entdeckt, als ich auf dieser Talseite die Äquivalente des Spilites von Matzlen suchte. Es handelt sich hier um die südliche Fort-

setzung des bereits bekannten Spilites unter dem Etzelstock. Wenig südlich des Profils ist die Lagerung wieder verändert, da sich die Gesteine sehr stark verzahnen. Es treten dann größere Mengen von Tuffarkosen (wie 1) auf, die sofort an ähnliche Gesteine der Sunneberg-Serie erinnern. Nachdem schon R. HUBER (1960) in der Glarner-Decke bei Ennenda vulkanische Gesteine signalisiert hatte, scheint es nun doch, daß auch in dieser Decke vulkanische Ablagerungen eine größere Rolle spielen. OBERHOLZER (1933) und z. T. auch TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) sahen Vulkanite noch als typische Gesteine der Mürtschen-Decke an.

Profil 12: Wasserrus (Koord. 722510/201500/1160) (vgl. Fig. 41 und Tafel 4)

- |                     |  |
|---------------------|--|
| unten               | feinschiefrig-feinblättriger Blattengratflysch i. a.   |
| 2—5 m               | schlieriger, zäher Lochseitenkalk. Scharfe Grenze.   |
| Quintnerkalk        |  |
| 1. 0—10 m           | dunkler und grauer, meist dichter Kalk, massig bis schlecht gebankt. Sehr stark kakiritisiert. Stellenweise leichte Dolomitisierung. Lokal tektonische Breccien.                                 |
| 2. 10—70 m          | wie 1, eher noch stärker tektonisiert. Tektonische Breccien mit bis m <sup>3</sup> -großen, eckigen Komponenten, die in ein kalkiges Mehl gebettet sind. Parallelepipedisch zerfallend. Übergang |
| Schiltschichten     |  |
| 3. 4—12 m           | Oberer Schiltkalk<br>dunkelgrauer, mergeliger Kalk mit tektonisch gestreckten gelben Zwickeln. Oben ausgewalzte Mergellagen.   |
| 4. 0—8 m            | Schiltschiefer<br>dunkelgraue, blättrig-weiche Mergelschiefer, oft weggewalzt.   |
| 5. 0—2,5 m          | Unterer Schiltkalk<br>wie 3, weniger gelbe Flecken und besser erhalten, fehlt oft.   |
| Eisenoolith         |  |
| 6. 0,1—0,4 m        | rote, meist eisenschüssige Schiefer, leicht sandig. Wenige undeutliche, flachgedrückte Ooidformen. Nicht sehr typisch.   |
| Echinodermenbreccie |  |
| 7. 0,8—1,5 m        | dunkelgraue, feinspätige Echinodermenbreccie oder Spatkalke mit kleinen gelben Zwickeln.   |
| 8. 0,4—0,8 m        | typisch grobspätige Echinodermenbreccie.   |
| 9. 2,5—3,5 m        | Wechsel zwischen spätiger Echinodermenbreccie und kalkigem Sandstein.  |
| 10. 2 m             | schwarze, eher ruppige Tonschiefer.  |

11. 2,5—8,5 m Wechsellagerung von knorrigen, dunklen, leicht sandigen Tonschiefern mit bräunlich hervorwitt. Bänken feinsandiger Spatkalke.
12. 1,5—2 m lilagraue, eher feinspätige Echinodermenbreccie.
- Eisensandstein
13. 0,5—0,8 m dunkle, ruppige, sandige Tonschiefer wechsellagern mit 14.
14. 0,2—0,5 m grauer, quarzitischer, eisenschüssiger Sandstein, braune Tupfen. Oft auch typischer Eisensandstein.
- Untere Aalenianschiefer
15. 0—0,8 m schwarze, oft stark verruschelte, ebenflächige Tonschiefer. Sehr scharfe, tektonische Grenze.
- Quarten-Serie
16. 10 m Obere Tonschiefer  
eher zähe, düster braunrot anwitt., meist blutrote, aber auch bräunliche und violette, grobsandige Tonschiefer, dem Sernifit ähnlich.
17. 5—8 m Geröllhorizont  
rote Tonschiefer mit Dolomitzkonglomeraten im Wechsel mit quarzitischen Lagen.
18. 5—12 m Untere Tonschiefer  
blutrote, feine bis leicht siltige Quartenschiefer, lokal mit Dolomitgeröllen.
- Röti-Serie
19. 100 m (!) massiger bis dickbankiger, grauer, beiger und lilafarbiger, sehr feiner bis dichter Dolomit. Die enorme Mächtigkeit ist tektonisch bedingt.
- oben scharfe Überschiebung der Stelliboden-Schuppe.

Die tektonischen Komplikationen wurden wieder möglichst umgangen, dennoch wird das Profil recht unzuverlässig. Immerhin läßt es sich recht gut mit demjenigen am Siwelle W-Ende vergleichen, ebenso noch mit dem Saßberg. Auf die Differenzen gehen wir erst im stratigraphischen Teil ein.

Die gesamte Gesteinsserie, und dabei v. a. die zuunterst liegenden Glieder, sind hier an der Schönau fast zur Unkenntlichkeit tektonisiert worden.

Profil 13: Rūfirus (Koord. 722680/201760/1155) (vgl. Fig. 41 und Tafel 4)

- unten stark tektonisierte Schiefer, Blattengratfysch i. a.  
5—8 m Lochseitenkalk. Scharfe Grenze.
- Quintnerkalk
1. 20—30 m wie Profil 12/2.

#### Schiltschichten

2. 10—17 m dunkelgrauer, mergeliger Kalk mit ausgewalzten gelben Flecken. Selten noch dünne Mergellagen. Stark zerstört.
3. 10 m ? Runsenschutt und versackte Komplexe.

#### Quarten-Serie

4. 0—10 m blutrote, feinsandige, feinblättrige Tonschiefer. Oft fehlend.

#### Röti-Serie

5. 25—35 m Rötidolomit s. s.  
meist beiger, sehr feiner bis dichter Dolomit. Mächtigkeit durch Faltung vorgetäuscht.
6. 5—6 m Gyrendolomit  
dichter bis feiner, dann aber grober-feinspätiger und grobspätiger, dunkler, sandiger Dolomit. Die 0,5—2 m dicken Bänke wechseln mit schwarzen, leicht dolomitischen, stark sandigen Schieferlagen von bis 0,7 m Dicke, die aber oft auch ausgewalzt sind.
7. 2—4 m Dunkelzugdolomit  
düster gelb anwitt., grauer bis fast schwarzer, meist grobspätiger, leicht sandiger Dolomit. Selten lauchgrüne, zähe Tonschiefer mit detritischen Komponenten aus 9.

#### Melser-Serie

8. 2—5 m fast weißer, sehr zäher, eher grobkörniger, massiger Quarzit. Hier schon vermehrt jene lauchgrünen Tonschiefer mit Detritus aus 9.

#### Sernifite

9. 0,2—2 m Verwitterungsschicht  
helle-grünliche, tonig-sandige, weiche Schiefer.
10. 100 m Rüfi-Sernifit  
Wechselagerung von rötlichbraunem, recht grobsandigem, eher massigem Sernifit mit hellen, quarzitischen Lagen und Linsen, die mit bis 40° Diskordanz auf die Trias streichen. Die quarzitischen Lagen ähneln dem Melsersandstein, sind aber schlechter sortiert. Gegen oben treten immer mehr feinere Schiefer auf.

#### Sernifitschiefer

11. 40 m rötlicher, feiner Sernifit durchsetzt von violetten Siltschiefern.
12. 20 m vorw. rote, graue und violette Siltschiefer und Phyllite.  
Darin aber noch größere Partien mit feinem und grobem Sernifit.
13. 50 m rote-blutrote, aber auch violette und graue, feine Siltschiefer und Phyllite, gegen oben feiner, im Wechsel mit feinsandigen-quarzitischen Lagen und Linsen.

#### Chüetalmattschiefer?

14. 20 m graue-violette, feinsandig-phyllitische, stark bis sehr stark geruschelte Schiefer mit verbogenen Quarzschnüren.
- oben Überschiebung der Stelliboden-Schuppe.

Das Profil verläuft im allg. nicht genau in der Runse, es wurden auch Beobachtungen von den Flanken berücksichtigt, so v. a. aus der Trocherus. Besonders schön ist hier die untere Röti-Serie ausgebildet. Im obersten Verrucano haben wir dieselbe Ausbildung wie an der Siwelle, nur ist sie hier noch typischer, weshalb wir dafür den Namen R ü f i - S e r n i f i t gewählt haben. Auffallend ist die gewaltige Diskordanz der hellen Lagen zur Triasunterfläche!

Profil 14: Seitenbach der Rūfirus (Koord. 722730/201660/1170)  
(Fig. 41)

- |       |   |
|-------|---|
| unten | Bachschutt.   |
|       | Schiltschichten   |
| 1.    | 5—8 m völlig zerstörte, dunkle, mergelige Kalke mit feinen, ausgewalzten Mergellagen, oben fast reine Mergelschiefer. Scharfe Grenze.   |
|       | Echinodermenbreccie   |
| 2.    | 10 m stark gestörte Wechsellagerung von dunklen, knorrigen, sandigen Tonschiefern mit dunklem und bräunlichem Echinodermenkalk, der oft in kalkige, eisenschüssige Sandsteine übergeht. Scharfe Grenze. |
|       | Quarten-Serie   |
| 3.    | 1,5 m recht zähe, gelbliche, stark dolomitische und sandige Tonschiefer mit vielen verrosteten Pyriten. Sehr scharfe Grenze.  |
|       | Untere Aalenianschiefer?  |
| 4.    | 0,3 m ebenflächige, dunkle, stark vermuster, feinblättrige Tonschiefer mit gelben, kalzitischen Adern. Scharfe Grenze.  |
|       | Röti-Serie  |
| 5.    | 0,1 m völlig vermuster, leicht kalzitischer, zerriebener Dolomit.   |
| 6.    | 14 m völlig zerbrochener, von vielen Kalzitadern durchsetzter, feiner Dolomit.  |
| 7.    | 1 m gelbe, zähe, feine und leicht sandige Dolomitschiefer.  |
|       | Quarten-Serie   |
| 8.    | 2—? m blutrote, recht zähe, eher feine Tonschiefer.   |
| oben  | Bachschutt.   |

Sehr stark gestörte Lagerung, die Serien zwischen Schiltschichten und Rötidolomit sind völlig zerschuppt. Es entspricht dies der Bewegungszone zwischen Jura und Trias, die wir über die ganze Schönau verfolgen können und an der oft starke Kalzitisierung auftritt.

Profil 15: Hintere Dammigenrus (Koord. 722890/202850/960)  
(Fig. 45)

- unten                    Flysch, recht wenig gestörte und auffallend ebenflächige, dunkelgraue Kalkschiefer und Mergelschiefer. Scharfe Grenze.  
Lochseitenkalk. Scharfe Grenze.
- Quintnerkalk
1. 35 m                parallelepipedisch zerfallender, dunkler, brecciöser Kalk.
- Schiltschichten
2. 12 m                Oberer Schiltkalk  
                         zerstörter, mergeliger, beiger Kalk mit ausgewalzten Mergellagen.
3. 4 m                Schiltschiefer  
                         gelbbraune, dünnplattige, schlierige, blättrige Mergelschiefer.
4. 0,05—0,1 m      lose, grusige, tektonische Breccie mit kalkigem Mehl.
- Eisensandstein
5. 0,5 m               knollig-ruppige, schwarze Tonschiefer mit kleinen Sandlinsen.
6. 0,1 m               braunbeiger, feiner, sehr harter und zäher, typischer Eisensandstein mit kleinen, verrosteten Pyriten.
7. 7 m                linsige, unruhige Wechsellagerung von knorrigen, dunklen Schiefen mit massigen Bänken aus feinem, spätigem Echinodermenkalk oder kalkigem Sandstein.
8.                    Bachschutt.
9. 4 m                massige, harte Bank wie 6, wenige Schieferfetzen, verfaltet mit  
oben                    typischen Quartenschiefern. Darüber Schutt.

Die schuppeninterne Bewegungsfläche ist hier vorübergehend zwischen Malm und Dogger zu finden. Die linsige Ausbildung der Sandsteinbänke im Eisensandstein könnte evtl. als Boudinage gedeutet werden. Merkwürdig gut erhalten sind die Schiltschiefer.

Profil 16: Blabrus (Koord. 725310/204280/1010) (vgl. Fig. 13 und  
Tafel 4)

- unten                    Bachschutt.
- Sernifite
1. 140 m               Rüfi-Sernifit  
                         Wechsel zwischen rötlichem, unten grobem und oben feiner werdendem Sernifit mit hellen, quarzitischen Lagen und Linsen, die stark diskordant zur Trias stehen. Oft leicht versackt.

#### Knollenschiefer

2. 20—30 m violette und grünliche, siltig-phyllitische, oben sehr feinblättrige Schiefer, selten quarzitische Einschaltungen.  
Karrige Grenze.

#### Melser-Serie

3. 0,1 m sandig-quarzitischer Grus, grünlichgelb, lokal kalzitisch.  
4. 0,1—1,2 m grünlicher und bräunlicher, feiner, recht massiger Quarzit

#### Röti-Serie

5. 0,1—0,3 m Dunkelzugdolomit  
fast schwarzer, sehr grobspätiger Dolomit.  
6. 0,1—0,3 m Gyrendolomit  
feinspätig-sandiger, dunkler Dolomit im Wechsel mit bis auf Zentimeterdicke ausgewalzen, dunklen Schieferlagen.  
7. 2—2,5 m Rötidolomit s. s.  
graue und beige, feine und dichte Dolomite, lokal stark kalzitisch.  
oben Überschiebung der Schönau-Schuppe.

Die Gesteine sind an der Oberfläche durchwegs in einen feinen Verwitterungsgrus zerfallen, sodaß der Anrißtrichter der Runse nur mühsam zu begehen ist. Die Fazies von Verrucano und Trias erinnert sofort an die Profile am W-Abhang der Schönau. Dabei treten hier aber bereits feine Schiefer im obersten Verrucano auf.

#### Profil 17: Bei Elmen (Koord. 725150/203420/1250)

unten sumpfiger, meist loser Versackungsschutt, teils noch in Bewegung.

#### Knollenschiefer

1. 10—15 m dunkelrote-violette, siltig-phyllitische, feinblättrige Schiefer.

#### Melser-Serie

2. 2—4 m weißer-beigegrünlicher, recht grober, sandiger Quarzit. Darin große Fetzen lauchgrüner Schiefer.

#### Röti-Serie

3. 0—4 m Gyrendolomit??  
grauer, feiner-dichter, lokal sandig-spätiger Dolomit, feinbankig.  
4. 8—12 m Rauhacke  
löchrig anwitt., relativ zähe, meist grobbrecciöse Rauhacke. Als Komponenten treten beige, dichte, aber auch gelbliche, feinspätige Dolomitgerölle auf. Grundmasse stark kalzitisch.

oben Überschiebung der Schönau-Schuppe.

Das Triasband ist stellenweise etwas verschuppt, doch scheint Synklijnalstruktur vorzuherrschen. In Verrucano und Trias macht sich hier bereits eine südlichere Fazies bemerkbar (Knollenschiefer und Rauhwanke), welche wir dann in der Stelliboden-Schuppe typischer finden werden. Die Rauhwanke kann oft als eigentliche Dolomitbreccie angesehen werden; auffallend sind die spätigen Gerölle.

#### D. STELLIBODEN-SCHUPPE

##### Profil 18: Rūfirus (Koord. 723100/201500/1455)

Als Fortsetzung von Profil 13.

unten Aufschiebung auf die Bodenrus-Schuppe.

##### Sernifitschiefer

1. 120 m vorw. violette und graue, seltener auch grünliche, recht zähe, feinflättrige, sandig-siltige bis phyllitische Schiefer, gelegentlich mit weißen Kalzitadern. Wenige Sernifiteinschaltungen.

##### Knollenschiefer

2. 5 m leicht gerschelte, feinsandige, rote Schiefer mit Kalzitadern.
3. 25 m weiche, meist rote-violette, selten auch grüne, sandig-siltige, ebenflätliche Schiefer. Darin finden wir gegen oben bis kopfgroße, gelblich hervorwitt., i. Br. weißliche, zuckerkörnige, vorw. kalzitische Karbonatknollen, die mit einer grünen Haut umgeben sind und oft einen schwach ausgebleichten Hof besitzen. Scharfe Grenze.
4. 10 m etwas zähere, ebenflätliche, blutrote, feine Phyllite. Scharfe Grenze.

##### Melser-Serie

5. 3—5 m weißer und bräunlicher, leicht schiefriker Quarzit.  
DS: Verschieferte Textur. Die tonig-serizitische Grundmasse nimmt die größte Fläche im Schliff ein. Die Quarzkörner (Durchmesser 0,5 bis 2 mm) sind gerundet und stark zerdrückt, sie löschen wolkig aus. Feldspäte eher selten.
6. 0—2 m weicher Grus von 5. Sehr scharfe Grenze.

##### Röti-Serie

7. 3—4 m Rötidolomit s. s.  
beiger und gelblicher, meist dichter Dolomit mit dünnen Quarz-Kalzit-Adern.

- |      |        |   |
|------|--------|---|
| 8.   | 1—3 m  | Grobe Dolomitbreccie<br>alle Komponenten stammen aus 7. Die Klemmasse reagiert mit HCl bereits stark und wirkt kalzitisch.  |
| 9.   | 7—10 m | Rauhwanke<br>löchrige, brecciöse, grobe Rauhwanke. Die Grundmasse ist stark kalzitisch. Komponenten teils aus 7, teils aber auch als gelbliche, sandig-feinspätige Dolomitgerölle, letztere v. a. oben. |
| 10.  | 0,5 m  | wie 9, aber tektonisierte Zone mit starker Gelbfärbung und Ausrichtung der Komponenten.   |
| oben |        | Überschiebung der Schönau-Schuppe.  |

Die Serien scheinen aufrecht zu liegen, wobei in der Trias Anzeichen von Synklinalumbiegungen zu beobachten sind (vgl. Tektonik), welche recht gut zu dem gelegentlich auftauchenden «oberen Dolomit» im Dache von 9 passen (Rötidolomit). Es herrscht hier bereits eigentliche SW-Fazies vor (vgl. Stratigraphie), wie wir sie ähnlich auch im Profil 17 gefunden hatten. Besonders schön ist hier die Knollenschieferfazies ausgebildet, wobei allerdings die obersten 10 m reine Schiefer sind, die gut mit Quarzschiefen verwechselt werden könnten, was auch ROTHPLETZ (1898) getan hat. Bemerkenswert sind wieder die spätigen Dolomitgerölle in den Rauhwancken.

#### Profil 19: Chöpfrus (Koord. 723920/202370/1490)

- |       |        |  |
|-------|--------|--|
| unten |        | Schutt.  |
|       |        | Knollenschiefer  |
| 1.    | 5 m    | tiefrote, feinsandige-siltige, ebenflächige Schiefer.  |
| 2.    |        | Schutt.  |
|       |        | Melser-Serie   |
| 3.    | 3—6 m  | heller, grobkörnig-sandiger, harter, massiger Quarzit.   |
|       |        | Röti-Serie   |
| 4.    | 2—6 m  | Rötidolomit s. s.<br>beiger-gelblicher, feiner und dichter Dolomit.                              |
| 5.    | 2—3 m  | sehr grobe Dolomitbreccie.   |
| 6.    | 8—10 m | tief ocker gefärbte, grobe Rauhwanke. Scharfe Grenze.  |
| 7.    | 1—2 m  | wie 4, feingebankt. Scharfe, tektonische Grenze.   |
|       |        | Knollenschiefer  |
| 8.    | 2—4 m  | rote und grauviolette, geruschelte, feinsandig-feinblättrige Schiefer, lokal stark karbonatisch. |

Melser-Serie

9. 3—4 m heller, harter und massiger, grobsandiger, gelegentlich leicht verschieferter Quarzit.  
oben scharf zurückweichendes Gelände, Schutt.

Die Fazies entspricht durchaus derjenigen der Rüfirus, wobei allerdings die Knollenschiefer nicht mehr so typisch sind. Das Triasband zeigt deutliche Synklinalstruktur, ist aber zudem noch verschuppt worden durch die Überschiebung der Schönau-Schuppe.

Profil 20: Chohlrus (Koord. 724220/203300/1190)

unten Gehängeschutt.

Knollenschiefer

1. 15 m blutrote-violette, feine bis leicht siltige, feinblättrige Schiefer, selten sandiger. Scharfe, wellige Grenze.

Melser-Serie

2. 2—4 m heller-bräunlicher, grobkörniger, sandiger Quarzit.

Röti-Serie

3. 0—2,5 m Gyrendolomit?  
Wechselagerung zwischen gelblichen, leicht sandigen, eher grobspätigen Dolomiten und dünnen Lagen von gelben und grauen, selten leicht sandigen, eher ebenflächigen Dolomitmergeln. Unruhige Zone.
4. 3 m Rötidolomit s. s.  
beiger, feinkörniger bis dichter, recht gut gebankter Dolomit. Sehr scharfe, tektonische Grenze.
5. 5—7 m brecciöse Rauhwanke mit Geröllen aus 3 und 4, weiche Zone.
6. 0—1,5 m wie 4, Bankung aber oft zerstört.
- oben kalzitische Schiefer der Schönau-Schuppe.

Die Repetition des Rötidolomites deutet die Synklinalstruktur wieder an wie im letzten Profil, wobei sich die Rauhwanke im Kern der Falte recht träge verhalten haben muß. Die Fazies entspricht im allg. den Erwartungen, wobei aber völlig überraschend Schiefer und spätige Dolomite in der Röti-Serie auftreten. Auffallenderweise befinden sich diese Gesteine in einer Zone des Profils, wo in der Rüfirus Auflösungen der Quarzitoberfläche bemerkt worden sind. Wir vermuten, daß die spätigen Gerölle in der Rauhwanke aus dieser Schichthöhe stammen.

### III. Mürtschen-Decke

#### A. MATZLENGRAT-SCHUPPE

##### Profil 21: Sunneberg W-Flanke (Koord. 725560/199450/2020)

- unten                      Chüetalmattschiefer der Glarner-Decke.
- Bunte Serie
1. 40—50 m      düster gelblichgrün-gräulich anwitt., i.Br. meist grünliche, aber auch grau-violette und rötliche, feinblättrig verwitt., sandig-tuffitische Schiefer mit großem Karbonatgehalt, der oft in dünnen Bänken angereichert ist.
  2. 20—30 m      etwas feinere Schiefer wie 1, oben weniger Karbonatgehalt. Darin finden wir nun größere Linsen und Lagen von vorw. grünem, massigem Spilit, lokal verschiefert. Ebenfalls treten lagige Linsen von Konglomeraten auf, deren Komponenten sich aus grünen und grauen Spiliten zusammensetzen; Grundmasse dann recht sandig.
  3. 0—15 m        rote-violette, sandig-siltige, meist ebenflächige Schiefer, stark detritischer Einschlag.
- Sunneberg-Serie
4. 10—15 m      grüne bis hellolivgrüne, serizitisch-quarzitische, sehr feine Phyllite überwiegend neben sandig-tuffitischen Stellen. Wenige, massigere und grob hervorwitt. Quarzporphyroide.
  5. 20—30 m      massige Partie eher grober Quarzporphyroide, weniger Phyllite wie 4.  
    DS (Quarzporphyroide): Stets tektonisch überprägte Bilder. Die serizitische, tonig-quarzitische Grundmasse ist meist verschiefert, die Einsprenglinge lagig geordnet (Quarz und Feldspäte, vorw. Orthoklas) und meist zerdrückt und korrodiert. Lokal gehäuft treten etwas verwitterte Komponenten auf, die einen geringen Wassertransport verraten. Etwas Kalzit in Adern.
  6. 20 m            wie 4, sporadisch finden wir graue, leicht kieselige Schiefer.
  7. 10 m            massige Partie wie 5.
  8. 10—15 m      hellgrüne, sehr feine, ebenflächige Serizitphyllite. Übergang.
- Milchspüler-Serie
9. 20 m            rote und grau-violette, sehr feine-phyllitische, selten auch sandig-siltige Schiefer mit quarzitisch-sernifitischen Linsen.
  10.                dunkel anwitt., i.Br. eher grauer und violetter, schlackiger Spilit.
- oben                      Sunneberggipfel.

Die vertikalen und lateralen Faziesänderungen in dieser Serie sind enorm. Wir können nicht jeder linsigen Einlagerung gerecht werden, sondern müssen uns begnügen, eine charakteristische Gesellschaft auszuscheiden. Zwischen einzelnen Gesteinstypen sind alle Übergänge zu finden. Der bewußt unpräzise Ausdruck «Quarzporphyroide» wird für Gesteine verwendet, die zwischen echten Quarzporphyren und sauren, zum Teil vielleicht ignimbritischen Tuffen mit teilweise recht starkem detritischem Einschlag schwanken.

Profil 22: Sunneberg E-Flanke (Koord. 726000/199200/2105)

- |         |   |
|---------|---|
| unten   | Schutt.   |
|         | Bunte Serie   |
| 1. 4 m  | stark verschieferter, lokal leicht tuffitischer, grauer und grüner, leicht knolliger Spilit mit bis nußgroßen Kalzitmandeln.        |
|         | Sunneberg-Serie   |
| 2. 30 m | vorw. massige, recht grobe, lokal etwas kalzithaltige und leicht sandige Quarzporphyroide mit großen Fetzen grüner Serizitphyllite. |
| 3. 25 m | eher schiefrige Partie, vorw. grüne Serizitphyllite, aber noch häufig massige Linsen wie 2. Gegen oben immer mehr reine Schiefer.   |
|         | Milchspüler-Serie   |
| 4. 20 m | rote, phyllitische bis sandig-sernitische Schiefer mit kleinen, helleren, quarzitischen Linsen.                                     |
| 5. 15 m | meist schlackiger, oft aber auch massiger, gräulicher Spilit, gelegentlich mit detritischen Schieferzonen. Stark tektonisiert.      |
| oben    | Gipfelpunkt 2200 des Sunneberges.   |

Gegenüber von Profil 12 sind die Mächtigkeiten stark reduziert, sodaß also die zusammengefaßten Serien selbst auf so kurze Distanzen nicht sehr beständig sind. Diese Tatsache beruht wohl in der Natur der vulkanischen Gesellschaften. Eine typische aquatische Zone ist auch hier nicht zu finden, obschon diese wenig weiter im N in der Sunneberg-Serie ihre Typuslokalität hat.

Profil 23: Chüetalbach (Koord. 724600/197920/2120)

- |         |   |
|---------|---|
| unten   | Chüetalmattschiefer der Glarner-Decke.  |
|         | Sunneberg-Serie   |
| 1. 15 m | unten meist feinblättrige, grüne Serizitphyllite, übergehend in Wechsellagerung zwischen groben, grünen, verschieferten, ignim- |

britischen Tuffiten mit schönem Fiamme und grünlichgrauen, sehr feinen, selten leicht kieseligen Phylliten, sehr feinblättrig.

2. 2 m Übergang = Farbwechsel

#### Milchspüler-Serie

3. 2 m tiefrote, sehr feine Phyllite mit bis mannsgroßen Quarzlinsen.
4. 5 m Wechsellagerung zwischen roten, meist sernifitisch groben Schiefen und feinen, hellgrünlichen Quarzitschiefern. Die hellen Bänke streichen parallel der Untergrenze der Zone. Rote Schiefer zerklüftet. Scharfe Grenze.
5. 20 m recht massige, düster anwitt., graue-violette-rötliche, etwas schlackige Spilitbank. Unterer Teil brecciös mit Schieferfetzen. Übergang in
6. 3 m olivgrün anwitt., grüner bis leicht bläulicher, sehr massiger Chlorit-spilit mit bis erbsgroßen, rötlichen Tupfen. Textur ist eher fluidal.
7. 1,5 m wie 5, meist rötlich, oft verschiefert. Übergang.
8. 2,5 m sehr zäher, hellgrüner Spilit wie 6. Die Obergrenze ist sehr unruhig und karrig zerfressen. Die oberste Zone des sonst eher massigen Gesteines ist stellenweise in ein grobes Schlackenagglomerat aufgelöst. Es handelt sich wohl um Oberflächenerscheinungen eines Ergußfladens, Dachkontakt.

#### Kärpf-Serie

9. 1 m Basisbreccie  
grobe, nach oben immer feiner werdende Spilitbreccie mit sernifitischer Grundmasse.
10. 37 m grober-feiner, typischer Sernifit mit großen Geröllen von roten Schiefen und Sernifiten, dünne, quarzitischeschieferlagen.
11. 2—4 m sehr feine Phyllite, rot und violett, leicht tektonisiert.  
Scharfe, tektonische Grenze.

#### Milchspüler-Serie

12. 4 m rötlicher, stark brecciöser Hämatit-spilit.  
Scharfe, tektonische Grenze.
13. 3 m rote, feine Phyllite mit Fiamme, sehr stark gerschelt.
14. 0,3 m hellgrüner Chlorit-spilit, sehr stark verruschelt.  
Sehr scharfe, tektonische Grenze.
15. 5 m wie 14, Unterseite gestriemt, viel massiger. Oberseite mit roten Phylliten verschmiert. Sehr scharfe, tektonische Grenze.
16. 6 m rote Phyllite und feine Sernifite, teilweise ausgebleicht, durchwegs sehr stark tektonisiert.
17. 0,5 m kräftige Ruschelzone mit bis 20 cm dicken Quarzruscheln.
- oben Anschluß an Profil 24, Schafalp-Schuppe.

Die Überschiebung der Schafalp-Schuppe wird durch die starke Ruschelzone im Dach der Matzlengrat-Schuppe angedeutet. Von den detritischen Serien ist lediglich die Kärpf-Serie durch eine tektonische Scherbe vertreten, die vielleicht mit der Trias der hinteren Siwelle im Zusammenhang steht. Das Profil wurde einmal etwas feiner aufgenommen, doch sind fast alle ausgeschiedenen Glieder wenig horizontbeständig. Typisch ist hier die Milchspüler-Serie.

## B. SCHAFALP-SCHUPPE

### Profil 24: Anschluß an Profil 23 (Koord. 724820/197960/2240)

Auf der rechten Bachseite.

unten Aufschiebung auf die Matzlengrat-Schuppe.

Sunneberg-Serie

- |      |       |   |
|------|-------|---|
| 1.   | 7 m   | grobe, meist hellgrüne, sehr massige Quarzporphyrroide mit dicken Quarzruscheln.  |
| 2.   | 2 m   | sehr feine, lauchgrüne, seltener gräuliche, quarzitisches-kieselige Serizitphyllite mit glänzenden Spaltflächen.  |
| 3.   | 15 m  | wie 1, weniger massig und leicht verschiefert, dicke Quarzknuern.   |
| 4.   | 2—3 m | Geröllhorizont<br>sehr grobes Konglomerat, tuffitische Grundmasse, grobe Komponenten aus hellem Quarzporphyr, rotem Sernifit und roten Siltschiefern.                                   |
| 5.   | 3 m   | wie 3.  |
| 6.   | 5 m   | hellgrüne, sehr feine, quarzitisches-kieselige Serizitphyllite in Wechsellagerung mit stark kieseligen, grauen Phtanitschiefern.  |
| 7.   | 5 m   | wie 1, sehr massig, kaum von echtem Quarzporphyr zu unterscheiden.  |
| 8.   | 2—3 m | Schiefer wie 2 und Porphyrroide wie 1 im Wechsel mit roten Phylliten.   |
| 9.   | 0,3 m | stark verruschelte, sehr feine rote Phyllite und verruschelte, hellgrüne, blättrige, etwas karbonatische Schiefer. Quarzknuern. Scharfe, tektonische Grenze, mit Quarzknuern verkittet. |
| oben |       | Überschuppung der Kärpf-Serie, vgl. Profil 26.  |

Die Überschiebung der Kärpf-Serie ist sehr scharf. Auch in diesem Profil ergibt sich mit der feineren Ausscheidung kaum größere Genauigkeit. Die Fazies ist schon etwas südlicher als in der Matzlengrat-Schuppe, da schon öfter echte saure Ergüsse auftreten. Markant sind der Geröllhorizont mit dem groben Konglomerat und die dunklen Phytanite der aquatischen Zone. Auffallenderweise scheinen im Geröllhorizont Spilitgerölle zu fehlen.

### C. SCHÖNAU-SCHUPPE

#### Profil 25: Rūfirus (Koord. 723300/201410/1635)

Fortsetzung von Profil 18.

unten Stelliboden-Schuppe (Triasband).

Milchspüler-Serie

1. 2—5 m tektonische Fazies  
düster grünlich anwitt., rötlichgrüne oder violette, siltig-sandige eher feinblättrige Schiefer. Recht viel Karbonat in Mandeln und Zwickeln.
2. 30—40 m rote-violette-bläulichgrüne, sandige, knorrige, feinblättrige Schiefer.
3. 3—7 m grüner und rötlicher Spilit schlierig vermengt in einer massigen Bank, lokal etwas verschiefert. Der dunkle Spilit überwiegt.

DS: Das filzige Schliffbild zeigt uns verschwommene Albit-(?)leisten. In kleinen Spalten und Rissen ist sekundär etwas Karbonat, Quarz und Chlorit (Pennin) ausgeschieden worden.

Textur: vorw. Deformationsformen. Es läßt sich eine alte, fluidale Anordnung erkennen, die aber meist stark tektonisch überprägt erscheint (verschiefert).

Stuktur: allg. holokristallin-porphyrisch. Die vorw. hypidiomorphen, selten idiomorphen Feldspatnadeln bilden ein sperriges, lockeres, intersertales Gefüge. Das Gesamtgefüge ist eher hypidiomorpher Struktur. Grundmasse sehr feinkörnig. Alle Mineralien sind von einem filzigen Gewebe bedeckt und stark von Kalzit, Epidot und Chlorit zerfressen. In der Grundmasse selten etwas Quarz und Serizit. Unbestimmbare Individuen lassen sich in den Umrissen noch erkennen.

Die Spilitbank ist gelegentlich von Linsen aus tuffitischen, blättrigen, roten und hellgrünen, lokal leicht sandigen, stark kalzithaltigen Schiefen durchsetzt, oben mit Muskowit.  
Karrige Oberfläche.

- Kärpf-Serie
4. 0,5—1,5 m Basisbreccie  
rote, leicht verschieferter, nach oben feiner werdende Breccie. Als Grundmasse wirkt Sernifit, worin eckige Trümmer aus der liegenden Serie eingebettet sind. Recht viel Karbonat.
  5. 10 m Siltschiefer  
rötlichbraune, sandig-siltige Schiefer, lokal sernifitisch, auffallend großer Gehalt an Muskowit.
  6. Moränenartiger Solifluktionsschutt.
  7. 20 m Sernifit  
etwas verschieferter, nach oben immer gröber werdender Sernifit mit viel Muskowit.
- oben loser Schutt (Runsenanriß), auffallend viele Gerölle von Gipfelkonglomerat.

Als ältestes Glied der Schönau-Schuppe haben wir also die Milchspüler-Serie, die hier stärker tuffitisch wirkt. Die Lavenbank kann auch fehlen und kaum kenntlichen Tuffen und verschieferter Ergüssen Platz machen. Die detritische Kärpf-Serie setzt mit geringen Diskordanzen meist direkt über dem Erguß ein. Während unten der erhebliche Karbonatgehalt auffällt, haben wir allg. Muskowit geradezu als Leitmineral. Nach den Schutt-komponenten zu schließen, dürfte sich das Profil im Gipfelkonglomerat fortsetzen, das hier oberhalb fraglos anstehen muß und von dem sich im Eluvialschutt des Schönau-Gipfelplateaus gewaltige Blöcke finden lassen:

8. ? Gipfelkonglomerat  
meist sehr grobes, rötliches und helleres Konglomerat oder Breccie. Grobe Komponenten meist in «Nestern».

Dieses Gipfelkonglomerat dürfte den Schönaugipfel aufbauen, jüngere Gesteine wurden keine gefunden. Gelegentlich sind die Gerölle in hellen Bänken und Lagen angereichert, die eine quarzitisches Grundmasse besitzen ähnlich dem Rüfi-Sernifit.

## IV. Axen-Decke

### A. KÄRPF-SCHUPPE

Diese Schuppe baut die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet auf, den Bützistock miteingerechnet.

Profil 26: Fortsetzung von Profil 24 (Koord. 725040/198000/2280)

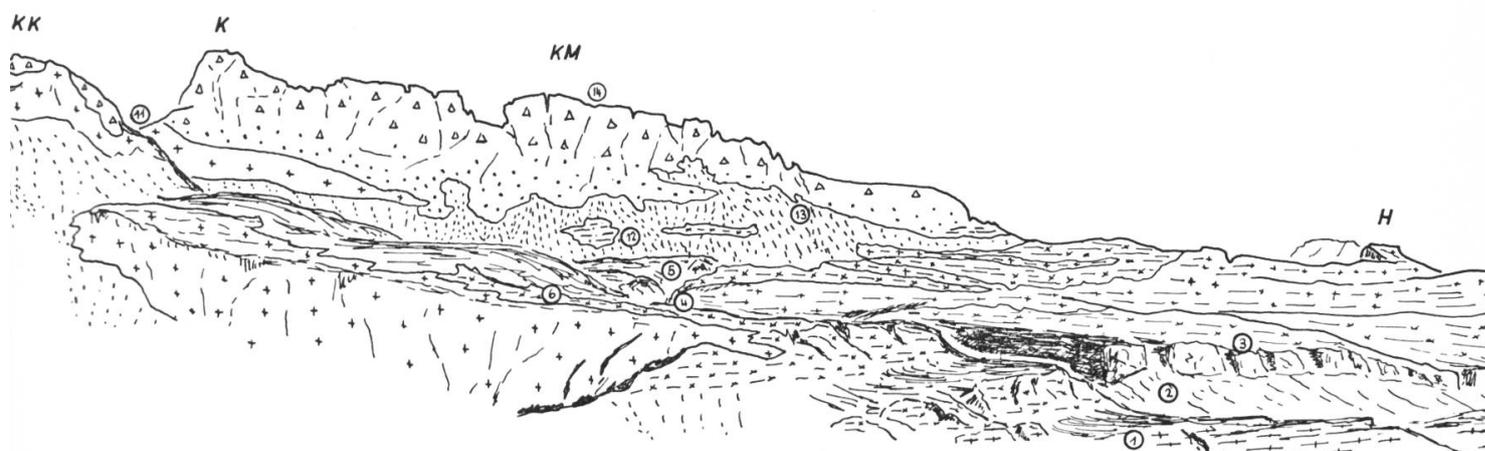


Fig. 10

Ansichtsskizze Kärpf (K) — Kärpfmatten (KM) — Hanenstock (H)  
Standort Leglerhütte

unten Schafalp-Schuppe.

#### Bunte Serie

1. 3 m sehr stark geruschelte Partie, grobe, blättrige, düster violettgraue Tuffschiefer mit weißen Kalzitmandeln.
2. 10 m schlecht sortierter Gehängeschutt.
3. 100 m eigentliche Bunte Serie  
buntes Gemenge von hellgrünen, grauen, violetten, meist blättrigen, selten aber auch fast massig wirkenden, löchrig verwitterten Tuffen und Tuffiten mit Kalzitmandeln. Darin eingelagert sind große Karbonatknollen, vorw. ockerbraun hervorwitternd, i. Br. weißer, zuckerkörniger, leicht eisenschüssiger Dolomit mit etwas Kalzit in Adern, stets von einer grünlichen Schieferhülle umgeben, mit fingerdicken Quarzknuern. Sie scheinen sich hier auf einen Horizont zu beschränken. Oft findet man flachgepreßte Lapilli und Bomben in den Tuffen.

Lokal sind mandelartige, kieselige Gelite ausgebildet, die fast porzellanartig wirken. Dann finden wir größere Konkretionen mit einem bis zentimeterdicken Kalzitrand, in denen drusenartig schöne Rosaquarze gewachsen sind.

#### Hanenstockkeratophyre

4. 15 m nicht sehr typische Partie von dunklen, stark verschieferten Keratophyren mit leicht detritischem Einschlag.

#### Milchspüler-Serie

5. 15 m rötliche und grünliche, eher detritische Schiefer mit tuffitischem Habitus.  
 6. 20 m Moräne des Kärpffirns.  
 7. 6 m grüne, meist feine Schiefer, wohl verschieferter Chloritpilit.  
 8. 10 m massiger, schöner, blaugrüner Chloritpilit mit rötlichen Tupfen.  
 9. 10 m wie 7.  
 10. 50 m wie 3, aber kaum mehr mit Karbonat. Gegen oben immer stärker detritischer Einschlag, fast sernifitisch. Scharfe Grenze.

#### Kärpf-Serie

11. 0,3 m Basalbreccie  
 brecciöses Gemenge von tuffitischen, blättrigen Schiefen mit sandig-siltigen, tiefroten Schiefen, sernifitische Grundmasse.  
 12. 50—70 m Siltschiefer  
 rotbraune, unten feinere, fast phyllitische, oben siltige Schiefer.  
 13. 10—30 m Sernifit  
 rotbrauner, gegen oben grober werdender Sernifit, nur selten grobe Gerölle (Quarzporphyr und Feldspäte). Übergang.  
 14. Gipfelkonglomerat  
 sehr grobes Konglomerat und Breccie. Grundmasse sernifitisch, die Gerölle eher gut gerundet, von den eckigen Feldspäten abgesehen.  
 oben Gipfelgrat des Kärpf (Kärpfmannen, KM).

Die Ausscheidung der Serien stößt hier bereits auf gewisse Schwierigkeiten, da sich die Gesteinsgesellschaften mehrheitlich stark verzahnen, doch lassen sie sich immerhin noch eindeutig erkennen. Die typische Ausbildung der Bunten Serie unterscheidet sich hier nicht mehr stark von derjenigen der Milchspüler-Serie, von der sie aber immerhin deutlich durch Quarzporphyre und Hanenstockkeratophyre getrennt ist. Der basische Ergußcharakter bleibt aber auch in den merkwürdigen Hanenstockkeratophyren erhalten, sodaß hier basische Ergüsse neben den sauren existiert haben müssen. Das Profil endet mit der detritischen Kärpf-Serie,

welche die vulkanischen Serien scharf diskordant eindeckt, indem sie hundert Meter NE des Profils direkt den Quarzporphyren der Sunneberg-Serie aufliegt. Das jüngste Gestein ist das Gipfelkonglomerat, welches ähnlich wie in der Schönau die höchsten Erhebungen aufbaut (Kärpf, Kleinkärpf).

Profil 27: Kärpfrisi (Koord. 726000/198480/2200)

- unten                    feiner Blockschutt.
- Sunneberg-Serie
1. 20 m            massiger, heller, körniger Quarzporphyroid, Steilwand.
  2. 4 m            dunkelgraue, leicht siltige, fast ebenflächige, kieselig-phtanitische Schiefer mit kleinen weißen Tupfen auf den Spaltflächen.
  3. 15 m           Schutt wie 1, noch etwas feiner.
  4. 3 m            weinrote, sandig-phyllitische, lokal quarzitische Schiefer.
  5. 2 m            gefrittete, oben ausgebleichte und massigere Schiefer wie 4.
  6. 45 m           sehr massiger, grober, fluidaler Quarzporphyr mit Quarzadern.
  7. 2 m            feine, dunkelolivgrüne, tuffitische Schiefer.
  8. 4 m            tuffitische, grobe, grünliche Schiefer.
  9. 5 m            wie 4.
  10. 3 m           wie 5.
  11. 70 m           sehr massiger, grober, meist grünlich-heller, selten auch leicht rötlicher Quarzporphyr, Steilwand. Scharfe Grenze.
- Milchspüler-Serie
12. 4 m           sehr feine, mattglänzende, weinrote Schiefer.
  13. 4—5 m        grüner, massiger Chloritspilit, Unterseite gestriemt.
  14. 5 m           feine, weinrote Phyllite.
  15. 3 m           grobere, sandig-sernifitische Schiefer.
  16. 4 m           loser, eckiger Gehängeschutt.
- Sunneberg-Serie
17. 2 m           evtl. leicht versackte, dunkelgraue, kieselige Schiefer.
  18. 20 m          wie 16, vorw. Spilituffagglomerate.
  19. 8—9 m        massiger, teils verschieferter Quarzporphyr, hell, rötliche Schlieren scharf begrenzt.
  20. 2 m           leicht detritischer, verschieferter Quarzporphyroid.
- Milchspüler-Serie
21. 30 m          wie 18.
  22. 10 m          düster grünliche Spilitbreccie und Spilituffagglomerate.
- oben                    Gipfelgrat Unterkärpf—Kleinkärpf.

Dieses Profil ist sehr typisch für die Kärpf-Schuppe, da es deutlich zeigt, wie stark die in den anderen Schuppen doch recht gut horizontierten Serien hier miteinander verzahnt sind. Saure und basische Ergüsse müssen sich hier kurzfristig abgelöst haben. Merkwürdig sind auch die groben Agglomerate auf dem Gipfelgrat, die nur in dieser Schuppe gefunden werden können.

#### Profil 28: Hanenstock (Koord. 724500/196500/2420)

- |                       |   |
|-----------------------|---|
| unten                 | karbonathaltige Chüetalmattschiefer.<br>Überschiebung der Kärpf-Schuppe.  |
| Bunte Serie           |   |
| 1. 4 m                | tektonische Fazies.<br>grünliche, fein verfältete, eher feinblättrige, recht stark karbonathaltige, tuffitische Schiefer, ausgebleichte Zone von 2. |
| 2. 35 m               | düster rot-violette, löchrig anwitt., tuffitische, meist blättrige Schiefer mit kleinen weißen Kalzitmandeln und großen Dolomitknollen.             |
| 3. 30 m               | grüner-hellgrüner, meist massiger, aber auch verschieferter, kalzitischer, schlieriger Chloritpilit. Steilwand.                                     |
| Hanenstockkeratophyre |   |
| 4. 20—30 m            | meist stark verschieferter, blättriger, körniger, düster braun-violetter Keratophyr. Gelegentlich eindeutig detritisch!                             |
| 5. 1 m                | hell ausgebleichte Ruschelzone, Flachzone.  |
| 6. 40 m               | wie 4, aber viel massiger.  |
| oben                  | Hanenstockgipfel.   |

Die Zone 5 deutet eine kleine interne Bewegung an. Die Bunte Serie ist typisch ausgebildet. Die Keratophyre machen zuweilen einen stark tuffogenen bis sogar detritischen Eindruck, Ergußnatur ist oft kaum erkennlich.

#### B. SALENGRAT-SCHUPPE

#### Profil 29: Blabrus (Koord. 725000/204170/1230)

- |          |  |
|----------|--|
| unten    | Überschiebung auf die Schönau-Schuppe.<br>Eisensandstein (?) |
| 1. 1—2 m | stark zerdrückter, sandiger Kalk, lochseitenkalkähnlich.     |

2. 0—8 m Wechsellagerung zwischen dunklen, sandigen, knorrigen Tonschiefern und bräunlich anwitt. Bänken von hartem, leicht kalkigem, eisenschüssigem Sandstein mit kleinen Organismenresten.
3. 0—2 m sehr harte, hervorwitt. Bank von grauem, lokal leicht spätigem und kalkigem Sandstein. Scharfe Grenze.

Untere Aalenianschiefer

4. 5—30 m ebenflächige, blauschwarze, glänzende Tonschiefer, wenige sandige Linsen und Schmitzen.

Basisbildungen

5. 5—7 m bunter Wechsel zwischen grobspätigen, leicht sandigen, grauen Echinodermenbreccien, darin viele kleine Dolomitgerölle und wechselnd dicken Zonen von dunklen, eher knorrigen Schiefern, ähnlich 4.  
Die Echinodermenbreccien sind sehr grobspätig. Die Grundmasse ist mergelig, die Textur richtungslos. Die Komponenten bestehen vorw. aus gut gerundeten und stark korrodierten Fossilresten, daneben treten viele sehr gut gerundete Dolomitgerölle auf neben wenigen Quarzkörnern. Die Dolomitgerölle überwiegen in der Nähe der Schiefer, welche mit diesem Gestein verzahnt sind.

Sexmor-Serie

6. 30 m Steilstufe, hellbräunlich anwitt., i. Br. meist graue und beige, vorw. grobe, eher dünngebankte Grobsandkalke und Echinodermenkalke (unten), lokal feinkonglomeratische Zonen.
- oben Schuttrücken des Rotenberges.

Merkwürdig ist der Name des Rückens, wo doch nirgends rötliche Gesteine anstehen. Allerdings liegen auf dem Rücken Verrucanorelikte, die ungefähr zur Verkehrtserie passen würden. TRÜMPY (1949) nahm hier aufrechte Lagerung und tektonische Repetition an, da er den Eisensandstein, der allerdings nur stellenweise als solcher erkannt werden kann, mit Magerraischichten verwechselte.

## V. Vergleichsprofile

### A. GANDSTOCKKETTE

#### Profil 30: Sammelpprofil Gandstock—Bleitstock.

- unten Lochseitenkalk.
- Sernifite
1. 110 m Steilstufe, rote-rotbraune, grobe bis etwas feinere, recht massige Sernifite, gegen oben immer mehr schiefrige Zwischenschaltungen.
- Sernifitschiefer
2. 50—80 m leichtes Zurückweichen der Wand, Wechsel zwischen roten, selten auch hell-grünen, groben Sernifiten und rötlichen Siltschiefern.
- Untere Schiefer
3. 80—120 m Flachzone der Alpweiden, ausschließlich schiefrige Partie, rote und violette, seltener auch grüne, unten noch siltige, gegen oben aber eher phyllitische Schiefer, wenige sernifitische Einschaltungen. In dieser Serie finden wir einige tektonisierte Zonen, 2—5 m stark, wobei es sich um ausgebleichte, hellgrünliche, stark geruschelte, relativ zähe Schiefer mit auffallend großem Kalzitgehalt handelt. Grenze verwischt, meist unter Schutt.
- Bunte Serie
4. 120—200 m unten fast sernifitisch grobe, dann aber blättrige, rote und grüne, violette und graue, löchrige, stark karbonatische Tuffschiefer mit lokal deutlich detritischem Einschlag. Darin verschieden dicke, meist massige und recht saure Spilite in hervorwitt. Bänken und Lagen, stets von tuffitischen Schiefern begleitet. Den Abschluß nach oben bildet auch hier eine detritische Schieferzone.
- Sunneberg-Serie
5. 60—220 m beginnt an den Bleitstöcken mit dem berühmten, 1—3 m mächtigen, ockerbraun anwitt., i. Br. grünlichgrauen, stark verquarzten und sandigen Dolomit, der mit grünen und roten Schiefern verwachsen ist. Im DS finden wir neben detritischen Quarzen vereinzelte, fragile Pflanzenstrukturen.  
Darüber liegt eine dünne Schicht von hellgrünen Quarzitschiefern, die übergehen in dunkle, graue, siltige und gelegentlich leicht kalkige, etwas kieselige Schiefer.

Dann folgen grüne, grobe und serizitphyllitische Schiefer vermengt mit quartenschieferähnlichen Gesteinen. Darauf folgen Quarzporphyroide vermischt mit Serizitphylliten, in denen nach AMSTUTZ (1948 und 1954) verschiedene Horizonte grauer Schiefer und Konglomerate liegen. Auch echte Quarzporphyre.

Milchspüler-Serie

6. 40—100 m rote Schiefer und sernifitähnliche Gesteine mit meist dunklen basischen Ergüssen. Die Spilite bilden Steilwände. Scharfe Grenze.

Kärpf-Serie

7. beginnt unten mit einer Basalbreccie, die sofort in Sernifit übergeht. Wenige rote Schiefer. Oben herrscht dann die typische Fazies des groben Gipfelkonglomerates vor.

Die Serien lassen sich im allg. gut erkennen und mit den im Untersuchungsgebiet gefundenen Ergebnissen vergleichen. Das Profil soll im weiteren lediglich zur besseren Übersicht dienen, da wir im Text gelegentlich auf die Verhältnisse der Gandstockkette hinweisen müssen.

Da das Gebiet nur kursorisch begangen wurde, können wir auch über die Lagerung nicht allzuviel aussagen. Es sind ja hier zurzeit neue Untersuchungen durch Herrn NIO im Gange. Merkwürdig ist nur, daß ausgerechnet die für die Glarner-Decke typischen Serien verkehrt an der Basis, die typischen Serien der Mürtschen-Axen-Decke normal darunter liegen. Das ergäbe eine große liegende Falte, doch ist nicht von der Hand zu weisen, daß die Sernifite auch mit FISCHS (1961) unterem Sernifit vom östlichen Sernftal verglichen werden könnten.

Profil 31: Gandwald (Koord. 726250/205600/1170).

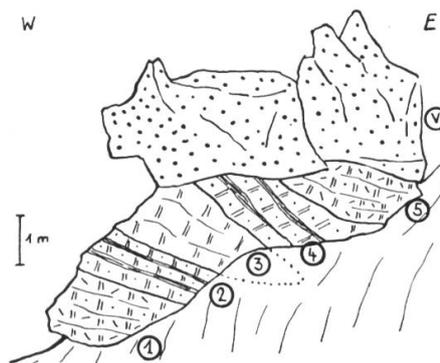


Fig. 11  
Trias im Gandwald

unten                    grober Blockschutt, Sturzgerölle.

Röti-Serie

1. 1,5 m            Dunkelzugdolomit,  
gut gebankter, leicht sandiger, grobspätiger, dunkler Dolomit.
  2. 1 m             Gyrendolomit,  
feingebankter, sandiger, spätiger, beiger Dolomit mit Resten von  
schwarzen, sandigen Schiefern im Wechsel.
  3. 1 m             Rötidolomit s. s.,  
etwas massigerer, grauer und beiger, feiner-dichter Dolomit.
  4. 1 m             Gyrendolomit,  
wie 2, aber stärker verwalzt.
  5. 1,5 m          Dunkelzugdolomit,  
wie 1.
- oben                    großer Sernifitblock, wahrscheinlich abgestürzt.

Der ganze Komplex dürfte leicht versackt sein, kann aber im allg. doch noch als anstehend taxiert werden, da scheinbar der gesamte Hang talwärts gleitet. Der Bau deutet Synklinalstruktur an. Die Fazies lehnt sich eindeutig an diejenige der Bodenrus-Schuppe an. Die schwarzen Schiefer von 2 und 4 wurden von FISCH (1961, S. 76) irrtümlicherweise als solche des Aalenian angesehen. Die Fazies des Gyrendolomites ist aber nicht zu verkennen.

Profil 32: Gandwald (Koord. 726330/205590/1240).

unten                    grober Blockschutt.

Sernifite

1. 0—15 m        körniger, grober und massiger, wenig verschieferter Sernifit.

Melser-Serie

2. 2—3 m        eher grober, massiger, meist tektonisierter, sandiger Quarzit mit Fetzen von grünen Schiefern aus der Verwitterungsschicht des Verucano.
3. 2 m            Übergangsschichten  
Wechsel zwischen feinen, grünlichen, sandigen Quarziten und ocker anwitt., gräulichen, stark sandigen Dolomiten. Übergang.

Röti-Serie

4. 0,5—1 m      Dunkelzugdolomit  
fast schwarzer, leicht sandiger, grobspätiger Dolomit.
5. 0,5—1 m      Gyrendolomit  
Wechselagerung von spätigem (unten) und feinem (oben) Dolomit mit dünnlagigen, schwarzen, sandigen Dolomitmergelschiefern.

6. 1—3 m Rötidolomit s. s.  
feiner-dichter, beiger bis leicht rötlicher, massiger Dolomit. Schlecht einzusehende, aber sicher tektonische Grenze.
- Sernifite
7. 0—10 m feiner, massiger Sernifit mit wollsackähnlicher Verwitterung.  
oben grober Blockschutt, Sturzgerölle.

Diese Aufschlüsse sind mit Sicherheit relativ zum Umstehenden als anstehend zu betrachten. Eine aufrechte Triasserie wird von einer Sernifitserie überfahren. Dies erinnert neben der Fazies sehr stark an die Verhältnisse in der Bodenrus-Schuppe. Die Strukturen dürften mit denjenigen von Profil 31 im engen Zusammenhang stehen.

### B. GUPPENSYNKLINALE (Glärnischgruppe)

Profil 33: Schüssigrus (Koord. 722440/207600/1030)

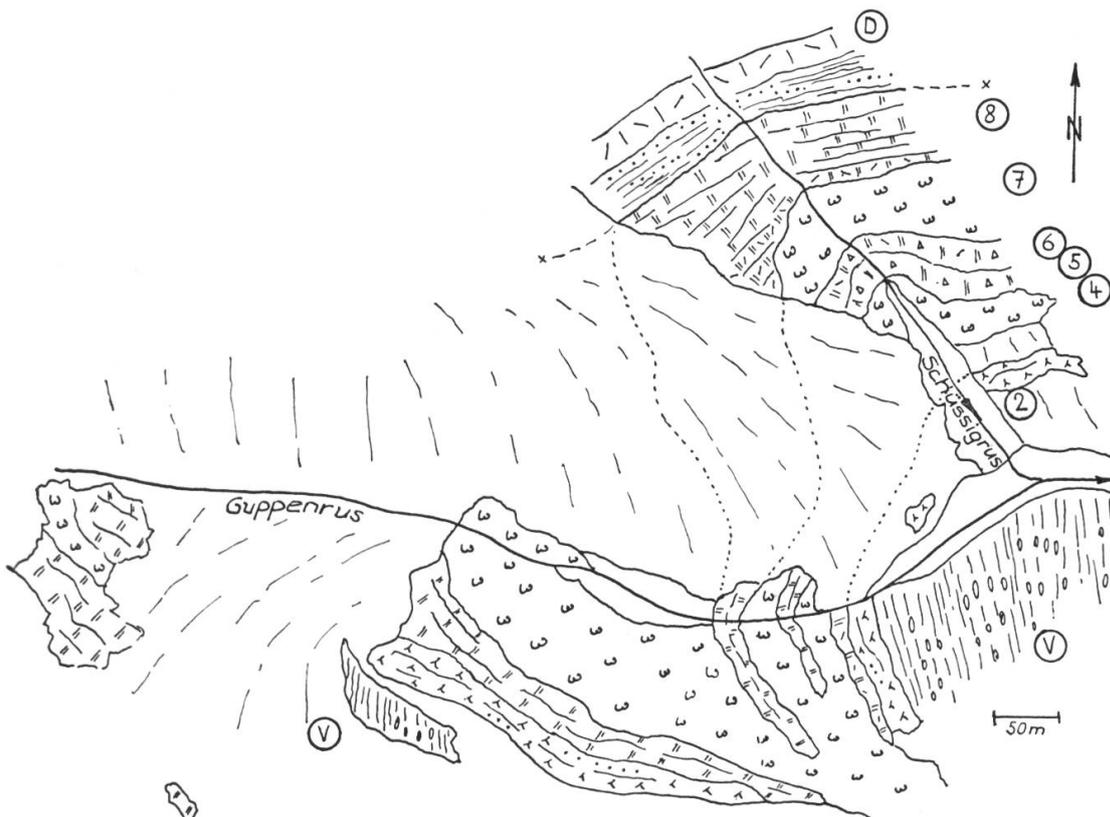


Fig. 12  
Guppensynklinale

- unten                    Knollenschiefer (V)  
auf dem rechten Ufer der Runsen liegen feine, phyllitische, rote  
und grüne Verrucanoschiefer mit bis kopfgroßen, leicht kalzitischen  
Karbonatknollen.
1. 25 m                Runsenschutt im Bett der Schüßigrus.
- Melser-Serie
2. 3—6 m            massiger, grober Quarzit.
  3. 8 m                Runsenschutt.
- Röti-Serie
4. 25 m            löchrig zerfallende Rauhacke. Gerölle von dichten oder spätigen  
Dolomiten als Komponenten.
  5. 10 m            hervorwitt. Bank feiner Dolomite, meist zur Breccie zermahlen.
  6. 5 m              harte Bank dunkler, spätiger Dolomite, ebenfalls meist zertrümmert.
  7. 30 m            Rauhacke ohne spätige, dunkle Dolomitgerölle. Viel Füllmasse.
  8. 20—25 m        feingebankter, unten noch hellgrauer, feinspätiger Dolomit, oben  
eher feiner-dichter, beiger Dolomit. Merkwürdiges Schichtfallen  
mit 60° gegen N-NW, zum Teil auch durch Hakenschlagen der  
Schichten bedingt.  
Scharfe, tektonische Grenze.
- oben                    knorriger Eisensandstein (D) der Axen-Decke.

Wir sehen, daß im Profil die Faltenstruktur fast nur aus dem Normal-  
schenkel besteht, während der Verkehrtchenkel erst in der Guppenrus  
besser erhalten ist. Hier wird die Serie nach SCHINDLER (1959) von der  
Axen-Decke, in der Guppenrus dann von der Dohlenserie überfahren, wo-  
bei jedesmal der Dogger die Basis des höheren Stockwerkes bildet. Nach  
SCHINDLER sind auch Dohlenserie und nördliche Axen-Decke kaum zu  
trennen, zumindest in dieser Gegend scheint es sich um fast dieselben Ele-  
mente zu handeln. Wir verweisen hier auf die Diskussion in SCHINDLER  
(loc. cit., S. 74).

# STRATIGRAPHIE UND LITHOLOGIE

In diesem tektonisch so komplizierten Gebiet war es nicht immer einfach, eine befriedigende stratigraphische Gliederung der Gesteine aufzustellen. Immer wieder mußte mit Hilfe der tektonischen Verfaltungen und Verschiebungen auf die wahrscheinlichste Schichtfolge geschlossen werden. Dabei hätten wir eigentlich genügend mit rein stratigraphischen Schwierigkeiten allein zu kämpfen, da es v. a. einmal galt, den bisher ungliederten Verrucano genauer unter die Lupe zu nehmen. Ich habe dabei versucht, in der üblichen Art und Weise typische Gesteinsvergesellschaftungen zu Serien zusammenzufassen. Dabei sind einige verblüffende Ergebnisse herausgekommen. Die mesozoischen Serien wurden lediglich zur Kartierung genauer untersucht, da die Vorkommen zu weiteren Schlüssen doch kaum ausreichen dürften.

## I. Verrucano

Die gesamthaft als Verrucano bezeichneten Gesteine im Untersuchungsgebiet sind ziemlich sicher älter als Trias, könnten aber in den untersten Partien noch karbonisches Alter haben. Das letztere wird v. a. angenommen, weil im Verrucano verschiedentlich «karbonartige» kohlige Schiefer mit Pflanzenresten sowie Konglomerate vom Vallorcine-Typus auftreten. Im Kalkband der Sunneberg-Serie wurden zudem Gastropoden gefunden, doch fehlt bisher eine horizonttypische Fauna oder Flora. Im Untersuchungsgebiet läßt sich zudem leicht feststellen, daß sowohl über als auch unter diesen «karbonverdächtigen» Gesteinen recht ähnliche basische Effusiva liegen.

### Zum Begriff Verrucano

Der Name Verrucano stammt vom italienischen Geologen P. SAVI, der ums Jahr 1832 die Konglomerate des Mte. Pisano nach dem Castell Veruca so benannte. 1850—1853 übertrug dann B. STUDER diesen Begriff

Tabelle 1

## Gliederung des Verrucano im westlichen Freiberg

Glärner-Decke			Mürtschen-Decke		Axen-Decke	Alter		
Chüetal-Schuppe	Bodenrus-Schuppe	Stelliboden-Schuppe	Matzlengrat-Schuppe	Schönaus-Schuppe	Kärpf-Schuppe			
TRIAS				LIAS				
Diskordanz						pfälzisch?		
Verwitterungsschicht	Verwitterungsschicht	Verwitt. sch.	Detritische Serien	Knollenschiefer	?	?	Zechstein	
Sernifite	Sernifite	Knollenschiefer			Kärpf-Serie	Gipfelkonglomerat	Gipfelkonglomerat	Ober Rotliegendes
Sernifitschiefer	Sernifitschiefer	Sernifitschiefer				schiefer	feiner Sernifit	
Untere Schiefer	Untere Schiefer	Untere Schiefer		basale Schiefer	basale Schiefer	basale Schiefer		
Basisbreccie	Basisbreccie			Basisbreccie	Basisbreccie	Basisbreccie		
Diskordanz			Diskordanz			saalisch?		
Aueren-Serie	Aueren-Serie		Vulkanische Serien	Milchspüler-Serie	Milchspüler-Serie	Mi.-S.		Unter Rotliegendes
	Tuffarkosen			Sunneberg-Serie	Sunneberg-Serie	Ha. st. Kerat.		Quarzporphyre
				Bunte Serie	Bunte Serie	Bunte Serie	Bunte Serie	Ober Karbon?

auf ähnliche Gesteine in der ganzen Schweiz, zuerst auf Flyschkonglomerate in den Westalpen und schließlich auch auf die roten Konglomerate und Schiefer der Glarneralpen. O. HEER (1865) versuchte den Namen Verrucano durch die Bezeichnung S e r n i f i t zu ersetzen, doch wurde dieser Ausdruck bald darauf von A. ESCHER speziell für die roten Konglomerate verwendet. ROTHPLETZ versuchte es mit einer S e r n i f i t - f o r m a t i o n , zu der er auch die gesamte Trias rechnete.

Die Begriffe sind heute etwas klarer geworden, nicht zuletzt dank den neuesten Ausführungen über den Verrucano im stratigraphischen Lexikon der Schweiz. Als Sernifit bezeichnen wir lediglich die roten Breccien und Konglomerate (wie schon ESCHER), die nur einen Teil des Verrucano ausmachen. Mit Verrucano bezeichnen wir die gesamte Gesteinsserie, die das Liegende der Trias bildet und wahrscheinlich dem Kristallin direkt aufliegen dürfte.

Delikaterweise ist gerade das Alter des Typusverrucano noch umstritten. A. FUCINI stellte ihn auf Grund falscher Fossilbestimmungen in die Kreide. F. v. HUENE postulierte anhand von Reptilfährten in den höheren Horizonten des toskanischen Verrucano triadisches Alter. Sodann wies C. BURCKHARDT beim Studium des Monte Pisano dem Typusverrucano permisches Alter zu. Und endlich stellt L. TREVISAN diesen Verrucano wieder in die Trias, wobei er aber in seiner Diskussion die Resultate von BURCKHARDT kaum beachtet.

In den Bergamasker Alpen, wo eine verblüffende Ähnlichkeit mit unserem Verrucano festgestellt werden kann, werden von L. U. DE SITTER nur die nach ihm oberpermischen Fanglomerate als Verrucano bezeichnet (unser Sernifit), der das unterpermische Collio überlagert.

Schließlich werden im Bereich der Bozener Porphyrenplatte nur jene geringmächtigen Basalkonglomerate als Verrucano bezeichnet, welche die vulkanische Serie der Quarzporphyre und (?) Ignimbrite unterlagert. Dabei ist zu vermerken, daß auch DE SITTER unter dem Collio ein Basalkonglomerat ausscheidet.

Wir sehen also, daß der Begriff Verrucano für die verschiedensten Gesteine verwendet wurde, wobei weder das Alter noch die Lithologie immer übereinstimmen. Der in dieser Arbeit behandelte Verrucano wird deshalb als ein Teil des G l a r n e r V e r r u c a n o betrachtet, wie es von R. TRÜMPY im stratigraphischen Lexikon vorgeschlagen worden ist.

## *A. Glarner Decke*

### Vulkanitführende Serien

#### 1. AUEREN-SERIE

Die Typuslokalität dieser Serie befindet sich im Ischtwald auf der linken Seite des Auerenbaches und ist im Profil 11 genauer angegeben.

Das Vorkommen der Serie beschränkt sich auf die beiden Talflanken des Auerentales (vgl. Kartierung). Die Aufschlüsse waren den früheren Bearbeitern dieses Gebietes nur zum Teil bekannt.

Es handelt sich um eine typische Vergesellschaftung von vorw. dunklen, basischen Ergüssen mit deren Tuffen und Tuffiten sowie feinen Phylliten, welche fast durchwegs rote Farben haben. Nur an der Basis liegen recht saure Tuffarkosen, die nicht ganz in diese Gesellschaft zu passen scheinen (vgl. unten).

Die allg. Ausbildung variiert auf kleinem Raume sehr stark, wie es in allen vulkanitführenden Serien typisch ist. V. a. die teilweise mächtigen Spilitite verschwinden oft auf kurze Distanz.

Die untere Begrenzung der Aueren-Serien ist eigentlich nirgends aufgeschlossen, sei es infolge Schuttbedeckung der entsprechenden Zone oder sei es wegen tektonischen Komplikationen (vgl. unten). Dafür ist die Grenze zu den hangenden detritischen Serien umso besser sichtbar. Eine Basalbreccie, die zum großen Teil direkt den Ergüssen aufliegt, welche sich aber relativ einfach auch über phyllitischen Zonen der Aueren-Serie feststellen läßt, kündigt den Beginn einer größeren Schüttungsperiode an, während der die vulkanitführenden Serien völlig eingedeckt wurden. Die Bankung dieser Basalbreccie deutet geringe Diskordanzen gegenüber dem Liegenden an.

Einer genaueren Betrachtung wert sind nun noch die Kontakte der Spilitlager, da ihre Ausbildung gewisse Konsequenzen hat:

Im Ischtwald darf angenommen werden, daß die Serie aufrecht liegt. An der Basis des Ergusses finden wir gefrittete Schiefer, während wir im Dache typische Spilitbreccien haben, in welchen eine sernifitische Grund- oder Klemmasse auftritt. Herr Prof. GANSSEER bezeichnete solche Breccien als typisch in einem *D a c h k o n t a k t* von Ergüssen, welche nach einer Erosionsphase von Schuttströmen eingedeckt worden sind (Basalbreccie).

Unter Matzlen sind nun die Verhältnisse nicht dermaßen klar. Es sind an den Kontakten nirgends gefrittete Schiefer zu finden. Der untere wie der obere Kontakt sehen völlig analog aus: Wir haben unten und oben Spilitbreccien mit einer sernifitischen Grund- oder Klemmasse, die durchaus dem Gebilde entsprechen, das im Ischtwald als typischer Dachkontakt angesehen wurde! Gegen die ev. Postulierung von Intrusivkontakten spricht das sernifitische, eingeschwemmte Material, in dem zudem keine Anzeichen einer Kontaktmetamorphose gefunden werden können.

Es scheint sich also auch hier um Ergüsse zu handeln. Die beidseitig analogen Kontakte (Dachkontakte) haben mich nun zur folgenden Annahme gezwungen: Die Aueren-Serie liegt hier im Kern einer Deckfalte, zum Teil stark zerrissen, zum anderen reduziert. Die Verkehrtserie im Liegenden unterscheidet sich nur dadurch von der Normalserie, daß wir dort noch typische Sernifite haben, während hier bereits Knollenschiefer überhand nehmen. Dieser Fazieswechsel ist aber völlig in Ordnung, kann er doch schon in der Schönau von der Bodenrus-Schuppe zur Stelliboden-Schuppe beobachtet werden. Dabei ist in der Schönau die Struktur der liegenden Falte dann offensichtlich!

Die Aueren-Serie wird mit dieser Stellung zum ältesten Glied der Glarner-Decke.

#### *a. Basale Bildungen*

Darunter verstehen wir die merkwürdige Zone an der Basis der Serie. Es handelt sich um eine bis 30 m dicke Wechsellagerung zwischen etwas verschieferten, grünlichen, recht körnigen Arkosen und Tuffarkosen und grünen, violetten und grauen, meist sehr feinen Schiefen. Zuunterst liegen blättrige, kalzitische Schiefer. Auffallend ist die nahe Verwandtschaft dieser Gesteine mit denjenigen der Sunneberg-Serie, wobei hier der detritische Charakter etwas stärker ausgeprägt ist.

Die Textur ist schiefelig. Komponenten dicht gedrängt, es sind tektonisch zerdrückte Quarze (Max. 50 %) und etwas stärker zerfressene Feldspäte (Max. 70 %, vorw. Orthoklas). Klemmasse tonig-serizitisch. Kalzit und Chlorit in Adern, Chlorit-schüppchen.

In den feinen Schieferlagen überwiegt die Grundmasse, sie dürften stärker aufbereiteten Detritus enthalten. Merkwürdig sind die leicht gräulichen Schiefer. Zuweilen kann hier ein kohliges Pigment festgestellt wer-

den, das Erinnerungen an die aquatische Zone der Sunneberg-Serie wecken kann. Der Tuffcharakter der ganzen Zone ist augenscheinlich, er überwiegt oft den detritischen Einschlag. Auch der lokal enorme Kalzitgehalt erinnert an gewisse Zonen der Sunneberg-Serie.

Wir wollen festhalten, daß die basalen Bildungen der Aueren-Serie vielleicht gar nicht zu dieser Serie gehören, sondern eher zu einem Äquivalent der Sunneberg-Serie, daß wir aber mangels guter Aufschlüsse diese Bildungen in der basischen Ergußserie belassen wollen.

### *b. Rote Schiefer*

Ein typischer Begleiter der basischen Ergüsse sind rote, seltener auch grünliche Schiefer, die zuweilen gröbere Einschaltungen enthalten. Die Schieferung ist durchwegs ein tektonisches Clivage, das in kleinen Winkeldiskordanzen zu den sandigen Lagen steht. In der Nähe der Ergüsse wirken die Schiefer gelegentlich etwas kalzitisch, wobei größere Knollen auftreten können.

Die allg. Textur der Gesteine ist schiefrig. Die tonige, leicht serizitische Grundmasse überwiegt bei weitem. Der Habitus der Komponenten wirkt tuffitisch. Es sind vorw. Quarze und überraschend viele Plagioklase, Orthoklase sind eher untergeordnet. Lokal treten eigentliche Albitnester auf, die eine besser aufgearbeitete Spilitbreccie andeuten. Ein sehr fein verteiltes, kräftiges Pigment, das vielleicht aus den rötlichen Hämatitspiliten stammt, färbt die Gesteine fast durchwegs rötlich.

Die Schiefer sind wohl vorw. detritischer Entstehung, haben aber noch deutlich tuffitischen Charakter, wobei die Plagioklase vielleicht noch ihre nahe Beziehung zu den basischen Ergüssen verraten.

### *c. Basische Ergüsse*

Es handelt sich um vorw. dunkle Laven, die mit hellen, grünlichen Varietäten schlierig verwachsen sind. Die meist massigen Lavenbänke sind von dünnen Breccienlagen unterbrochen, welche wohl die ursprünglichen Ströme trennen.

Die Kontakte Lava—Nebengestein haben wir teilweise schon erwähnt. Im typischen Fußkontakt sind die Schiefer meist leicht gefrittet, während im Dache der Ergüsse grobe Spilitbreccien auftreten. Seitlich verzahnen

sich die Laven stark mit den roten Schiefen, wobei gelegentlich Spilitbreccien, oft aber auch leicht gefrittete Zonen auftreten können.

Der Spilit unter Matzlen ist stark vererzt. AMSTUTZ (1954) hat diese Stelle beschrieben als das einzige Kupfererzvorkommen im Glarner Verrucano, das die Ausdehnung einer (kaum abbauwürdigen) Lagerstätte besitzt. Es treten hier auch schöne Breccien mit feinem Kalzitzement auf.

### *Spilitbreccien:*

Die Grundmasse tritt stark zurück und zeigt tuffitisch-detritischen Charakter. Komponenten sehr eckig, durchwegs dunkle Spilitgerölle, die etwas schlackig wirken.

Die Grenzzone zum massigen Spilit zeigt folgendes Bild: Relativ große Albitleisten bilden in der Lava ein lockeres, sperriges Gefüge, dazwischen sind kleinere Albite richtungslos verteilt. Auffallend sind kleine Mandeln mit feiner Quarz-Kalzit-Füllung, welche einen großen, dunklen, amorphen Hof besitzen. Längs einer recht scharfen Grenze wird das massige Gestein rasch aufgelöst in eine Breccie, die sofort stark detritischen Charakter annimmt. Die Grundmasse ist tonig-fein oder leicht sandig. Kalzit tritt nur in Adern auf. Die Geröllgröße nimmt nach oben rasch ab, wogegen die Grundmasse stark zunimmt und sernifitisch wird.

### *Dunkle Spilite:*

Sie bilden den Hauptanteil der Laven. Es sind schlackige Gesteine mit bis nußgroßen Mandeln, welche mit Kalzit, seltener mit Chlorit gefüllt sind. AMSTUTZ (1954) beschrieb solche Gesteine als Hämatitspilite.

Die Textur ist mandelsteinartig; es handelt sich um Typus Pa nach AMSTUTZ. Die Hohlräume sind überwiegend mit Kalzit, selten auch mit etwas Chlorit vermischt, gefüllt. Ganz selten tritt auch Quarz neben Albit als Füllung auf.

Die Struktur ist feinkörnig-intersertal. Wir stellen zwei Generationen von Einsprenglingen fest. Die erste, größere, leistenförmig-stengelige bildet ein lockeres Gerippe, in dessen Hohlräume sich eine zweite, kleinere, sprießig-stengelige Generation gebildet hat. Die Grundmasse ist opak.

Bei den Einsprenglingen dürfte es sich nach AMSTUTZ um Albitleisten handeln (auch WINTERHALTER 1943, E. NICGLI 1944, VUAGNAT 1946). In einem einzigen Dünnschliff fand ich aber mindestens zwei eindeutige Feldspäte mit Zonarstruktur, wobei es sich um randlich albitisierte Plagioklase handeln dürfte.

Dieser Fund ist nicht ganz unbedeutend in bezug auf das ganze Problem der basischen Ergußgesteine im Glarner Verrucano. AMSTUTZ beobachtete bei seinen Dissertationsarbeiten (1954) im Freiberg keinen einzigen Feld-

spat mit Zonarstruktur, ebenso findet er keine Andeutung einer sekundären Umwandlung der Albite aus Plagioklas. Er schließt daraus, daß in den basischen Ergüssen der Freiberge aller Albit primär gebildet sei. Allerdings räumt er die Möglichkeit ein, daß während der Erstarrung beim Übergang vom liquidmagmatischen zum hydromagmatischen, pegmatitisch-hydrothermalen Stadium l o k a l eine Umwandlung stattgefunden hat und früher kristallisierte, basischere Plagioklase randlich albitisiert wurden. Interessant ist hier noch eine Meldung von FISCH (1961), der in den Bergamasker Alpen am Passo di Vivione im Collio spilitartige Laven gefunden hat, deren Feldspäte deutliche Zonarstruktur zeigen.

Ein einziger Schliff, der aus dem Erguß unter dem Etzelstock stammt, zeigt nun einige Abweichungen von der üblichen Ausbildung der Spilite. Wir finden etliche kleine, vollkommen idiomorphe Einsprenglinge, von denen aber nur zwei die erwähnte Zonarstruktur aufweisen.

Es spricht für die Theorie von AMSTUTZ, daß solche Gebilde nur in einem einzelnen Schliff gefunden werden konnten. Wir hätten hier jene von ihm vermuteten, früher kristallisierten Plagioklase vor uns, die später einen Albitrand ausgebildet haben. Vielleicht könnten bei günstiger Schliffwahl über das ganze Gebiet weitere Hinweise gefunden werden. Mit diesem völlig isolierten Fund ist jedenfalls die Annahme von AMSTUTZ, daß aller Albit primär sei, nicht zu widerlegen. In der Feldspatfrage der basischen Laven ist damit aber doch eine neuere Überprüfung fällig geworden.

### *Grüner Spilit:*

Der helle, sehr viel massigere, grüne Chloritspilit (nach AMSTUTZ) weist viele rötliche, unregelmäßige Tupfen auf. Das Gestein ist viel zäher als der eher spröde Hämatitspilit, mit welchem es verwachsen ist. Der helle Spilit ist dem dunklen untergeordnet.

Die allg. Textur ist massig-richtungslos, Typus M nach AMSTUTZ.

Die Struktur ist am ehesten mit dem Typus A nach AMSTUTZ zu vergleichen, dem ja überhaupt die meisten grünen Spilite angehören. Es ist eine moosig-filzige Struktur. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig bis fast opak. Einzelne Kristalle sind nur schwer zu erkennen. Albite bilden helle, zerfressene, filzige Flecken. Moosartig verteilte dunklere Flecken bestehen aus Chlorit und etwas Epidot. Über dem ganzen Gebilde liegt ein typischer, feiner Filzüberzug. Die schon im Handstück erkennbaren rötlichen Tupfen werden von kleinen Hämatitaggregaten gebildet.

AMSTUTZ schrieb den grünen Laven vorw. intrusiven Charakter zu, wenn sie in mehr oder weniger reiner Form vorkommen. Das Vorwiegen von dunklen Spiliten in der Aueren-Serie spricht dann aber eher für Ergüsse. Dies bestätigt sich ja auch beim Betrachten der Kontakte mit dem Nebengestein, wobei wir an der Basis gefrittete Schiefer und im Dache eine Spilitbreccie mit detritischen Einschwemmungen haben. Die grünen Laven sind im übrigen nie direkt an diesen Kontakten anzutreffen.

## Detritische Serien

### 2. UNTERE SCHIEFER

Die detritischen Serien beginnen an der Basis mit einem groben Basalkonglomerat, in welchem schlecht aufbereitetes Material aus dem unmittelbar Liegenden zusammengekittet ist. Es treten dabei kleine Diskordanzen auf.

Darüber folgt überall eine recht feine, monotone Schiefer-Serie. Gegen oben tritt eine langsame Kornvergrößerung auf, indem die unteren, feineren Phyllite in etwas gröbere Siltschiefer übergehen. Die Sernifitschiefer im Hangenden vervollständigen dann den graduellen Übergang zum Sernifit.

#### *a. Phyllite*

Im tieferen Teil der Serie finden wir nur selten Einschaltungen von siltig-sandigen Schiefen in feinen Phylliten. Die Schieferung ist durchwegs tektonisches Clivage.

Das Schliffbild wird beherrscht von einer stark gefärbten, tonig-serizitischen Grundmasse. Die Textur ist schiefzig. Einige kleine Quarzkörner und ein paar schlecht erhaltene Feldspatkörner sind noch vorhanden. Kleine Serizitschüppchen sind die einzigen Neubildungen; sie geben den Spaltflächen einen feinen Seidenglanz.

Eigenartig sind die nußgroßen, meist scharf begrenzten, hellgrünen Flecken in diesen Phylliten. Das Pigment scheint hier plötzlich stark gebleicht, was durch Reduktion des dreiwertigen Eisens geschehen sein könnte. Der Grund für diese Reduktion ist nicht klar. Es besteht die Möglichkeit, daß hierfür heute unsichtbare Organismen-

reste verantwortlich gemacht werden könnten, doch kämen dabei nur ganz kleine Fragmente in Frage, da die Form der Flecken doch zu regelmäßig ist, als daß größere Reste eine Rolle gespielt haben könnten. Vielleicht sind auch syngenetische Tuffeinstreuungen für diese Reduktion verantwortlich zu machen.

Dies noch in Verbindung mit einer anderen Erscheinung. In den Phylliten sind nämlich große, linsige Einschaltungen von grobklastischem Material zu finden, die dem Sernifit ähneln, welche aber kaum Gerölle von Laven führen und die stets grünlich verfärbt sind. Hier können kaum mehr Organismenreste für die Ausbleichung verantwortlich gemacht werden. Dafür ist der tuffitische Habitus des Gesteins klar ersichtlich. Es könnte sich somit um Ablagerungen aus postvulkanischen Tuffwolken handeln, die etwas verschwemmt wurden und reduzierende Bedingungen hervorgerufen haben.

### *b. Siltschiefer*

Sie gehen nach oben durch Übergänge aus den Phylliten hervor. Der detritische Charakter ist hier schon sehr ausgeprägt. Die groben Einschaltungen sind nicht mehr durchwegs ausgebleicht; es handelt sich schon eher um fast echte Sernifite, in denen nun auch gelegentlich große Spilitgerölle auftreten. Gegen oben bildet sich bereits echter Sernifit (Spilite und saure Laven als Gerölle) in immer größeren Massen.

Im Schriff nimmt die Grundmasse bereits etwas weniger Raum ein. Grober Detritus wird immer häufiger. Textur allg. noch schiefrig. Wieder etwas Serizit als Neubildung.

Die unteren Schiefer sind im Felde oft kaum von den Schiefen in der Begleitung der basischen Laven zu unterscheiden, zeigen aber im Schriff einen bedeutenden Unterschied: Die unteren Schiefer sind viel stärker detritisch, es fehlen ihnen die vielen Plagioklaskomponenten, die wir in den Schiefen der vulkanischen Serien so reichlich finden. Sporadisch treten noch tuffitische Einschaltungen auf. Die groben Einschaltungen unterscheiden sich darin von den Sernifiten, daß sie keine oder nur sehr wenige Gerölle von basischen und sauren Laven aufweisen.

### 3. SERNIFITSCHIEFER

Diese Serie ist eigentlich nur unter den Sernifiten genauer zu definieren und auszuscheiden. Im Grabeninneren finden wir unter den Knollenschiefern wohl eine völlig analoge Fazies, die aber zeitlich gesehen bereits zusammen mit den randlichen Sernifiten abgelagert worden sein muß (= Randfazies der Fanglomeratfächer). Dies ist auf Fig. 17 berücksichtigt worden.

Durch die vermehrte Aufnahme von gröber klastischem Material entstehen die Sernifitschiefer im ganzen Verrucanogaben aus den unteren Schiefen. Während sie randlich von den groben Schüttungen der Sernifite abgelöst wurden, überdauert im Grabeninneren diese Fazies jene Zeit noch teilweise, um schließlich hier von den Knollenschiefern eingedeckt zu werden.

Es handelt sich um eine noch meist schiefrige Serie, in der aber v. a. am Grabenrand die Einschaltungen von Sernifiten gegen oben immer mehr überhand nehmen. Nur sporadisch ist der tuffitische Habitus dieser groben Einschaltungen noch erkennbar, dafür treten hier bereits viele Gerölle von sauren und basischen Laven auf. In der Bodenrus-Schuppe sind schiefrige, quarzitishe Lagen festzustellen. In der Stelliboden-Schuppe, unter den Knollenschiefern, sind sernifitische Einschaltungen eher rar. Die Korngröße nimmt hier im oberen Teil rasch ab, so daß ein Übergang zu den feinen Knollenschiefern entsteht.

### 4. SERNIFITE

Neben den Knollenschiefern ist der Sernifit das jüngste Glied des Verrucano der Glarner-Decke. Er wird meist direkt von Trias überlagert. Aller Sernifit läßt sich mehr oder weniger gut in eine einzige Serie zusammenfassen, die somit alle die komplexen Schüttungsfächer am Grabenrand erfassen soll.

Gegen südöstliche Richtungen (höhere Schuppen) macht die grobe Fazies des Sernifits einer etwas feineren Platz, welche wir aber bereits den Sernifitschiefern zugeordnet haben. Schließlich existiert im Graben-

inneren überhaupt kein Sernifit mehr. Die Sernifitschiefer werden hier direkt von Knollenschiefern überlagert, welche am Grabenrand dann auch über den Sernifiten selbst gefunden werden können.

An die Trias der Bodenrus-Schuppe ist ein prächtiger, körniger Sernifit gebunden, der in den Stirnpartien leicht disharmonisch mitverfaltet ist und in den tiefsten Strukturen auf dem LK in einen Verkehrtchenkel einmündet. Da die Falten im Verrucano nur schlecht ausgebildet sind, weil sie listrischen Verschiebungen von ganzen Paketen Platz gemacht haben, ist auch der Verkehrtchenkel nur noch schlecht zu erkennen, wo im rückwärtigen Teil der Decke die Trias (tektonisch) fehlt. Es können aber keine Gründe erkannt werden, daß der völlig analoge Sernifit auf dem LK in der hinteren Glarner-Decke nicht mit demjenigen verglichen werden kann, der in der Stirn offensichtlich in verkehrte Lagerung umbiegt. Das paßt übrigens auch zur Feststellung, daß die Kontakte der Ergüsse in der Aueren-Serie (vgl. früher) Faltenkernstrukturen verraten.

In der Chüetal-Schuppe erscheinen über dem Sernifit bereits Knollenschiefer in den obersten Faltenstrukturen unter den Triasmützen des Heuergrates. Die Trias zieht hier weit nach SE über den Verrucano. Diese aufrechte Lagerung deutet nun den Normalschenkel der Deckfalte an. Die feiner verfalteten Partien im NW davon sind somit als Stirnerscheinungen zu betrachten, welche vom Normal- in den Verkehrtchenkel überführen. Die Bildung des letzteren kann z. B. unter dem Heuergrat sehr schön eingesehen werden (vgl. Tafeln).

In der Stelliboden-Schuppe endlich haben wir nur mehr eine geringfügig verfaltete Normalserie, in der aber bereits die Sernifite verschwunden sind. Knollenschiefer werden direkt von Trias in SE-Fazies transgrediert.

Die allg. Korngrößenverkleinerung gegen SE deutet darauf hin, daß der Sernifit aus nordwestlichen Richtungen geschüttet worden ist. Auch im groben Sernifit finden sich größere Linsen und Lagen von feineren, siltigen bis phyllitischen Schiefen, wie wir sie aus den unteren Serien kennen. In der Stirn wie auch im Verkehrtchenkel kann man eine eigentliche Vertikalsortierung beobachten. Sie spielt aber nach oben und nach unten, so daß damit nur die Bankung festgestellt werden kann. Ein einziges Mal wurde auch eine echte Vertikalsortierung gefunden, in der unten und oben eindeutig unterschieden werden konnten, doch handelte es sich beim Aufschluß um einen Sturzblock!

Die Rundung der Gerölle im Sernifit ist im allg. eher schlecht. Der

TAFEL I

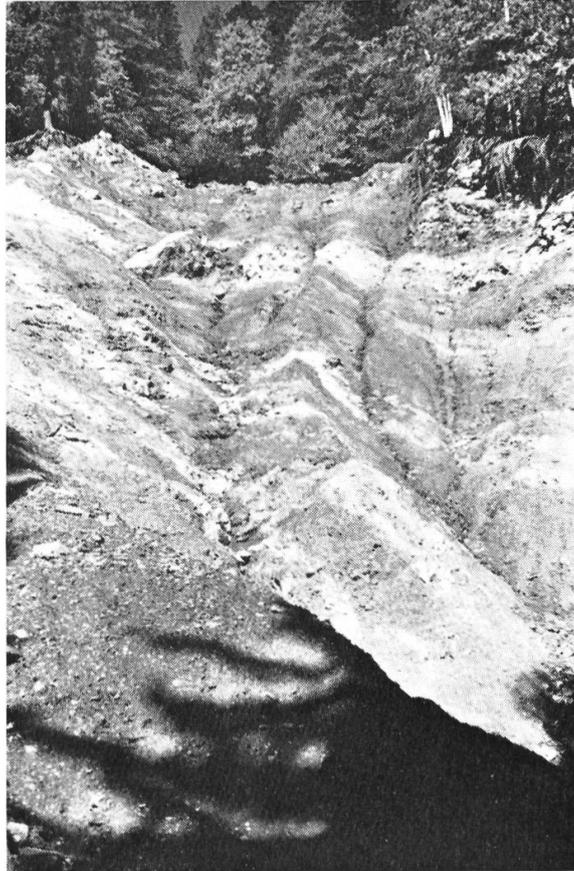


Fig. 13  
Blabrus, Quarzitbänke im Rüfi-Sernifit



Fig. 14  
Feinschichtung im Sernifit, Oberlauf der Rotrus

Anteil der Grundmasse sowie die Verteilung der Komponenten wechseln auf kurze Distanzen sehr stark. Es wurden Geröllzählungen versucht, doch ergaben diese auf kleinstem Raume dermaßen abweichende Resultate, daß ihr Leitwert sofort in Frage gestellt wird. Die Abweichungen rühren wohl davon her, daß wir im Sernifit nicht einen einzigen Schuttfächer vor uns haben, sondern daß in dieser Serie viele zum Teil primäre, zum anderen aber auch mehrfach aufbereitete Schuttkegel zusammengefaßt werden. Korngrößenverteilung und Geröllzählung könnten vielleicht mit großem Aufwand statistisch ausgewertet werden, um über die Einzugsgebiete der Kegel nähere Auskunft zu geben. Dabei wären dann v. a. diejenigen Gesteine aufschlußreich, in welchen vorw. schlecht aufbereiteter Detritus von Laven und Tuffen der vulkanitführenden Serien überwiegt.

In der südlichen Chüetal-Schuppe herrscht ein vorw. feiner, meist leicht schiefri-ger Sernifit vor. Als Komponenten treten vorw. Quarz und wenige Feldspäte auf, wo-gegen die kleinen Spilitgerölle stark zurücktreten und saure Laven fast völlig fehlen. Nur in größeren Einschaltungen sind Quarzporphyrgerölle vermehrt vorhanden. Wahrscheinlich befinden wir uns hier bereits am Rande der groben Sernifitschutt-fächer.

Im Bereich des Niederenbaches ist der Sernifit sehr viel körniger. Das massive Gestein hat fast keine Grundmasse mehr. Spilitgerölle treten in den Hintergrund.

Der Sernifit erinnert oft an Quarzite und Arkosen, da er fast nur aus Quarzen und überraschend vielen Feldspäten besteht. In Nestern finden sich kleine Dolomit-kristalle. Es handelt sich hier um ein Gestein, das vorw. aus Detritus einer Quarz-porphyrzone zusammengesetzt ist. Es ist im übrigen ein ausgezeichnete Baustein.

Ein völlig analoger Sernifit findet sich am N-Ende des Salengrates in der Boden-rus-Schuppe, im sog. Holänder Chängel. In einem Schliff steckte ein seltsam ver-bogener Plagioklaszwilling. Die Verbiegung der Zwillingslamellierung paßt nicht in das alpine Geschehen, sondern dürfte eher auf Kraftwirkungen während der Erstar-rung des Muttergesteins zurückgehen. AMSTUTZ (1954, s. 42) erwähnt verschiedent-lich aus basischen Laven Verbiegungen der Albitleisten.

In der Bodenrus-Schuppe finden wir den einzigartigen Rüfi-Sernifit, der auch noch an der Siwelle teilweise ausgebildet ist.

Es handelt sich um eine Wechsellagerung von rötlichbraunen, eigentlichen Serni-fiten mit hellen, leicht quarzitären Lagen und Linsen, die oft kaum vom Melsersandstein unterschieden werden können. Für den dunklen Sernifit sind Spilit- und Quarzporphyrgerölle typisch, während sie in den hellen Lagen zu fehlen scheinen. Dafür sind hier Quarze stark angereichert, auch scheint das kräftige, rötliche Pigment plötzlich verschwunden zu sein. Entweder signalisieren diese raschen Wech-sel in der Fazies kurze, lokale Klimaschwankungen, oder aber sie deuten eine späte, postvulkanische, tuffogene Tätigkeit an.

In der oberen Rotrus taucht ein eigenartiges Phänomen auf. Es handelt sich um einen großen Sernifitblock, der eine deutliche Feinschichtung zeigt, die lokal sogar als Kreuzschichtung angesehen werden darf (vgl. Fig. 14).

Die Feinschichtung wird hervorgerufen durch den rasch alternierenden Kalzitgehalt. Die hervorwitt. Lagen weisen kaum, die eingekerbten, zurückwitt. Lagen dagegen einen sehr starken, mit Salzsäure leicht feststellbaren Kalzitgehalt auf.

Vielleicht haben hier die periodischen Regengüsse nur geringe Mengen von Schutt in Bewegung gebracht. In der folgenden, wahrscheinlich recht kurzen Trockenperiode stieg dann das Wasser, mit Mineralien gesättigt, in die oberen Zonen der schon für sich dünnen Schicht. Hier reicherte sich bei der Verdunstung der gelöste Kalk an. Von entscheidender Bedeutung ist dabei die Porosität des Gesteines, damit die Kapillarkräfte wirksam werden konnten.

Mit diesen verschiedenen Sernifiten haben wir bewußt nur die auffälligsten Typen aufgeführt. Dazwischen treten aber auch Übergänge auf, die wir nicht alle aufzählen können.

Wo Trias direkt auf Sernifit transgrediert, liegt im Dach dieser Serie eine dünne, prätriadische *V e r w i t t e r u n g s s c h i c h t*.

## 5. KNOLLENSCHIEFER

Die Vorkommen dieser Serie beschränken sich auf die rückwärtigen Teile der Glarner-Decke, wo sie allmählich die Sernifitfazies im obersten Verrucano verdrängen. Die Schieferfazies beginnt schon in den obersten Strukturen am Heuergrat, ist dann aber erst in der Stelliboden-Schuppe und im Normalschenkel der Chüetal-Schuppe im Auerental typisch ausgebildet. Der Fazieswechsel von den Sernifiten zu den Schiefen vollzieht sich somit mitten im Faltensystem der Glarner-Decke. Auffallend ist, wie dieser Fazieswechsel fast parallel dem Einsetzen der Rauhwacken in der Trias vor sich geht.

Die Knollenschiefer sind im untersten Teil altersmäßig noch den obersten Sernifiten gleichzusetzen, dürfen aber im allg. als jüngere Bildung angesehen werden. Wahrscheinlich handelt es sich um den Verwitterungsschutt der Sernifitkegel, der im Grabeninneren abgelagert worden ist (vgl. Fig. 17). Die Grenzen zum Sernifit sind recht deutlich, wogegen

die Knollenschiefer im Grabeninneren kaum mehr vom Liegenden (Sernifitschiefer) abgegrenzt werden können.

Im allg. handelt es sich um eine monotone Schieferserie, in welcher man die typischen, bis kopfgroßen Karbonatknollen eingebettet findet. Die Faziesänderungen sind nur unbedeutend.

Unter den Triasmützen des Heuergrates sind die Karbonatknollen in den violetten, feinen Phylliten zu flachen Fladen gepreßt worden. Diese sind leicht eisenschüssig und bestehen zur Hauptsache aus einem körnigen Gemenge von Dolomit und Kalzit mit Einschlüssen von Quarz und Plagioklas. Die Phyllite weisen lokal recht viel Kalzit, Chlorit und Epidot neben viel Serizit auf.

Analog sind die Schiefer im östlichen Auerental ausgebildet, während sie in der Bodenrus-Schuppe noch wenig typisch sind.

Die schönste Ausbildung finden wir in der Stelliboden-Schuppe (Profil 18), doch treten auch hier gelegentlich wenig typische Schieferzonen ohne Knollen auf, wie sie in der Rüfirus nur zualleroberst liegen.

Die Schiefer sind meist rote und violette Phyllite. Die gelblich hervorwitt. sog. «Eier» sind schwach kalkige Dolomitknollen, die von einer grünlichen Haut überzogen sind. Sie haben oft einen schwach kalzitischen Hof und sind selber leicht eisenschüssig. Gelegentlich scheint konkretionärer Charakter aufzutreten. Über diesen typischen Knollenschiefern liegt auch in der Rüfi eine Zone blutroter, quartenschieferähnlicher Schiefer.

SCHINDLER (1959) hat unter dem Glärnisch eine völlig analoge Serie mit dem Namen Grischschichten versehen, doch habe ich in dieser Arbeit bewußt auf diese Bezeichnung verzichtet, weil damit schon genügend Verwirrung gestiftet worden ist. WYSSLING (1950), der den Feldbuchnamen von R. TRÜMPY in die Literatur eingeführt hat, bezeichnet damit eine Folge von violetten und grünlichen Tonschiefern mit Karbonatschmitzen und -knollen («Eier»), welche am Piz Grisch ansteht. Er glaubt an eine Vorherrschaft des Wassers bei der Ablagerung. FISCH (1961) führt sodann den Namen im ursprünglichen Sinn von TRÜMPY ein für eine schiefrige Serie von Phylliten, Tuffen, Tuffiten, Spiliten und Quarzporphyroiden, die von Karbonatknollen und -bänklein durchzogen wird. Da er keine Pillowstrukturen findet, bestreitet er Wassereinwirkung, d. h. er glaubt nicht an die von WYSSLING vertretene Ablagerung im Seichtwasser. Diese eigentlichen Grischschichten sind am ehesten mit unserer Bunten Serie zu vergleichen, vielleicht auch mit allen vulkanitführenden Serien zusammen. Somit fällt für unsere Knollenschiefer diese Bezeichnung außer Betracht, obschon sie von SCHINDLER verwendet worden ist.

Die Entstehung der Karbonatknollen ist nicht eindeutig zu ergründen. Es scheint wahrscheinlich, daß der Großteil der Knollen in der Entstehung den Calichebildungen (oder Nari des vordern Orients) in semiariden Gebieten nahe verwandt sei. Kapillar hochgestiegene Wässer hätten somit durch Verdunstung den Kalk ausgeschieden. Die knollige Form könnte zum Teil auf tektonisches Boudinage zurückgehen. Die vielen «Eier» aber, die von der eigenartigen, grünlichen Haut überzogen sind und gelegentlich konkretionären Charakter verraten, könnten als Ausscheidungen vulkanischer, juveniler Wässer gewertet werden. Ihr Habitus erinnert stark an die Karbonatbettflaschen der Bunten Serie. Die oft grellrote Farbe der Schiefer läßt auf stark oxydierendes Klima schließen.

Die Knollenschiefer umfassen als Serie den allerjüngsten Verrucano der Glarner-Decke überhaupt und werden direkt von Trias überlagert. Eine eigentliche Verwitterungsschicht im Dache des Verrucano, wie wir sie über dem Sernifit gefunden haben, ist hier nicht festzustellen.

## *B. Mürtschen- und Axen-Decke*

### **Vulkanitführende Serien**

#### **1. BUNTE SERIE**

Dieser Name ist von AMSTUTZ (1954) in die Literatur eingeführt worden. Die Bezeichnung ist typisch für das bunte Bild dieser Gesteinsserie. AMSTUTZ rechnete zu seiner Bunten Serie die typische Gesteinsgesellschaft mit Tuffen, Tuffiten, Geliten, Karbonaten und grünen Spiliten, die am Matzlengrat unter der Sunneberg-Serie und auf der Schafalp mit dieser verzahnt erscheint. Hier zählte er dann auch noch die basischen Vulkanite dazu, welche eindeutig über den Quarzporphyren einzuordnen sind und mit der am Matzlengrat auf der Sunneberg-Serie liegenden Milchspüler-Serie in Verbindung stehen.

Wir wollen in unserer Bunten Serie lediglich die Gesteinsserie zusammenfassen, welche u n t e r der sauren Sunneberg-Serie liegt. Die nicht mehr so «bunten» basischen Gesteine über der Sunneberg-Serie werden überall der Milchspüler-Serie zugeordnet, wie dies am Matzlengrat AMSTUTZ

selbst vorgeschlagen hatte. Die Bunte Serie umfaßt die ältesten Ablagerungen der höheren Decken und ist in dieser Stellung überall auf jüngere Serien tieferer Einheiten geschoben. Im Gegensatz zur tektonischen Untergrenze ist die Begrenzung im Hangenden stratigraphischer Natur.

In unserer Kartierung, wie übrigens auch schon in den Aufrissen in AMSTUTZ (1954), läßt sich die Bunte Serie sehr gut verfolgen. Die Gemeinschaft bleibt überall typisch, wenn auch lokal die Ausbildung geringfügig rasch ändern kann. Die Begrenzungen sind deutlich, wobei wir hier doch einmal festhalten wollen, daß unsere Seriengrenzen rein lithologischen Charakter haben und daß deren Beziehung zu den Isochronen nicht geklärt werden kann. Immerhin dürfte der stratigraphische Wert der Serien nicht gering sein.

Beim Betrachten des Inhaltes der vulkanischen Serien sind vielfach die Ausführungen von AMSTUTZ (1948, 1954, 1957) durch neue Beobachtungen ergänzt worden, auch wenn dies nicht immer speziell erwähnt wurde.

#### *a. Laven*

Es sind zur Hauptsache grüne, massige Chloritspilite, die nach AMSTUTZ für intrusiven Charakter sprechen. Die kompakten Lavenbänke gehen in der Regel allmählich in lagig-schiefrige Tuffe und Tuffite über. Die Abgrenzung wird somit recht unscharf, sodaß es fast unmöglich wird, die einzelnen Lavenvorkommen auszukartieren. Es läßt sich weder makroskopisch noch mikroskopisch ein sicheres Kriterium finden, das zwischen verschieferten Laven und Tuffen unterscheiden würde. Dabei fällt auf, daß große Komplexe von Laven der tektonischen Verschieferung zum Opfer gefallen sind. Just diese Laven zeigen aber eine starke Chloritisierung und Karbonatisierung. Da Chlorit und Kalzit als Mineralien mit starker Gleitfähigkeit bekannt sind, die auf Streß leicht mit Umlagerung reagieren oder mit Umkristallisation, ist die tektonische Verschieferung wohl mit diesen Mineralien in Verbindung zu bringen.

#### *b. Tuffe und Tuffite*

Die Hauptmasse der Bunten Serie besteht aus schiefrigen und verschieferten Tuffen und Tuffiten, wobei die Grenzen zwischen den beiden Aus-

bildungen nirgends scharf zu ziehen sind. Die Schiefer sind sehr buntfarben, meist feinblättrig und verwittern löchrig.

Bezeichnende Merkmale der Tuffe sind lagig-linsige Textur, heterogener Aufbau der aus den Eruptionen stammenden Kristall- und Gesteinsfragmenten, Gelite und Karbonate, Reichtum an Konkretionen, ferner laterale und vertikale Übergänge in Tuffite durch allmähliche Vermischung mit sedimentär-detritischem Material. Tektonisch flachgepreßte Lapilli rufen oft Fiamme-Texturen hervor. In den Schiefen finden wir auch weiße Chalcedonmandeln und Quarz-Kalzit-Adern.

Im Schliff sehen wir die Albite in einem sehr variablen Zustand. Sie sind oft stark kalzitisiert und chloritisiert. Albittuffe wechseln mit feiner Kristallasche. Kleinere Konkretionen zeigen oft einen Quarzrand mit feiner Mosaikstruktur und einer Kalzitfüllung. Oft sind Quarz- und Kalzitfüllung auch vermengt. Viel Karbonate und Chlorite.

### *c. Agglomerate und Konglomerate*

Wenn auch nicht sehr verbreitet, so fallen einem diese Gesteine in der Bunten Serie doch sofort auf. Es handelt sich um Einlagerungen von bis faustgroßen Komponenten in einer tuffitischen, eher feinen Grundmasse. Die Verteilung ist nicht geordnet, wie es z. B. in einem Flußkonglomerat sein müßte. Nur wenige der Komponenten zeigen einen feinen Limonitrand, die meisten wirken relativ frisch.

Durchwegs treten als Komponenten lediglich dunkle Spilite auf, die nicht von den im Gebiet anstehenden zu unterscheiden sind. Merkwürdig ist die Textur dieser rundlichen Einlagerungen; sie scheint sich der heutigen Form der «Gerölle» weitgehend anzupassen. Vielleicht handelt es sich vorw. um wenig verschwemmte Lapilli und Bomben aus den basischen Vulkanen.

### *d. Kieselige Gelite*

Das Vorkommen von Geliten in Tuffen und Tuffiten beschreibt AMSTUTZ (1954) als typisch in der Bunten Serie. Die Kieselsäure (meist Quarz, aber auch Chalcedon) bildet Gerüste und Schalen, am häufigsten aber innerste Füllungen unförmiger Gebilde, welche von Karbonat gefüllt bzw.

umgeben sind. Rosaquarze sind nicht selten. Da die kieseligen Gebilde oft negative Abbildungen von Kalzitrhomboedern zeigen, muß auf frühe oder gleichzeitige Kristallisation der Karbonate geschlossen werden.

Die ebenso recht verbreiteten Quarzadern und -linsen stehen den Geliten genetisch und geometrisch nahe. Man kann sehen, wie Gelitlagen in kleine Quarzadern münden.

#### *e. Karbonate*

Es wäre wohl keine leichte Aufgabe, zu untersuchen, ob, wann und wo die stellenweise starke Karbonatisierung (oder Chloritisierung) auf hydrothermale oder auf oberflächliche Wässer zurückzuführen sei, oder wieweit Reaktionen im festen Zustand (bei tektonischen Vorgängen z. B.) mitgewirkt haben. Es ginge entschieden über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, wollten wir dieses Problem eingehender untersuchen. AMSTUTZ (1954) hat dieses Problem eingehend diskutiert.

Er betrachtet dabei die großen Karbonateinschlüsse zum Teil als hydrothermalen Ursprungs, zum andern aber räumt er auch die Möglichkeit ein, daß durch Albitisierung von Basalten ebenso wie durch CO<sub>2</sub>-Abgabe bei Überhitzung bei submarinen Lavaergüssen (wobei er aber nirgends Pillowstrukturen findet) und durch Gase und Dämpfe beträchtliche Mengen von Karbonaten erzeugt werden können. Stets vertritt er auch die Ansicht, daß ein Teil des Karbonats nicht vulkanischen Ursprungs sein könnte, sondern durch Ablagerung der Serie in Flachmeeren und Seen bedingt wäre.

Diese Ausführungen beziehen sich eher auf die großen Bettflaschen und Lager in der Bunten Serie. In der Matzlengrat-Schuppe finden wir das Karbonat vorw. als Kalzit und zwar in großen Zwickeln oder dünnen Bänklein angereichert. In der Kärpf-Schuppe sind dann die gewaltigen «Bettflaschen» ausgebildet und unter dem Hanenstock sind eigentliche Kalkdome zu finden. Hier tritt neben Kalzit vermehrt Dolomit und Siderit auf.

Es ist keinesfalls geklärt, woher der große Karbonatgehalt der Bunten Serie in Wirklichkeit kommt. AMSTUTZ (1954) bezeichnete diese Bildungen als die «einzigsten karbonatischen Sedimente» des Verrucano. Vielleicht etwas unbewußt sieht er damit die auffälligen Karbonatbildungen als *S e d i m e n t e* an, womit er die aquatisch-lagunäre Entstehung unterstreicht. Ich glaube aber, daß, ähnlich wie in den Grischschichten von FISCH (1961), der vulkanische Charakter dieser Karbonate bei weitem

überwiegt. Aquatische Tätigkeit ist doch nur in beschränktem Rahmen (Konglomerate) zu finden, zudem sind meines Wissens in den Laven des Verrucano noch nirgends Pillowstrukturen gefunden worden. Vielleicht sind viele Karbonate erst spät aus postvulkanischen Wässern ausgeschieden worden.

#### *f. Detritische Schiefer*

Diese Bildungen sind kaum scharf von den Tuffiten zu trennen und diesen weit untergeordnet. In der Matzlengrat-Schuppe aber finden wir im Dache der Serie eine Zone von rötlichen Schiefen mit sehr starkem detritischem Einschlag. Diese Zone bildet an vielen Orten den Abschluß der Serie gegen oben. Die Schiefer sind kaum von den Ablagerungen der detritischen Serienfolge zu unterscheiden, wobei hier aber mit Sicherheit keine sauren Lavengerölle zu finden sind.

### 2. SUNNEBERG-SERIE

Dieser Name<sup>2</sup> wurde von R. TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et. al., 1957) in die Literatur eingeführt. Diese Bezeichnung der sauren Vulkanitserie ist vielleicht insofern etwas unglücklich gewählt, als gerade der Gipfel des Sunneberg eindeutig nicht mehr von Gesteinen dieser Serie aufgebaut wird. TRÜMPY beschreibt die Serie wie folgt:

In Wechsellagerung mit Quarzporphyrtuffen und Arkosen finden sich schwarze Tonschiefer, Kieselschiefer, grünliche, dolomitische Mergelschiefer, graue Glimmersandsteine, vereinzelte Dolomitlagen, sowie als interessantestes Glied ein schwächtiges Kalklager, in dem massenhaft Gastropoden gefunden werden.

Die Sunneberg-Serie umfaßt somit die Gesteine eines sauren Eruptivzyklus, in welchem eine aquatische Zone eingelagert ist. Wie wir in den Profilen gesehen haben, tritt hier wieder eine recht bunte Gesellschaft von Ablagerungen miteinander auf. Wir finden alle Übergänge von echten, hellen und rötlichen Quarzporphyren zu massigen bis verschieferten Quarzporphyroiden und grünlichen Tuffen und Tuffarkosen, vermengt

<sup>2</sup> TRÜMPY gebrauchte den Namen Sonnenbergserie. Wir gebrauchen hier aber die Bezeichnung Sunneberg, wie sie auf der neuen Landeskarte eingetragen ist.

mit Serizitphylliten, Kieselschiefern und einer Zone von aquatischen Sedimenten.

Die Begrenzungen der Serie sind recht einfach zu finden, wenn auch oft Verzahnungen mit anderen Serien auftreten, da sich die Gesteine der sauren Serie gut von denjenigen der basischen Serien unterscheiden. Die Verbreitung geht aus der Kartierung hervor.

In der Matzlengrat-Schuppe ist die Serie sehr gut horizontiert, sie läßt sich schon in den Aufrissen in AMSTUTZ (1954) gut verfolgen. Die Verhältnisse in der Schafalp-Schuppe sind insofern speziell, als hier die Sunneberg-Serie das einzige vorhandene Glied ist. Es fällt hier schon auf (Profil 24), daß vermehrt echte Quarzporphyre auftreten und daß die aquatische Zone nicht mehr so typisch ist. Den Abschluß dieser Wandlung der Fazies finden wir in der Kärpf-Schuppe, wo die echten Quarzporphyre völlig überhand genommen haben. Sie sind hier durch detritische Zonen aufgeteilt, Tuffe und Arkosen treten zurück, und von der aquatischen Zone sind nur mehr klägliche Reste kieseliger Phtanitschiefer zu finden. Ein weiteres Charakteristikum dieser Schuppe ist die innige Verzahnung der Ergußfolgen. Von der guten Horizontierung in der Matzlengrat-Schuppe ist hier kaum mehr etwas zu bemerken (vgl. Kartierung). Dennoch haben wir auch hier die lithologischen Grenzen dem fast aussichtslosen Versuch vorgezogen, die Gesteine chronologisch zu ordnen. Die Bützistock-Schuppe mit ihren Quarzporphyrklößen schließt sich eng an die Kärpf-Schuppe an.

#### *a. Quarzporphyre*

Schon LEOPOLD von BUCH hatte Gerölle von diesen Gesteinen festgestellt, die dann aber erst von MILCH (1892 und 1896) eingehender behandelt worden sind. AMSTUTZ (1954) hatte diese Gesteine ebenfalls untersucht, das Hauptgewicht seiner Arbeit aber auf die basischen Laven verlegt.

Echte Quarzporphyre treten überall auf, sie nehmen aber von der Matzlengrat-Schuppe zur Kärpf-Schuppe an Häufigkeit rasch zu. Das große Problem ist und wird wohl auch bleiben, wie man die Laven überhaupt als solche von den anderen, sehr ähnlichen Begleitgesteinen abzutrennen hat. Die Grenze zu den leicht oder besser aufbereiteten, tuffogenen und tuffitischen Gesteinen ist oft nicht einmal im Schliff eindeutig zu ziehen.

Wir gebrauchen deshalb den gewollt unpräzisen Namen Quarzporphyroide, wenn wir nicht eindeutige Laven vor uns haben.

Im Gegensatz zu den fladenartig gelagerten basischen Ergüssen bauen die Quarzporphyre hohe, plumpe und ungefüge Klötze auf, was auf die höhere Viskosität dieser Magmen zurückzuführen ist. Es scheint sich durchwegs um Ergüsse zu handeln, die überwiegend in der Nähe der Vulkane stecken geblieben wären. Sichere Intrusivkontakte fehlen. Schon AMSTUTZ (1954, s. 108) erwähnt eine grobe Bankung, die z. T. als Ergußphänomen und z. T. als Verschieferungsfolge zu werten sei.

Die Struktur der Quarzporphyre ist allg. porphyrisch. Wir finden einsprenglingsarme und einsprenglingsreiche Typen, dabei sind die Einsprenglinge im Mittel 1 bis 2 mm groß. Die größten Quarze können bis 1 cm, die größten Orthoklase bis 2 cm groß werden. Letztere sind oft durch feine Hämatitplättchen rötlich gefärbt. Da im Gipfelkonglomerat noch größere Orthoklase gefunden werden, dürften in benachbarten Gebieten noch größere Einsprenglinge festzustellen sein.

Die Grundmasse ist sehr fein und läßt sich unter dem Mikroskop nicht auflösen. Sie dürfte ursprünglich glasig gewesen sein, obwohl bisher nirgends mit Sicherheit Glas gefunden wurde.

In großen Partien der Quarzporphyre hat eine sekundäre Verschieferung stattgefunden. Indikatoren hierfür sind Serizitzüge, Zerrklüfte und Kataklase der Einsprenglinge mit Druckschattenbildung. Zerbrochene Quarze sind ein beliebtes Erkennungsmittel für Ignimbrite (vgl. unten), doch sind auch in den echten Quarzporphyren des Verrucano zersplitterte Quarze nicht selten (tektonisch), so daß dieses Unterscheidungsmerkmal ausfällt.

Im Quarzporphyr des Bützistöcklis kann man gelegentlich rhyolithische Gänge und Schlieren beobachten. Hier finden sich auch größere Kalzitansammlungen, die grünlich anwittern.

Die Texturen lassen sich dreiteilen:

Hauptmerkmale der primär gerichteten Texturen sind bankige Lagerung, schliefrig-bankige Anordnung der Farbstriemen und -flecken und der Einsprenglinge, lagig-schlierige Anordnung dichter Partien (Glas?).

Etwas seltener sind massige Texturen ohne sichtbare Ordnung.

Durch eine sekundäre Verschieferung sind sekundär gerichtete Texturen entstanden.

Die Farbe der Quarzporphyre ist vorw. hellgrünlich. Sporadisch finden sich aber scharf begrenzte rötliche Schlieren, welche durch feindispersen Hämatit gefärbt sind.

## *b. Tuffe, Tuffite, Quarzporphyroide*

Das Problem der Abgrenzung dieser Gesteine haben wir schon erwähnt. Wir finden selten eindeutige Vertreter der einen Gattung, weshalb wir meist den Namen Quarzporphyroide gebrauchen werden. Splitterquarze können nicht als Indiz für Tuffe (Pyroklase) gelten, da bei den tektonischen Zertrümmerungen (Kataklasten) ähnliche Bilder erzeugt worden sind.

Für die Strukturen der Tuffe und Tuffite sind eckige Begrenzungen von Kristall- und Gesteinsfragmenten und unregelmäßige Körnigkeit typisch sowie die z. T. recht stark korrodierten Quarze. Der Mineralbestand ist von den echten Laven kaum verschieden.

Die Texturen sind im allg. primär lagig oder sekundär verschiefert.

Es handelt sich meistens um recht massige, grobe Gesteine, in welche sich aber vielfach schiefrige, sehr feine Serizitphyllite einschalten.

Bei einem Teil der Quarzporphyroide könnte es sich um Übergangsgesteine handeln, welche schon lange als «welded tuffs» bezeichnet werden.

MARSHALL (1935, s. 360) führte die Bezeichnung Ignimbrite ein:

“... for rocks thought to have been deposited from immense clouds of showers of intensely heated but generally minute fragments of volcanic magma. The temperature of these fragments is thought to have been so high that they were viscous and adhered together after they reached to ground.” (Zitat aus BARKSDALE, 1951.)

WILLIAMS (1942) gebrauchte den Begriff Ignimbrite als Synonym für «welded tuffs», doch bemerkt BARKSDALE (s. 442), daß dieser Begriff nicht allg. gebräuchlich sei. Um seine Berechtigung zu prüfen, müßte wohl die ganze Frage der Tuffgefüge und Tuffgenese aufgerollt werden.

Ob wirklich Ignimbrite in der sauren Eruptivserie auftreten, kann weder eindeutig bewiesen noch völlig in Frage gestellt werden. AMSTUTZ (1954) hatte angenommen, daß viele der massigen oder sekundär verschieferten Tuffe solche Ignimbrite seien. FISCH (1961) betrachtete zusammen mit Herrn Prof. TRÜMPY viele Quarzporphyroide in seinen Grischschichten, die unseren vulkanitführenden Serien entsprechen dürften, als Ignimbrite, doch neigt Herr Prof. GANSSER eher zur Ansicht, daß es sich meist um aufbereitete Quarzporphyre handelt.

Weder im Dünnschliff noch durch Feldbeobachtungen konnte ich bei meinen Untersuchungen echte Ignimbrite erkennen. Wohl sind die Tuffe z. T. ziemlich kompakt, sie zeigen aber nirgends die (von MARSHALL) geforderte Fließtextur, sind von keiner einheitlichen und feinen Struktur

und weisen keine vorherrschende prismatische Absonderung auf. Das Indiz der Splitterquarze fällt wegen tektonischer Beanspruchung aller Gesteine ebenfalls weg (vgl. oben). Die unpräzise Bezeichnung Quarzporphyroide behält also weiterhin ihren Wert, wobei lediglich eindeutige Laven oder Tuffe ausgeschlossen sein sollen.

### *c. Aquatische Zone*

Meist etwa in der Mitte oder in der unteren Hälfte der Sunneberg-Serie schaltet sich als interessantestes Glied eine etwa 2—12 m mächtige Zone ein, deren Gesteine vorw. aquatischen Charakter verraten. Die Zone ist nicht durchziehend, doch lassen sich einzelne Aufschlüsse recht einfach verbinden.

In der Matzlengrat-Schuppe haben wir die schon von TRÜMPY (in BRÜCKNER et. al., 1957) erwähnten Gesteine unter dem Sunneberg. Gegen SW verschwindet die Zone rasch unter Schutt und ist erst ob dem oberen Chammeeli wieder aufgeschlossen, wo die knolligen Vallorcine-Konglomerate auftauchen. In der Gandstockkette finden wir einige dunkle Schieferzonen sowie einen merkwürdigen Dolomit auf den Bleitstöcken. In der Schafalp-Schuppe liegen kieselige, phtanitische Schiefer vor und endlich in der Kärpf-Schuppe ist die Zone fast völlig verschwunden bis auf ein paar klägliche, dunkle Schieferreste.

Die Zone besitzt, was im Verrucano einigen Seltenheitswert hat, doch einen gewissen Leitwert.

#### *Kieselschiefer:*

Meist verzahnt mit kohligen Schiefen treten graue und dunkelgraue, matt glänzende, ebenflächige, eher feine, etwas kieselige Schiefer auf (Phtanite).

#### *Mergelschiefer:*

In dünnen Lagen und Linsen haben wir dann weiche, graue und olivgrüne oder leicht gelbliche, eher feine, leicht sandige, oft recht stark kalkige bis leicht dolomitische Tonschiefer. Darin finden wir kleine, gut gerundete Dolomitkörner, die als Organismenfragmente gedeutet werden könnten. Es wurden auch sichere Pflanzenreste gefunden.

### *Schwarze Tonschiefer:*

Es handelt sich hier um eine etwas andere Art der obigen Schiefer. Neben dem schwachen Kalkgehalt weisen diese Gesteine ein dunkles, fast schwarzes, kohlige s Pigment auf. Lokal beobachtet man kleine Kohleschüppchen. Auch hier wurden sichere Pflanzenreste gefunden.

### *Glimmersandsteine:*

Sie treten in größeren Schmitzen und dünnen Lagen auf. Die Partien sind meist etwas massiger und zäher. Es handelt sich um graue, nur leicht verschieferte, gut sortierte Sandsteine. Die Quarze sind durchwegs gut gerundet, Feldspäte finden sich nur wenige und schlecht erhaltene. Die Textur scheint primär lagig, ist jedoch auch tektonisch verschiefert. Es fehlt hier jeglicher Kalkgehalt.

### *Dolomite:*

Im Untersuchungsgebiet treten sie nur in Zwickeln auf und sind stets stark detritisch (quarzitisch). Sie erinnern an die Knollen in den Knollenschiefern.

### *Kalke:*

Der Kalk ist mit Sicherheit aquatischer Entstehung im Gegensatz zu den Karbonaten im restlichen Verrucano (z. B. Bunte Serie), wo noch Unsicherheit herrscht. Das Kalkband ist unten wie oben scharf begrenzt und 1—2 m mächtig. Die Obergrenze ist auffallend: Der immer stärker detritisch werdende Kalk wird oben in der Sedimentation abrupt unterbrochen. Es kommt zur Ausbildung einer dicken, bräunlichen Kruste, die ihre Entstehung vielleicht der Ablagerung von glühenden Tuffen im Hangenden zu verdanken hat.

Der Kalk selbst ist ein hellgrau anwitt., i. Br. dunkles-blaugraues, stark mergeliges, sandiges Gestein mit dunklen Tonhäuten. Im Schliff finden wir kleine Kalzitkristalle, die von Echinodermen stammen könnten (?), jedoch keine Strukturen mehr verraten. Schon in der Anwitterung sehen wir massenhaft Gastropoden und Kalkalgen.

Dies ist die Gesteinsgesellschaft, wie sie am Sunneberg ansteht. Beim oberen Chammseeli ist die Zusammensetzung der Zone etwas anders, doch bleibt der allg. Habitus derselbe. Als interessantestes Glied finden wir hier ein grobes Konglomerat, welches in dunkle Glimmersandsteine eingelagert ist. ESCHER hat in seinen Tagebüchern diesem vallorcineähnlichen Gestein den treffenden Namen *Chammseelikonglomerat* gegeben.

### *Chammseelikonglomerat:*

Es bildet einen oder mehrere Bänke von bis zu 3 m Mächtigkeit, die in den Felsköpfen ob dem kleinen Chammseeli durchziehen. Die Anwitterung ist erstaunlich gleichmäßig, ähnlich derjenigen des Gipfelkonglomerates (vgl. später).

Die dunkelgraue, oft fast schwarze Grundmasse tritt stark zurück. Sie ist als stark muskowithaltiger, leicht toniger Sandstein ausgebildet.

Bei den Geröllen handelt es sich durchwegs um saure Laven, deren genaue Bestimmung aber oft unmöglich ist. Etwa 60—80 % werden von feinen Quarzporphyren gebildet. Beim Rest erscheint die Grundmasse bereits sehr fein kristallisiert, die Struktur wird holokristallin-schwach porphyrisch bis teilweise schriftgranitisch. Der Mineralgehalt bleibt fast derselbe, doch treten neu Muskowit und Biotit in kleinen Mengen auf. Diese Gerölle könnten somit von Granitporphyren oder Granitapliten stammen, eigentliche Granite scheinen zu fehlen. Die granitischen Komponenten im Gipfelkonglomerat sehen ähnlich aus.

Die Gerölle sind mannigfach geformt. Es überwiegen langgezogene, elliptische Formen von bis Faustgröße. Daneben finden wir eher kugelige Gebilde von 1—3 cm Durchmesser. In den verbleibenden Zwischenräumen lagern sich je nach Platzverhältnissen verschieden geformte, oft sogar recht eckige, kleinere Gerölle, die sich aber stets noch deutlich von der Grundmasse abheben.

Auffallend sind Unregelmäßigkeiten in den Geröllformen, indem bis daumengroße Eindrücke auftreten, welche die regelmäßige Form unterbrechen.

Aus der Molassenagelfluth sind ähnliche Erscheinungen bekannt, die durch sich gegenseitig beschädigende Kalkgerölle entstanden sind. Die kristallinen Gerölle hier weisen solche Eindrücke auch auf, wo sie sich nicht im geringsten berühren. Da es sich bei diesen Geröllen stets um Quarzporphyre handelt, kommt der Verdacht auf, daß hier wenig umgelagerte, eingedrückte vulkanische Bomben vorlägen.

Obwohl nirgends Texturen eines typischen Flußkonglomerates gefunden wurden, dürfte das Chammseelikonglomerat in einem relativ stark

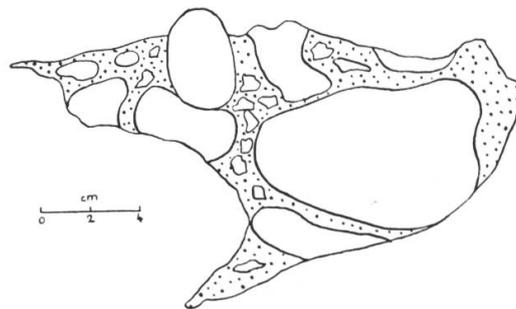


Fig. 15  
Anschliff des Chammseelikonglomerates

fließenden Gewässer abgelagert worden sein. Es wäre sonst kaum verständlich, daß in den feinen Flußsandten so grobe Komponenten mitgeschleppt wurden. Auch weisen diese Gerölle teilweise stärkere Rundungen auf sowie gelegentlich dicke Limonitkrusten. Das Konglomerat erinnert stark an die karbonischen Vallorcine-Konglomerate im Wallis.

Die rechte Seite des Niederentales gehört eigentlich nicht mehr zu meinem Untersuchungsgebiet, doch möchte ich die aquatische Zone dort kurz erwähnen. Es geht hier nämlich v. a. um den umstrittenen Dolomit auf den Bleitstöcken. AMSTUTZ (1957) wie auch schon ROTHPLETZ (1898) sahen im Dolomit auf den Verrucano geschobenen Rötidolomit. Die blutroten Schiefer der Milchspüler-Serie im Hangenden hat AMSTUTZ mit Quartenschiefern verwechselt. Es ist hier aber keine solche tektonische Komplikation anzunehmen, wie AMSTUTZ vorgeschlagen und beobachtet hatte. Der sandige Dolomit ist nichts anderes als die dolomitische Ausbildung der kalkigen Zone am Sunneberg.

Im Schriff wirkt dieser Dolomit stark sandig-quarzitisch. Gut gerundete Quarzkörner sind in eine vorw. dolomitische Grundmasse eingebettet. Dunkle, rundliche Gebilde werden wahrscheinlich durch Silex gebildet. In Schlieren tritt eine feine, quarzitische Grundmasse auf. Interessanterweise können in diesen Dolomiten gelegentlich Pflanzenstrukturen festgestellt werden.

Der Dolomit wurde im übrigen schon von R. TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) als Gestein der Sunneberg-Serie erkannt.

In der Schafalp-Schuppe ist die aquatische Zone kaum mehr zu erkennen. Oberhalb des Milchspülersee finden wir eine etwa 5 m mächtige Folge von dunklen Schiefen. Es sind dunkel-hellgraue, schwach tonige, stark kieselige, recht zähe Schiefer (Phtanite). Die Zone ist beidseitig scharf begrenzt.

In der Kärpf-Schuppe finden sich nur mehr geringe Reste ähnlicher Schiefer als verkümmerte Ausläufer der aquatischen Zone.

### *Fossilien*

Seit den ersten Erhebungen im Glarner Verrucano war man sich eigentlich nie recht klar darüber, was für ein Alter den Serien zuzuschreiben sei, da man fast ausschließlich auf lithologisch-vergleichender Basis gearbeitet hatte. ROTHPLETZ (1898) beschrieb als erster kohlige Schiefer

unter dem Berglihorn, hatte jedoch in der Fossilsuche noch kein Glück. Erst AMSTUTZ (1948) kann dann Pflanzenreste aus ähnlichen Schiefen unter dem Karrenstock beschreiben. Auch WYSSLING (1950) fand in analogen Schiefen seines Untersuchungsgebietes Pflanzenabdrücke. Prof. JONGMANS (1950) konnte die bestimmbareren Reste als Calamitenreste (*Calamites suckowi*) erkennen, die aber aus Karbon und Perm stammen können.

Durch unsere Zürcher Schule wurden dann am Sunneberg ebenfalls Pflanzen gefunden, wobei hier aber die Sensation in Form eines fossilführenden Kalkes auftrat. In einem Geröll von kohligen, kieseligen Schiefen wurden Coniferen (in FISCH, 1961, s. 58) gefunden. Eine genaue Datierung war auch hier nicht möglich, denn Coniferen treten erstmals im Stephan reichlicher auf und sind somit im gesamten Perm anzutreffen.

Trotz eifriger Suche konnte ich an der Fossilfundstelle am Sunneberg keine weiteren, besser bestimmbareren Abdrücke finden. Immerhin gelang es mir dann, außerhalb des Untersuchungsgebietes im Dolomit des Bleitstockes neue Pflanzenstrukturen zu finden (vgl. unten), die sich einigermaßen bestimmen ließen.

Die Zeit ist noch nicht reif, daß wir mit Hilfe der gefundenen Fossilien das genauere Alter der Sunneberg-Serie angeben könnten, v. a. weil bisher nirgends weder Art noch Gattung angegeben werden konnten. Die grobe Zusammenstellung, die ich unten angeben werde, mag sich im sonst sterilen Verrucano vielleicht recht stolz präsentieren, doch wartet sie immer noch auf den glücklichen Finder einer bestimmbareren horizonttypischen Spezies.

Die von AMSTUTZ (1948) gefundenen *Calamites* treten erstmals im Karbon auf, sind aber auch im Perm häufig.

FISCH (1961) fand weitere Strukturen, die von Herrn Dr. WITZIG als Reste von Coniferen angesehen worden sind (möglicherweise, aber weniger wahrscheinlich, könnten es auch Strukturen von Cordaiten oder Cycadophyten sein). Die Coniferen treten erstmals im Oberkarbon (Stephanian) reichlicher auf und nehmen im Oberperm überhand.

Schon in der Anwitterung sind im Kalkband am Sunneberg zwei verschieden geformte Gastropoden zu finden. Leider lassen sie sich mit keinem Kunstgriff aus dem Gestein herauspräparieren. Beide Formen sind etwa gleich groß, im Durchmesser 1—2 mm. Die eine ist fast planspiral, die andere dagegen turmförmig aufgerollt.

Im Schliff sehen wir die Schalen meist beschädigt oder gar zerbrochen. Die Kammer ist stets von einer Kalzitmasse ausgefüllt. Die Außenseite der Schalen ist meist von einer bräunlichen Kruste bedeckt (Limonit). Hier ist gegen das umschließende Gestein ein dunkler Hof ausgebildet, in welchem wir kleine Pyrite finden.

Stellenweise setzen sich die Strukturen der Kalzitfüllung der Wohnkammer direkt in die scheinbar umkristallisierten Schalenwände hinein fort, nur der dunkle Hof läßt uns hier noch die Fortsetzung des Organismenrestes ahnen.

Merkwürdig ist auch die oft flasrige Zerbrechung oder Beschädigung der Schalen. Ein Schalenrest kann sich so in mehrere dünne Fasern auflösen, wobei sich dann zwischen den einzelnen Fasern eine feine, vererzte (Pyrit) Kalzitfüllung zeigt.

Man wird im allg. den Eindruck nicht los, daß diese Schnecken hier im Sunnebergkalk nicht an primärer Einbettungsstelle liegen, sondern daß sie vielleicht zusammen mit dem feinen detritischen Material in diesen Kalk gelangt sind.

Demgegenüber scheinen die undeutlichen Reste von Kalkalgen, die sich aber auch schon in der Anwitterung erkennen lassen, primär im Sunnebergkalk eingebettet worden zu sein (v. a. keine Limonitkrusten).

Herr Prof. TRÜMPY äußerte beim Betrachten von Schliffen die Vermutung, daß einzelne Kalzitindividuen, die gelegentlich im Kalk auftreten, mit äußerster Vorsicht als Trümmer von Echinodermen angesehen werden könnten. Diese Vermutung läßt sich aber nirgends bestätigen, da keine sicheren Strukturen erkannt werden können.

Das Vorhandensein von Echinodermen in der aquatischen Zone der Sunneberg-Serie würde weittragende Konsequenzen nach sich ziehen in bezug auf die Genese dieser Sedimente. Diese Tiere gedeihen nämlich nur in normal-marinem Milieu.

Anläßlich der Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Glarner Alpen spricht TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) beim Besuchen der Fossilfundstelle am Sunneberg vom «ersten marinen Paläozoikum der Schweiz».

Es besteht aber vorderhand noch kein zwingender Grund, die marine Entstehung der aquatischen Zone als gegeben zu betrachten. Dazu reichen die mehr als nur fraglichen Echinodermentrümmer nun doch noch nicht aus, zumal wir sehen werden, daß der gesamte Habitus wie auch die restliche Fauna und Flora der Sunneberg-Serie eher limnischen Charakter aufweisen.

Außerhalb des Untersuchungsgebietes, im Dolomit der Sunneberg-Serie auf den Bleitstöcken auf der rechten Talseite des Niederentales, fand ich

Pflanzenstrukturen, welche die bereits bestehende Fossiliste ergänzen konnten.

Der eine Überrest ist fast kreisförmig und besitzt einen dünnen Limonitrind. In der Mitte befindet sich eine aus Kalzit und Pyrit bestehende Hohlraumfüllung. Von hier aus sind strahlenförmig pflanzliche Zellen in Reihen angeordnet, die nach außen immer größer werden.

Beim anderen Rest sind die Begrenzungen eher verschwommen. Es finden sich helle und dunkle Tupfen in einem schachbrettartigen Mosaik. Die hellen sind pflanzliche Zellen, wobei die dunklen Tupfen sich an Schnittpunkten der einzelnen Zellwände bilden.

Herr Dr. E. WITZIG, Schaffhausen, war so freundlich, den fraglichen Schliff einer Betrachtung zu unterziehen, wofür ihm an dieser Stelle herzlich gedankt sei. Trotz des ungenügenden Materials kam er zu folgendem Schluß:

Es handelt sich mit Sicherheit um jungpaläozoische *Pteridophyta*. Als «wahrscheinlich» bezeichnet er die Bestimmung der Ordnung *Lycopodiales*, aber eine Bestimmung von Gattung und Art ist «unmöglich».

Wir haben somit immer noch keinen sicheren Anhaltspunkt für das genauere Alter der Sunneberg-Serie und damit eigentlich des gesamten Verrucano. Schalenreste geben uns lediglich den Beweis, daß zur Zeit der Ablagerung der aquatischen Zone tierisches Leben existierte. Dessen Charakter ist aber noch unbestimmt. Pflanzliche Reste deuten auf das Vorhandensein einer jungpaläozoischen Fauna, wobei aber lediglich die Coniferen auf die trockeneren Klimata des Oberkarbon oder des Perm hinweisen. Immerhin besteht die Möglichkeit, daß sich in unmittelbarer Nähe einer permischen Senke (vgl. unten) mit permanenten Wasseransammlungen eine «karbonähnliche» Fauna erhalten haben könnte, welche im weiteren Umkreis durch die an trockenere Klimata gewöhnten Coniferen ergänzt worden wäre.

Die Genese der aquatischen Zone bildet somit wahrscheinlich einen interessanten Spezialfall mitten im Verrucano. In einer sauren Eruptivserie finden sich aquatische Sedimente, welche Lebensspuren enthalten. Die Ausbildung der mergeligen, oft leicht kieseligen, durch organische Substanz dunkel gefärbten Schiefer spricht für eine Ablagerung in relativ ruhigen, eher schlecht durchlüfteten Gewässern. Die stellenweise recht stark detritisch-sandige Ausbildung des Kalkes und des Dolomites sowie der rasche Sedimentationswechsel zwischen Sanden, Silten, Mergeln, Kie-

selschiefern und Kalken auf kleinstem Raume sprechen aber auch dafür, daß (ruhig) fließende Gewässer jene sumpfigen Teiche in raschem Wechsel mit Detritus belieferten. Das Chammseelikonglomerat schließlich deutet sogar auf das Vorhandensein von stärker strömenden Bächen oder Flüssen.

Die ruhige Wasserfläche hatte aber wahrscheinlich nur eine beschränkte Ausdehnung, da die aquatische Zone eher lokalisiert auftritt.

Wir haben schon erwähnt, daß nicht genügend Beweise gefunden werden können, wonach die aquatische Zone mariner Entstehung sein dürfte, wie es von TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) auf Grund von fraglichen Echinodermenresten angenommen worden war.

Ich denke eher an eine Senke (Oase) in der Vulkanlandschaft, in welcher «karbonähnliche» Sedimente abgelagert wurden. Dank der vorhandenen Feuchtigkeit der Luft, die von Flüssen, Seen und Sümpfen stammen konnte, entwickelten sich hier Tiere und Pflanzen auf beschränktem Raume. Die Ablagerungsbedingungen waren im Gegensatz zum übrigen Verrucano eher stark reduzierend. Die roten Farben, wie sie auch in den detritischen Einlagerungen der Sunneberg-Serie typisch sind (oxydierende Bedingungen), fehlen in der aquatischen Zone durchwegs.

Bei Anwesenheit einer größeren permanenten Wasserfläche müßten eigentlich in den Laven Pillow-Strukturen festzustellen sein, was aber bisher nirgends im Verrucano der Fall war. Die Anwesenheit des Meeres ist somit eher unwahrscheinlich.

Daran ändert auch der Dolomit auf den Bleitstöcken nichts, da solche Gesteine ebensogut auch in Seen abgelagert werden können, so z. B. im pleistocaenen Lake Bonneville im Staate Utah, U. S. A. (G. K. GILBERT, 1890).

Interessant sind die Kieselbildungen, die fast überall in den Gesteinen der aquatischen Zone auftreten. Sie nehmen gegen südlichere Faziesräume rasch zu und schließlich überhand. Schon in der Schafalp-Schuppe ist die aquatische Zone nur mehr durch feine, graue und schwarze Kieselschiefer vertreten, bei welchen es sich um Phtanite handeln dürfte.

HAÜY (1822) und CAYEUX (1929) bezeichnen als Phtanite: fast rein silikatisch-quarzitische Gesteine (95—98% Silizium), meist gut geschichtet, deren dunkle Färbung von organischer Substanz herrührt.

Das Auftreten dieser Gesteine in der Sunneberg-Serie paßt einerseits zur Fazies der aquatischen Zone im N und andererseits aber auch zum

vulkanischen Geschehen im S des Verrucanograbens. Sie sind v. a. zusammen mit echten Laven (Quarzporphyren) zu finden, aber auch noch in Verbindung mit fast ausschließlich Tuffen (Matzlengrat-Schuppe) sind dünne Lagen ausgebildet.

GRAND'EURY (1890) nahm an, daß solche Kieselschiefer als Ablagerungen aus heißen Quellen (Geysiren) anzusehen seien. Die dunkle Farbe rührt von einem organischen Pigment her.

Dieser Fall dürfte wohl in den südlichen Faziesräumen Geltung haben im Zusammenhang mit dem sauren Vulkanismus. Neben den dunklen Kieselschiefern treten hier keine anderen aquatischen Sedimente auf.

In den nördlichen Räumen sind diese Kieselschiefer stets nur zusammen mit Sanden, Mergeln, kohligen Schiefern, Kalken und Dolomiten zu finden. Die Genese ist hier wahrscheinlich eine etwas andere.

FABRE (1956, 1959) hat aus dem Karbon der Westalpen ähnliche Phtanite beschrieben. Während die im Kristallin eingelagerten, völlig analog aussehenden Phtanite steril waren, fand er in den karbonischen Schiefern Fossilien. Infolge Fehlens von vulkanischer Tätigkeit in der Nähe und wegen der großen Horizontbeständigkeit der Schieferlagen glaubt FABRE nicht an vulkanische Entstehung, sondern an eine Ablagerung in Süßwasser.

Das dunkle Pigment ist organischer Herkunft. Im Gestein findet er neben Spongiennadeln und Ostracodenresten v. a. Algen, die er trotz fehlenden Strukturen als Cyanophycen bestimmen kann. Solche Algen wachsen sowohl in übersalzenem Gewässer (Salzsümpfe, Lagunen) wie auch in überkalkhaltigem oder siliziumhaltigem Wasser (Geysire).

Er findet die Phtanite in Wechsellagerung mit Sanden und Schiefern, die gegen das Ende des Karbons überhand nehmen, und deutet diesen schnellen Wechsel in der Sedimentation mit raschen Klimaschwankungen (1959).

Das Silizium bezieht er aus Verwitterungslösungen des Kristallin, zum Teil könnte es aber auch aus heißen Quellen (vulkanische Tätigkeit im Stephan) stammen.

FABRE stellt sich den Ablagerungsraum wie folgt vor: Am Fuße der hercynischen Kordillere der Westalpen bildeten sich Senken, in denen sich Süßwasser in Teichen ansammelte. Sporadisch gelangten detritische Schüttungen in die ruhigen Gewässer (Sande und Silte). Bei Stagnation dieser Schüttungen sammelte sich das Silizium in den Tümpeln an und wurde ausgeschieden. Die Feuchtigkeit der Gewässer verhalf zur Entstehung von Wäldern an deren Ufer. Marine Entstehung lehnt er ab.

In unserer Aquatischen Zone der Sunneberg-Serie liegt wahrscheinlich eine Synthese dieser beiden Genesen von Kieselschiefern vor. In den südlichen Räumen lagerten sich Phtanite aus heißen Quellen ab. Von hier floß das Wasser oberirdisch gegen N und NW, zum Teil sogar über stei-

lere Gefälle (Chammseelikonglomerat). Schließlich wurde seine Kraft in einer lokalen Senke gebrochen. In Tümpeln und Teichen, an deren Ufern Pflanzen wuchsen und in deren Gewässern sich eine eigene Fauna entwickelte, lagerten sich die aquatischen Gesteine der Matzlengrat-Schuppe ab. Feine Detritusschüttungen wechselten mit ruhigeren Perioden, wobei auch Kalke und Dolomite ausgefällt wurden. In Kieselschiefern schlug sich das Silizium nieder, das teils aus den heißen Quellen der südlichen Räume, teils aber auch aus Verwitterungslösungen der sauren Laven und Tuffe stammte. Sichere Anzeichen für marine Ablagerungen fehlen bisher, so daß angenommen werden darf, daß die aquatischen Sedimente der Sunneberg-Serie durchwegs in Süßwasser abgelagert worden seien.

#### *d. Konglomerate, Geröllhorizont*

AMSTUTZ (1957) weist darauf hin, daß für das beschränkte Gebiet des südlichen Freiberges ein Konglomeratzug relativ großen Leitwert besitze. Tatsächlich lassen sich die groben Konglomerate, die sich recht einfach vom Chammseelikonglomerat unterscheiden lassen (unten), oft über ziemliche Strecken verfolgen. Es handelt sich allerdings nicht um eine einheitliche Schüttung, sondern um eine Verwachsung von zum Teil vollkommen verschiedenen Strömen. Wir finden diesen Geröllhorizont sehr schön östlich des Kärpf und in der Kärpfrisi wie auch oberhalb des Milchspülersees. Die Konglomerate sind von AMSTUTZ eingehend beschrieben worden.

Als Grundmasse finden wir sandige Tuffite oder verschwemmte Tuffarkosen, oft recht grobkörnig. Einerseits sind die Gerölle oft kaum gerundet. Es überwiegen saure Vulkanitgerölle, während sich rötliche Sandsteine-Schiefer und dunkle Spilite etwa die Waage halten. Sporadisch sind auch exotische Gerölle eingestreut, bei denen es sich um die schon im Chammseelikonglomerat erwähnten, sauren, aplitischen Granite handelt. Die allg. Schüttungsrichtung scheint westwärts zu zielen.

Andererseits treten aber auch fast nagelfluhartige Konglomerate auf, deren Gerölle sehr gut gerundet sind. Es sind dabei fast durchwegs nur dunkle Spilitgerölle festzustellen. Die deutlich nordwärts gerichteten Komponenten deuten auf eine Entstehung in fließenden Gewässern hin.

Zwischen beiden Arten sind alle Übergänge vorhanden, so daß sich die Schüttungen von vorw. sauren Geröllen aus Osten und von vorw. basischen, besser gerundeten Geröllen aus Süden teilweise vermischt zu haben scheinen. In solchen Mischzonen ist eine Ähnlichkeit mit dem Gipfelkonglomerat (vgl. Kärpf-Serie) besonders ausgeprägt.

Der Unterschied zum Chammseelikonglomerat zeigt sich in der Grundmasse wie auch in der Komponentenzusammensetzung: Die Grundmasse im Chammseelikonglomerat wird von einem tonigen, glimmerhaltigen, dunklen Sandstein gebildet. In der Geröllzusammensetzung sind nur saure Vulkanite vertreten. Die Grundmasse im Geröllhorizont wird von grünlichen, selten auch rötlichen, sauren Tuffiten und Tuffarkosen gebildet. Die Geröllzusammensetzung wechselt dank der Vermischung von verschiedenen Schüttungen rasch, doch sind die sauren Vulkanitgerölle selten in der Mehrzahl, immer aber mit Geröllen aus basischen Vulkaniten (dunkle Spilite) und detritischen Gesteinen (Sande, Schiefer) zusammen anzutreffen.

#### *e. Detritische Schiefer*

Die gewaltigen Quarzporphyrklösse des Kärpf sind öfters durch rötliche, wenige Meter mächtige Schieferzonen unterbrochen, welche wahrscheinlich einzelne Ergußfolgen voneinander trennen. Erst im Dach der Quarzporphyre, wo eine ähnliche Zone auch auftritt, finden wir darin Fremdgerölle. Sonst ist stets nur Material vorhanden, das aus den liegenden sauren Ergüssen direkt aufgearbeitet worden ist.

Der Mineralbestand ist völlig derselbe wie in den Ergüssen, durch deren Verwitterung diese Schiefer entstanden sind. Gelegentlich scheinen noch geringe Mengen von Tuffmaterial eingeschwemmt worden zu sein. Der detritische Charakter ist oft nur im Schliff festzustellen, wobei wir auch feine Kalzitbildungen finden können.

Durch Aufnahme von Geröllen aus den anderen vulkanischen Serien führen diese Schiefer im Dach der sauren Ergüsse in den eigentlichen Sernifit über. Daß die sauren Laven hier direkt unter der detritischen Kärpf-Serie liegen, deutet an, daß in herdnäheren Gebieten die Förderung der sauren Ergüsse sogar während der Milchspüler-Serie andauert hatte. Oder aber, daß die basischen Ergüsse nicht bis ins Gebiet der sauren Vulkane gelangten, vielleicht weil hier die sauren Laven infolge der größeren Viskosität Hochzonen gebildet hatten. Die feine Verzahnung von Quarzporphyren und Milchspüler-Serie läßt eigentlich beide Möglichkeiten offen, doch scheint mir die zweite Version wahrscheinlicher im Gesamtbild der vulkanischen Geschichte.

### 3. HANENSTOCKKERATOPHYRE

Damit bezeichnen wir jene merkwürdigen Gesteine in der Kärpf-Schuppe, die den Hanenstock und seine nähere Umgebung aufbauen. AMSTUTZ (1954) hat diese Bezeichnung erstmals in der Literatur systematisch verwendet, nachdem sie in der älteren Literatur gelegentlich angewendet worden war.

Diese Gesteine sind jünger als die Bunte Serie, von welcher sie sich aber nicht immer scharf abtrennen lassen. Darauf hat schon AMSTUTZ (1954) hingewiesen. Die spärlichen Kontakte mit den Quarzporphyren lassen ferner erkennen, daß die Keratophyre jüngeren Datums sind zumindest als die untersten sauren Ergüsse. Die seitliche Verzahnung mit der Milchspüler-Serie läßt vermuten, daß die Keratophyre etwa mit, vielleicht auch etwas vor dieser Serie abgelagert worden sind (vgl. unten).

Es handelt sich um ein dunkles, meist düster violettes, porphyrisches Ergußgestein, das sehr nahe mit den Spiliten verwandt ist. Zum Teil sind die Laven noch massig, oft aber auch sehr stark verschiefert. Gelegentlich wird man den Eindruck nicht los, daß das Gestein leicht umgelagert oder gar stärker detritisch sei. Die genaue Untersuchung wurde von AMSTUTZ (1954) vorgenommen.

Der Schriff zeigt in einer sehr feinkörnigen, moos-mosaikartigen, «felsitischen» Grundmasse mittel-feinkörnige, tafelige, nicht sehr zahlreiche Einsprenglinge. Die Textur ist meist schiefbrig.

Die Einsprenglinge sind oft schon von Auge, oft aber auch kaum unter dem Mikroskop als Feldspäte zu identifizieren, und zwar dürfte es sich um Albite handeln. Sie zeigen oft starke Kataklyse.

Die Grundmasse, von der angenommen wird, daß sie ursprünglich glasig gewesen sei, besteht aus einem feinen, verzahnten, submikroskopischen Mosaik leukokrater Gemengteile. Der Großteil dürfte aus Albit bestehen, nur lokal scheint sich auch Quarz an dieser Bildung zu beteiligen. Die Masse ist erstaunlich gleichmäßig mit Erzkörnern bestreut.

AMSTUTZ vermutet, daß die Grenze zur Bunten Serie ursprünglich schärfer gewesen sei und daß sie erst durch die tektonische Verschieferung der Gesteine verwischt worden sei. Genetisch gehören die Hanenstockkeratophyre zu den si-reichen Spiliten. Nach den Analysen von AMSTUTZ haben sie ein hohes si, niedriges fm aber höchsten Na<sub>2</sub>O-Betrag, womit sich diese Gesteine zwischen die gewöhnlichen Spilite und die Quarzporphyre stellen. AMSTUTZ glaubt an das Vorhandensein von primären

Spilit-Keratophyr-Provinzen und sieht unser Gestein als echte Lava an, doch wäre diese Frage wohl erst mit genauer Detailuntersuchung zu lösen.

#### 4. MILCHSPÜLER-SERIE

Diese Serie ist am Milchspülersee wenig südlich der Legler Hütte sehr typisch ausgebildet. Wir wollen in ihr wieder eine komplexe Gesteinsgesellschaft, die dem zweiten basischen Ergußzyklus angehört, zusammenfassen. Unten ist die Serie deutlich von den sauren Gesteinen der Sunneberg-Serie abgesetzt, während sie oben von den detritischen Serien eingedeckt wird.

Die typischste Gesellschaft finden wir in der Matzlengrat-Schuppe. Es sind detritische Schiefer, tuffitische Schiefer und Phyllite, echte Tuffe mit kleinen Lagern von Lapilli, die sich mit fladenförmigen Laven verzahnen. Zuweilen treten auch einige quarzitische Lagen auf.

Die Schönau-Schuppe weist bereits geringe Änderungen auf. Die Laven sind oft dermaßen stark verschiefert, daß sie kaum mehr erkannt werden können. Die Schiefer sind etwas kalzitisch und so ev. mit den löchrigen Tuffen der Bunten Serie zu verwechseln. Die Milchspüler-Serie ist in dieser Schuppe das tiefste noch vorhandene Glied.

In der Kärpf-Schuppe weist die Serie nicht mehr die sonst übliche Horizontbeständigkeit auf. Sie verzahnt sich sehr stark mit den sauren Ergüssen, sodaß angenommen werden muß, daß hier saure und basische Laven fast gleichzeitig gefördert worden sind. Gemeinsam werden dann auch Quarzporphyre und Milchspüler-Serie von der detritischen Kärpf-Serie eingedeckt. Wo Quarzporphyre und Milchspüler-Serie direkt zusammenstoßen, kann man leicht sehen, daß stets die basischen Gesteine das Jüngere sind, sodaß vielleicht doch die sauren Ergüsse etwas früher zum Erlahmen kamen.

Die Fazies in der Kärpf-Schuppe scheint wieder leicht verändert. Die hellen, grünen Laven überwiegen nun die dunkleren Typen. Wir finden schöne Spilitbreccien mit einem hellen, kalzitischem Porenzement ähnlich denjenigen unter Matzlen (Aueren-Serie). Die verschieferten Laven sind oft kaum vom Nebengestein zu unterscheiden. Als Besonderheit treten hier grüne, konglomeratisch-brecciöse Tuffite und Tuffagglomerate auf, die geradezu typisch sind. Detritische Schiefer sind neben den Tuffiten eher unbedeutend, doch nehmen sie im obersten Teil rasch an Bedeutung zu.

### *a. Laven*

Die in der Milchspüler-Serie auftretenden Laven sind von AMSTUTZ (1954) eingehend beschrieben worden, sodaß ich auf eine Wiederholung verzichten kann. In der Kärpf-Schuppe überwiegen die hellen Chlorit-spilite, in der Matzlengrat-Schuppe herrschen die dunklen Hämatit-spilite vor.

Die Laven in der Schönau-Schuppe waren AMSTUTZ noch nicht bekannt, doch handelt es sich durchwegs um dieselben Typen. Am W-Abhang der Schönau findet sich im südlichen Teil eine bis 20 m mächtige, einzelne Lavenbank. Die schlierige Verwachsung von grünen und dunklen Spiliten erinnert teilweise stark an die Aueren-Serie. Daneben treten auch kaum kenntliche, stark verschieferte Partien auf. Die gefritteten Schiefer am Fuße und die Spilitbreccie im Dache der Lava sprechen eindeutig für Ergußnatur.

Die Textur zeigt vorw. Deformationsformen. Eine noch schwach erkennbare, fluidale Anordnung ist von der Tektonik stark überprägt worden.

Die Struktur ist allg. holokristallin-porphyrisch. Die hypidiomorphen-idiomorphen Albit(?)leisten bilden ein sperriges, lockeres Gefüge. Die Grundmasse ist sehr feinkörnig. Das Gesamtgefüge ist hypidiomorpher Struktur. Alle Mineralien sind von einem filzigen Gewebe bedeckt und stark von Kalzit, Chlorit (Pennin) und Epidot zerfressen. Selten sieht man etwas Serizit und Quarz in der Grundmasse. Schattenhafte Umrise ähneln den von AMSTUTZ beschriebenen Pseudomorphosen nach Olivin.

Herr Dr. M. WEIBEL war so freundlich, mir die Laven zu analysieren, wofür ich ihm an dieser Stelle danken möchte. Er riet mir auch, nur Niggli-Werte und Tonerdeüberschuß zu berechnen, und seine Analysen nicht mit denjenigen von AMSTUTZ zu vergleichen suchen, sondern lediglich als solche zu geben. Die Berechnungen wurden sodann nach der Rechenanleitung von C. BURRI (1959) ausgeführt. Erstaunlich sind dabei die relativ hohen Werte der Quarzzahl (qz), bei AMSTUTZ meist negativ, sowie des Tonerdeüberschusses (t) dieser Gesteine. Es fragt sich, ob hier wirklich echte Spilite analysiert worden seien (mit Ausnahme von A 53), oder ob es sich bereits um Tuffite handelt.

*Analysen:*

	Rüfirus	Tollrus	Tollrus (verschiefert)
	A 53	A 60	A 61
SiO <sub>2</sub>	53,1	56,5	55,2
TiO <sub>2</sub>	0,79	0,79	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,3	18,2	17,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,9	4,4	4,4
FeO	3,5	2,7	2,3
MnO	0,11	0,08	0,1
CaO	4,5	0,56	3,0
MgO	5,9	6,0	4,2
Na <sub>2</sub> O	3,5	4,7	3,2
K <sub>2</sub> O	0,82	1,2	1,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,21	0,17
H <sub>2</sub> O	4,1	3,8	2,7
	94,7	99,1	96,7

Rest = CO<sub>2</sub> (wurde nicht bestimmt)

*Berechnungen:*

	A 53	A 60	A 61
si	168	188	184
al	28,5	34,4	35,2
fm	44,2	46,5	40,0
c	15,2	1,92	10,38
alk	12,2	17,0	14,0
k	0,12	0,15	0,25
mg	0,63	0,62	0,52
qz	+19,2	+20,0	+28,0
t	+1,1	+15,5	+10,8

Von dieser Lavabank aufsteigend wurde in der Nähe der Rüfirus ein kleiner Gang mit Kupfervererzungen gefunden, ähnlich denjenigen unter Matzlen.

Der von AMSTUTZ (1957) in der hinteren Siwelle postulierte einzige aufsteigende Lavengang des Verrucano käme in die Milchspüler-Serie zu liegen, doch hat schon FISCH (1961) auf die Fehlinterpretation hingewie-

sen. AMSTUTZ ließ sich vom tektonischen Clivage verwirren, das eine bis rechtwinklige Diskordanz zum Erguß aufweist. Die stratigraphische Diskordanz im Dache der Lava entspricht aber den üblichen Werten an der Grenze zwischen detritischen und vulkanischen Serien. Zudem ist der Fußkontakt gefrittet, was zusammen mit der Breccie im Dache die Ergußnatur sicherstellt. Da AMSTUTZ Fließrichtungen von unten nach oben festgestellt hatte, der Erguß aber westwärts überkippt ist, dürfen wir annehmen, daß die Lava von Westen oder Nordwesten eingeflossen sei.

### *b. Tuffe und Tuffite*

Die vorherrschenden Begleitgesteine der Laven in der Matzlengrat-Schuppe sind rötliche, selten auch grünliche, meist sehr feine Schiefer und Phyllite. Dabei handelt es sich wahrscheinlich größtenteils um tektonisch verschieferte Tuffe und Tuffite, wenn auch die Strukturen heute kaum mehr zu erkennen sind. Daneben treten auch gröbere, sandige Gesteine auf, die wohl am ehesten als Tuffite anzusehen sind. Auffallend ist das Herrschen von roten Farben, wobei vielleicht das rötliche, fein verteilte und kräftige Pigment aus den ebenfalls rötlichen Hämatitpiliten stammen könnte.

In der Schönau-Schuppe sind die Grenzen zwischen Laven, die verschiefert worden sind, und Tuffen und Tuffiten oft kaum zu erkennen. Die roten Farben treten zurück, es herrschen graue und violette, meist aber grünliche Färbungen vor. Der detritische Einschlag ist sichtlich gering. Alle Komponenten sind auffallend schlecht erhalten.

Die Bildungen sind in der Kärpf-Schuppe ähnlich, die Grenzen zwischen den Gesteinsarten sind kaum mehr zu finden. Wir finden vorw. verschieferte, grünliche, graue und violette Gesteine, oft mit schöner Mandelstein-textur, kleinen Gelitbildungen, wie sie in der Bunten Serie schöner und typischer sind. Der tuffogene Charakter der die Laven begleitenden Gesteine ist weit stärker als der detritische Einschlag. Typische Bildungen dieser Schuppe sind grünliche, selten auch rötliche, konglomeratisch-brecciöse Tuffite und Agglomerate, die auffallend stark mit den Quarzporphyren verfigert sind.

Es handelt sich um grobe, stark verschieferte Tuffite und Agglomerate mit zuweilen starkem detritischem Einschlag. Als meist eckige Komponenten treten v. a.

grüne Spilite auf, lokal finden wir aber auch häufig besser gerundete dunkle Spilitgerölle.

### *c. Breccien*

Sehr typisch für diese Serie sind in allen Schuppen brecciöse Schlackenagglomerate. Wir finden sie meist im Dache der Ergüsse mit etwas detritischem Material vermischt, oft aber auch ohne fremden Detritus mitten in den Lavenbänken drin, wobei sie dann einzelne Ergußfladen trennen.

In den Dachkontakt-Breccien sind in sandig-detritischer Grundmasse mit tuffitischem Einschlag eckige Gerölle aus dem liegenden Spilit eingelagert. Nach oben werden diese Gerölle mit zunehmender Entfernung von der Lava immer kleiner, sodaß fast sernifitähnliche Gesteine entstehen können, wobei allerdings in der Milchspüler-Serie noch keine Quarzporphyrgerölle gefunden werden. Bei diesen Breccien handelt es sich wohl um Oberflächenbildungen von Ergüssen. Durch das Weiterkriechen der Lava unter einer dünnen Erstarrungskruste wurde diese in verschieden große Bruchstücke zerlegt, welche dann später von detritischen Schüttungen eingelagert wurden.

### *d. Detritische Bildungen*

Solche sind in den wenigsten Fällen eindeutig von Tuffiten abzutrennen. Wir wollen hier nur solche Gesteine verstehen, welche aus weiter transportiertem Material zusammengesetzt sind.

In Matzlengrat- und Schönau-Schuppe noch sehr häufig, treten solche detritische Bildungen in der Kärpf-Schuppe erst im obersten Teil der Serie auf. Im Handstück sind diese gelegentlich konglomeratischen Gesteine oft kaum von den Sernifiten zu unterscheiden, doch finden wir bei genauem Studium etliche Abweichungen:

Im Gegensatz zur allg. mäßigen Rundung der Gerölle im Sernifit finden wir hier vorw. gut gerundete Formen. Quarzporphyrgerölle fehlen noch durchwegs. Dafür ist die Nähe der basischen Laven gut spürbar. Sie äußert sich in den vielen gut erhaltenen Spilitgeröllen sowie in isolierten Albiten. Von diesen eher eckigen Komponenten hebt sich der durchwegs gut gerundete Quarz sofort ab.

Am Aufbau dieser Gesteine sind somit zweierlei gut unterscheidbare Gerölle beteiligt. Einmal die rundlichen Quarze, die einen weiteren Transport hinter sich haben müssen und wahrscheinlich Verwitterungsprodukte von entfernten Quarzporphyrklötzen darstellen. Sodann die Gerölle von Laven und auch von Schiefern aus der Serie selbst, die fast an Ort und Stelle ihrer Verwitterung aus dem Muttergestein eingebettet wurden. Es handelt sich also eigentlich nicht um Fanglomerate, wie sie im Sernifit vorliegen, doch haben sie eine weitgehende Ähnlichkeit mit diesen.

Zum Schluß möchte ich noch eine Merkwürdigkeit erwähnen. Die Milchspüler-Serie beginnt nämlich nirgends mit den basischen Ergüssen selbst, sondern mit rötlichen Schiefern, die durch Farbwechsel aus den grünlichen Schiefern der Sunneberg-Serie hervorgehen und wahrscheinlich ganz feine Tuffe sind. Gegen oben wird nun der detritische Einschlag dieser die Laven begleitenden Schiefer immer stärker, sie gehören aber eindeutig noch zu den vulkanischen Serien. Denn im Dache dieser Serien finden wir eine der deutlichsten Begrenzungen im ganzen Verrucano, welche zeitlich ungefähr mit dem Ende der vulkanischen Haupttätigkeit zusammenfällt.

Mit ziemlicher Diskordanz deckt ein Basiskonglomerat die vulkanitführenden Serien ein. In der Matzlengrat-Schuppe ist es, ähnlich wie in der Glarner-Decke, vorw. die Bankung dieser Basisbildung, welche die Diskordanz verrät. Die scharfe Grenze verläuft stellenweise direkt auf den Ergüssen, ist aber ohne weiteres auch über den rötlichen Schiefern der Serie zu finden. In der Kärpf-Schuppe ist die Diskordanz auch im Großen leicht festzustellen, indem das Basiskonglomerat einmal direkt auf Schiefer der Milchspüler-Serie, dann aber auch direkt auf durch die Erosion freigelegte Quarzporphyre fährt.

## Detritische Serien

### 5. KÄRPF-SERIE

Als Typuslokalität dieser Serie gilt der Großkärpf mit den Kärpfmannen, welche aus Gesteinen dieser Gesteinsgesellschaft aufgebaut werden. Bisher wurden die Gesteine einfach als «Gipfelkonglomerat» beschrieben, und AMSTUTZ (1954) zählte einen Teil noch zu den vulkanischen Serien.

Die Begrenzungen sind einfach zu finden. Unten deckt die Kärpf-Serie

diskordant die vulkanitführenden Serien mit einem Basalkonglomerat ein, während das Gipfelkonglomerat überall die höchsten Erhebungen aufbaut, wie schon der treffend gewählte Name besagt.

Typische Ausbildung finden wir in der Kärpf-Schuppe und auf der Schönau, wie übrigens wahrscheinlich auch in der Gandstockkette. Die «Transgressionsfazies» ist jeweils stark vom liegenden Gestein abhängig, was v. a. in der Kärpf-Schuppe auffällt (Milchspüler-Serie und Quarzporphyre). Die Serie beginnt überall mit einer Basisbreccie, dann folgen feine Siltschiefer, die schließlich in Sernifit übergehen. Den Abschluß nach oben bildet das Gipfelkonglomerat.

In der Matzlengrat-Schuppe finden wir die Basisbildungen mit den Siltschiefern noch typisch, doch fehlt hier die jüngere, grobe Fazies der Sernifite und Konglomerate. Sie sind hier bereits durch feine Knollenschiefer verdrängt worden.

In der Salengrat-Schuppe wird der jüngste Verrucano aus groben Sernifiten gebildet, die vielleicht mit dem Gipfelkonglomerat zu verbinden wären. Die mesozoische Hülle ist auf dem Verrucano leicht bewegt worden, doch dürfte hier der Lias auch bereits primär direkt auf dem Verrucano gelegen haben.

#### *a. Basisbildungen*

An der Basis der Kärpf-Serie liegt eine eigentliche Transgressionsfazies, deren Zusammensetzung stark vom unmittelbar Liegenden abhängt.

In Schönau- und Matzlengrat-Schuppe ist die Ausbildung fast genau dieselbe wie in der Glarner-Decke über der Aueren-Serie. Es handelt sich um eine Spilitbreccie, wobei Verwitterungsrückstände der liegenden Milchspüler-Serie (teilweise auch Schiefer) mit der nun beginnenden Schlammstromfazies zusammen einzementiert wurden. Die Art und Weise der Zusammensetzung und Erhaltung der Komponenten deutet auf eine längere Erosionsphase hin. So tauchen gelegentlich auch Gerölle aus der Sunneberg-Serie auf, die etwas besser gerundet sind. Die Spilitgerölle weisen meist einen recht dicken Verwitterungsrand auf, Feldspäte sind hier eher selten. Auffallend ist der große Kalzitgehalt.

In der Kärpf-Schuppe haben wir zwei verschiedene Ausbildungen. Wo die Kärpf-Serie direkt auf der Milchspüler-Serie liegt, besteht die Basisbreccie aus einem eckigen Gemenge von Fetzen aus löchrigen Tuffen und

Tuffiten, einzelnen Lavenbruchstücken sowie vereinzelt Quarzporphyrkomponenten in einer sernifitischen Grundmasse. Die wenig resistenten Schiefer deuten auf einen kleinen Transportweg hin. Lediglich die Grundmasse scheint einen weiteren Weg hinter sich zu haben.

Wo aber die Kärpf-Serie direkt auf den Quarzporphyren liegt ist die Ausbildung völlig anders. Wir finden hier in der Basisbreccie keinen einzigen Hinweis auf die basischen Vulkanitserien, die scheinbar gegenüber den Quarzporphyrklössen relativ versenkt gewesen sind, sodaß deren Verwitterungsschutt nicht auf die sauren Ergüsse gelangen konnte. Die obersten paar Meter der Quarzporphyre zeigen deutliche Auflösungserscheinungen. Plötzlich setzen dann detritische Schüttungen ein, die das vorbereitete Material zur Basisbreccie verkitteten. Die Verwitterungszone im Dache der Quarzporphyre unterscheidet sich oft nur gering vom Ursprungsgestein, ist aber stets rötlich gefärbt. In der Basisbreccie finden wir nur Relikte aus dieser Zone. Erstaunlich ist wieder der enorme Gehalt an Kalzit.

#### *b. Phyllite, Siltschiefer*

In oft auf kurzer Distanz wechselnder Mächtigkeit folgt auf die Basisbreccie überall eine feine, detritische Fazies, die allerdings über den Quarzporphyren zuweilen ganz fehlen kann. Grobe Einschaltungen sind selten.

Als Komponenten finden wir meist stark korrodierte Quarze, sehr schlecht erhaltene Feldspäte und kleine detritische Schieferfetzen. Es handelt sich nun um stark gemischtes Material aus allen vulkanischen Serien.

Nachdem das Korn über der Basis rasch feiner geworden war (meist siltig), nimmt gegen die hangenden Sernifite die Korngröße wieder fast unmerklich zu.

#### *c. Feine Sernifite*

Deren Ausbildung ist überall etwa dieselbe, doch schwanken auch hier die Mächtigkeiten sehr stark. Diese Sernifite sehen den analogen Bildungen in der Glarner-Decke (Sernifite) sehr ähnlich, doch unterscheiden sie sich sofort durch den enormen Gehalt an Muskowit von diesen.

Als Komponenten überwiegen wieder die korrodierten Quarze. Feldspäte sind eher in Nestern angehäuft (zerfallendes Lavastück?). Verteilt sind noch relativ gut erhaltene Lavabrocken zu finden, wobei nur aus den vulkanischen Serien bekannte Typen auftreten.

Im Gegensatz zum Sernifit in den tieferen Schuppen, wo eine starke Kataklyse festgestellt werden kann, wirken hier die Komponenten recht gut erhalten und jedenfalls niemals in demselben Maße tektonisch gequält.

Auffallend ist der Kalzitgehalt, der lokal sogar recht bedeutend werden kann. Das Kalzit kristallisiert in der Grundmasse und scheint kaum sekundär eingedrungen zu sein. Das Gestein kann selten sogar mit Salzsäure zum Brausen gebracht werden.

Während wir bisher Kalzit meist in der Nähe von tektonischen Komplikationen gefunden haben, dürfte das hier nicht der Fall sein. Wahrscheinlich handelt es sich um verhinderte Calichebildungen, wo die Verdunstung des Wassers nicht an der Oberfläche, sondern noch im Inneren der Ablagerung geschah.

#### *d. Gipfelkonglomerat*

*(grobe Sernifite)*

Dieses grobe Konglomerat finden wir in der Kärpf- und in der Schönau-Schuppe. Das letztere Vorkommen wird hier erstmals in der Literatur erwähnt.

Das Gipfelkonglomerat ist eigentlich lediglich ein sehr grober Sernifit, der durch Aufnahme von immer mehr groben Geröllen aus dem liegenden feineren Vertreter entsteht. Letzterer bildet dann die Grundmasse im Konglomerat. Da aber der Name Gipfelkonglomerat doch schon in die Literatur eingeführt worden ist (AMSTUTZ, 1954), wollen wir ihn auch hier für die groben Sernifite gebrauchen, welche die Gipfel der höchsten Erhebungen im Freiberg aufbauen.

Zur besseren Übersicht der Geröllzusammensetzung haben wir (unten) Geröllauszählungen ausgeführt, welche die Gesellschaft der Komponenten typisch erfassen sollen:

Geröllzählungen:

— Schönau-Schuppe:

An einem großen Sturzblock wurde eine Fläche von etwas mehr als 1 m<sup>2</sup> ausgezählt. Die Anwitterung ist erstaunlich gleichmäßig, sodaß die

einzelnen Komponenten kaum herausgehauen werden konnten. Das bedingt eine gewisse Unsicherheit in der Bestimmung der Gerölle.

#### *Quarzporphyre und Granite:*

28%, davon 20% mit  $\varnothing$  größer als 6 cm, 65% zwischen 4—6 cm.

Die Rundung ist meist gut, nur selten eckige Komponenten, die Farbe ist stets hellgrünlich, der Erhaltungszustand recht gut. Auffallenderweise sind diese Gerölle oft flachgepreßt im Gegensatz zu den kugeligen Spilitgeröllen.

Etwa 40% dieser Gerölle sind als Granite anzusehen. Es handelt sich um helle, sehr saure, pegmatitische Granite mit sehr wenig Glimmer, die oft kaum von den Quarzporphyren unterschieden werden können.

#### *Sernifit und Siltschiefer:*

23%, davon 20%  $\varnothing$  größer als 6 cm, 22% zwischen 4—6 cm.

Rundung sehr verschieden, gut gerundete und auch eckige Gerölle. Farbe meist rötlichbraun. Erhaltungszustand v. a. der Schiefer sehr variabel, dicke Verwitterungskrusten.

#### *Basische Eruptiva:*

20%, davon 18%  $\varnothing$  größer als 6 cm, 21% zwischen 4—6 cm.

Wahrscheinlich v. a. Spilitgerölle aus den vulkanischen Serien. Die Rundung ist eher schwach. Auffallenderweise finden wir nur dunkle Eruptiva, keine hellgrünen. Der Erhaltungszustand ist recht gut. Die Gerölle sind meist kugelig.

#### *Kieselige Komponenten:*

15%, davon 10%  $\varnothing$  größer als 6 cm, 35% zwischen 4—6 cm

Im allgemeinen eher schlecht bis kaum gerundet, Farbe meist rötlich-blutrot, der Erhaltungszustand meist sehr gut.

Diese kieseligen Knollen stammen mit Sicherheit nicht aus analogen Serien, wie wir sie im Untersuchungsgebiet kennen. Radiolarien konnten bisher nicht festgestellt werden, ebenso wenig andere Strukturen.

#### *Quarzporphyrschiefer und Glimmerschiefer:*

9%, alle Gerölle  $\varnothing$  kleiner als 6 cm, 45% zwischen 4—6 cm.

Relativ gut erhalten und gut gerundet, die Farbe ist hell-weißlich, ähnlich den Quarzporphyren, Textur stark schiefrig. Die Glimmerschiefer enthalten recht viel Muskowit und etwas Biotit.

### *Feldspatkristalle:*

5%, meist zwischen 3—3 cm Ø, nur einer größer als 6 cm (12%).

Die Feldspäte sind zum Teil sehr gut erhalten, zum andern aber auch oft zertrümmert, die Farbe schwankt zwischen weiß und rosa. Es handelt sich durchwegs um große Orthoklase, wie sie im Quarzporphyr unter dem Kärpf in ähnlicher Größe gewachsen sind. Sie liegen leicht diskordant zur Schieferung und sind lokal gehäuft.

### Bemerkungen:

Größte Komponenten bis kopfgroß. Laterale und vertikale Sortierung oft auf engstem Raum.

Korngrößen kleiner als 1 cm werden der sernifitischen Grundmasse zugeordnet.

Auffallend ist der Unterschied des Verhaltens der sauren und der basischen Eruptiva gegenüber tektonischen Verschieferungen.

### — Kärpf-Schuppe:

Es wurde wieder eine Fläche von ungefähr einem m<sup>2</sup> ausgezählt.

### *Quarzporphyre und Granite:*

23%, davon 70% Ø zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.

Die Rundung ist mehrheitlich schlecht bis unbedeutend, doch finden wir erstaunlich viele sphäroide Formen. Die Erhaltung ist sehr gut, Farbe hellgrünlich bis leicht rosa.

Die Unterscheidung zwischen Quarzporphyr und Granit gelingt nicht immer einwandfrei. Die Granite gehören einem aplitisch-pegmatitischen Typus an, der sehr wenig Glimmer aufweist. Sie machen etwa 20—30% dieser Gerölle aus.

### *Sernifit und Siltschiefer:*

30%, davon 10% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.

Die Schiefergerölle sind meist flacher als die rundlichen Sernifite. Die Farbe ist rötlich bis tiefrot. Nicht selten sind glasklare Quarze zu finden. Die Komponenten sind recht gut erhalten, gut gerundet und weisen einen bräunlichen Verwitterungsrand auf. Wahrscheinlich weiter Transportweg.

### *Basische Eruptiva:*

30%, davon 60% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.

Es werden nur dunkle, rote und grauviolette Spilite beobachtet. Sie sind gut gerundet, gut erhalten und eher kugelige Form.

TAFEL II



Fig. 16  
Feldspatgerölle im Gipfelkonglomerat des Kärpf

### *Kieselige Komponenten:*

4%, davon 30% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.

Diese Gerölle sind sehr gut erhalten, kantengerundet, tiefrot gefärbt und besitzen zuweilen einen dünnen Verwitterungsrand. Eher kugelige Formen. Gestein aus dem Untersuchungsgebiet unbekannt. Keine tierischen Strukturen.

### *Quarzporphyrtschiefer und Glimmerschiefer:*

4%, davon 20% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.

Flachgepreßte, schiefrige Komponenten, schlechte Rundung, nicht sehr gut erhalten. Glimmerschiefer mit viel Muskowit und etwas Biotit.

### *Feldspatkristalle: (vgl. Fig. 16)*

6%, davon die Hälfte bis 5 cm lang, Rest kleiner.

Die Farbe schwankt zwischen weiß und rosa. Erhaltung sehr gut oder völlig zersetzt. Individuen kaum kantengerundet. Die Kristallform ist weitgehend erhalten, auch wenn die Komponente zersetzt ist. Lokal gehäuft richtungslos eingelagert.

### *Tuffschiefer:*

2%, nur kleine Gerölle.

Es handelt sich um grünliche, weiche Schieferfetzen, von denen man sich fragt, warum sie nicht schon längst vor der Einbettung völlig aufgelöst worden sind. Sie dürften deshalb aus der Nähe stammen, wahrscheinlich als letzte Überreste einer erodierten Tuffserie.

### *Dunkle Schiefer:*

1%, nur kleine Reste.

Kieselige, feinblättrige Gerölle, die ebenfalls aus der Nähe stammen dürften. Wahrscheinlich aus der Sunneberg-Serie.

### *Bemerkungen:*

Komponenten kleiner als 1 cm werden zur sernifitischen Grundmasse gerechnet, die fast dieselbe Zusammensetzung wie das Konglomerat aufweist.

Im allg. sind die meisten Gerölle recht frisch und wenig gerundet.

Textur allg. etwas schiefrig, z. T. aber auch massig.

Vertikale und laterale Sortierung der Gerölle auf kleinstem Raum, und zwar nach Größe und nach Gesteinsart.

In der Grundmasse etwas Kalzit.

Keine eigentliche Bankung festzustellen.

Allg. scheint das Material aus den liegenden oder vielmehr aus diesen äquivalenten Serien zu stammen, doch treten auch eindeutig exotische Gerölle auf.

Wie wir sehen, unterscheiden sich die beiden Konglomerate in Kärpf- und Schönau-Schuppe nur geringfügig. Die erstere dürfte etwas näher dem Schüttungsherd beheimatet gewesen sein, da ihre Gerölle frischer wirken und weil weniger resistente Gerölle (Tuffschiefer) auftreten. Wir wollen aber doch die Gerölle noch etwas betrachten:

Neben den sauren Lavengeröllen — meist bekannten Quarzporphyrarten — finden sich einige Gesteine, die im Untersuchungsgebiet nirgends anstehen. Es handelt sich um großkristalline, pegmatitisch-schriftgranitische Gesteine, die nur sehr wenig dunkle Gemengteile (Glimmer) aufweisen. HUBER (1960) beschreibt in seinem oberen Sernifit ähnliche Gerölle (Granite). Sie könnten aus einem subvulkanischen Granitkörper oder aus der Randfazies eines Granitstockes stammen, der erodiert worden wäre. Typische Granite wurden bisher nicht gefunden. Wir finden diese Gerölle bereits zum dritten Mal: zuerst im Chammseelikonglomerat, dann im Geröllhorizont der Sunneberg-Serie und nun hier in einem weit jüngeren Gestein, dem Gipfelkonglomerat. Alle diese drei Gesteine sind aus südlicher oder südöstlicher Richtung geschüttet worden. Dabei fällt doch sofort auf, daß in nämlicher Richtung die Quarzporphyre in der Sunneberg-Serie gegenüber den Tuffen überhand nehmen, daß sie hier (Kärpf-Schuppe) erhöhte Kuppen bilden. Es scheint ein Zusammenhang zu bestehen zwischen dem Förderzentrum der sauren Laven und der Tatsache, daß in jener Gegend schon sehr früh ein granitischer Stock von der Erosion erreicht wurde.

Die Sernifite und Siltschiefer scheinen im allg. einen weiteren Weg hinter sich zu haben. Die Gesteine sind nicht von den im Untersuchungsgebiet auftretenden Typen zu unterscheiden.

Die Gerölle der basischen Laven haben eine sonderbare Selektion hinter sich. Wir finden nämlich durchwegs nur Vertreter der dunklen Hämatitpilite, nirgends sind Gerölle von grünen Chloritpiliten zu beobachten. Wir haben im Untersuchungsgebiet aber nirgends reine Ergußfladen des einen Vertreters gefunden, sondern immer sind die beiden nebeneinander zu beobachten. Es besteht deshalb vorderhand kein Grund, außerhalb des Gebietes reine Hämatitpilite zu suchen. Darum muß angenommen werden, daß die grünen Chloritpilite gegenüber Verwitterung und Transport weniger resistent seien als die Hämatitpilite, was sicher mit dem Mineralbestand zusammenhängt.

Merkwürdig ist das Auftreten der roten, kieseligen Komponenten. Im Untersuchungsgebiet konnten nirgends ähnliche Gesteine gefunden wer-

den. Man möchte an Radiolarite denken, doch wurden keine entsprechenden Strukturen beobachtet. Die Herkunft der Gerölle bleibt unbekannt.

Die wenig bedeutsamen Gerölle von schiefrigen Gesteinen könnten alle aus Serien des Untersuchungsgebietes stammen, und zwar v. a. aus der Sunneberg-Serie. Ihre Seltenheit ist der geringen Resistenz zuzuschreiben.

Lokal tritt im Gipfelkonglomerat eine eigentliche Feldspatbreccie (Fig. 16) auf, in welcher fast nur detritische Feldspäte vorhanden sind. Zum Teil sind sie recht gut erhalten, zum andern aber oft zerfallen, doch dürfte ihre Heimat nicht sehr weit entfernt gewesen sein. Im Gebiet anstehend haben wir in den Quarzporphyren ebenfalls recht große Orthoklase, doch erreichen diese niemals die Größe der im Konglomerat gefundenen. Wir haben bereits festgestellt, daß der Schüttungsherd des Konglomerates ungefähr im S oder SE gelegen haben muß. Zudem scheinen auch die sauren Ergüsse der Sunneberg-Serie aus dieser Richtung gefördert worden zu sein. Was liegt näher als die Annahme, daß diese Orthoklase aus einem Granitpegmatit stammen dürften, der im Zusammenhang mit der Förderung der Laven der Sunneberg-Serie entstand und irgendwo, aber nicht allzu weit entfernt, im S oder SE zu suchen wäre. Wenn wir die Schuppen zurückglätten in ihre ursprüngliche Lage, käme dieser Granitstock südlich des Vorab in die Gegend des Rheintales zu liegen. Die Hinweise sind aber ungenügend, um sichere Schlüsse zu ziehen.

Die Rundung und der Erhaltungszustand der einzelnen Komponenten darf nicht streng dazu verwendet werden, Transportdistanzen abzuschätzen. Wir wissen ja nicht, wie lange die Gerölle schon umherlagen und der weiteren Verwitterung ausgesetzt waren, als sie dann endlich von einem Schlammstrom erfaßt und zum Gipfelkonglomerat zusammengeschüttet wurden. Zudem kennt man in den Alpen den Transport von Geröllen in Murgängen, wobei vollkommen eckige, frische Gesteinsfragmente über weite Distanzen geführt werden, ohne daß sie bedeutenderen Schaden genommen hätten. Dies könnte durchaus auch in ariden Schlammströmen der Fall sein. Wenn solche Ströme über ein Gebiet fuhren, auf dem Gerölle in den verschiedensten Zerfallsstadien umherlagen, und diese mit sich rissen, so kommen wir einer Möglichkeit sehr nahe, wie das Gipfelkonglomerat entstanden sein könnte. Deshalb vielleicht finden wir eckiges Material und besser gerundetes, gut erhaltene und vor der völligen Zerstörung stehende Fragmente beisammen. Die rasche Korngrößenzunahme von den Siltschiefen zum Sernifit und zum Konglomerat deutet darauf hin, daß zuletzt recht steile Gefällsverhältnisse bestanden haben (post-

vulkanische Hebung infolge Entlastung durch Erosion oder Einsenkung des Ablagerungsraumes durch Überlastung?).

Vertikale und laterale Sortierung der Komponenten, wie wir sie schon im Sernifit der Glarner-Decke gesehen hatten, tritt hier ebenfalls auf. Dabei fällt auf, daß der die Grundmasse bildende, feine Sernifit stets dieselbe Zusammensetzung und Korngröße aufweist, während die Gerölle des Gipfelkonglomerates größeren Schwankungen unterworfen sind. Auffallend in diesen groben Nestern ist, daß von den Geröllen stets eine Gesteinsart stärker bevorzugt wird. Gelegentlich kommen solche Geröllkonzentrationen zusammen mit einer ausgebleichten, hellen Grundmasse vor. Es entstehen damit Sedimentationsbilder, die an den Rüfi-Sernifit erinnern.

Die Dreiteilung der Kärpf-Serie in Siltschiefer-feine Sernifite-Gipfelkonglomerat (grobe Sernifite) entspricht auffallend der Einteilung der detritischen Serien in der Glarner-Decke mit unteren Schiefer-Sernifit-schiefer-Sernifiten. In beiden Faziesräumen ist die Korngrößenzunahme gegen oben auffallend. Auch sind die Gesamtmächtigkeiten der detritischen Ablagerungen etwa gleich. Wenn auch nicht ohne weiteres anzunehmen ist, daß eine zeitliche Äquivalenz besteht, so läßt doch die analoge Lithologie der Ablagerungen wie auch deren Stellung über den vulkanitführenden Serien (diskordante Auflagerung, in den höheren Schuppen etwas stärker ausgeprägt) vermuten, daß ihnen eine gemeinsame Entstehungsgeschichte zugrunde liegt. Die Kärpf-Serie wurde am SE-Rand, die Serien der Glarner-Decke am NW-Rand des Verrucanograbens abgelagert, und zwar dürfte dies während einer gemeinsamen nachvulkanischen Schüttungsperiode geschehen sein. Die beiden Faziesräume sind durch die feinere Fazies im Grabeninneren (Sernifitschiefer) voneinander getrennt. Hier kommt es dann auch zur Ausbildung der Knollenschiefer, welche aus dem Verwitterungsschutt der groben Randfazies entstanden sind.

Die feinere Fazies des Grabeninneren finden wir naturgemäß in der nördlichsten Abspaltung der Mürtschen-Decke, in der Matzlengrat-Schuppe. Wohl sind hier die tiefsten Zonen der Kärpf-Serie noch typisch, es fehlt aber bereits das charakteristische Gipfelkonglomerat. Ähnlich wie in den südlichen Schuppen der Glarner-Decke, wo der Sernifit gegen S allmählich verschwindet und den feinen Knollenschiefern Platz macht,

wird hier die oberste, größte Ausbildung der Kärpf-Serie gegen N reduziert und von den Knollenschiefern ersetzt.

## 6. KNOLLENSCHIEFER

In der Matzlengrat-Schuppe liegt über einer atypischen Kärpf-Serie eine bis 50 m mächtige Folge von Schiefen und Phylliten, die durchwegs rötlich gefärbt sind. Lokal gehäuft finden wir darin bis nußgroße, meist kalzitische Karbonatknollen, die mit einer grünlichen Haut umgeben sind und einen deutlichen Ausbleichungshof besitzen. Es handelt sich um analoge Bildungen, wie sie in den tieferen Schuppen als Knollenschiefer beschrieben worden sind.

Auf diesen Knollenschiefern liegt an der hinteren Siwelle direkt Triasquarzit, wobei der Kontakt leicht tektonisch überprägt zu sein scheint. Die obersten Verrucanoschiefer sind ziemlich stark tektonisiert und ausgebleicht und oft stark kalzitisch. Darauf liegt leicht karbonatischer Melsersandstein der unteren Trias. Daß sich die Trias selbständig auf dem Verrucano bewegt hat, kann uns hier nicht überraschen, müssen wir doch annehmen, daß die mesozoische Bedeckung der noch höheren Schuppen eigene Decken gebildet hat (Axen-Decke). Zudem sind auch auf der Schafalp in der oberen Matzlengrat-Schuppe tektonische Scherben eingesprießt (vgl. Profil 23).

### *C. Allgemeines*

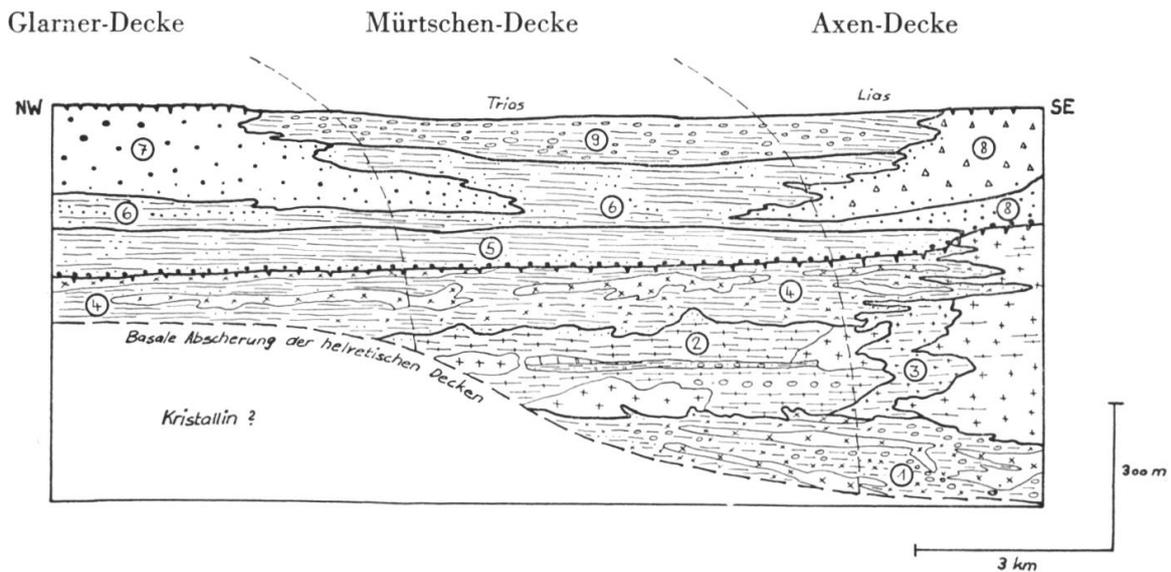
Wir wollen hier v. a. versuchen, die beiden Faziesbereiche von tieferen Schuppen (Glarner-Decke) und höheren Schuppen (Mürtschen-Axen-Decke) zu vergleichen. Dann wollen wir einen Blick auf den Verrucano außerhalb des Untersuchungsgebietes werfen, soweit dies nicht schon geschehen ist. Dies kann allerdings meist nur auf Grund von Literaturvergleichen geschehen. Sodann wollen wir auch die Ablagerungsbedingungen sowie das Alter des Verrucano etwas genauer diskutieren.

## 1. FAZIESVERGLEICHE, SERIENABFOLGE, ALTER, GRABENBEWEGUNGEN

Zum besseren Verständnis und damit ich mich hier kürzer fassen kann, habe ich die Ergebnisse in Tabellenform (vgl. Tabelle 1) zusammengestellt. Auch habe ich versucht, die einzelnen Schuppen in ihre ursprüngliche Lage im Ablagerungsraum zurückzuglätten, was auf Fig. 17 dargestellt ist. Dabei mußten wir natürlich die Stellung der einzelnen tektonischen Einheiten vorwegnehmen.

Fig. 17

### *Schematische Faziesabwicklung des Verrucano in der Kärpf- und Glärnischgruppe*



Legende:

- |                         |                            |                   |
|-------------------------|----------------------------|-------------------|
| 1 Bunte Serie           | 4 Aueren-Milchspüler-Serie | 7 Sernifite       |
| 2 Sunneberg-Serie       | 5 Untere Schiefer          | 8 Kärpf-Serie     |
| 3 Hanenstockkeratophyre | 6 Sernifitschiefer         | 9 Knollenschiefer |

Betrachten wir zuerst die Ergebnisse im Untersuchungsgebiet, wie sie in Tabelle 1 zusammengestellt worden sind:

Die Schichtfolge des Verrucano beginnt in den höheren Schuppen mit einer basischen Ergußfolge, die **B u n t e S e r i e** genannt wird. Die tieferen Einheiten scheinen schon über dieser Serie abgeschert worden zu sein

(Fig. 17). Vorw. grüne Chloritspilite verraten überwiegenden Intrusivcharakter, doch kommen auch Ergüsse vor.

Das Alter der Serie läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen. Die Bunte Serie ist aber in keiner Weise mit den oberkarbonischen Gesteinen am Bifertengrätli (Tödi) zu vergleichen noch mit Gesteinen unter dieser Serie. Es ist also wahrscheinlich, daß die Bunte Serie jünger ist als das pflanzenführende Oberkarbon (Westfal D und evtl. unterstes Stephan?) des Bifertengrätli. Wir wissen somit nicht, ob sie dem obersten Karbon oder bereits dem untersten Perm angehört.

Auf dieser basischen Ergußserie folgt nun ein saurer Zyklus, der in der *Sunneberg-Serie* zusammengefaßt wird. Auch diese Serie fehlt eigentlich in den tieferen Schuppen noch, doch finden wir hier gelegentlich an der Basis der Aueren-Serie Tuffarkosen, die vielleicht mit der Sunneberg-Serie zu verbinden wären. Die saure Ergußtätigkeit begann mit Sicherheit erst nach der basischen, doch hat sie im herdnäheren Gebiet (Kärpf) diese zum Teil überdauert und dabei relative Hochzonen geschaffen.

Das interessanteste Glied der Sunneberg-Serie sind die Schiefer, Phytolithe, Kalke und Dolomite der *aquatischen Zone*. Darin wurden verschiedene Fossilien gefunden, nämlich Gastropoden, Kalkalgen und Pflanzen. Die Coniferen deuten auf Stephan als ältest mögliches Alter, können aber ebensogut unterpermisch sein. Die aquatische Zone wurde oft mit der kohligten Bifertengrätli-Serie von WIDMER (1949) verglichen, wobei aber einige Konsequenzen dieser Korrelation übersehen worden sind. Wir haben die beschränkte Ausdehnung der aquatischen Zone im Untersuchungsgebiet schon festgestellt. Da unsere Zone aber eindeutig an die Sunneberg-Serie gebunden ist, müßten wir zumindest diese gut horizontierte Serie in Begleitung der Bifertengrätli-Serie auch am Tödi finden. In den Alpen setzt man gewöhnlich humides Jungpaläozoikum = Karbon, semihumides bis arides Jungpaläozoikum = Perm (Farbumschlag grau — grün und violett). Es kann aber ebensogut grünes Stephan wie graues Rotliegendes geben. Karbonähnliche Ablagerungen sind aus verschiedenen permischen Senken (z. B. in der saxo-thuringischen Zone in Mitteleuropa) bekannt, sodaß die Fazies nicht unbedingt ein Indiz für das Alter der Ablagerung sein muß.

Mit ziemlicher Sicherheit aber sollte das vulkanische Ereignis, das die Sunneberg-Serie geschaffen hatte, auch im Tödi größere Spuren hinter-

lassen haben. Aber weder die Serien unter noch die Serie direkt auf der Bifertengrätli-Serie lassen sich auch nur einigermaßen mit unserer Sunneberg-Serie vergleichen. Nach den neuesten Erforschungen von FRANKS (mündl. Mitteilung) im Tödigebiet scheint die direkt auf der Bifertengrätli-Serie liegende «Grünhorn-Serie» von WIDMER aus den verschiedensten Gesteinen zusammengesetzt zu sein. Wenn wir nun am Tödi saure Ergußtätigkeit suchen, stoßen wir unwillkürlich auf die Intrusion des Tödigranites, in dessen Begleitung aplitisch-pegmatitische Gangsysteme und Quarzporphyrgüsse auftreten. Was liegt näher, als daß wir die Sunneberg-Serie mit diesen Bildungen zu vergleichen suchen. Wir haben in dieser Serie ebenfalls Quarzporphyre gefunden, zudem treten verschiedentlich (v. a. im vallorcineähnlichen Chammseelikonglomerat) Gerölle von aplitisch-pegmatitischen Graniten auf, die auf eine Erosion von Granitstöcken hinweisen, wie sie am Tödi vorhanden sind.

Die Sunneberg-Serie dürfte somit ziemlich sicher jünger sein als die Bifertengrätli-Serie. Sie hat somit postwestfalisches Alter und ist vielleicht eher unterpermisch als spätkarbonisch anzusehen. Die Vergleiche der kohligten Verrucanoschiefer mit der Bifertengrätli-Serie, wie sie von verschiedenen Seiten (AMSTUTZ, 1948, WYSSLING, 1950, TRÜMPY, in BRÜCKNER et al., 1957, SCHINDLER, 1959) versucht worden sind, werden somit hinfällig.

Fast gleichzeitig mit der Sunneberg-Serie wurden die merkwürdigen *Keratophyre* am *Hanenstock* abgelagert. Sie vermitteln zeitlich zwischen Bunter Serie und Milchspüler-Serie, vertreten also in dieser Hinsicht die sauren Ergüsse. Auch chemisch stehen sie zwischen den sauren Quarzporphyren und den basischeren Spiliten. Vielleicht haben sich hier die beiden Laven frühzeitig vermischt und sind in einem speziellen Vulkan gefördert worden, der in südlicher oder südwestlicher Richtung zu suchen wäre.

Der zweite basische und abschließende vulkanische Zyklus der höheren Schuppen wird in der *Milchspüler-Serie* zusammengefaßt. In den tieferen Schuppen tritt nun als tiefstes Glied eine basische Ergußserie auf, die *Aueren-Serie*, welche infolge analoger Ausbildung und äquivalenter Lagerung im stratigraphischen Verband (diskordant von detritischen Serien in analoger Ausbildung überlagert) direkt mit der *Milchspüler-Serie* verglichen wird.

Der genetische Zusammenhang mit der Bunten Serie dürfte eher eng sein, v. a. in den südlichen Räumen. AMSTUTZ hat im Spilit der hinteren Siwelle Fließrichtungen von «unten nach oben» festgestellt. Da dieser Spilit nach Westen überkippt ist, scheinen die Laven aus westlichen Richtungen eingeflossen zu sein. Merkwürdig ist dabei die Tatsache, daß gerade in diesen Zonen (Aueren-Serie) mehrheitlich dunkle Spilite auftreten, denen AMSTUTZ Ergußcharakter zuschreibt, wogegen die dem Herd entfernteren Lager (Kärpf-Schuppe) vorw. aus grünen Chloritspiliten (nach AMSTUTZ Intrusionen) bestehen. FISCH (1961) hat in seinem Untersuchungsgebiet eine ähnliche Erscheinung festgestellt. Es besteht somit die Möglichkeit, daß im Grabeninneren basische Intrusionen erfolgten, während mehr oder weniger gleichzeitig vom westlichen Grabenrand her sich Spilite aus Vulkanen in den Graben ergossen.

Offensichtlich aber ist, daß Aueren- und Milchspüler-Serie den Abschluß der vulkanischen Haupttätigkeit im Verrucanogaben bilden. Vielleicht sind am unmittelbaren Grabenrand auch während der Ablagerung der detritischen Serien noch sporadische Auswürfe erfolgt (Tuffite in den tieferen Ablagerungen!), doch scheint die Mehrzahl der Vulkane plötzlich erloschen zu sein. In Analogie mit den Verhältnissen in Deutschland und in den Südalpen kann man vermuten, daß die mehrheitlich vulkanischen Serien dem Unterperm (Unterrotliegendes) angehören, die vulkanitfreien dem Oberperm (Oberrotliegendes-Zechstein). Die Grenze dazwischen ist im Untersuchungsgebiet recht scharf ausgebildet.

Mit deutlicher *D i s k o r d a n z*, die im S bis  $10^\circ$  und mehr betragen kann, werden nun die vulkanischen Ablagerungen von detritischen Serien eingedeckt. Analoge Diskordanzen werden schon von WIDMER (1949) und SCHINDLER (1959) beobachtet, und auch von HUBER (1960) wird eine ähnliche Erscheinung erwähnt. Die Diskordanz kann also nicht lokal sein. Die Ablagerung der vulkanischen Serien verrät ja schon an sich einige Unruhe im Graben, wahrscheinlich war der Graben hier mehrfach in Bewegung. Es könnte sich dabei um Ausläufer der *s a a l i s c h e n P h a s e* gehandelt haben, wie auch HUBER angenommen hatte.

Nach Ablagerung der vulkanischen Serien dürfte der Graben für kurze (?) Zeit zur Ruhe gekommen sein, wobei die Sedimentation unterbrochen wurde und die vulkanischen Serien einer stärkeren Erosion ausgesetzt waren. Wahrscheinlich war der Graben durch die vulkanischen Ablagerungen schon stark aufgefüllt worden, so daß infolge Überbela-

stung dieser geschwächten Zone in der Erdrinde bald isostatische Abwärtsbewegungen einsetzten, die aber diesmal kaum mehr von Eruptionen begleitet waren. Diese Sinkbewegung wird auch durch das Größerwerden des Kornes in jüngeren Serien angezeigt.

Die Verwitterungsprodukte aus den liegenden, vulkanischen Serien wurden vor Beginn der eigentlichen Schüttungen zu einer autochthonen *B a s i s b r e c c i e* zusammengefügt.

Erst mit dem Vertiefen des Grabens («Taphrogeosynklinale») konnten sich größere Schuttmassen in Bewegung setzen. Dabei scheint sich der westliche Teil des Grabens rascher gesenkt zu haben, wie uns die mächtigeren *U n t e r e n S c h i e f e r* der tieferen Schuppen verraten. Zu diesem Schluß ist, allerdings mit anderen Argumenten, auch schon WYSSLING gekommen. In den höheren Schuppen sind in derselben Periode (zeitgleich?) lediglich *b a s a l e S i l t s c h i e f e r* von geringer Mächtigkeit (Kärpf-Serie) abgelagert worden. Das feine Korn deutet an, daß die Senkung etwa mit der Ablagerungsgeschwindigkeit Schritt gehalten hatte, die Gefällsverhältnisse somit etwa gleichmäßig flach geblieben sind.

Der Graben begann sich nun rascher zu senken, sodaß dank steileren Gefällen immer größerer Schutt mit den Schlammströmen transportiert wurde. Es wurden im Westen die *S e r n i f i t s c h i e f e r* und die mächtigen *S e r n i f i t e* abgelagert, während im Grabeninneren durchwegs noch feinere Schüttungen vorherrschten (Sernifitschiefer). Im Osten kommt es zur Ablagerung von schwächtigen, eher *f e i n e n S e r n i f i t e n*, worauf sich der Graben hier ruckweise schneller versenkte, sodaß es zur Ablagerung des mächtigen *G i p f e l k o n g l o m e r a t e s* (grober Sernifit) kommt. Grobe Randfazies und feine Fazies im Inneren sind das allg. Merkmal der detritischen Schüttungen in den Graben.

Mit diesen Schüttungen scheint sich der Graben wieder vorw. gefüllt zu haben. Zumindest gelangten nun keine Schüttungen von außerhalb mehr hinein, sodaß die abgelagerten Serien der Erosion und weiteren Verfrachtung ausgesetzt wurden. Mit einer allg. Ruhe im Graben stagnierte vorläufig auch die Sedimentation. Dieses gemeinsame Merkmal läßt die erwähnten detritischen Serien vielleicht gemeinsam ins Oberrotliegende stellen.

Da die Schüttungen bisher vorw. von den Grabenrändern her gekommen

Tabelle 2

## Faziesvergleiche im Glarner Verrucano

W-Freiberg SCHIelly		Glärnisch SCHINDLER		Schiltgebiet HUBER		Gulderstock FISCH		Vorab WYSSLING	Tödi WIDMER	Bergam. alpen DE SITTER
Glarner- Decke	Mü.-Axen- Decke	Guppen- synklinale	Schönau- Schuppe	verkehrt?	normal	verkehrt?	normal			
Trias	Lias Trias	Trias	Lias?	Trias?	Lias Trias	Trias?	Lias Trias	Trias?	Trias	Trias
Knollenschiefer		Grisch- schichten	?	?	Schönbühl- schiefer	?	Schönbühl- schiefer	Grisch- schichten Crap Ner Sch. Vorabsch.		
Sernifite Sernifit- schiefer Untere Schiefer	Kärpf- Serie	Sernifit- schiefer ?	Grobe Sernifite	Unterer? Sernifit Couches sup. de Gufelialp série intermédiaire	Oberer Sernifit	Plagioklas- gneis Unterer? Sernifit Spilite?	Oberer Sernifit Fuggstock- Sernifit	Quarzite Sernifite Illanzer Ver. Plag. gneis Tuffite Gletscher- hörnlischicht	graue Konglomerate	Grauwacken Arkosen Glimmer- sandsteine Sernifite : Verrucano
Basisbreccie Diskordanz			Basisbreccie Diskordanz		?	Diskordanz		Tuffit- konglomerat	Basis- konglomerat	
Aueren- Serie	Milchspüler- Serie		Spilite und Derivate	Spilite Foostockschiefer		Grischschichten Mären-Serie		bas. Ergüsse Bunte Schiefer	Spilite und Derivate	
Tuffarkosen	Sunneberg- Serie		Quarzpor- phyroide	?	?	Mären-Serie Quarzporphyroide		Quarzpor- phyroide Serizitphyl- lite-quarzite Dunkle Schiefer	Tödigranit Quarzpor- phyroide	Collio
	Bunte Serie					Mären-Serie Grischschichten ?				
			Kristallin					Ruin- sandsteine	Grünhorn(?) - Serie	Intrusion of Granit and Granodiorite
								Kohlige Schiefer	Bifertengr.- Serie	
									Kristallin	Basement rock

sein müssen, bildete sich naturgemäß im Inneren des Grabens eine kleine Senke oder depressive Zone. Nachdem genügend Schutt durch die Verwitterung der liegenden detritischen Serien gebildet worden war, setzte im Zechstein (?) wieder Ablagerung ein. Zur gleichen Zeit, als die randlichen Sernifitkegel von tiefen Verwitterungsfurchen durchzogen wurden, gelangte der so entstandene Schutt im Inneren zur Ablagerung. Es entstand hier die Serie der *K n o l l e n s c h i e f e r*.

Vor der Triastransgression wird die gesamte Verrucanooberfläche weiter erodiert. Vielleicht sind auch noch geringe, ausklingende Grabenbewegungen für die zum Teil sehr große Diskordanz verantwortlich, die zwischen Verrucano und Trias besteht. HUBER spricht an dieser Stelle von einer pfälzischen Phase (?).

Die Vergleiche mit dem übrigen Glarner Verrucano werden auf Tabelle 2 zusammengestellt, doch handelt es sich fast durchwegs lediglich um Korrelationen, die auf Grund der bestehenden Literatur ausgeführt wurden. Dabei wurden aber in den nördlich anschließenden Gebieten einige Annahmen getroffen, die ich doch kurz erklären muß, nachdem wir bereits beim Problem der Sernifite darauf gestoßen sind. Es betrifft dies die Gebiete, die von FISCH und HUBER untersucht worden sind.

Wir haben in unserem Untersuchungsgebiet zwei Faziesräume festgestellt, welche heute in der Glarner-Decke einerseits und in der Mürtschen-Axen-Decke andernseits vorliegen. Diese Fazien sind nun bei FISCH und HUBER auch anzutreffen, aber nicht hinter-, sondern *ü b e r e i n a n d e r* ! Das bringt die Vermutung nahe, daß wir es hier vielleicht nicht mit einer gewöhnlichen Aufrechtserie zu tun haben, sondern mit einer *g r o ß e n l i e g e n d e n F a l t e*. Eine ganz ähnliche liegende Struktur haben wir ja in der Glarner-Decke festgestellt und scheint auch in der Gandstockkette vorzuliegen. Wenn man z. B. in der Arbeit von FISCH (1961) die Fig. 10 auf Seite 69 betrachtet, so erscheint eine solche Struktur nicht ausgeschlossen. Dabei müßte natürlich der verkehrte Schenkel in entsprechender Lagerung vorliegen, doch haben wir bisher noch keine sicheren Lagerungskriterien im Verrucano festgestellt, was aber auch nicht etwa für aufrechte Lagerung sprechen muß und kann.

Ich möchte mich hier nicht allzu weit auf die Äste hinauslassen. Umso mehr, als ich das fragliche Gebiet selbst oft besucht habe und kaum Widersprüche zu den Ausführungen von FISCH und HUBER feststellen konnte. Ich bin aber auf rein akademischem Weg zur Annahme einer lie-

genden Falte gekommen; vielleicht bringt uns die künftige Forschung einige handfeste Beweise für die eine oder die andere Meinung.

Mit ebensolcher Distanz ist aber auch der folgende Vergleich zu betrachten, der schon von verschiedener Seite (CADISCH, 1953, STAUB, 1954, und FISCH, 1961) versucht worden ist (vgl. Tabelle 2). Es ist nämlich lange bekannt, daß das Perm der Bergamasker Alpen frappante Ähnlichkeiten mit dem Glarner Verrucano aufzuweisen hat, doch sind solche Korrelationen über große Distanzen zum vornherein mit Vorsicht aufzunehmen.

DE SITTER (1949) stellt ein fast völlig aus Kristallingeröllen bestehendes Basalkonglomerat ins unterste Perm. Ebenfalls ins untere Perm stellt er den Collio als eine Folge von vulkanischen Serien mit v. a. Quarzporphyren sowie deren Tuffen und Derivaten. Diese Folge entspricht sehr gut den vulkanischen Serien, wobei lediglich größere basische Ergüsse zu fehlen scheinen. Über dem Collio folgt die von ihm mit Verrucano bezeichnete Serie detritischer Gesteine, in denen nun aber neben sauren Geröllen auch Komponenten von basischen Ergüssen gefunden werden. Sie wird ins Oberrotliegende gestellt und entspricht erstaunlich gut unseren detritischen Serien.

Unsere Serienabfolge weist aber auch unbestreitbare Analogien auf zum Rotliegenden in Deutschland (BRINKMANN, 1959):

«Die oberkarbonisch-rotliegenden Trogräume waren festländische, intermontane Geosynklinalen. Im tieferen Perm wurden saure und basische Laven gefördert, wobei die vulkanische Haupttätigkeit im höheren Unterrotliegenden zu suchen ist» (vulkanische Serien). «Die saalische Phase macht sich in kurzdauernder Unterbrechung des epirogenen Wellenwurfes bemerkbar» (Diskordanz). «Die Sedimentationsräume dehnten sich im Oberrotliegenden kräftig aus» (detritische Serien). «Mit zunehmender Versteifung der Kruste im Laufe des Rotliegenden verflachten die Bewegungen» (Knollenschiefer).

«Die Beschaffenheit der Ablagerungen wechselt stark mit der Zusammensetzung des Abtragungsgebietes, dem Gefälle und der Entfernung vom Beckenrand. Die stratigraphische Gliederung erfolgt bei der Seltenheit von Versteinerungen auf klimatischer Grundlage. Das tiefere Unterrotliegende pendelt wie das Stephan zwischen feucht und halbtrocken. Dunkle Schiefertone mit Pflanzenresten, kohlige Sandsteine und bituminöse Kalke lagern sich in träge fließenden Wasserläufen, in Seen und Tümpeln ab» (Sunneberg-Serie, aquatische Zone!). «Im jüngeren Unterrotliegenden nahm die Aridität zu» (Milchspüler-Serie, Aueren-Serie) «und erreichte im Oberrotliegenden ihren höchsten Grad» (detritische Serien, Knollenschiefer?). «Rote Farben verdrängen die grauen und bräunlichen. Das Oberrotliegende besteht vielerorts aus einem typischen Fanglomerat» (Sernifite), «das aus der Umlagerung der zuvor geförderten Eruptiva und Tuffen hervorgegangen ist.»

## 2. KLIMA, ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

Der Beginn der Ablagerung des Verrucano der Freiberge fällt mit dem Einsetzen des basischen Vulkanismus in der Bunten Serie zusammen. Eine ziemliche Zeitspanne beherrschen nun die Vulkane die Verrucanoland-schaft. Dabei bekämpfen sich zwei verschiedene Typen von Laven, die sauern Quarzporphyre und die basischen Spilite. Neben den Laven treten auch Tuffe, Tuffite und allerlei Derivate auf. Die Schlote dieser Ergüsse scheinen scharf getrennt gewesen zu sein. Die sauren Vulkane scheinen in südlicher Richtung zu suchen sein, da in der südlichsten Einheit (Kärpf-Schuppe) gewaltige Kuppen gefunden werden und gegen N die Tuffe überhand nehmen. In den basischen Laven hat AMSTUTZ (1954) Fließrichtungen aus westlicher Richtung festgestellt, so daß die basischen Vulkane eher in westlichen und vielleicht nordwestlichen Zonen gesucht werden dürfen. Immerhin besteht auch die Möglichkeit von basischen Intrusionen im Inneren des Grabens.

Mit der Anordnung der Vulkane wird ziemlich genau die Form eines Grabens ausgesteckt, wie ihn schon STAUB (1954) für die Verrucanoabla-gerungen angenommen hatte. Die Vulkane häufen sich dabei an den rand-lichen Schwächezonen des SW—NE-streichenden Grabens, wobei sich die Sauren und die Basischen auf je eine Seite zu konzentrieren scheinen. Wir finden in den Arbeiten von WYSSLING (1950), FISCH (1961) und HUBER (1960) ähnliche Hinweise auf den Verrucanogaben.

Das Liegende der Bunten Serie ist leider nirgends aufgeschlossen, da die helvetische Abscherung es nicht mehr erfaßt hat. Vielleicht sind diese basischen Ergüsse und Intrusionen in einer Serie erfolgt, die direkt auf dem Grundgebirge gelegen hatte. Wir schließen dies daraus, daß an der Basis der Mürtschen-Decke kleine, verschleppte Kristallinkeile gefunden wurden. Diese Keile wurden zuerst von R. TRÜMPY (1947) im Hellrüsl oberhalb Luchsingen entdeckt und später auch von SCHINDLER (1959) in unmittelbarer Nähe jener Lokalität gefunden.

Es handelt sich dabei um grünlichweißen, muskowitzführenden Gneis, der viel-leicht aus dem Tavetscher Zwischenmassiv, ebenso gut aber auch aus dem Gotthard-massiv stammen könnte.

In unmittelbarer Nähe dieses Kristallins hat SCHINDLER «karbon-artige» Sandsteine sowie Ignimbrite gefunden, die sehr gut zu unserer Sunneberg-Serie gezählt werden könnten. Wir befinden uns hier in der

Stirn, also in den nördlichsten Faziesräumen der Mürtschen-Decke (Schönau-Schuppe, vgl. Tektonik). Wenn hier die saure Sunneberg-Serie direkt auf dem Kristallin abgelagert worden ist, was nach SCHINDLERS Beobachtungen anzunehmen ist, so haben wir hier einen sicheren Hinweis darauf, daß die vulkanischen Serien als älterer Verrucano direkt auf dem Kristallin liegen und daß die detritischen Serien erst nachvulkanisch entstanden sind, als jüngerer Verrucano. SCHINDLER findet nämlich über der «karbonartigen» (Sunneberg-) Serie eine basische Ergußserie, die auffallende Analogien mit unserer Milchspüler-Serie aufweist. Im Dache dieser vulkanischen Serien findet SCHINDLER eine ziemliche Diskordanz und schließlich grobe Sernifite, die sehr stark an die Kärpf-Serie, aber auch ebenso stark an die Sernifite der Glarner-Decke erinnern. Da dieser Verrucano in der Stirn der Mürtschen-Decke (Schönau-Schuppe) unmittelbar südlich an die Verrucanoserien der südlichen Glarner-Decke anschließen dürfte, liegt es doch auf der Hand, die vulkanischen und die detritischen Serien der Glarner-Decke direkt mit denjenigen des Glärnisch zu vergleichen. Was bedeutet, daß auch in dieser Decke die vulkanischen Serien mehr oder weniger direkt auf dem Kristallin abgelagert wurden und daß der Sernifit, der sogar noch ungestörte Triastransgression aufweist, jüngster Verrucano ist und mit der Kärpf-Serie verglichen werden darf. Die helvetische Abscherung erfaßt somit in unserer Glarner-Decke lediglich mehr die obersten vulkanischen Serien (Aueren-Serie), in der nördlichsten Mürtschen-Decke (Glärnisch-Schönau) ebenfalls nur diese eine vulkanische Serie (Milchspüler-Serie) oder zum Teil auch schon die nächsttiefere Serie samt Kristallinunterlage (Sunneberg-Serie und Kristallin im Hellrüsl), um schließlich in der südlicheren Mürtschen-Axen-Decke bis in die Bunte Serie hinabzugreifen. Vielleicht ist dieses schiefe Durchschneiden der Abscherung durch die Ablagerung schon vorgezeichnet, indem im Norden (Glarner-Decke) die Aueren-Serie, etwas weiter südlich die Sunneberg-Serie und schließlich die Bunte Serie direkt auf dem Kristallin lagen (vgl. Fig. 17).

Über das Klima, das während der Ablagerung der vulkanischen Serien geherrscht hat, können wir nicht sehr viel sagen, da hier neben dem chronischen Fossilmangel im Verrucano auch detritische Hinweise vielfach fehlen. Dennoch sind es erstaunlicherweise gerade diese Serien, die Lebensspuren zeigen. Die aquatische Zone inmitten der Sunneberg-Serie deutet darauf hin, daß unter einem «karbonartigen», humiden Klima

fließende Gewässer (Chammseelikonglomerat) und beschränkte, längere Zeit permanente, stehende Wasserflächen existierten. In den aquatischen Sedimenten finden wir Lebensspuren, wobei die Pflanzenabdrücke in kohligem Schieferen und die Strukturen im Dolomit bisher die wichtigeren Ergebnisse geliefert haben. Es wurden Coniferen bestimmt, woneben aber auch Cordaiten oder Cycadophyten möglich sein sollen (in FISCH, 1961). Calamiten werden von AMSTUTZ (1948) erwähnt. Und schließlich haben wir im Dolomit Strukturen gefunden, die vielleicht oder wahrscheinlich von *Lycopodiales* stammen. Dabei dürften die Pteridophyten das warmfeuchte Klima in der Nähe der Gewässer bevorzugt haben, während die Coniferen eher eine trockenere Gegend, vielleicht in einiger Entfernung von den Gewässern besiedelten. Das humide, «karbonartige» Klima beschränkte sich somit wohl auf eine kleine Senke.

In den vulkanischen Serien ist allg. festzustellen, daß die im jüngeren Verrucano typischen Rotfärbungen noch nicht sehr ausgeprägt sind. V. a. in der Bunten Serie und in der Sunneberg-Serie sind rötliche, detritische Einlagerungen noch stark untergeordnet. Erst in der Milchspüler- und Aueren-Serie finden sich dann vermehrt sernifitähnliche Bildungen. Diese beginnende Roterdebildung in den jüngeren vulkanischen Serien mag darauf zurückgehen, daß die Temperaturen langsam angestiegen sind. Gleichzeitig scheint die Humidität mit dem Zusammenschrumpfen der letzten «karbonartigen» Senken rasch abgenommen zu haben (Coniferen).

Die jüngeren, im Untersuchungsgebiet ausschließlich detritischen Verrucanoserien verdanken ihre Entstehung eigentlich zwei Tatsachen; einmal der tiefen Verwitterung der Gebiete an den Grabenrändern sowie später auch im Graben selbst und dann den Schüttungen dieses aufgearbeiteten Materials in den Graben hinein und im Graben intern. Diese zwei Tatsachen sollten uns eigentlich Klima und Ablagerungsbedingung, die eng miteinander verknüpft sind, widerspiegeln. Die Beschaffenheit der Ablagerungen ist dabei aber stark abhängig von der Zusammensetzung der Abtragungsgebiete, dem Gefälle, der Art der Verfrachtung und der Entfernung vom Grabenrande.

Zu Beginn der detritischen Schüttungen im Anschluß an die postvulkanische Erosionsphase gelangten vorw. Schuttströme aus den randlichen Hochgebieten in den Verrucanogaben, der sich dann langsam in eine allmählich sinkende, eigentliche «Taphrogeosynklinale» verwandelte. Mit diesen Schuttströmen müssen wir insofern aufpassen, als die Geröllgesellschaft oft nicht mehr die ursprüngliche Zusammensetzung aufweisen kann.

Es können sich Ströme vereinigt oder vermengt haben, oder aber das Material wurde nach einer ersten Ablagerung weiter verwittert und in einem nächsten Strom wieder in Bewegung gesetzt. Zudem dürften die randlichen Ströme mehrheitlich auch Verwitterungsschutt aus dem Graben selbst aufgenommen haben. Mit zunehmender Auffüllung ist auch mit lokalen Schüttungen zu rechnen. Im allg. scheint das Material in gewaltigen Schlammströmen geschüttet worden zu sein, was bisher von keinem Verrucanobearbeiter bestritten worden ist.

Diese Transportart läßt nun Schlüsse auf das herrschende Klima zu, sie scheint aber zugleich wichtigere Hinweise, wie z. B. Lebewesen, völlig vernichtet zu haben, weshalb der detritische Verrucano vollkommen steril ist. Es herrscht im allg. eine rötliche Färbung der Gesteine vor, die von einem fein verteilten starken Pigment in der Grundmasse herrührt. Der Hauptanteil des Gesteins wird fast immer von einer tonigen Grundmasse gebildet, daneben ist nur noch die grobe Fraktion bedeutend vertreten. Eigentliche Sande fehlen fast völlig. Diese Korngrößenverteilung erinnert uns sofort an moränenartige Bildungen (Tillite) mit einem reichen Gehalt an unverwitterten Mineralkörnern. Ebenso gut können wir aber das erhaltene Bild mit Fanglomeraten aus semiariden Gebieten der Erde vergleichen, die durch Schlammströme geschüttet worden sind. Tillitbildungen fallen sofort außer Betracht, weil wir doch augenscheinlich starke Roterdebildungen haben. Im Inneren des Grabens zeigen sich Anzeichen von kleineren Wasservorkommen in den Knollenschiefern, doch ist vielleicht auch ein Teil der Karbonate von vulkanischen Quellen ausgeschieden worden. Größere Bedeutung hat aber das Wasser nie besessen, wenn wir von der Durchfeuchtung der Schlammströme absehen wollen.

Damit haben wir die wichtigsten Hinweise beisammen. Die allg. Rotfärbung der Gesteine scheint in den jüngeren Serien immer stärker zu werden und gipfelt in den blutroten Schönbühlschiefern von FISCH und HUBER. HUBER bezieht einen Teil des rotfärbenden Pigmentes aus fein verwitterten, rötlichen Hämatitpiliten. Diese Möglichkeit ist nicht außer Acht zu lassen und könnte vielleicht den Widerspruch im ganzen europäischen Perm lösen, der zwischen Fanglomeraten einerseits und Rotfärbung andernseits besteht. Doch ist dazu gleich zu sagen, daß z. B. in den Quarzporphyren detritische Zonen auftreten, die ebenfalls diese rötliche Farbe aufweisen, in denen aber nicht der geringste Hinweis auf Detritusschüttungen aus den basischen Serien zu finden ist. Diese Färbung deutet auf eine teilweise Entkieselung des Schuttes hin, also auf lateritische Verwit-

terung. Solche Verwitterungsformen findet man heute in den Tropen und in den Subtropen, sie führt zur Bildung von Roterde und gipfelt in Rotlehm und Laterit. Die Rotfärbung wird dabei durch die Bildung von wasserarmen Eisenhydraten hervorgerufen, Diese Möglichkeit ist wahrscheinlich auch in den detritischen, jüngeren Serien anzunehmen, denn es ist mit der schlechten Sortierung in den Fanglomeraten nicht zu vereinbaren, daß sich die Schuttmassen dermaßen vermischt hätten, daß schließlich die gesamte Masse der detritischen Serien von feinem Verwitterungsschutt der Hämatitpilite rötlich gefärbt wurde. Im jüngeren Verrucano muß also das Klima immer wärmer geworden sein, während die Humidität schon in den vulkanischen Serien im Abnehmen begriffen war. Wir müssen aber doch gewaltige, periodische Regenfluten annehmen, damit die großen Fanglomeratfächer gebildet werden konnten. Eine mit Sinkstoffen beladene Schichtflut strömt dabei hangabwärts und arbeitet hiermit schwach geneigte Felsebenen aus dem Anstehenden heraus, über denen Hochzonen mit scharfem Knick aufsetzen als sog. Inselberge (Quarzporphyre am Kärpf!). Die mitgeführten Feststoffe werden bei einer solchen Transportart nur wenig gerundet und gesondert. Die abgeladenen Stoffe werden nun von der sofort einsetzenden Verwitterung weiter zerkleinert. Sie gehen über in unreine Sande-Silte-Tone, die stets einen großen Gehalt an unverwitterten Mineralkörnern haben. Damit erklären sich auch die oft verwirrenden Fazieswechsel auf kleinstem Raume im Verrucano.

Der Wasserhaushalt im detritischen Verrucano dürfte eher bescheidenen Rahmen gehabt haben. Es ist für viele Wüstengegenden typisch, daß die tiefst gelegenen inneren Teile der ariden Aufschüttungsbecken, sofern der Niederschlag nicht allzu gering ist, ständig oder zumindest zeitweilig von stehenden Gewässern eingenommen werden. Solche Seen unterscheiden sich aber recht stark von anderen Bildungen dieser Art. Es handelt sich um Verdunstungsseen, deren chemische Zusammensetzung wie auch deren Form oder gar deren Lage mit den einsetzenden Ruckregen ständig wechseln können. Solche Seen sind während der Trockenperiode der Verdunstung ausgesetzt, wobei sich die chemische Zusammensetzung laufend ändert, sodaß es schließlich zu einem Niederschlag von leichter löslichen Stoffen kommt, neben Steinsalz v. a. auch von Karbonaten und Sulfaten von Na und Ca. Da nun aber in den Knollenschiefern des obersten Verrucano bisher nirgends Salz- oder Gipsausscheidungen beobachtet werden konnten, scheint ein arider Klimatypus nicht anzunehmen zu sein. Oder besteht vielleicht die Möglichkeit, daß diese leichter löslichen Stoffe nach-

träglich gelöst und weggeführt worden sind? Und könnte dies vielleicht mit der Tatsache zusammenhängen, daß in den südlichen Faziesräumen Knollenschiefer- und Rauhwackebildung (Trias) fast gleichzeitig einsetzen?

Immerhin aber ist zu sagen, daß die Karbonate in den Knollenschiefern stark das Aussehen von Kalkkrusten haben, wie sie in *semiariden* Gebieten durch kapillares Hochsteigen der Verwitterungslösung und deren Verdunstung in den obersten Zonen oder an der Oberfläche (Caliche, Nari) entstehen können. Je trockener das Klima, umso leichter lösliche Substanzen werden in den Krusten ausgeschieden. Ein Teil der Stoffe, die unter der Oberfläche ausgeschieden werden, kann auch konkretionär größere Hohlräume füllen, was für viele Knollen wahrscheinlich ist.

Diese Beobachtungen und Schlüsse lassen uns für die Klimafrage folgende Konsequenzen ziehen:

Die Temperaturen müssen allgemein hoch gewesen sein, dennoch scheint der Schutt zeitweilig eine gewisse Grundfeuchtigkeit aufgewiesen zu haben, die sich in fein verteilten Kalzitkristallen niederschlug. Die größeren Karbonatansammlungen sind durch Konzentration und Verdunstung von Verwitterungslösungen entstanden. Da hier vorw. Kalzit ausgeschieden wurde und die leichter löslichen Stoffe wie Sulfate und NaCl z. B. durchwegs fehlen, darf das Klima wieder nicht allzu trocken gewesen sein, obschon nur periodische Ruckregen fielen. Wesentlich für Calichebildung ist, daß die Verdunstung stärker ist als der Niederschlag (20—50 mm/Jahr). Dies bewirkt aufsteigende Grundwasserzirkulation, wodurch es in den erhitzten Böden oder an der Oberfläche zur Karbonatausscheidung kommt.

Das Klima der Verrucanozeit läßt sich zwar nicht völlig erfassen, doch immerhin mit einiger Genauigkeit auf bestimmte Typen beschränken. Während wir in den vulkanischen Serien noch vorw. Anzeichen eines semihumiden bis etwas trockneren Typus finden, scheint in den jüngeren, detritischen Serien ein eher trockener, semiarider Typus vorzuherrschen. Diese Steigerung von trockeneren zu heißeren Typen findet im jüngsten Verrucano ihren Höhepunkt bei der Ablagerung der blutroten Schönbühlschiefer, wobei vielleicht bereits ein echter arider Typus vorlag. Dünen, Trockenrisse und Evaporate etc. wurden im Verrucano meines Wissens bisher nicht festgestellt, doch beschrieb HUBER (1960) im Schiltgebiet immerhin einige, wenn auch fragliche Windkanter.

Damit wollen wir die detaillierte Beschreibung des Verrucano abschließen. Es ist mir gelungen, ein relativ einfaches Gebäude aufzustellen, doch wird der geneigte Leser bald gemerkt haben, daß immer noch viele «vielleicht» und «wahrscheinlich» bestehen, weil vielfach einer Version der Vorrang gegeben werden mußte, die einer anderen nur um wenig voraus war. Ich glaube aber, daß ich schließlich doch die Lösung mit dem größten Maß an Logik gefunden habe.

## II. Perm-Trias-Grenze

### *A. Glarner-Decke*

In der Chüetal-Schuppe ist diese Grenze meist leicht tektonisch überprägt, sodaß sie unnatürlich scharf werden kann. Im obersten Verrucano ist stets die typische, helle *Verwitterungsschicht* zu finden. Im allg. liegt Melsersandstein auf dem Verrucano, doch kann oft auch primäres Auskeilen der Quarzite beobachtet werden, sodaß dann direkt Rötidolomit den Verrucano eindeckt. An der Siwelle streichen die hellen, quarzitischen Lagen im obersten Sernifit mit bis zu  $10^\circ$  Diskordanz auf die Trias.

Die schönsten stratigraphischen Kontakte beobachtet man in der Bodenus-Schuppe, ausgerechnet an jenen Stellen, wo verschiedene Autoren (vgl. Tektonik) zum Teil bedeutende tektonische Grenzen durchzogen hatten. Die Kontakte sind aber bei genauer Betrachtung nicht zu verkennen (vgl. Fig. 18). Auf die karrige Oberfläche (Verwitterungsschicht) des Verrucano, in der metertiefe Erosionstaschen eingelassen sind, transgrediert hier überall der Melsersandstein. Mit den hellen Lagen des Rüfi-Sernifites können wir wieder große Diskordanzen feststellen, so in der Rüfirus  $15^\circ$  und in der Blabrus sogar bis  $40^\circ$ !

Die Grenze zur rauhwakehaltigen Trias ist in der Stelliboden-Schuppe sehr gut aufgeschlossen. Eine Verwitterungsschicht im obersten Verrucano scheint hier zu fehlen, doch ist zu sagen, daß auch bei nur geringer Windtätigkeit eine solche sich kaum auf den phyllitischen Knollenschiefern ausbilden könnte, da das feinverwitterte Material kaum liegen bleiben

kann. Dafür wirkt die Oberfläche sehr stark gewellt mit bis zu 5 m hohen Niveauunterschieden. Vielleicht hat der Wind, der über die prätriadische Erosionsfläche fegte, diese Bildungen veranlaßt, doch konnte nirgends sichere Dünenstruktur festgestellt werden. Dank diesen Wellungen wechselt der Melsersandstein ständig seine Mächtigkeit.

Rauhacketrias transgrediert nie direkt auf Sernifite, sondern immer auf die feinen Schiefer mit den auffallenden Karbonatknollen. Diese Tatsache dürfte nicht ganz zufällig entstanden sein, was wir schon angedeutet haben (Klimata).

### *B. Mürtschen-Decke*

In der hinteren Siwelle liegen auf feinen Knollenschiefern karbonatische Quarzite der Trias. Der Kontakt ist sicher tektonischer Natur, doch dürfte der stratigraphische Verband dadurch nur wenig gestört worden sein.

### *C. Axen-Decke*

Die Salengrat-Schuppe besitzt einen kleinen Verrucanokern, dessen Begrenzungen allerdings nur schlecht aufgeschlossen sind. Der direkte Kontakt Perm-Mesozoikum konnte nirgends eingesehen werden, immerhin aber mehr oder weniger gut lokalisiert. Die Grenze ist mit ziemlicher Sicherheit tektonischer Natur, da gewisse Disharmonien festgestellt werden konnten. Die Trias fehlt völlig, sodaß direkt Lias auf Verrucano transgredieren kann. Der liegende Verrucano besteht aus einem groben, teilweise konglomeratischen Sernifit.

### *D. Allgemeine Gedanken*

Wir haben gesehen, daß im oberen Perm die Schuttkegel der Sernifite stark erodiert wurden und daß deren Verwitterungsschutt ins Grabeninnere transportiert und in den Knollenschiefern abgelagert wurde. Die Transgression der Trias, die etwa aus nordwestlicher Richtung eingesetzt haben dürfte, überfuhr somit am Grabenrand recht tief verwitterte Sernifite, im Grabeninneren dagegen Knollenschieferfazies. Das ergibt uns eine großräumige Diskordanz zwischen Verrucano und Trias.

TAFEL III



Fig. 18  
Grenze Verrucano (oben)-Trias (unten) in der Rotrus



Fig. 19  
Übergangsschichten im Kern einer Falte,  
Hammer = 40 cm, Heugratfalten

Aber auch im Kleinen stellen wir Diskordanzen fest, so v. a. mit den hellen Lagen im Rüfi-Sernifit. Neben der oben erwähnten Erosion der Sernifite dürften auch die eigenartigen Ablagerungen in Schuttfächern für die zum Teil erheblichen Beträge dieser Diskordanz verantwortlich sein.

Der Verrucanograben dürfte in der Trias kaum mehr stark wirksam gewesen sein, doch sehen wir auf Fig. 56, wie die Linien gleicher Fazies in der Trias immerhin noch auffällige Elemente des Grabenstreichens enthalten.

Die tektonische Diskordanz an der Perm-Trias-Grenze dürfte mehrheitlich dem alpinen Geschehen zuzuschreiben sein. Bei der helvetischen Faltung sind Verrucano und Trias disharmonisch miteinander verfaltet worden (vgl. Tektonik), was v. a. in der Salengrat-Schuppe ausgeprägt zu sehen ist.

Natürlich ist es oft unmöglich, die einzelnen Diskordanzerscheinungen auseinanderzulesen, sie überlagern sich meist. Man muß z. T. wohl auch annehmen, daß zur Zeit der Triastransgression der Verrucano noch nicht im heutigen, verfestigten Zustand vorgelegen habe, was für die lokalen Erscheinungen von einiger Bedeutung sein muß. Die alpine Faltung hat uns sodann viele alte Strukturen verwischt.

### III. Trias

Dieses System wurde von BRUNNSCHWEILER (1948) in unserem Gebiet detailliert-stratigraphisch untersucht. Ich werde mich im allg. völlig an seine Ausführungen halten und hier nur Abweichungen vermerken.

Die triadischen Gesteine heben sich mit ihrer hellen Anwitterung vorteilhaft vom düsteren Verrucano im Liegenden ab.

#### *A. Glarner-Decke*

Hier habe ich doch viele neue Aufschlüsse gefunden, die wertvolle Beobachtungen erlaubten und die BRUNNSCHWEILERS Auffassungen oft widersprechen.

## 1. MELSER-SERIE

Die Unterteilung in unteren und oberen Melsersandstein ist im Untersuchungsgebiet nach den Angaben von BRUNNSCHWEILER kaum durchzuführen. Dennoch läßt sich eine ähnliche Zweiteilung sehen, doch ist nicht abzuschätzen, wieweit sie sich mit derjenigen von BRUNNSCHWEILER deckt.

### *a. Unterer Melsersandstein*

Wir finden diesen nur in der Bodenrus-Schuppe. Es sind v. a. grobe, schlecht sortierte, quarzitische Sandsteine oder zähe Quarzite, wie sie auch von BRUNNSCHWEILER im UM beschrieben werden. In südlicher Richtung treten zuweilen auch variable Arkosesandsteine auf.

Lokal sind kleine Kalzitkristalle ausgebildet. BRUNNSCHWEILER schließt aus dem Vorkommen von Karbonaten (er fand Dolomite) auf marine Entstehung der Quarzite und Arkosen, doch ist diese Aussage mit größter Vorsicht aufzunehmen, da wir ja auch im Verrucano ähnliche Bildungen festgestellt hatten.

Typisch für unseren UM sind spezielle Einlagerungen. Tonig-detritische Schieferfetzen von grüner Farbe dürften dabei aus der Verwitterungsschicht des obersten Verrucano stammen. Daneben finden sich dunkle, leicht tonige, quarzitische Schiefer in Wechsellagerung mit den Quarziten, die stark an die dunklen Schiefer in der aquatischen Zone der Sunneberg-Serie erinnern (ähnliche Ablagerungsbedingungen?). Es konnten keine Pflanzenabdrücke gefunden werden. Gelegentlich finden wir auch rötliche Schiefereinlagen, wobei es sich um wenig umgelagerten Verrucano handeln muß und die schon von BRUNNSCHWEILER erwähnt werden.

### *b. Oberer Melsersandstein*

Er überlagert in der Chüetal- und Stelliboden-Schuppe (südlicher) direkt den Verrucano, ist jedoch in der Bodenrus-Schuppe über der oben erwähnten tieferen Bildung zu finden, sodaß es sich wahrscheinlich um einen jüngeren Vertreter der Melser-Serie handelt. Dies paßt zur Annahme (BRUNNSCHWEILER, 1948), daß die Triastransgression unser Gebiet von N her erreicht hat.

Während die Mächtigkeiten im UM sehr unzuverlässig sind (0—5 m), ist der OM etwas gleichmäßiger (2—5 m) ausgebildet. Es handelt sich

durchwegs um ein helles, körniges, massiges bis grobgebanktes Gestein, das oft von dicken Quarzsnüren und -adern durchzogen ist. Die im UM typischen Einlagerungen fehlen hier vollständig.

Nach oben scheint die Korngröße kontinuierlich abzunehmen, wodurch im Dache der Serie recht feine Bildungen entstehen können. Die stärkere Variationsmöglichkeit der Kornzusammensetzung (Quarz- bzw. Arkose-sandstein) wird schon von BRUNNSCHWEILER erwähnt.

In der Stelliboden-Schuppe wird der OM vom Dolomit scharf überlagert. Es scheint hier ein kleiner Sedimentationsunterbruch vorzuliegen. In den anderen Schuppen sind meist Übergangsschichten zum Dolomit ausgebildet.

### *c. Übergangsschichten*

BRUNNSCHWEILER hat dieser Fazies recht wenig Bedeutung zugemessen und sie zu seiner Röti-Gruppe gezählt. Es scheint mir aber logischer, diese mehrheitlich quarzitisches Zone noch zur Melser-Serie zu schlagen.

Es handelt sich um eine knorrige Wechsellagerung (vgl. Fig. 19) zwischen hellen, hervorwitt., körnig-quarzitisches Lagen und rötlichgelb zurückwitt., grünlichgrauen, stark dolomitischen und sandigen Lagen und Linsen. Durch Zunahme des dolomitischen Habitus gegen oben entsteht ein Übergang zum Dolomit.

Die dolomitischen Lagen zeigen das Bild eines detritischen Dolomites mit sandig-quarzitischem Habitus. Das Korn ist sandig-feinsandig, die Grundmasse stark tonig. Dicht verteilt finden wir Dolomitkristalle. Der Schliff ähnelt demjenigen aus den Dunkelzugsschichten stark.

Von der größten Mächtigkeit (3—4 m) dieser Ausbildung in der südlichen Chüetal-Schuppe wird sie nordwärts rasch reduziert bis sie in der Bodenrus-Schuppe schon fast durchwegs fehlt. Diese Reduktion geschieht zugunsten einer Mächtigkeitszunahme der Dunkelzugsschichten. Was südwärts geschieht, kann leider nicht eingesehen werden, doch scheint sich die Übergangsfazies auf das Grenzgebiet zwischen NW- und SE-Fazies zu beschränken.

## 2. RÖTI-SERIE

Wir finden hier die typische Ausbildung des Rötidolomits, fassen in dieser Serie aber noch andere Dolomite zusammen.

### *a. Dunkelzugschichten*

Diese Abteilung wird ganz von BRUNNSCHWEILER übernommen, der diesen Namen eingeführt hat. Es sind typische Vertreter nördlicher (NW) Fazies.

Es handelt sich um einen beigen bis meist fast schwarzen, meist grobspätigen, unten noch oft stark sandigen Dolomit. Der Schliff zeigt idiomorphe Dolomitkristalle in einer dunklen, tonig-sandigen Grundmasse.

Der detritische Einschlag ist offensichtlich. Zu Unrecht vermutet wohl BRUNNSCHWEILER organogene Bildung. Größte Mächtigkeit 2—3 m.

In der Chüetal- und noch viel stärker in der Bodenrus-Schuppe sind diese spätig glitzernden Dolomite typisch, in der Stelliboden-Schuppe fehlen sie plötzlich. Dies hängt mit dem kleinen Sedimentationsunterbruch zwischen Melser- und Röti-Serie zusammen. Unter der Trias, die Dunkelzugschichten führt, steht immer schöner Sernifit als oberster Verrucano an.

### *b. Gyrendolomit*

Auch diese Bezeichnung stammt von BRUNNSCHWEILER. Als typischer Vertreter der NW-Fazies gelangte er allerdings um wenig weiter nach S als die Dunkelzugschichten.

Es handelt sich um eine Wechsellagerung zwischen unten noch sandig-spätigen, meist dunklen, oben aber bereits feinen, hellen Dolomiten und dunklen bis auch leicht gelblichen, leicht sandigen, tonigen Schiefern.

Die größte Mächtigkeit (5—6 m) und die schönste Ausbildung erreicht der Gyrendolomit in der Bodenrus-Schuppe, wo die Schieferlagen bis 50 cm dick werden können. Er reduziert sich südwärts rasch, erreicht aber doch noch die Räume der Stelliboden-Schuppe im Gegensatz zum Dunkelzugdolomit. Sein Erscheinen hängt eng mit dem Abschwächen des Sedimentationsunterbruches zwischen Melser- und Röti-Serie zusammen.

Wir sehen hier bereits, daß die Faziesräume von BRUNNSCHWEILER, der eine NW- und eine SE-Fazies unterschieden hat, nicht scharf zu trennen sind für die ganze Trias. Die einzelnen Triasfazies wandern langsam südwärts in den jüngeren Gliedern, was wieder auf eine Transgression aus nördlicher Richtung deutet.

### *c. «Rötidolomit s.str.»*

Die Bezeichnung stammt wieder von BRUNNSCHWEILER (1948), doch erhält sie hier eine etwas andere Deutung. Der feine Rötidolomit geht durch Übergang aus dem Gyrendolomit hervor, ist also jüngeren Alters. Nun hat aber BRUNNSCHWEILER den Dolomit auf dem Melsersandstein in der Stelliboden-Schuppe als unteren Dolomit bezeichnet (SE-Fazies) und mit den Dunkelzugschichten verglichen (NW-Fazies). Wir haben jedoch in dieser Schuppe einen Hinweis (Chohlrus) gefunden, daß der dichte Dolomit gegen die nördlichen Faziesräume von eindeutigem Gyrendolomit unterlagert wird, wie es dann in der NW-Fazies noch typischer wird. Damit wird der gesamte untere Dolomit von BRUNNSCHWEILER jüngeren Alters als der Gyrendolomit, somit auch jünger als die Dunkelzugschichten. Was liegt nun näher, als diesen Dolomit mit dem vollkommen analog gelagerten und ausgebildeten Rötidolomit s.str. zu vergleichen.

Der Rötidolomit s. s. ist ein feiner-dichter, meist heller Dolomit, der in der Chüetal-Schuppe 15—25 m mächtige, ocker anwitt. Steilwände aufbaut. In der Stelliboden-Schuppe sind nur mehr 3—5 m vorhanden (Reduktion zugunsten der Rauhackebildung).

In der Zone der NW-Fazies wird der Rötidolomit s.s. im Dache durch die Quartenschiefer begrenzt, während sich gegen die südlicheren Räume (SE-Fazies) hier noch Rauhacken einschalten.

### *d. Rauhacken*

In der Stelliboden-Schuppe zeigt sich, daß gegen südlichere Räume der schöne Dolomit von oben her allmählich aufgelöst wird, womit es hier schließlich zu Rauhackebildungen kommt. Der Dolomit wird immer stärker reduziert und die Rauhacken werden immer mächtiger (max. etwa 10—12 m vorhanden). Der Einsatz der Rauhackebildung geschieht etwa mit dem Ausbleiben der spätigen, tieferen Dolomite (Gyrendolomit).

Der Dolomit wird hier an der Oberfläche in gegen oben immer feiner werdende Breccien aufgelöst, welche schließlich mit kalzitischem Porenzement Rauhacken bilden. Im oberen Teil dieser Bildungen treten spätige Gerölle auf, die aus tiefen Dolomitzonen (die ja hier fehlen!) stammen dürften.

Da wir im weiteren den Klassierungen der Rauhacken in der Arbeit von BRUNNSCHWEILER nicht immer folgen können, wollen wir sie hier

auch nicht anwenden. Das stratigraphisch Hangende der Rauhacken kann im Untersuchungsgebiet nicht eingesehen werden. Wo vorhanden, werden sie überall tektonisch überfahren.

#### *e. Grenze Rötidolomit-Quartenschiefer*

Es verbleiben für diese Betrachtung somit nur noch Chüetal- und Bodenus-Schuppe. Da diese Linie zwischen Dolomit und Schiefer für tektonische Bewegungen geradezu geschaffen ist, können wir selten noch stratigraphische Kontakte finden. Am Heuergrat scheint der stratigraphische Verband am ehesten erhalten, wobei zwischen schönem Dolomit und roten Tonschiefern sich eine «Serie von Knauerbreccien» (nach BRUNNSCHWEILER) einschaltet.

Es handelt sich um eine Art Übergangsfazies, die weder von den Dolomiten noch von den Quartenschiefern sicher abzutrennen ist. Der Name Knauerbreccien ist recht bezeichnend gewählt worden für die brecciösen, meist dolomitischen Mergelschiefer mit den vielen Gerölleinlagen.

BRUNNSCHWEILER gibt für diese «Serie» ein «Leitfossil» in Form von pentagondodekaedrischen Pyriten an. Diese Erscheinung ist aber mit Sicherheit auch anderweitig (z. B. im Dogger) zu finden, wenn auch dort würfelige Pyrite meist überwiegen.

### 3. QUARTEN-SERIE

Die Stratigraphie dieser Gesteine ist nicht einfach durchzuführen. Schon gar nicht, wenn die primär recht monotone Serie ohne gutes Leitniveau tektonisch so stark durcheinandergerüttelt wurde, wie dies im Untersuchungsgebiet der Fall ist. Mächtigkeitsangaben sind dementsprechend unzuverlässig, sind doch zwischen 0—35 m alle Maße zu beobachten. Dennoch habe ich versucht, wenigstens die groben Unterteilungen von BRUNNSCHWEILER durchzuführen, doch sind auch diese oft unsicher. Spuren von primären Lücken sind dabei natürlich kaum zu interpretieren.

#### *a. Untere Tonschiefer*

Der untere Teil der Quartenserie umfaßt allg. eine ruhige Zone roter Tonschiefer.

Es handelt sich dabei meist um blutrote, selten auch grünliche, ebenflächige, oft recht stark sandige Tonschiefer. Gelegentlich treten im untersten Teil bis faustgroße, gelbliche und rötliche Dolomitknollen auf. Selten finden sich auch Linsen von Breccien und Konglomeraten, die durch Einlagerung von Dolomit- und Quarzgeröllen entstanden sind.

Die Grundmasse enthält stets etwas Serizit und Chlorit (vielfach Pennin).

Die hangende Zone ist nicht scharf abzutrennen.

### *b. Geröllhorizont*

Damit fassen wir mit BRUNNSCHWEILER eine stark geröllführende Zone zusammen, die sich mitten in die ruhigeren Tonschieferzonen einschaltet. Sie bildet ein relativ verlässliches Niveau und führt die verschiedensten Gerölle:

#### *Quarzite:*

Sie bilden oft eigentliche Bänke, deren Mächtigkeit aber starken Schwankungen unterworfen ist. Die Farbe ist meist grünlich oder auch rötlich. Oft sind sie von verrucanoähnlichen Schiefern durchsetzt. Die Begrenzungen sind stets recht scharf. Sie wirken etwas sandiger und besser aufbereitet als der Melsersandstein.

Die folgenden Gerölle bilden zusammen mit roten Schiefern polymikte Breccien:

#### *Sernifit:*

Rötlicher und heller, zerdrückter, leicht quarzitischer, aber weitgehend typischer Sernifit aus dem obersten Verrucano.

#### *Dolomitbreccie:*

Oft auch rauhwankeähnlich. Sehr große Komponenten, die nicht weit transportiert sein können. Ähneln einem zerstörten Rötidolomit s. s.

#### *Dolomit:*

Zweifelloes Geröll aus dem Rötidolomit s. s., aber besser erhalten als das oben erwähnte. Feine Kalzitadern.

Als ohne Zweifel interessantestes Glied tritt mitten im Geröllhorizont eine dunkle Schieferzone auf. Sie wird von feinsandigen und leicht quar-

zitischen, grauen oder dunkelolivgrünen Tonschiefern gebildet. BRUNNSCHWEILER hat in ähnlichen Schiefen Pflanzenreste festgestellt und schließlich den ganzen Geröllhorizont mit dem Schilfsandstein verglichen. Unsere Schieferzone erwies sich als fossil leer.

Im Geröllhorizont läßt sich gelegentlich eine Kreuzschichtung erkennen, so v. a. in den Dolomitzkonglomeraten. Eine scharfe Abtrennung gegen oben existiert auch hier nicht.

### *c. Obere Tonschiefer*

Sie sind den unteren fast völlig gleich, doch finden wir hier nirgends die großen Karbonatknoten. Auch treten vielleicht etwas vermehrt feine Konglomerate mit Dolomitgeröllen auf.

## *B. Mürtschen-Decke*

Die einzige Trias dieser Decke finden wir auf der hinteren Siwelle. Sie wurde von OBERHOLZER (1942) als Quarzporphyr angesehen und kartiert. AMSTUTZ (1957) erkannte das Gestein als sedimentären Quarzit, worauf allerdings gut hundert Jahre früher schon ESCHER in seinen Tagebüchern hingewiesen hatte.

Die leicht tektonisch auf dem Verrucano bewegte Trias besteht aus einem groben, massigen, hellen, zuweilen leicht dolomitischen Vertreter der Melser-Serie. Der Quarzit ist tektonisch stark gequält.

## *C. Allgemeines*

### 1. ALTER, ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

Es gilt hier lediglich, die Diskussionen kurz zusammenzufassen, die von FRANK (1930) und BRUNNSCHWEILER (1948) bereits durchgearbeitet worden sind.

Zwischen Verrucano und Trias besteht eine erhebliche Sedimentationslücke. Die Oberfläche der permischen Ablagerungen wurde stark erodiert.

Der Verwitterungsschutt wurde dann bei der Triastransgression zur Melsers-Serie zusammengelagert, die von BRUNNSCHWEILER bereits als marines Sediment angesehen wird. Das Klima scheint sich etwas gemäßigt zu haben nach dem Zechstein. Immerhin weist BRUNNSCHWEILER auf die große Ähnlichkeit hin, welche zwischen dem Melsersandstein und rezenten Wüstenablagerungen besteht, so daß doch noch mit semiariden Typen gerechnet werden muß.

Die Röti-Serie umfaßt dann mit Sicherheit marine Ablagerungen. Der dichte Rötidolomit s. s. dürfte dabei als Primärdolomit ausgefallen sein. Die Dolomitisierung der älteren, spätigen Dolomite ist vielleicht sekundär geschehen. BRUNNSCHWEILER denkt sogar an organogene Entstehung, da er einen fraglichen Organismenrest gefunden hatte und vergleicht die Dunkelzugschichten mit dem Trochitenkalk. Die dunklen Schieferlagen im Gyrendolomit deuten darauf hin, daß sporadisch feinere Detritusschüttungen ins Meer gelangten.

Über die Entstehung von Rauhewacken sind sich die Geister auch heute noch nicht einig. BRÜCKNER (1941) nimmt an, daß sich die Rauhewacken erst durch den Zutritt von relativ kalten Oberflächenwässern bilden konnten. Das eigentliche, ursprüngliche Gestein, wie man es beim Verfolgen der Schichten im Berginneren (Tunnels) auch tatsächlich vorfindet, besteht aus einer Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit. Verschiedene Faktoren wie tektonische Zertrümmerung, Verwitterung, Umkristallisation etc. ermöglichen dann erst die Bildung unserer Rauhewacken. Dazu kommen aber im vorliegenden Fall sicher auch Einschwemmungen von fremden Geröllen, wie wir sie in den spätigen Dolomitkomponenten gefunden haben. Die ursprünglichen Sulfatgesteine müssen in einem Milieu entstanden sein, in dem die Ionenkonzentration noch größer war als bei der Bildung der dichten Rötidolomite.

Diese Konzentration der Ionen hängt wahrscheinlich zusammen mit einer Stagnation der Transgression des Triasmeeres, die man vielleicht schon als Vorzeichen der Keuperregression ansehen könnte (?).

Diese Regression wird dann eindeutig durch die Fazies der Quartenschiefer angezeigt, die größtenteils kontinentale Entstehung verraten. Höchstens im unteren Teil, wo die erwähnten Karbonatknollen auftreten, kommt noch lagunäre Bildung in Frage. Die Terra Rossa-Bildungen in der Quartenserie erinnern stark an den Verrucano. Die Geröllschüttungen sind hier aber etwas besser sortiert und es treten keine eigentlichen Fanglomerate auf.

## 2. FAZIESWECHSEL

Wir haben diesen eigentlich schon erwähnt, doch möchte ich hier nochmals im Zusammenhang mit einer kleinen Tabelle darauf eingehen. Wir übernehmen dabei die von BRUNNSCHWEILER eingeführten Faziesbezeichnungen:

*Tabelle 3* (Zahlen aus Fig. 20)

NW-Fazies: (Bodenrus-Schuppe)	Zwischenzone: (Chüetal-Schuppe)	SE-Fazies: (Stelliboden-Schuppe)
Quartenschiefer (9, 8, 7)	Quartenschiefer (9, 8, 7)	?
	Dolomitbreccien (6?)	Rauhacken (6)
Rötidolomit s. s. (5)	Rötidolomit s. s. (5)	Rötidolomit s. s. (5)
Gyrendolomit (4)	Gyrendolomit (4)	Gyrendolomit (4)
Dunkelzugdolomit (3)	Dunkelzugdolomit (3)	
	Übergangsschichten	-----
Ob. Melsersandstein (2)	Ob. Melsersandstein (2)	Ob. Melsersandstein (2)
Unt. Melsersandstein (1)		
~~~~~		
Sernifite	Knollenschiefer Sernifite	Knollenschiefer Sernifitschiefer

Die Tabelle 3 kann natürlich nicht in allen Details stimmen, da sich die tektonischen Trennungen nicht an die Faziesgrenzen zu halten belieben. Sie spricht aber eigentlich für sich, doch wollen wir einzelne Punkte nochmals festhalten:

— Die Sernifite halten sich auffallend an die NW-Fazies, während sich die Knollenschiefer auffallend parallel den Rauhacken entwickeln.

— Die Transgressionsrichtung von NW nach SE kommt selbst in dieser kleinen Tabelle sehr gut heraus.

— Dabei ist v. a. die Schichtlücke zwischen Melser- und Röti-Serie in der SE-Fazies auffallend.

— Über die Quartenschiefer kann wenig ausgesagt werden, da gute Aufschlüsse fehlen.

— Wie auf Fig. 56 dargestellt, laufen die Faziesisopen in Verrucano und Trias doch nicht völlig gleichwertig, wie es hier scheinen mag.

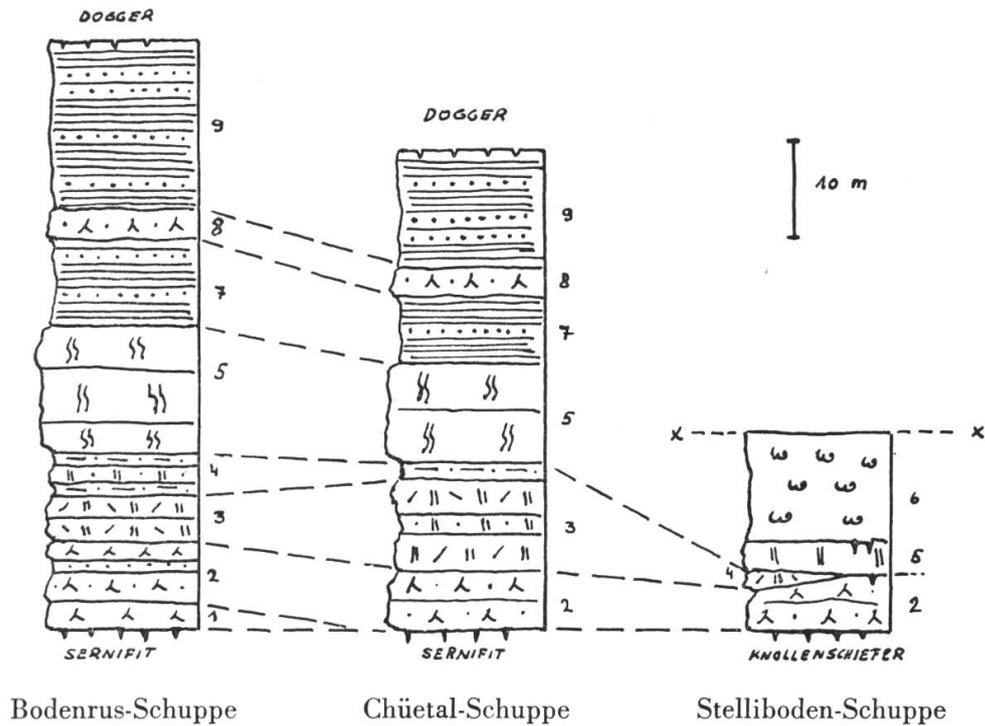


Fig. 20  
Trias der Glarner-Decke, zu Tabelle 3

### 3. VERERZUNGEN

Am Heuergrat und an der Siwelle finden wir längs einem komplexen Kluftsystem oft kleine, aber sehr farbenprächige Kupfervererzungen. Neben Fahlerz und Chalcopyrit finden sich Malachit und Azurit. Die Vorkommen finden sich im extrem sauren Milieu des Melsersandsteins und im basischen Milieu des Rötidolomites und sind v. a. an der Grenze dazwischen anzutreffen. TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) vermutet eine hydrothermale Phase triadischen Alters, da diese Fahlerzparagenese sonst nur noch im Verrucano und im Altkristallin vorkommt. Es könnte sich auch um eine Remobilisierung der primären Lagerstätten in den basischen Ergußserien des Verrucano handeln.

## IV. Jura

Die Gliederung der Juragesteine, die wir hier versuchen wollen, wurde lediglich für die Kartierung ausgearbeitet. Detailstratigraphische Untersuchungen dürften hier auch kaum wesentliche Resultate ergeben, weil erstens die nötigen Unterlagen in den kärglichen Aufschlüssen nicht gesammelt werden können und weil zweitens alle Gesteine des Jura sehr stark tektonisiert worden sind und kaum sichere Schlüsse zulassen.

### *A. Glarner-Decke*

#### **Chüetal- und Bodenrus-Schuppe**

Die Aufschlüsse in der Bodenrus-Schuppe sind dermaßen schlecht, daß hier eigentlich nur die Chüetal-Schuppe genauer betrachtet werden kann, wobei die Funde an der Schönau einfach eingebaut werden.

#### 1. DOGGER

Da gegenwärtig eine spezifische Arbeit über den Dogger von Frau S. FRANKS-DOLLFUS vor dem Abschluß steht, werden die hier zu machenden Ausführungen oft nur provisorischen Charakter haben, trotzdem die Probleme mit der Autorin diskutiert werden konnten.

##### *a. Basisbildungen*

TRÜMPY (1949, s. 159) beschreibt diese Gesteine unter dem Bützi-stöckli und stellt sie ins obere Toarcian. Vielleicht handelt es sich aber bereits um Basisbildungen des Dogger, wie auch S. FRANKS-DOLLFUS vermutet.

Die Aufschlüsse sind nicht sehr weitläufig. Auf etwa 300 m decken diese Gesteine grobsandige Quartenschiefer mit Dolomitkonglomeraten ein.

### *b. Untere Aalenianschiefer*

Meist direkt auf der Trias, unter dem Bützistock auf den erwähnten Basisbildungen, liegen dunkle, glänzende, ebenflächige Tonschiefer. Sie sind meist tektonisch stark mitgenommen. Es treten gelbe Häute um leicht sandige Linsen auf.

### *c. Eisensandstein*

Wir finden hier knorrige, sandige Tonschiefer in Wechsellagerung mit harten, eisenschüssigen Sandsteinen und feinspätigen, kalkigen Sandsteinen. Gelegentlich treten auch feinspätige Echinodermenkalke auf. Das Nebeneinander von Calcareniten und quarzitären Sanden ist für diese Zone geradezu typisch.

Merkwürdige Gerölle finden wir im Pfäfflitz ob Haslen eingeschaltet:

Profil: (Koord. 723130/203100/980)

unten (strat. oben)

1. Runsenschutt
  2. 2 m Wechsellagerung zwischen weichen, dunklen, sandig-knorrigen Schiefern und warmbraun anwitt., grauen Sandsteinen. Zuerst liegt eine dünne Schieferlage.  
Scharfe Grenze (fällt mit 30° nach E)
  3. 0,2 m braun anwitt., grauer, eisenschüssiger, recht grober Sandstein, oft stark quarzitären mit Adern bis 1 mm Ø.  
Scharfe Grenze wie oben
  4. 0,2 m dunkelbraun anwitt., blaugrünes Quarz-Dolomit-Konglomerat. Alle Komponenten sind gut gerundet.  
Scharfe Grenze wie oben
  5. 1,5 m stark vergrüster, heller, grober Quarzit ähnlich dem Melsersandstein. Etwa in der Mitte dieser Bank ist eine 10 cm dicke Lage von bräunlichem Eisensandstein mit dünnen Schieferlamellen eingeschaltet, die seitlich aber rasch auskeilt.
  6. 0,1 m sehr weiche, schwarze, blättrige, knorrige Schiefer mit Sandlinsen. Auf scharfer, welliger Fläche folgen
- oben olivgrüne Quartenschiefer

Vielleicht handelt es sich hier ebenfalls um basale Bildungen des Dogger, doch sind die Aufschlüsse dermaßen schlecht und die Serien so stark

zerstört durch die Tektonik, daß dies nicht mit Sicherheit entschieden werden kann. Im übrigen erinnern diese Bildungen doch an das Geißbachkonglomerat auf Brand (HUBER, 1960).

Die Gesteine 4 und 5 sind bisher unbekannt. Im Konglomerat von 4 treten v. a. gut gerundete Dolomitgerölle auf neben stark zerdrückten Quarzen. Die Gerölle stammen mit ziemlicher Sicherheit aus der unteren Trias. Der Quarzit von 5 erinnert auch im Schliff sofort an Melsersandstein, doch fällt dabei der enorme Kalzitgehalt auf, der aber evtl. bei der Umlagerung entstanden sein könnte.

Diese Geröllzone im Pfäflizug deutet immerhin auf eine tiefe Erosion des posttriadischen Reliefs hin (Melser-Serie!).

Frau S. FRANKS-DOLLFUS machte mich noch darauf aufmerksam, daß einige der kalkigen Bänke des Eisensandsteines am Saßberg vielleicht schon als Übergang zur roten Echinodermenbreccie zu deuten wären. Auch finden wir hier in den knorrigten Schiefeln linsige Quarziteinlagen, wie sie im Autochthon typisch sind.

#### *d. Graue Echinodermenbreccie*

Eine scharfe Abtrennung vom Liegenden läßt sich eigentlich nur am Saßberg machen. Hier finden wir auf dem Eisensandstein die typische, dickbankige, bräunlich anwitt. Echinodermenbreccie des Bajocian. Die Schalentrümmer sind gut gerundet, haben einen Durchmesser von 0,3 bis 1 mm, wurden aber meist tektonisch ausgewalzt und gestreckt. Die kalkige Füllmasse enthält wenig Quarz und ist lokal leicht vererzt. Maximale Mächtigkeit etwa 8 m.

In der Bodenrus-Schuppe finden wir zuoberst einen feinspätigen Kalk, der von kleinen, ockergelben Zwickeln durchsetzt ist.

#### *e. Eisenoolith*

In einer speziellen Arbeit hat S. DOLLFUS (1961) eingehend die Sonderstellung dieses Gesteins beschrieben. Sie stellt auf Grund der gefundenen Faunen fest, daß es sich um ein stark kondensiertes Sediment handelt, in welchem das obere Bajocian, das gesamte Bathonian und ein Teil des unteren Callovian vertreten sind. Der Oolith bildet mit großer Konstanz das Dach des helvetischen Doggers.

In der Bodenrus-Schuppe ist die Ausbildung dieses Horizontes nicht sehr typisch, finden wir doch meist nur eine dünne Zone mit rötlichen Schiefern, in denen nur wenige zerdrückte Ooide gefunden werden.

Sehr schön dagegen ist die Ausbildung in der Chüetal-Schuppe auf dem Saßberg. Es ist ein braunroter und grünlicher Oolith mit gelben Zwickeln, der sich mit scharfer Grenze von den übrigen Gesteinen abhebt.

Die Ooide sind im Durchmesser bis 1,5 mm groß, z. T. noch kugelig, meist aber tektonisch flachgedrückt. Im Kern finden wir Quarze, Kalzitkristalle, Schalenreste. Äußere Anwachsringe können gelegentlich ein zweites Individuum erfassen, so daß eine Art Zwillinge entstehen.

In der Grundmasse sind verschiedene Reste von Kleinorganismen festzustellen, wobei es sich meist um Fragmente von Ophtalmidien, selten auch um solche von Globigerinen handeln könnte.

## 2. MALM

### *a. Schiltschichten*

Der Schiltkalk wittert etwas bräunlicher an als der Quintnerkalk, ist aber sonst lediglich durch seinen stärkeren Mergelgehalt von diesem zu unterscheiden. Die Abgrenzung ist nicht scharf.

Als unterer Schiltkalk sind meist einige Meter von flasrig gebanktem Kalk vorhanden, der stark mergelig ist und oben dünne Mergellagen aufweist. Typisch sind ockergelbe Mandeln und Zwickeln aus Ankerit.

Durch Übergang entstehen die Schiltmergel im Hangenden. Es sind graue und beige, blättrig zerfallende Mergelschiefer, in denen gelegentlich sandig-quarzitische Linsen auftauchen.

Durch allmähliche Abnahme des Tongehaltes entstehen im Dach die oberen Schiltkalke, die sich kaum von den unteren unterscheiden. Wieder sind die gelben Zwickeln augenfällig. Durch stärkere Verkalkung entsteht im Dach der

### *b. Quintnerkalk*

Der monotone, hellgrau anwitt. Komplex des Quintnerkalkes läßt sich kaum feiner gliedern. Am Saßberg bildet der Kalk Steilwände und harte,

gletschergeschliffene Buckel, wogegen er in der Schönau stark kakiritisiert ist.

Ein unterer Quintnerkalk scheint etwas feiner gebankt zu sein. Im glasig klingenden, fast schwarzen, dichten Kalk findet man stellenweise lilafarbene, ovale Flecken. SCHINDLER (1959) hat am Glärnisch in ähnlichen Gebilden reichlich Kleinorganismen gefunden. Am Saßberg ist sogar eine ganze Bank von violetter-lila Kalk vorhanden.

Der obere Quintnerkalk scheint etwas gröber gebankt zu sein. Es treten oben bis faustgroße Silexknollen auf. Linsige Bänke sind leicht dolomitisiert. Typisch im obersten Teil sind hier unruhige Breccienlagen, die durch graduellen Übergang aus dem dichten Kalk entstehen. Es kommen nur Komponenten aus dem Quintnerkalk vor. Wahrscheinlich handelt es sich um untermeerische Störungserscheinungen in der Sedimentation, die vielleicht durch Erdbeben erklärt werden könnten.

Die Füllmasse ist fast völlig dolomitisiert, wobei schöne Dolomitkristalle zu sehen sind. In den Komponenten finden sich auch gewachsene Albite.

In der Chüetal- und in der Bodenrus-Schuppe bildet der Quintnerkalk das jüngste Glied. Dagegen beginnt die Schichtreihe der Saßberg-Schuppe auffälligerweise gerade mit diesem Gestein, so daß es hier «schuppentrennend» wirkt.

## Saßberg-Schuppe

### *a. Quintnerkalk*

Er entspricht in allen Belangen dem schon beschriebenen, außer daß hier die dolomitischen Bänder vielleicht etwas stärker auftreten. Wahrscheinlich handelt es sich um die mehr oder weniger direkte Fortsetzung der Schichtreihe der Chüetal-Schuppe.

Durch das allmähliche Auftreten von hellen Kalken entsteht ein Übergang zum

### *b. Troskalk*

Dieser weißlich anwitt. Kalk läßt sich am ehesten mit dem Feldstecher auskartieren. In dem mehrheitlich porzellanartigen, harten, fast weißen

Kalk finden sich stets noch quintnerkalkähnliche Partien. Im Hangenden treten dann graue, leicht mergelige Schlieren auf, die zu den Grenzschichten überführen.

## *B. Axen-Decke*

Die Salengrat-Schuppe wird von OBERHOLZER (1933) und TRÜMPY (1949) als Teil der Axen-Decke erwähnt. Obwohl ich mit ihnen darin einig gehe, daß dieses tektonische Gemenge, das zudem noch schlecht aufgeschlossen ist, kaum mit Sicherheit auseinanderzulesen ist, versuche ich doch, wenigstens die vorhandenen Glieder stratigraphisch zu ordnen.

### 1. LIAS

Die Gesteine des Lias bilden die Hauptmasse der Salengrat-Schuppe. Wir werden auf die spezielle Lagerung im tektonischen Teil hinweisen und hier lediglich die einzelnen Glieder aufführen.

Der Lias ist das älteste mesozoische Glied der Salengrat-Schuppe. Er liegt direkt auf dem Verrucano, doch scheint er gegenüber diesem tektonisch leicht bewegt worden zu sein.

Als älteste Liasgesteine finden wir *C a r d i n i e n s c h i c h t e n*, doch sind die Aufschlüsse rar.

Es handelt sich um eine durcheinandergewürfelte, bunte Folge von rostigen, leicht sandigen, eher dunklen Tonschiefern und dünnbankigen Kalksandsteinen (u. C.), eigentlichen Schieferlagen (mittl. C) und Einlagerungen von leicht dolomitischen, mergelig-kieseligen Kalken (ob. C) mit geringer Horizontbeständigkeit.

Oft kaum von den Cardinienschichten zu trennen sind die Gesteine der *P r o d k a m m - S e r i e*.

Es ist wieder eine Folge, die tektonisch stark zerstört ist. Wir finden dunkle und graue Tonschiefer, die gelegentlich etwas mergelig und eisenschüssig werden, Kalksandsteine, Quarzite, Lumachellen und als typischen Vertreter oolithische Kalke. Die Kalke sind oft etwas dolomitisiert.

Große Teile des Grates sind von Gesteinen der *S p i t z m e i l e n - S e r i e* aufgebaut. Auf den schiefrigen Gesteinen des unteren Lias bilden sie Steilwände.

Wir finden eine Folge von feinen Kieselkalken, Sandkalken, Kalksandsteinen, gelegentlich Spatkalken, in welchen sporadisch dünne, graue, sandige Mergellagen auftreten, die der tektonischen Verwalzung entgangen sind.

Ohne sichere Abtrennung von der liegenden Serie können wir auch Gesteine der jüngsten Liasserie, der *S e x m o r - S e r i e* ausmachen, die ebenfalls Steilwände bildet.

Die düster graubraun anwitt. Wände werden vorw. von kieselig-spätigen Sandkalken gebildet, die gelegentlich große Quarzkörner enthalten. Die typische zyklische Gliederung ist z. T. noch erhalten.

Der verkehrt liegende Kontakt zum Hangenden ist in der Blabrus sehr gut aufgeschlossen. Grobsandige Echinodermenkalke bilden den Fuß der Steilwand, welcher etwa der Grenze Lias-Dogger folgt. TRÜMPY (1949) nahm hier einen tektonischen Kontakt zum liegenden Dogger an. Die Grenze ist aber eindeutig stratigraphischer Natur, folgen doch auf (im Gelände unter) der Sexmor-Serie typische Basisbildungen des Dogger in schön stratigraphischer Folge, die dann auch in die dunklen Schiefer des unteren Aalenian übergehen.

Der naturgemäß schon wenig scharf gegliederte Verband des Lias ist in der Salengrat-Schuppe durch tektonische Zertrümmerung weiter fast bis zur Unkenntlichkeit zerstört worden. Nachdem in allen bisherigen Einheiten der Lias durchwegs fehlt, setzt er hier sprunghaft ein. Auffällig sind Breccienschüttungen mit reichlichem Anteil weicher, eher transportempfindlicher Materialien, wie z. B. Dolomite, wobei die kleineren Gerölle eckiger erscheinen als die großen.

Das paläogeographische Bild der Liaszeit deutet auf periodisch reaktivierte Linien, Brüche und Flexuren, hin (TRÜMPY, 1949). Die Vermutung liegt nahe, daß die Gliederung des Sedimentationsraumes bereits in der Struktur des Untergrundes vorgezeichnet war. Dabei denken wir v. a. sofort an den Verrucano und die Trias, da die Faziesisopen der letzteren noch auffallende Elemente des NE-SW streichenden Verrucanograbens enthalten. Es wäre vielleicht einmal interessant, dieser Entwicklung durch das Mesozoikum hindurch nachzugehen.

Im übrigen wollen wir allg. auf die Arbeit von TRÜMPY (1949) verweisen, welche im speziellen dem Lias gewidmet ist.

## 2. DOGGER

In der Blabrus finden wir gute Aufschlüsse von verkehrt unter Sexmor-Serie liegendem Dogger.

### *a. Grenzbildungen*

Es handelt sich um eine Wechsellagerung zwischen konglomeratisch-brecciösen und leicht sandigen Lagen und dünnen, dunklen, leicht mergeligen und sandigen Tonschiefer einschaltungen. Das grobe Gestein ist eine unruhig gelagerte, sehr grob-spätige Echinodermenbreccie, die kleine, gut gerundete Dolomitgerölle enthält.

Obwohl die Grenzziehung nicht sicher auszuführen ist, dürfte es sich hierbei um basale Doggerbildungen handeln, die vielleicht mit den ähnlichen Bildungen unter dem Bützistock und evtl. auch mit dem Geißbachkonglomerat (HUBER, 1960) zusammenhängen. Durch Zunahme des Schiefercharakters entstehen

### *b. Untere Aalenianschiefer*

Die Blabrus dürfte ihren Namen (Blaurus) diesen Schiefen verdanken, an deren verkehrt liegender Basis etliche Quellen entspringen.

Es handelt sich um eine bis 30 m mächtige, sehr ruhige, ebenflächige Folge von dunklen Tonschiefern.

Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Dogger ist meines Wissens nie angefeindet worden, doch glaubte TRÜMPY (1949) an aufrechte Lagerung des ganzen Profils, weshalb er die folgenden Gesteine als Spitzmeilen-Serie ansah.

### *c. Eisensandstein*

Da nun aber die Lagerung eindeutig verkehrt ist, muß es sich hier um Doggergesteine handeln, wie auch S. FRANKS-DOLLFUS annimmt. Das Gestein bildet eine dicke Bank unter den weichen Schiefen und wird unten von der Überschiebungslinie begrenzt. Hier hat sich dann auch eine loch-seitenkalkähnliche Bildung entwickelt.

Typischer Eisensandstein ist rar. Spätigere und sandigere Kalke verzahnen sich seitlich recht unscharf. Allg. handelt es sich um feinspätige, schwach kalkige, sehr feine und recht zähe Sandsteine, die lokal leicht eisenschüssig werden.

## V. Grenzsichten Jura-Kreide

Die Grenze zwischen den schönen Kalken des Jura und den mergelig-sandigen Ablagerungen der unteren Kreide spielt in der Saßberg-Schuppe etwa dieselbe tektonische Rolle wie die Grenze Dogger-Trias in der Bodenus-Schuppe: Fast überall ist sie zu kleinen, internen Verschiebungen ausgenutzt worden, sodaß der stratigraphische Verband selten mehr erhalten ist. Dabei haben v. a. die Gesteine der unteren Kreide gelitten, sodaß stellenweise sogar Valanginankalk direkt auf Troskalk geschoben ist.

An einer Stelle in der S-Wand des Saßberges ist der Verband erhalten geblieben (Fig. 21). Im obersten Troskalk deutet sich der Sedimentationswechsel bereits durch dunkle, unregelmäßige und eckig begrenzte Brocken an, worauf dann mit recht scharfer Grenze unsere Grenzsichten folgen. Nur bedingt handelt es sich dabei um ein Äquivalent der Zementsteinschichten.

### *Zementsteinschichten*

In den Gesteinen spiegelt sich deutlich das Ringen von Malm- und Kreidefazies um die Vorherrschaft. Über dem massigen Troskalk liegt eine dünnbankige Folge dichter und feinspätiger, schwach toniger Kalke und Mergellagen. Die Kalke erinnern teils an Quintnerkalk, teils aber auch an Troskalk. Die Mergel sind meist ausgewalzt und verruschelt. Die kalkige Ausbildung der Schichten gleicht stark derjenigen, wie sie von SCHINDLER (1959) aus Stöckli- und Nidfurn-Serie beschrieben worden ist. Auf dieser Zone setzt direkt der Öhrlikalk ein.

Die Bezeichnung Zementsteinschichten stammt von ARN. HEIM und ist als Anlehnung an die technische Verwendung der Gesteine anzusehen, als Faziesbegriff. Sie wurde später von verschiedenen Autoren auch für die atypischen, eher kalkigen Schiefer der Glarner-Decke verwendet, doch scheinen diese Gesteine sicher faziell, wahrscheinlich aber auch zeitlich

TAFEL IV



Fig. 21

Grenze Jura (unten) - Kreide (oben) am Saßberg

nicht mit den echten Zementsteinschichten übereinzustimmen. F. FREY (1958) hat bereits in seiner Diplomarbeit auf die Fragwürdigkeit dieser Vergleiche hingewiesen.

## VI. Untere Kreide

Da keine bestimmbareren Petrefakten gefunden werden konnten, mußte ich die Vergleiche der Gesteine auf rein lithologischer Basis durchführen, was natürlich bei der enormen tektonischen Beanspruchung der Serien nicht ganz einfach war. Dabei war mir Herr Dr. R. HANTKE behilflich, was hier verdankt sei. Eine detailstratigraphische Aufstellung konnte so natürlich nicht erreicht werden, doch ließen sich die einzelnen Glieder mit der Zeit recht gut erkennen und auskartieren.

### *a. Öhrlischichten*

Öhrlimergel treten am Saßberg kaum auf. Die Öhrlischichten bilden meist eine einheitliche, bräunlich anwitt. Kalkfluh, die aber plötzlich auf kurze Distanz fehlen kann, wahrscheinlich tektonisch. Nur stellenweise gelingt eine Unterteilung der Schichten durch ein Mergelkalkband.

Der untere Kalk ist onkolithisch, leicht sandig, dunkler und eher fein. Das Mergelkalkband erinnert an einen versimpelten Kalk und ist noch stark organogen. Der obere Kalk wirkt bereits etwas später, Ooide sind nun schon von unbewaffnetem Auge sichtbar.

Schalenfragmente scheinen von Echinodermen, seltener auch von Milioliden und Bryozoen zu stammen.

### *b. Valanginianskalk*

BRÜCKNER (1937) weist darauf hin, daß die stark schwankende Mächtigkeit der Zone durch Erosionsperioden vor und nach der Ablagerung bedingt sei. Bei uns spielt sicher die tektonische Auswulzung eine noch größere Rolle an der Unzuverlässigkeit der Zone. Kalzitausheilungen geben dem Gestein oft ein fremdartiges Aussehen. Dazu finden wir im Dach eine eingesprießte Folge von völlig entstellten Gesteinen, die oft lochseitenkalkähnlich wirken.

Am verbreitetsten ist hier ein grauer, sandig-siltiger Kalk, der oft etwas feinspätig wird. Nur sporadisch damit verzahnt ist eine grobspätige Echinodermenbreccie. Das schiltkalkähnliche, völlig entstellte Gestein im Dache der Zone könnte evtl. mit der Pygurusschicht verglichen werden.

Eine kleine Erosionslücke bildet die Grenze zum

### *c. Kieselkalk*

Tektonische Reduktionen sind hier auffallend. Der Kalk scheint sich gut an die Platzverhältnisse angepaßt zu haben und weicht dadurch wohl den enormen Schwellungen (vgl. Tektonik) des Schrattenkalkes aus.

Eigenartig ist die gelegentliche Unterteilung durch ein schmales, weiches Mergelband. Der darunterliegende Teil ist mehrheitlich sandig und weist noch vereinzelte Ooide auf. Die obere Partie ist typischer, doch fehlt auch hier echte Kieselbildung fast durchwegs. Das Gestein ist eher sandig und enthält kleine Schalenfragmente.

### *d. Altmansschichten*

Im Gegensatz zum Kieselkalk fällt hier die große Beständigkeit dieser Zone auf. Der mergelige, leicht sandige, stark glaukonitische Kalk besitzt eine erstaunlich gleichmäßige Mächtigkeit (etwa 3 m). Die feine Kalzit-ziselierung ist tektonisch entstanden.

Aus diesen Gesteinen gehen durch Übergang die kalkigeren, glaukonit-ärmeren Drusbergschichten hervor, mit welchen sie zusammen kartiert wurden.

### *e. Drusbergschichten*

Diese bilden eine flach zurückwitternde, meist überwachsene Flachzone am Fuße der Schrattenkalkfluh. Sie werden in auffallender Mächtigkeitskonstanz (6—7 m) gefunden.

Die Ablagerungen beginnen mit schwach glaukonitischen, mergeligen Kalkschiefern, die etwas sandig wirken. Diese gehen rasch über in einen etwas härteren Kalk, der stark geplattet ist. Es handelt sich um einen dunklen, deutlich organogen-detritischen Kalk, der bereits zur Urgonfazies überführt.

Die Grenze zum Hangenden wird am Fuße der Steilwand gezogen.

### *f. Schrattenkalk*

Die Mächtigkeit der Kalke ist sehr wechselnd, sie nimmt auf westwärts vorspringenden Felsnasen von 10 m sprunghaft auf über 30 m zu, was mit Stauchungen in der Deckenstirn zusammenhängt (vgl. Tektonik).

Die ganze Fluh ist recht einheitlich. Der massige, feindetritische, meist helle Kalk bricht leicht muschelrig und wirkt stellenweise etwas siltig. Schalenfragmente von Echinodermen und Milioliden in Form von Onkoiden und Stäbchen mit feiner Kruste.

Die helle Fluh des Schrattenkalkes eignet sich vorzüglich für die Feldstehergeologie. Ihre Oberkante fällt mit der Obergrenze der unteren Kreide zusammen, es scheint somit direkt Gault auf unterem Schrattenkalk zu liegen.

### *g. Schichtlücke im Dache der Unterkreide*

Soweit sichtbar, liegt überall der Gault direkt auf unterem Schrattenkalk. In diesem stirnnahen Gebiet sind fehlende Schichtglieder aber stets mit großer Vorsicht zu betrachten, doch scheint es sich hier mit ziemlicher Sicherheit um eine stratigraphische Lücke zu handeln.

Lokal sind zwischen Schrattenkalk und Gault weiche Schiefer eingesprießt. Es könnte sich dabei um jene atypischen Orbitolinenschichten handeln, wie sie OBERHOLZER z. B. am Chamerstock beschreibt. FREY (mündl. Mitt.) hat allerdings an jenem Berg echte Orbitolinenschichten gefunden, so daß angenommen werden darf, daß es sich hier eher um tektonisierte, wenig typische Bildungen des Gault handelt.

## VII. Mittlere und obere Kreide

### *a. «Gault»*

Die Schichtfolge am Saßberg kann kaum mit reicher gegliederten Profilen verglichen werden.

Zuunterst finden wir feinsandige, schwach glaukonitische, kalkfreie Schiefer. Diese gehen über in Knollenschichten, indem sie seewerkalkähnliche Knollen aufnehmen. Diese Fazies ist am weitesten verbreitet. Den Abschluß nach oben bildet in der Regel eine sandige Kalkbank mit stark detritischem Charakter.

Das Auftreten der Knollenschichten ist überraschend, da wir in diesen Faziesräumen eher schwelennahe Aubrigfazies (GANZ, 1912) erwarten würden.

Die obere Begrenzung des Gault ist stets tektonischer Natur und scharf ausgebildet. Gelegentlich liegt direkt Tertiär auf diesen Gesteinen.

### *b. Seewerkalk*

Der basale, von ARN. HEIM als Überturrilitenschicht bezeichnete, cenomane, nur schwach glaukonitführende Seewerkalk scheint zu fehlen. Auf dem Gault liegt direkt der turone, eigentliche Seewerkalk.

Der dunkle, von feinen Tonhäuten durchzogene, leicht siltige Kalk, in dem gelegentlich schwarze Fetzen eingelagert sind, ist nun wieder ein typischer Vertreter nordhelvetischer Fazies. Unten tritt selten etwas Glaukonit auf.

Der ursprünglich wohl massige Kalk ist durch die tektonischen Vorgänge völlig geplattet worden. Er neigt in diesem Zustand zur Bildung von Kleinfalten (vgl. Fig. 29), deren Strukturen eckig und spitz sind. Wie HERB (1957) hervorgehoben hatte, übernehmen bei dieser Fältelung Tonhäute die Rolle von Gleithorizonten.

Im Dach dieser jüngsten Kreideablagerung besteht eine große Schichtlücke. In der Kreide fehlt das gesamte Senon und im Tertiär beginnen die Ablagerungen erst im Lutetian.

In den obersten Dezimetern des Seewerkalkes finden wir bis 10 cm tiefe Erosionstaschen. Der Kalk wirkt hier sandiger und glaukonitisch. Teils sind Erosionsrelikte in den Taschen gesammelt, teils ist die Oberfläche wie blankgefegt.

Auf dieser Bildung transgrediert das Eocän.

Da die Grenze zum Tertiär oft als Gleitniveau benutzt wurde, sind diese Bildungen vielfach verwischt. Der verkehrte Kontakt (Faltung) Seewerkalk-Bürgenschichten bildet westlich der Saßberghütte einen guten Quellhorizont.

## VIII. Tertiär

### *a. Assilinengrünsand*

Direkt auf der Kreide liegen in der Regel massige bis auch verschieferte Grünsandkalke. Der Kalkgehalt ist meist groß, doch wirken sie stets sandig. In der tonigen Grundmasse finden sich vereinzelte, schlecht erhaltene Reste von Assilinen.

Darüber folgen meist graue, glimmerreiche, nur leicht kalkige Sandsteine oder Silte, die gelegentlich quarzitisch werden können.

Ohne scharfe Grenze folgen

### *b. Mergelschiefer*

Es handelt sich um dunkle, mergelige und leicht siltige Schiefer, ziemlich ebenflächig und schwach glaukonitisch mit schwach detritischem Einschlag. In eher sandigen Zonen treten lokal massenhaft große Assilinen auf, bei denen es sich vorw. um *Assilina exponens* handelt.

Stärker tektonisierte Zonen präsentieren sich in Form von braunschwarz anwitt., dunkelgrauen, quarzitäen Schiefern.

### *c. Grenzsandstein (?)*

In ein paar wenigen, sehr dürftigen Aufschlüssen finden wir Reste eines rostig anwitt., i. Br. eher grauen, quarzitäen Sandsteins. Merkwürdig verbogene Zwickeln, die herausgewittert sind und nur noch spärliche Reste von kalkiger Füllung aufweisen, dürften durch herausgewitterte Schalenreste entstanden sein.

Vielleicht handelt es sich hier um den sog. Grenzsandstein, der u. a. von OBERHOLZER aus dem Autochthon am Kistenpaß im Dache der Bürgenschichten erwähnt wird.

## IX. Tektonite

Wir wollen hier kurz die wichtigsten tektonisierten Gesteine besprechen, die für das Untersuchungsgebiet typisch sind, bevor wir uns dann der Tektonik zuwenden.

### *a. Lochseitenkalk*

Die Bezeichnung wandte als erster A. ESCHER für den tektonisierten Kalk zwischen Flysch unten und Verrucano oben an, den er an der Lochseite bei Schwanden entdeckte. Seither wurde die Bezeichnung allg. für das markante Kalkband an der Basis der helvetischen Decken verwendet. Leider wurden aber in der Folge viele dem Kalk an der Lochseite ähnliche Bildungen so benannt, womit der Ausdruck heute zwei verschiedene Bedeutungen erhalten hat:

Erstens wird der Ausdruck, meines Erachtens einzig richtig, allg. für das Karbonatband verwendet, das an der Basis der helvetischen Decken liegt. Er erhält damit v. a. tektonische Bedeutung.

Andererseits will man darunter z. T. völlig anders gelagerte, aber lithologisch sehr ähnliche Kalkmylonite verstehen. Man gibt ihm also einen rein lithologischen Charakter.

Da wir im Untersuchungsgebiet verschiedene ähnlich tektonisierte Kalke finden können, die nichts, aber auch gar nichts miteinander zu tun haben, wollen wir uns gleich auf die erste, ursprüngliche Bedeutung verlegen. Die Fragwürdigkeit der zweiten Anwendung wird schon durch die Tatsache unterstrichen, daß der «Lochseitenkalk» an der Basis der Axen-Decke im Klausenpaßgebiet teilweise nicht einmal aus mylonitisierten Kalken besteht (nach mündlicher Mitteilung von F. FREY), sondern daß hier eher eine verschleppte und stark ausgequetschte Scherbe vorliegt, die mehrfach aus tertiären Schiefen einer tieferen Einheit aufgebaut wird. Leider wird eine Präzisierung des Ausdruckes Lochseitenkalk kaum mehr möglich sein, da seine verschiedene Anwendung in der Literatur bereits zu stark verbreitet ist.

Im Profilteil (Profil 1 und 2) haben wir gesehen, daß der Lochseitenkalk, den wir somit in dieser Arbeit als tektonische Einheit betrachten, nicht nur einem einzelnen Schichtglied entspricht, sondern daß er aus verschiedenen kleinen Scherben besteht. Es läßt sich heute trotz der starken Tektonisierung noch feststellen, daß sich neben vorw. Quintnerkalk auch Rötidolomit, Schiltkalk, Troskalk, Schrattenkalk (?) und Seewerkalk am Aufbau beteiligt haben.

Es fällt dabei sofort auf, daß ausschließlich karbonatische Gesteine vorhanden sind. Und man kann nicht übersehen, daß von der Trias bis in die Kreide alle reinen Kalken und Dolomite vertreten sind,

daß aber alle irgendwie schiefrigen, mergeligen und sandigen Gesteine der Schichtreihen fehlen. Darf ich hier etwas vorgreifen und bemerken, daß in der Saßberg-Schuppe auf den westwärts (= stirnwärts) vorprellenden Felsnasen Quintnerkalk, Schrattenkalk und auch Seewerkalk auffallende Schwellung aufweisen, während die schiefrigen, mergeligen und sandigen Zwischenglieder sehr stark reduziert werden. Was ist das anderes als der Beginn einer tektonischen Reduktion der Schichtreihe mit selektivem Charakter, die schließlich zu einem lochseitenkalkähnlichen Gebilde führen könnte? Und wird nicht durch die Überfahung der Mürtschen-Decke aus der Chüetal-Schuppe ausgerechnet der Quintnerkalk zu einer ähnlichen Bildung (vgl. Abschnitt b) ausgewählt? Es scheint doch, daß der LK im heutigen Zustand lediglich ein Überrest einer einst sicher vollständigeren Serie ist, von der aber nur die reineren Karbonatgesteine einigermaßen die tektonische Belastung überstanden haben.

Zuweilen ist der LK auch in eine lose, z. T. aber auch schon wieder verfestigte Breccie zerfallen, die später noch erwähnt werden wird.

Eine spezielle Betrachtung wollen wir noch dem Dolomit im Dache der Einheit widmen, von dem wir bisher einfach angenommen haben, daß es sich um Rötidolomit handelt, wie es auch bisher allg. üblich war. Anlässlich einer Diskussion mit Herrn Prof. TRÜMPY und cand. geol. CONRAD, welcher letztere den Lochseitenkalk im Detail untersuchen wird, wurde die Frage aufgeworfen, ob es sich bei diesen Dolomiten nicht auch um sog. T-Dolomite handeln könnte, wie sie durch sekundäre Dolomitisierung längs tektonischen Linien gelegentlich entstehen. Ich habe diese Möglichkeit geprüft und dabei folgendes beobachtet:

Es fällt auf, daß der Dolomit nur vorhanden ist, wenn im Hangenden Verrucano vorkommt. Die Grenze zu diesem Verrucano ist meist scharf. In der Wichlenmatt wurde aber an einer Stelle beobachtet, wie der Verrucano die Oberfläche des Dolomites aufreißt und mit diesem verwalzt wird. Die Grenze dazwischen wird hier recht unscharf.

Auch mit dem Kalk im Liegenden scheint der Dolomit öfter verwalzt zu sein, so daß die Grenzen verwischt werden.

Von der Betrachtung ausscheiden möchte ich gleich jene Dolomitvorkommen im Inneren der Kalke, da es sich hierbei wahrscheinlich um die aus dem Quintnerkalk längst bekannten Sekundärdolomite handelt.

Die erwähnten Beobachtungen im Dolomit auf den Kalken lassen schon den Verdacht aufkommen, es könnte sich um T-Dolomite handeln. Als

wahrscheinlichster Lieferant von Mg-Ionen käme wohl nur der hangende Verrucano in Frage. Tatsächlich ist die Ausbildung des Verrucano auf dem LK leicht verändert. Wir haben hier eine bis 5 m dicke, stärker tektonisierte und stark ausgebleicht-grünliche Ausbildung, die vielleicht mit dem Plagioklasgneis (vgl. Abschnitt f) des Sernftales verglichen werden könnte, wie mir FISCH einmal persönlich bestätigte. Herr Dr. WEIBEL war so freundlich, den Ca- wie auch den Mg-Gehalt dieses «Plagioklasgneises» und von «normalen» Sernifiten zu bestimmen, wofür ich hier herzlich danken möchte. Ich habe dann die beiden Ergebnisse verglichen, wobei folgendes Bild entstand:

<i>«Normaler» Sernifit:</i>			<i>«Plagioklasgneis»:</i>		
	Cao %	MgO %		Cao %	MgO %
A 21	1,0	1,5	A 12	1,4	1,9
C 9	0,85	1,1	A 41	1,95	1,5
C 62	0,85	1,25	B 36	2,4	0,7
			C 33	1,25	1,8
			C 51	3,9	2,6
<hr/> Mittel	0,9	1,18	<hr/> Mittel	2,18	1,72

Wir kommen später im Zusammenhang mit dem «Plagioklasgneis» noch auf diese Tabelle zurück und wollen hier lediglich die Schlüsse im Bezug auf die Dolomite ziehen.

Gleich auf den ersten Blick sehen wir, daß eine Mg-Ionenzufuhr aus dem Verrucano unwahrscheinlich ist. Der «Plagioklasgneis» zeigt im Gegenteil keine Verminderung, sondern eine deutliche Vermehrung des Mg-Gehaltes gegenüber dem «normalen» Sernifit. Ebenso ist der Ca-Gehalt stark erhöht. Bei A 21 ist dabei schon die Nähe der Blattverschiebung zu bemerken, da, wie wir sehen werden, diese Ionenwanderung stark an tektonische Linien gebunden ist. Der über dem LK liegende Verrucano (es handelt sich durchwegs um tektonisierten Sernifit) hat also nicht etwa Mg-Ionen in den liegenden Kalk geliefert und ihn im Dache dolomitisiert. Der Dolomit im Dache des LK ist somit kein T-Dolomit, sondern ein echter, verwalzter Triasdolomit der Röti-Serie.

Ja es scheint sogar, daß die Ionenwanderung umgekehrt stattgefunden habe, daß also aus diesem Triasdolomit Mg-Ionen zusammen mit Ca-Ionen in den hangenden Verrucano abgewandert sind («Plagioklasgneis»). Nun ist es zwar eine allg. Erscheinung an tektonischen Linien, daß die benach-

barten Gesteine erhöhten Karbonatgehalt aufweisen, doch erhält diese Tatsache in unmittelbarem Zusammenhang mit dem LK erhöhte Bedeutung. Es ist wohl hier das naheliegendste, den Karbonatgehalt aus dem LK zu beziehen. Vielleicht bedeuten die erhöhten Karbonatgehalte an vielen tektonischen Linien nichts anderes, als daß hier zwischengeschaltete karbonatische Gesteine völlig verwalzt und aufgelöst worden sind. Neben den üblichen Reduktions- und Auflösungserscheinungen im LK, unter welchen auch undeutliche Stylolithe auftreten, müssen wir noch die Möglichkeit ins Auge fassen, daß ein Teil des Rötidolomites im Dache dieser Einheit entdolomitisiert worden ist. Und zwar scheint dieser Vorgang während den tektonischen Bewegungen geschehen zu sein. Daß wir aber im ganzen Untersuchungsgebiet nirgends Dolomit im LK unter mesozoischen Gesteinen der helvetischen Schuppen finden können, hat seinen Grund nicht etwa in der erwähnten Entdolomitierung, sondern in der speziellen Beziehung der Einheiten untereinander (vgl. Tektonik).

Man könnte nun evtl. noch den Einwand machen, daß die Stoffwanderung nicht einfach von einem Gestein ins andere, sondern längs tektonischen Linien beidseitig gewirkt haben könnte. Nun können wir aber den LK samt dem «Plagioklasgneis» im Hangenden über so gewaltige Strecken verfolgen, daß von außen eingedrungene Lösungen doch einen recht unwahrscheinlich weiten Weg zurücklegen müßten, um diesen Einwand zu bestätigen.

#### *b. Basis der Mürtschen-Decke*

Auf der W-Seite des Linthtales ist eine lochseitenkalkähnliche Bildung an der Basis der Mürtschen-Decke schon seit längerer Zeit bekannt (OBERHOLZER, 1933, SCHINDLER, 1959). Wir finden nun auch auf dem Saßberg einen tektonisierten Kalk in analoger Stellung.

Es ist ein dunkler, teilweise marmorisierter, recht zäher und massiger, deutlich tektonisierter Kalk. Zuweilen ist er inwendig recht hell.

Der Kalk ist lochseitenkalkähnlich (oberer LK von SCHINDLER), hat aber mit dem Typuslochseitenkalk überhaupt nichts zu tun. Wir können das schmale Kalkband gegen E zurückverfolgen bis zu seiner «Wurzel». Es entsteht ohne Zweifel aus dem Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe, wobei die hellen Zonen auch aus dem Troskalk gebildet sein könnten, und weist somit auf eine mögliche Entstehungsart solcher Kalkmylonite hin.

Auffallend ist noch ein löchriges, dolomitisches, fast rauhwascheähnliches Gestein, das diesen Mylonit oft im Dache begleitet. Es entspricht wahrscheinlich dem Dolomitband auf dem LK und stammt aus den Triasfalten unter dem Bützistock.

### *c. Basis der Salengrat-Schuppe*

Die unterste, direkt auf der Schönau-Schuppe liegende Zone des verkehrt gelagerten Eisensandsteins in der Blabrus ist wiederum lochseitenkalkähnlich. Wir sehen dabei erstmals mit Sicherheit, daß auch die kalkärmeren Gesteine des Doggers ein lochseitenkalkähnliches Aussehen erhalten können bei entsprechenden äußeren Bedingungen. Unser Mylonit unterscheidet sich vom typischen LK nur geringfügig im lithologischen Charakter.

In tektonischer Hinsicht kommt diesem Fund insofern Bedeutung zu, als bisher allg. die losen Kakirite (unten) der Salengrat-Schuppe bekannt waren, die ganz andere Bewegungs- und Belastungsbedingungen verlangen.

### *d. Lose Kakirite*

Die losen Gesteine in der Salengrat-Schuppe sind schon von OBERHOLZER (1933) ausgezeichnet geschildert worden, worauf ich im allg. verweisen möchte.

Die Zerstörungen sind sehr wenig regeneriert und haben alle Gesteinsarten erfaßt. Die Komponenten sind eckig und meist recht groß. Die Füllung der Poren wird von einem feinen Gesteinsmehl übernommen, wobei aber viele Hohlräume übriggeblieben sind.

Die Zerstörung ist nicht etwa an einen bestimmten Horizont gebunden, etwa an die Basis der Schuppe, sondern tritt auch plötzlich mitten in ruhigen Zonen auf. OBERHOLZER erwähnt verschiedentlich Verrucanogerölle in solchen Kakiriten, doch müssen wir hier eine klare Unterscheidung treffen:

In den Kakiriten, die im Anstehenden auftreten, sind stets nur Komponenten aus dem Lias, und zwar stets aus dem unmittelbar benachbarten Gestein, zu finden.

Nur in den Kakiriten, die wir in den großen Sackungsmassen beidseitig des Grates finden, treten Verrucanogerölle auf, die aber wahrscheinlich erst während dem Abgleiten dieser Komplexe auf der Verrucanounterlage aufgenommen worden sind.

Das spröde Verhalten der Liasgesteine der Salengrat-Schuppe bei der Kakiritisierung ist wohl weniger gesteinsbedingt, als eher auf bestimmte Bewegungs- und Belastungsbedingungen zurückzuführen (vgl. Tektonik).

Das zeigt schon das Auftreten ähnlicher Kakirite in den schönen Malmkalken der Bodenrus-Schuppe. Schon OBERHOLZER (1933) erwähnt in der Bodenrus über dem LK den stark dynamometamorphen Kalk, der parallel-epipedisch zerfällt.

Es handelt sich dabei um vollständig kakiritisierten Quintnerkalk. Die alte Bankung schimmert oft noch schwach durch, doch ist die allg. Textur eher richtungslos. Die Regeneration ist nur schwach, das feine Kalkmehl der Füllmasse läßt oft noch kleinere Hohlräume offen.

Die Kakirite der Bodenrus-Schuppe sind stets an die Basis der Schuppe gebunden, wo sie durch eine scharfe Fläche vom LK getrennt sind. Die Art und Weise deren Entstehung dürfte aber von derjenigen der Kakirite der Salengrat-Schuppe nur wenig verschieden sein.

#### *e. Chüetalmattschiefer*

Der Name dieser Tektonite (AMSTUTZ, 1957) im Verrucano drängt sich von selbst auf, stehen diese doch auf einer weiten Fläche der Chüetalmatt unter der kärglichen Grasnabre an. Sie bilden sich auf dem Rücken der Glarner-Decke im Verrucano bei der Überfahung durch die Mürtschen-Decke. Die Ausbildung fehlt an kleineren Verschuppungen oder ist zumindest nicht typisch.

Die Bildung beschränkt sich auf den Verrucano und ist hier nicht an bestimmte Serien gebunden. Wir finden sie in Sernifiten und Knollenschiefern, gelegentlich auch in Sernifitschiefern.

Typisch sind zähe, intensiv fein verfältelte, stark von Quarz-Chlorit-Äderchen parallel der Fältelung durchzogene, rote, sandige Tonschiefer.

Die Chüetalmattschiefer konnten nur bei größeren Bewegungen unter großen Drucken entstehen, weshalb sie auch an die Mürtschenüberschiebung gebunden sind.

### f. «Plagioklasgneis»

Die Bezeichnung stammt von BLUMENTHAL (1911), der die basale Abteilung des Verrucano in der Ringel-Segnes-Gruppe, die aus einem lauchgrünen, schiefrigen Gestein mit Feldspat- und Quarzeinsprenglingen besteht, so benannte. Es handelt sich nicht um einen eigentlichen Gneis, sondern um eine sedimentäre Bildung, wie dann auch aus dem Übergang dieses Gesteins in den Sernifit hervorgeht. FISCH (1961) bringt diesen «Plagioklasgneis» mit dem unteren Sernifit in Verbindung.

Wo nun der Verrucano direkt auf dem LK liegt, finden wir auch im Untersuchungsgebiet eine ähnliche Bildung an der Basis der helvetischen Decken, die ich hier vorläufig mit dem «Plagioklasgneis» vergleichen möchte. Diese tektonische Fazies hängt mit Sicherheit ebenfalls mit dem Sernifit zusammen, der hier in verkehrter Lagerung darauf liegt.

Es handelt sich um einen tektonisierten Sernifit. Das grünliche, ausgebleichte Gestein ist oft leicht verschiefert. Die Beanspruchung zeigt sich auch in den Einsprenglingen, die sehr stark zerdrückt oder gar zerstört sind. Dabei handelt es sich vorw. um Quarze und wenige Feldspäte, wobei sich aber noch alte Strukturen von vollkommen verwalzten Spilitfetzen zeigen.

Im Zusammenhang mit der Dolomitfrage im LK bin ich auf eine interessante Abfolge gestoßen, indem nämlich der Gehalt an Mg von Westen nach Osten rasch zuzunehmen scheint. Der Gehalt an Ca wird davon nicht betroffen. Diese Abfolge hängt wahrscheinlich eng mit der tektonischen Konzeption zusammen, indem unter den rückwärtigen Teilen der Decken der Grad einer konstruktiven Metamorphose rasch zuzunehmen scheint. In den stirnnahen Partien (Westen) zeigen sich nämlich erst geringe Serizitbildungen, etwas weiter gegen Osten zurück tritt schon viel Chlorit neben starken Serizitbildungen auf und schließlich findet man in den östlichsten Ausläufern meines Gebietes am Kärf S-Sporn im Plagioklasgneis seifig anzufühlende Gesteine mit einem enormen Gehalt an Serizit und Chlorit. Vielleicht gipfelt diese Entwicklung im typischen «Plagioklasgneis» des Sernftales mit seinen Serizit- und Chloritphylliten. Als Lieferant der Mg-Ionen, die zu dieser konstruktiven Metamorphose gebraucht werden, kommt natürlich der Dolomit auf dem LK in Frage (vgl. S. 133), wobei offensichtlich größere Drucke (Osten) die Stoffwanderung stark begünstigten. Wahrscheinlich aber stammt auch ein Teil der zu Neubildungen benötigten Stoffe aus dem Gestein selbst.

# TEKTONIK

Der komplexe Bau der Glarneralpen wurde seit den Zeiten von A. ESCHER immer wieder neu geologisch untersucht. Trotz dieser intensiven Bearbeitung durch viele Geologen birgt aber der tektonische Bau dieses Alpenabschnittes auch heute noch viele Geheimnisse. Es ist mir im Verlaufe der Untersuchungen gelungen, wenigstens in einem beschränkten Gebiet etliche neue, wenn auch nicht gerade unerwartete Ergebnisse zu erlangen. Dies ist nicht zuletzt der großzügigen Denkfreiheit zu verdanken, die uns von Seiten unserer Lehrer stets eingeräumt worden ist, und deren Vorteile sich doch bereits abzuzeichnen beginnen.

Die Tektonik im Untersuchungsgebiet wurde hauptsächlich auf geometrischer Basis erstellt, ohne daß fazielle Verhältnisse außer acht gelassen wurden. Auf den Lochseitenkalk legen sich drei große Decken, welche stirnwärts (W-NW) immer stärker in kleinere Schuppen zerschlizt werden.

## Lochseitenkalk

Die Bedeutung dieser Bezeichnung haben wir schon auf S. 152 f. (IX. a) umrissen. Wir verstehen darunter eine scharf begrenzte tektonische Einheit, die an der Basis der helvetischen Decken fast zur Unkenntlichkeit ausgewalzt worden ist.

### A. Lokale Beobachtungen

Da gegenwärtig detaillierte, v. a. geometrische Untersuchungen im LK durch RETO CONRAD im Glarnerland im Gange sind, kann es sich bei unseren Ausführungen höchstens um einen kleinen Beitrag handeln. Der Verlauf der Ausbisse des LK ist aus Fig. 3 und Fig. 23 ersichtlich.

#### *Erhaltungszustand der Gesteine*

Die Hauptmasse des LK besteht aus einem massigen, leicht marmorisierten Kalk. Die Textur ist ungefähr längs den Begrenzungen der Einheit ausgerichtet, doch sind

v. a. an der Basis des LK oft verschieden große Wirbel und Walzen zu finden, deren Achsen sich aber nur schwer verfolgen lassen.

Wirbel und Walzen sind besonders schön ausgebildet, wo der LK Einwicklungen mit der Flyschunterlage zeigt (vgl. Fig. 22). Sie stehen mit der Bildung der Einheit eng im Zusammenhang, wobei für den Kalk wahrscheinlich ein «latent plastischer» Zustand anzunehmen ist.

Verschiedentlich treten aber auch, oft mitten im Band drin, stark zertrümmerte Zonen auf, in denen die Gesteine parallelepipedisch zerfallen. Die Trümmer sind eckig bis splitterartig und regellos verteilt. Ein kalkiges Gesteinsmehl füllt die entstandenen Hohlräume nur schlecht aus.

Offensichtlich hat diese Breccie ihre Entstehung tektonischen Bewegungen zu verdanken. Da die Zonen eher beschränkt auftreten, dürfte es sich kaum um größere Verschiebungsbeträge gehandelt haben; zudem scheinen die Bildungen relativ jungen Alters zu sein (vgl. unten). Wenn wir für die Wirbelbildungen plastisches Material angenommen hatten, so scheint hier das wieder verfestigte Gestein nachträglich von kurzen, ruckweisen, hammerschlagartigen und starken Impulsen getroffen worden zu sein, wobei es sich recht starr verhielt.

### *Scherbentektonik*

SCHINDLER (1959) hat darauf hingewiesen, daß sich am Glärnisch die Beweise häufen, daß der LK nicht als ausgewalzter Mittelschenkel einer großen liegenden Falte, sondern als eine Einheit zu betrachten sei, die aus «Scherben und Schollen einer überfahrenen Einheit» zusammengesetzt würde. Diese Scherbentektonik findet sich sehr schön in meinem Untersuchungsgebiet, doch läßt sich damit die Mittelschenkeltheorie kaum widerlegen, da in den meisten Fällen die Lagerung verkehrt ist.

Die Scherben sind im Profil 1 gut sichtbar. Sie sind stets von scharfen, geraden bis leicht aufwärts strebenden Linien begrenzt. Wenn diese scharfen Schnitte oft auf kurze Distanz verschwinden, womit dann der LK wieder einheitlich erscheint, so halten sie sich stets an die Obergrenze des Bandes.

Betrachten wir nun das Auftreten und Verhalten dieser scharfen Schnitte im LK etwas genauer. Wir stellen dabei fest, daß die Schnitte nur im rückwärtigen Teil, unter der Chüetal-Schuppe, auftreten. Gegen die westlicheren Gebiete verschwinden sie rasch, indem sie sich an die Oberkante des LK halten. Auffallenderweise fehlen hier auch die Breccien-

bildungen. Obwohl der LK durchaus als einheitliches Band unter den helvetischen Decken zu verfolgen ist und stets von diesen scharf abgegrenzt erscheint, scheint doch ein gewisser Zusammenhang zwischen der Scherbentektonik im LK und der Schuppentektonik v. a. in der Glarner-Decke zu bestehen. Wo die Glarner-Decke ungeteilt (Chüetal-Schuppe) auf dem LK liegt, ist dieser von scharfen Schnitten unterteilt. Wo aber umgekehrt im Westen eine zerschlitzte Glarner-Decke (Saßberg-, Bodenrus-, Stelliboden-Schuppe) auf dem LK liegt, besteht dieser aus einem ungeteilten, massigen Band.

Der Zusammenhang ist offensichtlich. Die Kraft, welche eine solche Zerschlitung bewerkstelligen konnte, ging wahrscheinlich von der überfahrenden Mürtschen-Decke aus. Wo die Masse der Glarner-Decke mehr oder weniger kompakt beisammen blieb, übertrug sich der Impuls auf den Untergrund, wobei der LK durch die erwähnten scharfen Schnitte unterteilt wurde. Wo diese Kraft aber in der Zerschlitung der westlichen Glarner-Decke aufgespalten wurde, erreichte sie den LK nicht mehr, zumal wir sehen werden, daß hier die entsprechenden Schuppen (Bodenrus-Schuppe) direkt auf dem LK nachträglich vorgefahren wurden. Somit blieb hier der LK kompakt.

Diese Tatsache steht nun aber eigentlich im Widerspruch zu den Ausführungen von SCHINDLER (1959), der im noch westlicheren LK unter dem Glärnisch Scherben festgestellt hatte. Es scheint aber, daß jene Scherben gar nicht zum LK zu zählen wären. SCHINDLER verfolgt den echten LK auf kurze Distanz, wobei er von einem massigen Band spricht. Die Grenzen verlieren sich dann im Schutt. Der völlig zerstörte, bröcklige Quintnerkalk, den SCHINDLER später mit dem massigen LK-Band verbindet, ist aber mit ziemlicher Sicherheit bereits ein basaler Komplex der Nidfurn-Serie und über dem LK einzuordnen. Das unnatürliche Aufsteigen der LK-Oberfläche, die ja im Gegensatz zur Unterfläche i. a. recht geradlinig verläuft, könnte somit umgangen werden. Auch am W-Abhang der Schönau finden wir über dem massigen LK scharf abgegrenzt einen völlig zerstörten, bröckligen Quintnerkalk (vgl. Bodenrus-Schuppe). SCHINDLERS Scherbentektonik dürfte somit weniger den LK, als vielmehr die tiefsten Schuppen der Glarner-Decke zerschlitzt haben, was mit unseren Beobachtungen dann recht gut harmoniert.

## *Begrenzungen*

Auf die Erscheinungen an der Untergrenze des LK sind wir bereits gestoßen. Durch den «plastischen» Zustand des Gesteins begünstigt, wurden hier bei der Überfahung z. T. beträchtliche Flyschfetzen eingewickelt. Wir finden diese Bildungen besonders schön unter der Käpffbrücke, sie sind aber auch unter der Siwelle und unter dem Saßberg zu beobachten.

An diesen Stellen mit Einwicklungen sind besonders schöne Wirbel und Walzen zu finden. Deren Achsenrichtungen sollten uns eigentlich Hinweise auf die Bewegungsrichtung geben, doch scheint mir die Lösung dieser Frage sehr komplexer Natur. Man kann nämlich einzelne Richtungen wohl gut einmessen, doch habe ich festgestellt, daß sie oft auf sehr kurze Distanz ihren Betrag ändern. Der Grund dafür muß in einer komplexen Zusammensetzung der für die Bildung verantwortlichen Kräfte gesucht werden. Wenn wir noch annehmen, daß der Untergrund (Flyschoberfläche) auch nur einigermaßen eben gewesen war, so kennen wir doch das wirre Spiel zwischen bewegender und bremsender Kraft viel zu wenig, um aus lokalen Messungen der Resultierenden auf die eigentliche treibende Krafrichtung schließen zu können. Auch wissen wir noch viel zu wenig über den eigentlichen Zustand des Gesteins bei der Bewegung, den wir einfach «plastisch» zu nennen pflegen. Somit können wir auch keine sicheren Angaben über die Vektorverteilung in einer solchen Masse machen. Da zudem der LK nicht einmal aus einem einheitlichen Gestein gebildet ist, müßten für die verschiedenen Gesteine, im besonderen für den Dolomit, auch verschiedene Annahmen getroffen werden, v. a. was diesen pseudoplastischen Zustand betrifft. Es müßten also nicht nur die äußeren Bedingungen, sondern v. a. auch die inneren Spannungen berücksichtigt werden, wollten wir die Wirbelbildungen geometrisch auswerten.

Trotz (oder gerade wegen) den vielen Fragezeichen wollen wir doch einige Hinweise zusammenstellen. Die gewellte Untergrenze des LK gibt uns den klaren Beweis, daß sich diese Gesteinsmasse unter dem helvetischen Schubschlitten nicht starr oder spröde verhalten hatte. Es muß sich um eine Verformung unter hohen hydrostatischen (Auflagerungs-) Drucken gehandelt haben, so daß Kalke, die sich unter geringer Belastung starr verhalten, fließen konnten («plastisch»). Nur so können jene oft kugeligen Wirbel entstanden sein, die allerdings im Dolomit bisher nirgends beobachtet werden konnten. Hoher Druck war für den veränderten Zustand des Gesteins («plastisch») verantwortlich; bei zusätzlicher Be-

TAFEL V



Fig. 22  
Flyscheinwicklungen im LK unter der vorderen Siwelle



Fig. 24  
Scharfer Schnitt zwischen LK und Saßberg-Schuppe

wegungskraft kommt es dann zur Bildung von bruchlosen Verformungen (Wirbel). Die Bewegung des Gebirges im Hangenden bringt mit sich, daß sich die Masse der Bedeckung ständig ändert. Zur gleichen Zeit, als die tiefsten Elemente noch ungefähr ihrer alten Bewegungsrichtung treu blieben, können doch bereits höhere Abspaltungen neue Impulse verursachen, was natürlich auf den LK an der Basis nicht ohne Wirkung sein kann (vgl. Scherbentektonik). Der komplexe Schuppenbau der helvetischen Decken dürfte also mitverantwortlich sein für die oft verwirrenden Strukturen im LK.

Wir haben die Annahme gemacht, daß die Flyschoberfläche i. a. relativ eben gewesen sei, was aber in keiner Weise bewiesen werden kann. Ja die unruhige Untergrenze des LK sowie die Flyscheinwicklungen weisen eher darauf hin, daß gewisse Unregelmäßigkeiten aufgetreten seien. Wahrscheinlich aber dürfte der Einfluß dieser Unebenheiten auf die Strukturen des LK eher gering gewesen sein. Unter der enormen Belastung dürften sich eher die Formen des LK in die weichen Flyschschiefer gedrückt haben.

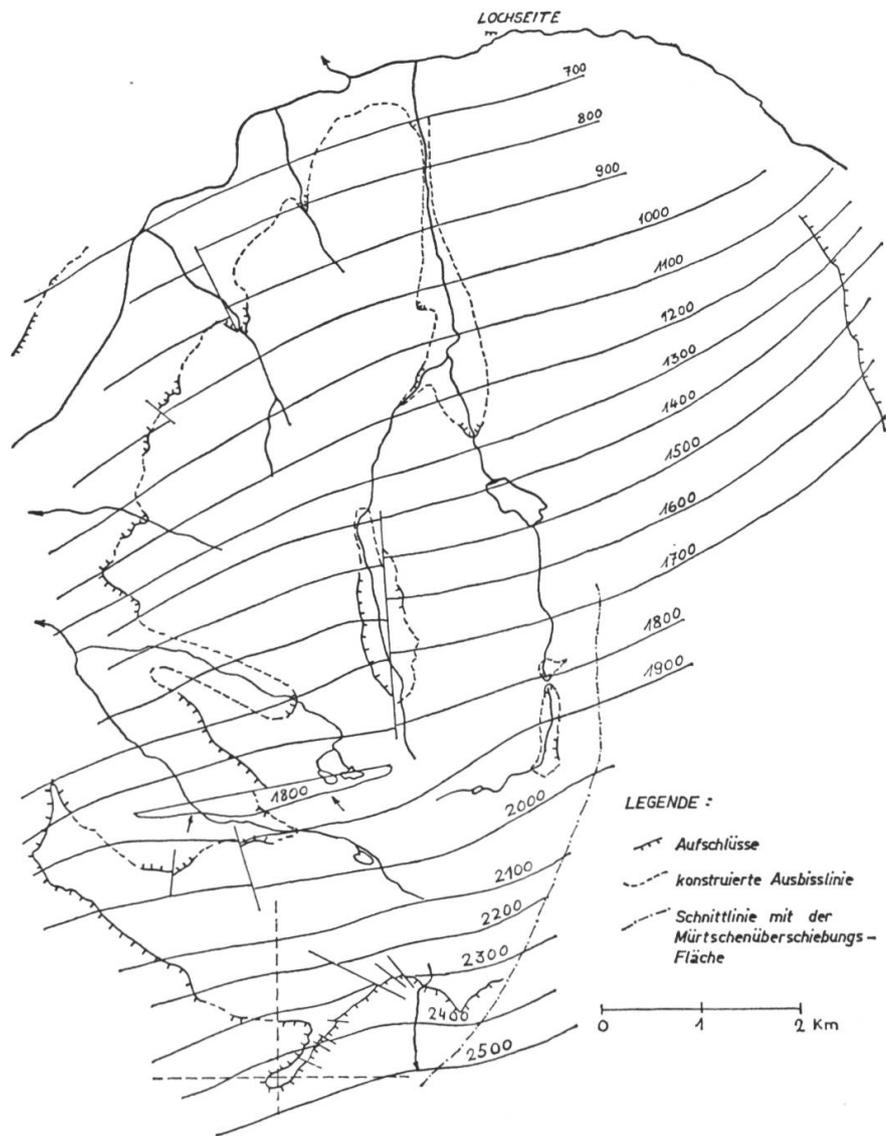
Die LK-Oberfläche wurde mittels Isohypsen auf Fig. 23 dargestellt. Dabei habe ich auch die Aufschlüsse westlich von Engi miteinbezogen, um den Anschluß an die entsprechende Karte in FISCH (1961) zu gewährleisten. Die im allg. ruhige Fläche fällt deutlich gegen NW—NNW. Zwischen den Siwellen und am Auerental zeigen sich Unstetigkeitsflächen, die von größeren Brüchen herrühren, während die kleineren Bruchsysteme im südlichen Untersuchungsgebiet nur unbedeutende Verstellungen hervorrufen. Die große Verbiegung über dem Sernftal zielt vielleicht in die Widersteinerlinie (vgl. FISCH, 1961).

Unter der Siwelle ist die Oberfläche des LK (Schiltkalk) fein geripfelt. Die Wellenkämme sind sehr scharf, die Depressionen (bis 10 cm) dagegen eher breitmuldig. Im Querschnitt zeigen sich schöne Walzenbildungen, deren Achsen meist NE streichen. Die Grenze gegen den hangenden Verrucano ist sehr scharf. In diesem untersten Verrucano (Sernifit, «Plagioklasgneis») finden sich kugelige bis längliche Kalkfetzen, die eindeutig aus dem LK stammen. Der «Plagioklasgneis» selbst zeigt öfter Andeutungen zu fast kugeligen Walzenbildungen, die völlig anders aussehen als die üblichen tektonischen Ruscheln im Verrucano, und die hier sicher im Zusammenhang mit den Walzen im Dache des LK auftreten. Allerdings sind die Verrucanowalzen nie so eindeutig ausgebildet wie diejenigen im LK; das ist in diesem detritischen Gestein aber auch kaum anders zu erwarten.

Fig. 23

Lochseitenkalk-Oberfläche

Isohypsendarstellung



Wir haben gesehen, daß im östlichen Gebiet im LK scharfe Schnitte auftreten, welche dann westwärts an die Oberkante des Bandes aufsteigen. Damit entsteht gerade unter der Saßberg-Schuppe eine sehr scharfe, fast geradlinige Trennungslinie zum LK. Sie erscheint hier oft wie von einem Lineal gezogen und ist fast stets von einer dünnen Kakiritzone begleitet, die sich aus Trümmern der unmittelbar beteiligten Gesteine zusammen-

setzt. Diese Zone wittert meist leicht heraus und läßt sich damit mit Leichtigkeit rund um den Saßberg (vgl. Fig. 24), aber auch unter der Bodenus-Schuppe feststellen.

### *Allgemeines*

Der LK stellt sich als eine sehr scharf begrenzte, selbständige Einheit heraus. Eine wellige Unterfläche unterscheidet sich deutlich von einer oft schnurgeraden Oberkante. Mächtigkeitsschwankungen gehen stets auf die wellige Untergrenze zurück, die Obergrenze zieht gerade durch. In solchen Anschwellungen, wo sich der LK bis 10 m tiefer in den Flysch gedrückt hat, finden wir besonders schöne Walzen und Wirbel ausgebildet.

Wie schon aus den Profilen im ersten Teil dieser Arbeit hervorgeht, ist für den LK durchwegs *verkehrte* Lagerung anzunehmen.

Wir haben gesehen, daß sich der LK bei seiner Entstehung in einem pseudoplastischen Zustand befunden haben muß, daß aber bei späteren Impulsen lose Kakirite und scharfe Schnitte entstanden. Für diese späteren Zerstörungen war vielleicht die Überfahung der Mürtschen-Decke verantwortlich. Das bedeutet aber nicht, daß wir die «späte Hauptüberschiebung» an diese scharfen Schnitte verlegen wollen. Dieses Problem ist von solch komplexer Struktur, daß wir erst noch einige Hinweise geben müssen, bevor wir wieder darauf eingehen können. TRÜMPY (in BRÜCKNER et. al., 1957) hat in der Kärpfbrücke solche scharfen Schnitte mit der späten Hauptüberschiebung zusammengebracht. Der Zusammenhang ist nicht abzustreiten, doch glaube ich nicht an kilometerlange Verschiebungsbeträge, weil solche Vormärsche von separaten Scherben zusammen mit den hangenden Decken den LK doch weit stärker umstruiert haben müßten, als dies geschehen ist.

## **B. Konsequenzen**

### *Lokale Stellung des Lochseitenkalkes*

Ohne Zweifel umfaßt der LK die nördlichsten Faziesräume der über den Flysch geschobenen Massen des Untersuchungsgebietes. Engere Vergleiche können also lediglich mit den tiefsten helvetischen Schuppen gesucht werden.

Ganz klar haben wir gesehen, daß der LK auch von diesen Elementen sehr scharf abgetrennt erscheint. Dies wurde am Saßberg von verschiedenen Seiten oft bestritten. Nun haben wir aber auch hier den scharfen Schnitt im Dache des LK, der von einer dünnen Mylonitzone begleitet ist. Auffällig ist auch der unterschiedliche Erhaltungszustand der beiden an diesen Schnitt stoßenden Gesteine. Während der Quintnerkalk der Saßberg-Schuppe recht frisch wirkt und lediglich eine geringe Tektonisierung aufweist, erscheint der Kalk im LK sehr stark mitgenommen und zudem stets leicht marmorisiert. Nun bedeutet aber dieser tektonische Faziesprung wohl eindeutige Trennung der Einheiten, er verrät uns aber auch eine gewisse Verwandtschaft. Wenn nämlich die Saßberg-Schuppe schon unter den ursprünglichen Bedingungen selbständig von ihrem Faziesraum bis zu ihrer heutigen Lage geglitten wäre, müßte dies an ihrer Basis sicher stärkere Tektonisierung hervorgerufen haben. Daß die Gesteine an der Basis der Schuppe aber auf dem weiten Weg relativ wenig gelitten haben, beweist uns, daß beim Vormarsch der Schuppe an deren Basis ein Schmiermittel vorhanden war, das mit der Schuppe selbst in nicht allzu ferner Beziehung gestanden haben kann. Dabei fällt sofort auf, daß die Verkehrtserie des LK fast die natürliche Fortsetzung des Falten-systems der Saßberg-Schuppe bilden könnte.

Es s c h e i n t somit, daß der LK mit der Saßberg-Schuppe in engem Zusammenhang stehe. Ursprünglich, beim Vormarsch der helvetischen Gesamtmasse, hingen wohl die beiden Elemente durch ein Falten-system zusammen. Bei den Bewegungen wurde die unterste Struktur dieses Systems fast zur Unkenntlichkeit verwalzt und sehr stark reduziert. Erst bei der selbständigen Überschiebung der Mürtschen-Decke (späte Haupt-überschiebung) wurde die schon sehr stark ausgewalzte unterste Anti-klinale endgültig aufgebrochen. Die Gesteine des LK scheinen somit aus einem der Saßberg-Schuppe unmittelbar vorgelagerten Faziesraum zu stammen. Wir werden gleich sehen, daß der LK auch heute noch mit seinem Ablagerungsraum in loser, aber direkter Verbindung steht.

### *Allgemeine Stellung*

Das markante Band des LK läßt sich leicht nach S weiterverfolgen, vom Chalchstöckli in die Mättlenstöcke und unter Hausstock und Ruchi. Wir finden hier gleich den Anschluß an frühere Untersuchungen. TRÜMPY

(1944) hat am Hausstock gesehen, daß der Malm relativ ungestört direkt auf Rötidolomit transgrediert, und zwar in einer eindeutigen *V e r k e h r t s e r i e*. Schon vorher allerdings hatte OBERHOLZER (1933) die merkwürdige Verzahnung dieser beiden Gesteinsarten beschrieben, teilweise auch schon ALB. HEIM (1878) und ROTHPLETZ (1894), wobei aber die Malmtransgression noch nicht richtig erkannt worden war. Etwas weiter südlich, am Piz Fluaz, hat dann TRÜMPY im immer noch verkehrt liegenden LK auch Kreidesteine festgestellt. BRUNNSCHWEILER (1948) beobachtet schließlich im Kar der nördlichen Alp Ranasca eine ungestörte Malmtransgression auf Rötidolomit in einer Verkehrtserie, wobei an der Malm-Trias-Grenze ein Gemenge von Dolomit und Kalk auftritt, wie es in analoger Stellung auch im LK des Untersuchungsgebietes (z. B. unter Hanenstock) gefunden wird. TRÜMPY zieht daraus den wohl berechtigten Schluß, daß der LK am Hausstock nichts anderes sei als die verschleppte Verkehrtserie der subhelvetischen Rinckenkopf-Decke jener Gegend von Ranasca. Die Deckfalte dieser Decke muß durch die helvetischen Einheiten zerrissen worden sein. Der liegende Verkehrtchenkel wurde zu unserem LK verformt, womit dieser als *s u b h e l v e t i s c h e s* Element anzusehen wäre.

Der LK des Untersuchungsgebietes ist mit Sicherheit direkt mit dem Hausstock zu verbinden, wobei das Dolomitband im Dache der Einheit gegen NW zu langsam verschwindet. Da wir den LK in derselben Form auch unter dem Glärnisch unter den helvetischen Decken finden können (SCHINDLER, 1959), muß die verschleppte Einheit mit den vordersten helvetischen Stirnpartien zusammen vorgefahren sein (STAUB, 1954). Das bedeutet, daß dieses Element wohl erst nachträglich von den überfahrenden helvetischen Decken (Gesamtmasse) aufgeschürft worden ist, daß es sich aber nachher durchaus wie ein helvetisches Element verhalten hatte.

TRÜMPY glaubt, daß der Normalschenkel der Rinckenkopf-Decke vor der Stirn der helvetischen Decken hergetrieben wurde und heute im Grißstock oder in der Wageten liege. Es muß sich um ein subhelvetisches Element handeln, das sich heute vor der Stirn der helvetischen Decken auftürmen könnte. Nun haben wir gesehen, daß der LK unter dem Saßberg in auffallend nahem Verhältnis zur Saßberg-Schuppe steht. Es sah so aus, als ob die Saßberg-Schuppe den normalen, der LK den verkehrten Teil einer Deckfalte umfassen würden. Das würde nun bedeuten, daß die Saßberg-Schuppe nichts anderes wäre als der gesuchte Normalschenkel der verschleppten Rinckenkopf-Decke. Dies ist nicht unbedingt sofort von

der Hand zu weisen, da wir im folgenden sehen werden, daß die Saßberg-Schuppe zwischen subhelvetisch und helvetisch schwankt, wobei der Akzent sogar eher auf dem ersteren liegt. Da die Beziehung zu den anderen Schuppen der Glarner-Decke aber offensichtlicher ist, scheint diese Schuppe doch nicht den gesuchten Normalschenkel darzustellen, den wir eher in der Wageten suchen wollen.

## Glarner-Decke

Als Glarner-Decke bezeichnen wir in dieser Arbeit die Gesamtheit der Schuppen (Verrucano-Tertiär), welche als tiefste helvetische Großeinheit direkt auf dem LK liegt und die von einer höheren Decke (Mürtschen-Decke des Untersuchungsgebietes) bis auf den LK scharf abgetrennt ist. Sie entspricht im allg. fast durchwegs der Glarner-Decke von OBERHOLZER (1933) im Freiberg.

### *I. Saßberg-Schuppe (i. e. S.)*

Diese Schuppe tritt nur am Saßberg auf, weshalb dieser Name<sup>3</sup> gewählt wurde. Ich habe hier im Titel die Klammer «im engeren Sinn» verwendet und will damit andeuten, daß meine Saßberg-Schuppe kaum etwas gemeinsam hat mit den Saasbergschuppen von HELBLING (1938). HELBLING sieht in den Saasbergschuppen eine bunt zusammengewürfelte Gesellschaft von basalen, subhelvetischen Schürflingen aus dem Vorab-Tschepp Gebiet unter der helvetischen Hauptüberschiebung. Seine Saasbergschuppen entsprechen also ungefähr unserem LK samt dem gesuchten Normalschenkel der Rinckenkopf-Decke (Wageten), während unsere Saßberg-Schuppe als Stirzerschlitzung der helvetischen Glarner-Decke anzusehen ist. Die Be-

<sup>3</sup> Ich habe hier bewußt die Schreibweise «Saß» gewählt, wie sie auf den ältesten Karten dieses Gebietes, die ich kenne, eingezeichnet ist. Jüngere Karten enthalten oft die Bezeichnung «Saas», wie sie von HELBLING verwendet worden ist. Die neue Landeskarte nimmt die Bezeichnung «Sas» auf, die aber meines Erachtens völlig nichtssagend ist. Nach alten Schriften dürfte es sich hier eher um eine ehemalige «Säß» oder «Saß» handeln, weshalb ich auch die entsprechende Schreibweise vorgezogen habe.

zeichnung von HELBLING ist insofern recht unglücklich gewählt, als gerade seine Typusschuppe nicht seinen Bedingungen entspricht.

## A. Lokale Beobachtungen

### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Beschränkung der Schuppe auf den Saßberg geht aus Fig. 3 hervor, wobei diese Isolierung vielleicht zum großen Teil morphologischer Natur sein kann.

Die Abgrenzung gegen den LK haben wir schon erwähnt, sie wird überall durch einen scharfen Schnitt markiert (vgl. Fig. 24).

Schon von den ersten Bearbeitern des Saßberges (ESCHER, auch OBERHOLZER) wurde eine Verschuppung des Plateaus zeichnerisch geahnt, aber erst in neuerer Zeit wurde dies deutlich festgestellt (STAUB, 1954). In der N-Wand läßt sich die scharfe Abgrenzung von der rückwärtigen Chüetal-Schuppe schon von der Leglerhütte aus mit dem Spiegel ausmachen. Aus dem Schutt steigt die Trennlinie steil aufwärts (vgl. Fig. 25), erreicht den Rücken des Saßberges, schneidet hier auf den Weiden scharf diskordant durch die Kreidefalten der Saßberg-Schuppe (Fig. 26) in südlicher Richtung, um etwa bei Pkt. 2097 in die S-Wand einzubiegen. Von hier fällt sie steil wieder auf den LK hinunter, doch kann sie in den wilden

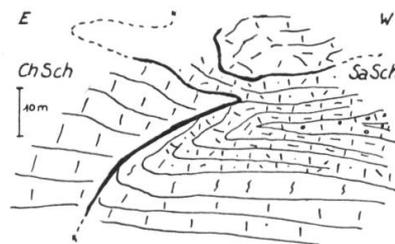


Fig. 25

Diskordante Trennung zwischen Chüetal- und Saßberg-Schuppe

Felstürmen nur mehr schwer verfolgt werden. Die scharfe Trennlinie ist meist von einer dünnen Mylonitzone begleitet, nur auf den Kreidegesteinen preßt sich der tektonisierte Malmkalk wellig in den weicheren Untergrund. Zwei kleine, isolierte Klippen der Chüetal-Schuppe weiter westlich

deuten noch an, wie sich die Verschuppungslinie westwärts rasch flacher legt und sogar durch die Kreide-Tertiär-Falten leicht abtaucht.

Die tektonische Diskordanz ist recht groß, tritt doch der Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe mit allen Gesteinen der Saßberg-Schuppe (Quintnerkalk-Tertiär) in direkten Kontakt.

### *Gesteine — Lagerung*

Schon in der stratigraphischen Zusammenstellung haben wir gesehen, daß die Gesteine oft fast unkenntlich tektonisiert worden sind. Überall sind sie sehr stark geplattet, verwalzt, zertrümmert oder auseinandergerissen, wobei zum Teil gewaltige Kalzitausheilungen dem Gestein ein fremdes Gepräge geben.

Die Zerstörungen sind natürlich stark von der Gesteinsart abhängig. Es gibt «träge» Gesteine, welche die tektonischen Kräfte gewissermaßen in sich selbst kompensierten und dabei fast völlig zerstört wurden, aber auch solche, die den Streiß weiterleiten konnten und relativ gut erhalten sind. Zu den ersteren gehören fast alle Gesteine der Unterkreide, meist leicht sandige, leicht spätige und leicht mergelige Kalke. Zu den zweiten gehören v. a. Kieselkalk und Schrattenkalk, aber auch reinere Mergellagen (Drusbergschichten) scheinen eher unberührt (Druckausgleich infolge primärem Wassergehalt?). Hierher gehört natürlich auch der Quintnerkalk, während der Seewerkalk dank seinen Tonhäuten eine Sonderstellung einnimmt (vgl. Falten tektonik, unten).

Fast noch stärker als die Gesteine selbst wurde deren Lagerung zerstört. Die schon von Natur aus scharfen stratigraphischen Grenzen begünstigten kleine, interne Verschiebungen (Scherbentektonik). Wir stehen oft vor «Schichtlücken», welche nur durch tektonische Auswälzung zu erklären sind. Dafür finden wir andernorts fremde Schichtpakete eingesprießt.

### *Scherbentektonik*

Während im LK die Scherbentektonik gegenüber den Falten (Walzen) noch stark überwiegt, tritt sie hier nicht mehr so stark auf. Immerhin sind gerade die kleinen, eingesprießten Scherbenpakete nicht zu übersehen, wie sie z. B. im Profil 3 im obersten Valanginiankalk recht typisch erfaßt worden sind. Es handelt sich meist um kaum kenntliche Gesteine, die mit ihrer Einsprießung die Nähe der Deckenstirn verraten.

Die wichtigste interne Verschiebungslinie verläuft über große Strecken an der Malm-Kreide-Grenze. Bis zum Kieselkalk hinauf treten hier alle Gesteine der Unterkreide einmal mit dem Malm in direkten, tektonischen Kontakt. Wahrscheinlich handelt es sich hier um dieselbe Erscheinung, die von SCHINDLER (1959) am Glärnisch mit der LK-Oberfläche verwechselt worden ist (vgl. S. 139). Die Verschiebung verläuft allg. ziemlich flach und hält sich an die Malmobergrenze, auf der die Kreide bewegt wurde. Am W-Ende des Saßberges steigt sie plötzlich an, mit bis  $60^\circ$  gegen W, was einem Aufbäumen des Malm gleichkommt (vgl. Fig. 27). Dieses Aufbäumen geschieht vielleicht an einem Hindernis und geht auf Kosten der Gesteine der unteren Kreide vor sich, die sofort stark reduziert werden (vgl. Stirnerscheinungen, unten).



Fig. 27  
Tektonische Malm-Kreide-Grenze im westlichen Saßberg

Recht wild sind die Verschiebungen v. a. im Verkehrtshenkel auf dem Saßberg selbst. Durch die Überschiebung der helvetischen Hauptmassen wurde der Verkehrtshenkel sehr stark auf die normale Serie gepreßt. Die Mergelzonen sind z. T. völlig weggewalzt, verkehrt liegender Seewerkalk stößt auf normal liegenden, verkehrt liegender Schrattekalk streift auf den normal liegenden Seewerkalk, wobei oft noch dünne Lagen der fehlenden Schichtglieder zu finden sind. Die weicheren Gesteine wurden stellenweise zu dicken Massen gestaucht und täuschen da eine unnatürliche Mächtigkeit vor.

### *Faltentektonik*

OBERHOLZER (1933) zeichnet in seinen Ansichten die Falten des vorderen Saßberges noch mit den Falten unter dem Bützistock direkt zusam-

menhängend, doch zeichnet er den Malm merkwürdig diskordant zu den Kreidefalten, so daß man sich eigentlich wundern könnte, weshalb er die heute erwiesene Verschuppung dazwischen nicht erkannt hat.

In der Saßberg-Schuppe finden wir ein großes Faltensystem, an dem sich alle Gesteine vom Quintnerkalk bis zum Tertiär beteiligen. Recht gut aufgeschlossen ist die untere Struktur, eine eher breitmuldige, westwärts geöffnete Synklinale. Mit der feineren Kartierung konnten etliche kleinere Reste einer darauf scharf überkippten, spitzen Antiklinale gefunden werden. Der Normalschenkel der Synklinale verläuft dem LK noch merkwürdig parallel, biegt dann aber kurz vor der Aufschuppung der Chüetal-Schuppe steil um, wobei die Struktur hier teilweise aufgeschnitten worden ist (Diskordanz!). Die darauf folgende, recht spitze Antiklinale wird durch die Hauptüberschiebung im Dache hart auf und in die liegende Struktur gepreßt. Die Falten sind auf Tafel 1 gut sichtbar, schematisch wurde ihre Form auf Fig. 28 wiedergegeben.

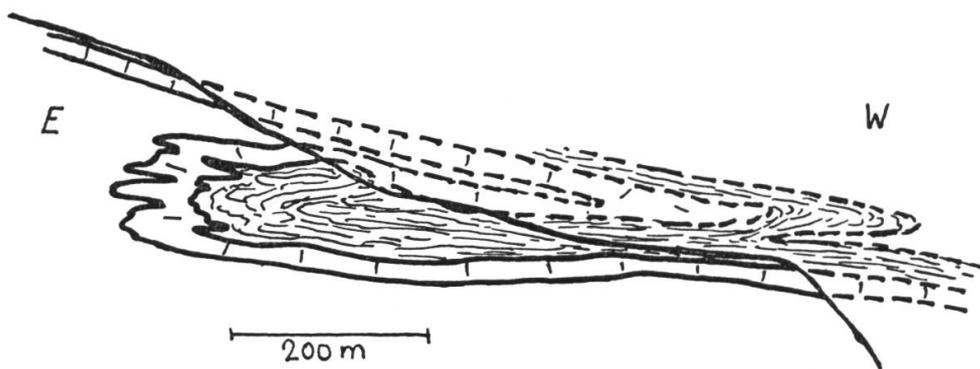


Fig. 28  
Faltensystem der Saßberg-Schuppe

Messungen von ungestörten Elementen dieses Faltensystems lassen sich kaum machen. Wenn wir jedoch die Faltenscharniere in den beiden Steilabfällen des Saßberges (N- und S-Wand) vergleichen, so ergibt sich eine Streichrichtung, die etwa N—S bis leicht NNE—SSW verläuft. Dieser Wert entspricht durchaus etwa dem allg. «Glarnerstreichen» (STAUB, 1954), das ungefähr längs der Linth zieht. Dieses generelle Streichen scheint aber nicht ganz durchzuziehen, da im Malm und im Schrattekalk der S-Wand Abweichungen nach NW bis sogar WNW festgestellt werden können. Vielleicht ist diese Abweichung nur eine lokale Erscheinung in

TAFEL VI

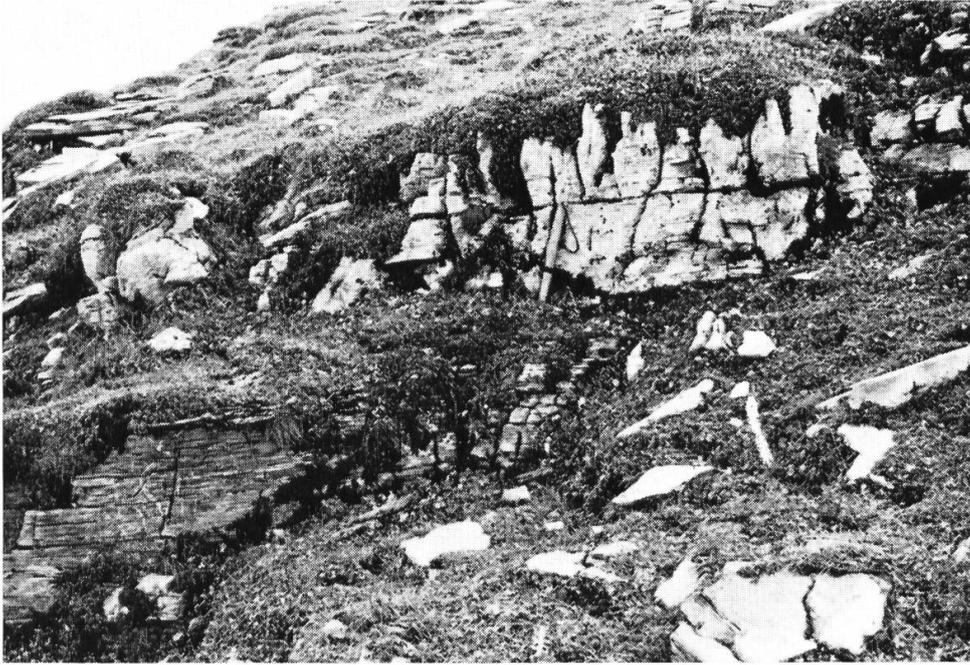


Fig. 26

Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe auf Valanginiankalk der Saßberg-Schuppe.  
Saßbergalp



Fig. 29

Kleinfalten im Seewerkalk am Saßberg,  
Blick von N



Fig. 30

Stauchungen im Schratenkalk  
am Saßberg, Blick von NW

der Deckenstirn, oder aber sie deutet darauf hin, daß die Decken hier um einen Eckpfeiler im S (Tödi?) nach Westen vorgeschwenkt hätten.

Neben diesem auffälligen, großen Faltensystem finden wir in der Saßberg-Schuppe viele Kleinfalten, sodann leichtere, unvollständige Verbiegungen. Kleinfalten sind besonders schön im Seewerkalk zu beobachten (vgl. Fig. 29). Es handelt sich um fast walzenartige Gebilde, die meist von stärkeren Zerstörungen begleitet sind. Wie wir schon bei der stratigraphischen Behandlung gesagt haben, dürften zur Bildung dieser Falten die feinen Tonhäute, mit denen der Seewerkalk durchsetzt ist, die Rollen von Gleithorizonten übernommen haben. Die Achsen streichen stets nördlich, wobei geringe Abweichungen nach NNW festzustellen sind. Die Anlage dieser Kleinfalten geht wahrscheinlich parallel derjenigen der größeren, doch sind die begleitenden Zerstörungen bestimmt jüngeren Datums.

Allg. ist auffallend, daß alle Faltenachsen der Schuppe fast parallel entsprechenden Richtungen im LK streichen, dabei ist auch das Fallen weitgehend der LK-Oberfläche angepaßt.

### *Stirnerscheinungen*

Neben den schon erwähnten Einsprießungen und Zerstörungen lassen noch andere Bildungen die nahe Deckenstirn ahnen.

Bezeichnenderweise treten diese Hinweise wieder v. a. am W-Ende des Plateaus auf. Es sind eigentliche *Stauerscheinungen*, wie sie beim Anbranden an ein Hindernis entstehen können. In den verschiedenen Gesteinen hat sich diese Stauung recht unterschiedlich ausgewirkt, wobei wir hier zwei Fälle unterscheiden wollen. Die vorw. sandigen, mergeligen und schiefrigen Gesteine wurden zu kleinen Scherben zerschlitzt und verwalzt. Sie zeigen eine auffällige *Reduktionstendenzen*. Geradezu gegenteilige Wirkung hatte die Stauung auf die reineren Kalke wie Malm-, Schratten- und Seewerkalk. Schon erwähnt haben wir, daß der Malm auf dem LK am W-Ende des Saßberges plötzlich steil aufbrandet und zu größerer Mächtigkeit anschwillt (Fig. 27). Der Schrattenkalk führt gerade die umgekehrte *Schwellung* aus, indem er seine Untergrenze auf den westwärts vorspringenden Felsnasen plötzlich scheinbar unmotiviert abwärts tauchen läßt, wie auf Fig. 30 gut zu sehen ist. Großwulstig verdrängt er dabei die restlichen Gesteine der unteren Kreide, die vom aufwärts brandenden Malm noch übrig gelassen worden waren. Die Stelle,

wo sich Malm und Schrackenkalk endgültig berühren, dürfte nicht allzu weit entfernt über dem Linthtal zu suchen sein. Der Seewerkalk zeigt wieder eine eigene Tendenz, indem er gegen W leicht aufwärts brandet und seine Mächtigkeit vergrößert.

Was erklären uns nun aber diese Stauchungen im westlichen Saßberg? Die Saßberg-Schuppe gelangt in der Gegend über der Linth (Stirn) auf dem LK zum Stillstand. Es macht den Anschein, daß dabei vor der Deckenstirn und auf dem LK eine weitere Einheit bereits stecken geblieben war (evtl. Normalschenkel der LK-Einheit oder tieferes Glarner-Element?). Es besteht somit die Möglichkeit, daß vor der Saßberg-Schuppe noch tiefere Elemente der Glarner-Decke zu suchen wären, welche auf die nachfolgenden Schuppen als Hindernis gewirkt hätten, als sie stecken geblieben waren (Sterben der Bewegungskraft oder Schwelle im Untergrund?). Impulse, welche wohl auf die sich selbständig machende Mürtschen-Decke zurückgehen, preßten die Saßberg-Schuppe immer fester an dieses Hindernis. Mit dem Überfahren durch die Mürtschen-Decke wird sie dann schließlich an ihrem heutigen Ort festgekeilt.

Dieses Festkeilen spiegelt sich nun in den Gesteinsserien der Schuppe wieder. Während die schiefrigen, mergeligen und sandigen Gesteine den Druckausgleich in kleineren Verschiebungen und Einspreißungen suchen, verdrängen die reineren Kalke diese Serien durch Quellungen und Verbiegungen («plastisch?»). Wahrscheinlich blieb der Großteil der Serien hinter dem Hemmklotz stecken, da der Weg darüber schon in der Mürtschen-Decke versperrt war. Höchstens kleinere Pakete der obersten Strukturen wurden vielleicht von dieser Decke noch über das Hindernis geschleppt, als sie dieses glatt überfuhr und weiter nach Westen gelangte.

## B. Allgemeine Betrachtungen

### *Lokale Stellung*

Betrachten wir zuerst die Stellung der Saßberg-Schuppe zum LK, auf welche wir z. T. schon eingegangen sind. Rein bewegungsmäßig scheinen noch gewisse Zusammenhänge vorzuliegen, doch ist die Trennung dazwischen sehr scharf und ist der Baustil so völlig verschieden, daß wir doch folgendes annehmen müssen:

Die Saßberg-Schuppe gehört zu einem Element, das unbedingt über dem LK einzuordnen ist, obschon es sich vielleicht lange Zeit solidarisch mit ihm bewegt haben kann. Die an der LK-Bildung beteiligten Elemente wurden vor der Stirn der Saßberg-Schuppe hergeschoben; diese hat sich somit selbständig an einer scharfen Bewegungsfläche auf dem LK bewegt. Während der LK eindeutig als subhelvetisches Element anzusehen ist, stellt die Saßberg-Schuppe mit ziemlicher Sicherheit bereits ein tiefstes (?) helvetisches Glied dar, das tiefste Glied u n s e r e r Glarner-Decke.

Nach dem Stillstand der Glarner-Deckenstirn verlegte sich die helvetische Hauptbewegungsfläche vom LK an die Basis der Mürtschen-Decke. Diese preßte die Chüetal-Schuppe steil diskordant auf die Saßberg-Schuppe, wobei diese Linie vielleicht einem alten Bruch folgte. Die Chüetal-Schuppe gelangte aber nicht oder kaum über die Stirnschuppe hinaus, lediglich Reste davon werden an der Basis der Mürtschen-Decke (vgl. Tektonite) mitgewalzt. Das bedeutet folgendes:

Nachdem die Saßberg-Schuppe als Stirnelement der helvetischen Gesamtmasse hinter (vielleicht) subhelvetischen Einheiten steckengeblieben ist, setzt in diesem Gebiete die Bewegung der Hauptmasse ein. Ich stelle mir das Aufbranden der Saßberg-Schuppe auf die subhelvetischen Elemente etwa ähnlich vor, wie dasjenige der Chüetal-Schuppe auf die erstere. Die helvetische Gesamtüberschiebung auf dem LK wird stillgelegt, da sich im rückwärtigen Teil die Hauptmasse eigene Bahnen suchte. Mit der Mürtschen-Decke als tiefstem Element begann die Hauptmasse ihren Vormarsch über die Glarner-Decke. Chüetal- und Saßberg-Schuppe, die wohl ursprünglich zusammengehörten, wurden nun endgültig getrennt und von der späten Hauptüberschiebung scharf überfahren.

#### *Allgemeine Stellung — Herkunft*

Die tiefste helvetische Bewegungseinheit der Saßberg-Schuppe zeigt noch nahe Verwandtschaften mit dem LK, sie dürfte unmittelbar südlich des LK (Ranasca-Schuppen) oder vielleicht etwas weiter zurück beheimatet sein. Damit wird sie nicht nur tiefstes Bewegungs-, sondern auch gleich nördlichstes Fazieselement der helvetischen Decken, was nicht unbedingt selbstverständlich ist.

Natürlich läßt sich die Fazies in diesem beschränkten und so stark tektonisierten Komplex kaum eindeutig in den ursprünglichen helvetischen Ablagerungsraum einordnen. Typisch sind in der Saßberg-Schuppe:

Die undeutliche, unscharfe Jura-Kreide-Grenze mit den kalkigen «Zementsteinschichten»; das Auftreten der merkwürdigen Knollenschichten, die vielleicht eher als Übergang zur kalkigen Aubrigfazies anzusehen sind, wie sie von SCHINDLER (1959) beschrieben worden ist; der dunkle Seewerkalk; das Fehlen von Nummulitenkalken in den Bürgenschichten, die auf den Seewerkalk transgredieren.

Von diesen Hinweisen ist aber lediglich das Fehlen der Nummulitenkalke von größerer Bedeutung, da diese im subhelvetischen Bereich typisch sind.

Versuchen wir nun, die Saßberg-Schuppe mit Hilfe der bestehenden Literatur im gesamtglarnerischen Deckenbauschema zu sehen. Wir wollen dabei vorsichtig sein, da es sich doch immer wieder herausstellt, daß je nach Arbeitsweise des betreffenden Forschers die Vergleiche auf anderer Grundlage stehen. Zum Teil werden einfach die Fazies verglichen, im andern Extrem werden dann tektonisch ähnliche, faziell aber oft recht verschiedene Elemente zusammengebracht. Meines Erachtens ist es aber unmöglich, verschiedene Einheiten miteinander zu vergleichen, wenn wir nicht Fazies und Tektonik klar erkennen können. In dieser Sicht ist die Saßberg-Schuppe mit keinem bekannten helvetischen Element direkt zu verbinden, wir können lediglich Spekulationen über nahe Verwandtschaften anstellen:

SCHUHMACHER (1928) verglich die vom oberen Malm bis ins Eocän reichende Serie des Chamerstockes mit derjenigen der Stichplatte und verband diese mit dem Saßberg zu einer Einheit. OBERHOLZER (1933) übernimmt weitgehend diese Auffassung und reiht diese Einheit seiner Glarner-Decke ein. Er räumt den basalen Scherben am Glärnisch (Nidfurn- und Stöckli-Serie) analoge Stellung ein. HELBLING (1938) faßt nun dieselben Elemente zu seinen subhelvetischen Saasbergschuppen zusammen. Und schließlich weist STAUB (1954, 1961) in seiner großräumigen Art und Weise darauf hin, daß die Frontalscholle des Saßberg zusammen mit der Stichplatten- und der Nidfurn-Serie als internes Element der Schilt-Decke anzusehen sei, wogegen Chamerstock und Gemsfairen-Serie bereits externer gelegen seien. In seiner Diplomarbeit macht ferner FREY (1958) darauf aufmerksam, daß Chamerstock — Stichplatte — Saßberg faziell wohl recht ähnlich seien, daß aber mindestens zwischen Chamerstock und Stichplatte eine sichere tektonische Diskrepanz besteht. Wie steht es nun mit diesen Vergleichen wirklich?

Die Elemente an der Glärnischbasis werden später mit der Bodenrus-Schuppe verglichen, welche wohl faziell an den Saßberg anschließt, die aber durch eine Blattverscherung von den im Süden gelegenen Deckenteilen getrennt ist. Sie fallen somit für einen direkten tektonischen Vergleich außer Betracht.

Es verbleiben somit nur noch Stichplatte und Chamerstock für einen direkten Vergleich. Die fazielle Ähnlichkeit ist wohl auch hier kaum zu widerlegen, doch fallen tektonische Vergleiche sehr viel schwieriger aus, da sich das Linthtal hier weit störender auswirkt. Wahrscheinlich werden diese Fragen erst mit der Dissertation von FREY (Claridengebiet) endgültig gelöst, doch wollen wir hier einige Aspekte betrachten. FREY betont bereits in seiner Diplomarbeit (1958), daß Chamerstock und Stichplatte derart voneinander abweichende Strukturen aufweisen, daß sie unmöglich einer einzigen Schuppe angehören können. Während die Achsen am Chamerstock fast E—W streichen, weicht die Stirn der Stichplatte ungefähr gegen SW zurück. FREY nimmt nun an, daß die Stichplatten-Serie von der NE-Flanke des Chamerstockes abgerissen worden sei und gut zwei Kilometer nach NW bewegt wurde.

Ein Vergleich mit dem Saßberg drängt sich v. a. in der Stichplatte auf, welche ja ungefähr in der westlichen Fortsetzung über dem Linthtal liegt. Auch scheint sie direkt vom helvetischen Hauptkörper überfahren worden zu sein, wobei an der Basis der Axen-Decke eine teilweise recht lochseitenkalkähnliche Bildung besteht, ähnlich wie wir sie auf dem Saßberg unter der Mürtschen-Decke finden. FREY sieht nun in der Stichplatte (mündl. Mitteilung) nördlichere Fazies als am Saßberg, daneben aber ganz ähnliche Bewegungsspuren im Inneren wie im Saßberg, wie Verschiebungen und Kleinfalten und vielleicht sogar Einsprießungen, wobei auch die Gesteine ähnlich gelitten haben. Es besteht somit vielleicht die Möglichkeit, daß die Stichplatte zu jenen Elementen gehörte, welche v o r der Saßberg-Schuppe stecken blieben und diese zum Anbranden gezwungen haben.

Dieselbe Möglichkeit besteht auch für den Chamerstock, doch scheint diese Einheit weniger vor, als viel mehr südwestlich n e b e n der Saßberg-Schuppe zu liegen. Das merkwürdige WNW-streichen in der S-Wand des Saßberg könnte dann als Schleppung an dieser Chamerstock-Einheit gedeutet werden. Dies ergäbe uns folgende Konzeption:

Chamerstock und Stichplatte gehörten ursprünglich zusammen und sind als tieferes helvetisches Element als die Saßberg-Schuppe aufzufassen. Aus diesem Element wird durch die Saßberg-Schuppe an der NE-Flanke

eine Scherbe abgerissen und in die Stichplatte vorgefahren, worauf die Bewegungen erlahmten. Stichplatte und Saßberg-Schuppe weisen wohl noch gewisse tektonische Verwandtschaften auf infolge ihrer gemeinsamen Bewegung, doch müssen wir wahrscheinlich Chamberstock — Stichplatte — Saßberg als drei für sich isolierte, kleinere Schuppen betrachten.

## *II. Chüetal-Schuppe*

Diese Schuppe wurde nach der Alp Chüetal (Diestal) benannt, deren Weiden fast völlig auf Gesteinen dieser Einheit wachsen. Sie umfaßt als Kernstück die größte Masse der Glarner-Decke.

### **A. Lokale Beobachtungen**

#### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung der Schuppe geht aus Fig. 3 hervor. Die Westfront wird völlig durch die Vorkommen der stirnnaheren, kleineren Schuppen bestimmt, während die Chüetal-Schuppe unter dem Kärfpf gegen E rasch zwischen Mürtschen-Decke oben und LK unten auszuweichen beginnt. Wie wir auf Fig. 23 gut sehen, streicht die Linie, an der die Chüetal-Schuppe und mit ihr die gesamte Glarner-Decke völlig auskeilt, auffallend parallel dem Niederrental gegen N.

Die Abgrenzung der Schuppe ist meist sehr eindeutig:

#### Saßbergplatte

Die Abgrenzung gegen die Saßberg-Schuppe geschieht längs einer scharfen Linie, die wir schon beschrieben haben. Betrachten wir nun aber das Verhalten der Chüetal-Schuppe auf dem Saßberg etwas genauer, da hier klar wird, daß sie nicht sehr weit über die Saßberg-Schuppe hinweggelangte. Es wird augenscheinlich, daß die Hauptüberschiebung das überwiegende Element bei der Verschuppung des Saßberges war. Die überfahrende Mürtschen-Decke hat aus dem mächtigen Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe schmale Späne an ihrer Basis mitgeschürft, so daß die letztere

auf der Saßberg-Schuppe nur mehr in Form eines dünnen, stark mylonitisierten Restes vorliegt. Diesen Mylonit haben wir in der Stratigraphie, Tektonite, genauer beschrieben. Er weist fast alle lithologischen Merkmale des LK auf, hat aber tektonisch mit diesem nichts zu tun. Das Gesteinsband drückt sich in der vom LK her bekannten Weise in die weichere Unterlage (Kreide, Tertiär), wobei auch kleinere Einwicklungen vorkommen. Diese Tendenz ist auf Fig. 31 deutlich zu erkennen, wo die kleine Malmklippe sich wellig in Valanginankalk drückt. Auf Fig. 32 ist ein bereits stärker reduzierter Mylonit zu sehen (Saßbergalp), der auf stark tektonisierte Tertiärschiefer fährt. Im Dache des Mylonitbandes finden sich hier noch geringe Reste von tektonisiertem Verrucano der Mürtchenbasis, die mit scharfer, fast geradliniger Grenze den Mylonit (Chüetal-Schuppe) überfahren. Ein ähnlich gelagerter Kalkmylonit wurde auf der Westseite des Linthtales als «oberer LK» bezeichnet (OBERHOLZER, 1933, SCHINDLER, 1959, u. a.), doch besteht auch hier keine Verbindung zur Lochseite, weshalb der Name nicht sehr günstig gewählt scheint und deshalb hier nicht gebraucht wird.

Die in dieser Arbeit beschriebene Abgrenzung gegen die Saßberg-Schuppe wird schon von STAUB (1954) erwähnt, der sich auf Beobachtungen von ESCHER (!) und OBERHOLZER stützte. Nun trennt aber STAUB unsere Chüetal-Schuppe noch weiter auf, indem er die mesozoischen Serien zur Schiltscholle, den Verrucano aber zur Gufelstockfront zählt. Es lassen sich wohl geringfügige Hinweise finden, daß der Verrucano stellenweise leicht gegenüber der Trias bewegt worden sei. Aber niemals können wir hier eine Schuppentrennung und noch viel weniger eine noch tiefere Aufspaltung der Masse annehmen, ist doch der Verrucano mit aller Sicherheit leicht disharmonisch mit der Trias *verfaltet* und gehört eindeutig derselben Schuppe an.

Diese tektonische Auftrennung ist schon bei HELBLING (1938) zu finden. Er geht sogar so weit, daß er diese *verfaltete*, stratigraphische Grenze mit der helvetischen Hauptüberschiebung über seinen Saasbergschuppen vergleicht.

### Abriß der Schönau

Mit Hilfe von Strukturmessungen (vgl. Fig. 54) ließ sich bald einmal feststellen, daß die Schuppen der Schönau von der übrigen Glarner-Decke

abzutrennen seien; und zwar scheint der ganze Komplex von der Chüetal-Schuppe abgerissen worden zu sein.

Dies wurde wahrscheinlich durch die überfahrende Mürtschen-Decke bewerkstelligt. Längs einer scharfen Linie, die durch das Übelbachtal und den Steinstoß etwa E streicht, wurde die Schönau weiter nach W gepreßt, womit wir hier eine eigentliche Blattverschiebung haben. Rückwärtig wurde die Schönau etwa über dem Auental vom Verband getrennt, wobei vielleicht schon im Untergrund (LK) vorgezeichnete Linien (Fig. 23) benutzt worden sind. Der Vorgang wird auf Fig. 55 schematisiert.

Die Blattverscherung scheint sich in zwei Äste aufzuspalten. Der nördlichere, bedeutendere streicht über den Steinstoß und mündet bei Ratzmatt in die rückwärtige Dehnungszone. Der südlichere, schwächere Ast folgt etwas weiter dem Übelbach, streicht dann aber ebenfalls fast geradlinig durch ein mit einem kleinen Klemmpaket verstopftes Couloir ostwärts und verschwindet in der Gegend von Chamm zusammen mit dem rückwärtigen Abriß. Durch diese Aufspaltung der Scherfläche gelangt das Fätschenhorn westlich von Chamm in die Stellung einer größeren Klemmasse (Tafel 3), die aber eher noch der Chüetal-Schuppe zuzuordnen ist. Das kleine Klemmpaket im Couloir besteht aus einem stark tektonisierten, fremdartigen Gestein, das in einem gewöhnlichen Bruch hier nichts zu suchen hätte, für die Blattverschiebung aber typisch wird.

Sehr schön läßt die Abscherung der Schönau sich in den Faltenstrukturen (Fig. 54) feststellen. Auf der N-Seite der Siwelle stellen wir im Achsenstreichen ein scharfes Abdrehen auf NNW und sogar NW fest, das durch die Schleppung an der Scherfläche entstanden sein muß. Im entsprechenden Sinne streichen die Achsen der Schönau im südlichsten Teil rasch gegen SE zurück. Diese Achsenrichtungen sind aber nicht völlig zusammenzubringen, so daß dazwischen noch eine geringe Verschiebung angenommen werden muß.

### Mürtschen-Hauptüberschiebung

Die Abgrenzung der Chüetal-Schuppe gegen die überfahrende Mürtschen-Decke ist überall sehr scharf; auf die Beziehungen dieser Grenze zur helvetischen Hauptüberschiebung kommen wir später zurück. Auch werden wir noch im besonderen von der Mürtschenüberschiebung spre-

TAFEL VII



Fig. 31

Malmklippe (Chüetal-Schuppe) auf der Saßberg-Schuppe in der Saßberg-N-Wand



Fig. 32

Kalkmylonit (Chüetal-Schuppe) auf Tertiär der Saßberg-Schuppe. Im Dache (Hammer) Verrucano der Mürtschen-Decke

chen. Deren Verlauf ist auf Fig. 3 ersichtlich. Neben einer ausgesprochen scharfen Diskordanz beobachten wir an dieser Fläche noch einige interessante, kleinere Erscheinungen:

Schon im Zusammenhang mit den Tektoniten im stratigraphischen Teil haben wir die Chüetalmattschiefer erwähnt, die fast durchwegs unter dieser Fläche in den verschiedensten Verrucanoserien anzutreffen sind.

Auffallend ist aber auch, daß die Mürtschenüberschiebung sehr oft von größeren Karbonatanhäufungen begleitet wird. Es handelt sich vorw. um Kalzit, der in meist kugeligen Knollen, oft aber auch in geplatteten, fladenartigen Gebilden anzutreffen ist. Es fällt dabei auf, daß diese Karbonatkonzentrationen vorw. auf jüngstem Verrucano liegen, so daß vielleicht die Möglichkeit offen gelassen werden muß, daß das Karbonat aus mesozoischen Kalkgesteinen stammt, welche im Verlauf der tektonischen Bewegungen weggelöst wurden.

Es ist eigentlich erstaunlich, daß an der alten, sehr einfachen Auftrennung von OBERHOLZER in Glarner-Decke (sernifitisch) und Mürtschen-Decke (phyllitisch) nur wenig geändert werden mußte. Es konnten nur zwei Abweichungen von größerer Bedeutung festgestellt werden:

Die erste betrifft der Verlauf der Überschiebung in der östlichen Chüetalmatt, doch ist diese Änderung schon von AMSTUTZ (1957) eingehend beschrieben worden.

Die zweite Änderung nehmen wir an der Siwelle vor. Die Auftrennung von OBERHOLZER zieht von der hinteren Siwelle hart über die Triasfalten des vorderen Teiles und von hier unter das Fätschenhorn und den Steinstoß. Zur Begründung dieser Trennung führt er eine scharfe Diskordanz zwischen den beiden Verrucanomassen in der vorderen Siwelle auf. Diese Diskordanz wird später von AMSTUTZ (1957) bestätigt. Diese von OBERHOLZER und AMSTUTZ beobachtete Diskordanz erweist sich aber beim näheren Zusehen als eine Täuschung, was allerdings mit dem Feldstecher allein nicht bemerkt werden kann. An den fraglichen Stellen wittert nämlich zufällig eine quarzitische Bank im Verrucano etwas weiter heraus über einen feineren, rötlichen Sernifit. Dem Milieu des Gesteins entsprechend wechselt an dieser Stelle nun abrupt der Flechtenbewuchs, was von weitem eine «Diskordanz» vortäuscht. Von einer tektonischen Bewegungszone ist hier aber nichts zu finden. Die Mürtschenüberschiebung ist in der vorderen Siwelle gar nicht mehr vorhanden. Der hintere Teil dieses Rückens ist nämlich durch einen großen Bruch um gut hundert Meter versenkt worden, wie sich im LK eindeutig feststellen läßt. Dieser Bruch

wird übrigens schon von STYGER (1961, Tafeln I und II) gezeichnet. Wenn wir nun die Mürtschenüberschiebung der hinteren Siwelle um den entsprechenden Betrag heraufsetzen, sehen wir bald, daß sie gut 20—30 m über die vordere Siwelle ziehen muß. Damit bleibt natürlich auch das Fätschenhorn bei der Glarner-Decke.

Die Mürtschenüberschiebung trennt also nur die hintere Siwelle auf. Von der Bruchzone, die ein breites Couloir gebildet hat, verläuft die Überschiebung auf der N-Seite der Siwelle auf der Terrasse des unteren Chammeelis und biegt hart über Chamm in den Matzlengrat ein. Sie wird hier verschiedentlich durch typische Chüetalmattschiefer angezeigt.

### *Innere Tektonik*

Es ist die Faltentektonik, die den inneren Aufbau der Chüetal-Schuppe fast vollständig beherrscht. Nur gelegentlich, v. a. im Verrucano, müssen wir auch kleinere Verschiebungen annehmen (Tafel 3), um die Ausbisse besser interpretieren zu können.

Der schmale Keil zwischen LK und Mürtschen-Decke im Kessel der Wichlenmatt gleicht einer einzigen Ruschelzone. Die Achsen der Ruscheln streichen allg. NE bis NNE, wobei ihr Gefälle weitgehend demjenigen

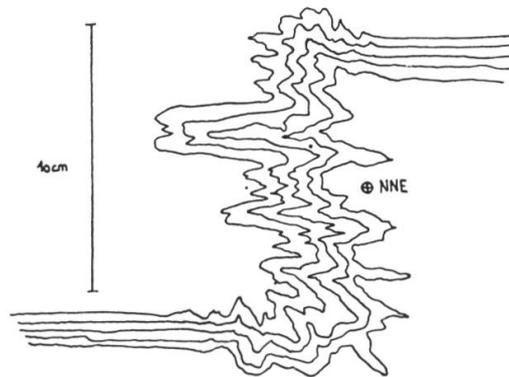


Fig. 33  
Kleinfalten im Sernifit

des LK in der betreffenden Richtung entspricht und zwischen 10—18° beträgt. Direkt unter der Mürtschen-Decke weichen die Achsen dann sichtlich ab. Sie streichen hier eher NNW—NW, damit auffallend parallel den Ruschelbildungen an der Basis jener Decke. Dasselbe Streichen kann überall unmittelbar unter der Mürtschenüberschiebung festgestellt werden, so v. a. auch in den Chüetalmattschiefern.

Auch in größerer Entfernung von tektonischen Linien finden wir im Verrucano der Chüetal-Schuppe Kleinfalten. Auffallenderweise scheinen sie sich stets an einzelne Horizonte im S e r n i f i t zu halten, wogegen die schiefriigen Partien selten verfaltet sind. Das kann darauf hindeuten, daß diese Kleinfalten und die Verschieferung mehr oder weniger gleichzeitig entstanden sind. Anlage und Struktur der Kleinfalten entsprechen auffallend denjenigen der Großfalten im mesozoischen Bereich, wie aus Vergleichen von Fig. 33 mit den Ansichtsskizzen (Tafel 1 und 2) gut hervorgeht. Das Achsenstreichen der Kleinfalten ist recht konstant mit etwa  $20\text{--}30^\circ$  gegen NNE, wobei das Gefälle in dieser Richtung wieder der LK-Oberfläche angepaßt ist.

Eine nur lokal auftretende, sehr spezielle Ausbildung von Kleinfalten finden wir unter dem Matzlenstock. Wie auf Fig. 34 deutlich zu sehen ist, handelt es sich hier um sehr spitze Kleinfalten in S c h i e f e r n, deren Achsen den Clivageflächen ungefähr parallel gegen NNE streichen. Diese Verfaltung geschah wahrscheinlich nach der tektonischen Verschieferung, somit wahrscheinlich erst nach der Entstehung der oben erwähnten Falten im Sernifit.

Die augenfälligsten Faltenbildungen sind aber doch die schönen Großfalten, wie sie v. a. am Heuergrat und unter dem Bützistock, aber auch in der vorderen Siwelle ausgebildet sind. Sie sind auf Tafel 1 gut zu sehen. Es liegt wohl vorw. in der schlecht detaillierten Verrucanostratigraphie begründet, daß sich diese Falten eigentlich nur in den mesozoischen Serien erkennen lassen. Schuld daran ist aber sicher auch die sehr unterschiedliche Gesteinsbeschaffenheit zwischen Mesozoikum und Verrucano, denn bei genauer Kartierung stellt sich bald heraus, daß der Verrucano wohl auch mitverfaltet ist, daß der Stil der Faltung aber nicht derselbe ist wie in den karbonatischen Gesteinen von Trias und Jura. Einmal scheint sich ein Teil der Faltungsenergie in den erwähnten Kleinfalten im Sernifit und andernseits in der Verschieferung der feineren Gesteine kompensiert zu haben. Andernseits deutet sich schon im Melsersandstein, der dem Verrucano lithologisch noch recht ähnlich ist, eine neue Tendenz an. Vielerorts fehlt nämlich der Quarzit der untersten Trias infolge tektonischer Auswalgung, und zwar stellen wir fest, daß dieses spröde Gestein zwischen Verrucano und Rötidolomit meist in kleinen Scherben zusammen- oder weggeschoben worden ist. Diese Tendenz nimmt nun im Verrucano selbst größere Formen an, indem hier umfangreichere Gesteinspakete gegeneinander verschoben worden sind, als Ausgleich der Faltung (Mesozoi-

kum), die sich nicht recht durchzusetzen vermochte. Und zwar scheinen v. a. die westwärts überliegenden «Antiklinalstrukturen» aufgebrochen, wie ich es auf Tafel 3 darzustellen versucht habe. Durch dieses besondere Verhalten des Verrucano gegenüber den helvetischen Faltungstendenzen entsteht eine eigenartige Disharmonie zu den karbonatischen Gesteinen des Mesozoikums.

Die Anordnung der Großfalten z. B. am Heuergrat — Bützistock deutet nun noch an, daß sie eine alte, gewaltige Struktur überprägt haben. Betrachten wir einmal die Triasmützen des Grates, so scheinen hier die Serien Verrucano-Trias in aufrechter Stellung verfaultet. Unter dem Bützistock vergieren die Triasfalten nach NW und umschließen damit die Stirn der alten Deckfalte der Glarner-Decke. Und schließlich biegen die Triasserien hart über dem LK in verkehrte Lagerung ein, die bis zur Heustafelmatt zurück verfolgt werden kann. Diese verkehrte Lagerung hat übrigens schon ALB. HEIM (1878, 1891) erkannt und sie für seine Doppelfaltentheorie benutzt («VACEK sei hier ganz still geworden»), doch hat er die NW-Vergenz des Systems übersehen, sonst hätte wohl hier schon die Nordfalte ihre Existenzberechtigung verloren. Die Anlage der Glarner-Decke als große liegende Antiklinale (Deckfalte) ist somit am Heuergrat noch gut zu erkennen.

In dieser großen, einfachen Form begann die Glarner-Decke den Vormarsch aus dem Ablagerungsgebiet. Erst mit dem Gleiten über den LK entstanden die heute besser sichtbaren Großfalten als überprägendes Element, wie ich es auf Fig. 55 zuoberst dargestellt habe. Dabei sehen wir, daß die Faltung nur den äußeren Teil des Normalschenkels der Decke erfaßt hat, daß aber im alten Deckenkern wie auch im Verkehrtschenkel interne Verschiebungen überwiegen. Solche interne Verschiebungen müssen sich heute nicht einmal unbedingt eindeutig feststellen lassen, da sich der Kern der alten Überfaltungsdecke vorw. aus feinen Gesteinen zusammensetzte, welche durch die Faltungsenergien verschiefert wurden, wobei auch interne Verschiebungsflächen unkenntlich werden können. Deshalb ist die Zeichnung auf Fig. 55 nur schematisch richtig. Auffallend ist noch, daß die Mürtschenüberschiebung v. a. den Normalschenkel stark reduziert hat, wobei der Verkehrtschenkel im Gebiete von Matzlen eine recht große Mächtigkeit erhält. Allerdings können sich diese Verhältnisse sehr rasch ändern, v. a. in südlicheren Gebieten.

Die alte Struktur der Überfaltungsdecke ist von einiger Bedeutung für die gesamtglarnerische Verrucanostratigraphie (vgl. Stratigraphie). An-

TAFEL VIII



Fig. 34  
Verfaltetes Clivage unter der Mürtchen-  
Decke des Matzlenstockes, Blick von N

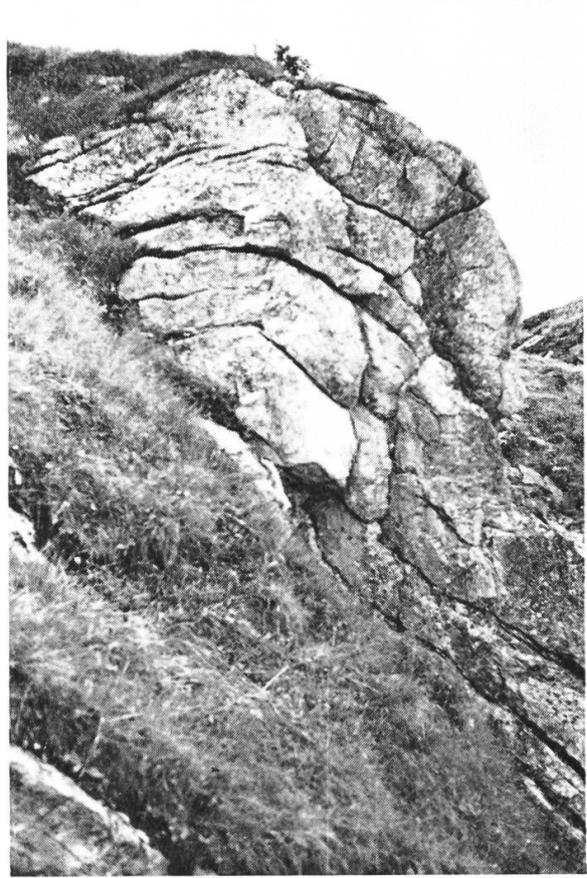


Fig. 37  
Plastische Verbiegungen im Rötidolomit  
der Siwelle



Fig. 38  
Verbiegungen im Quintnerkalk unter der Hauptüberschiebung am Saßberg

statt z. B. den Verrucano östlich des Sernf einfach als mächtige, aufrecht liegende Masse anzusehen (FISCH, 1961, HUBER, 1960), könnte man hier doch auch einmal versuchsweise eine großzügige Faltenstruktur annehmen.

Wir stellen fest, daß im tieferen, feineren Verrucano (untere Schiefer) die helvetischen Faltungstendenzen durch die Verschieferung und kleinere Verschiebungen weitgehend kompensiert werden konnten. Dies trifft auch für den gesamten Verkehrschenkel der Deckfalte zu. Im oberen, sernifitischen Verrucano des Normalschenkels und in der Stirnumbiegung der Deckfalte machen sich die Falten schon deutlich bemerkbar. Dies ist besonders schön zu sehen, wenn Triasbedeckung anwesend ist, wie dies v. a. für die westlichen Gebiete (Stirn) zutrifft.

Wenden wir uns nun zu den Falten in den Karbonatgesteinen des Mesozoikums, wie sie im Untersuchungsgebiet geradezu typisch sind. Wir finden sie in allen Tafeln am Schluß dieser Arbeit. Das Faltenystem unter dem Bützistock ist auf Fig. 35 schematisch zusammengestellt worden, wie es für die Chüetal-Schuppe typisch sein mag. Es setzt sich zusammen aus

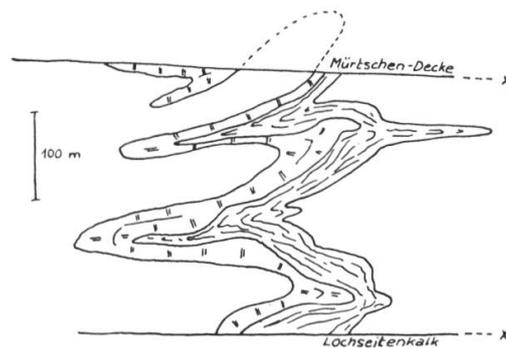


Fig. 35  
Faltenschema unter dem Bützistock von Norden gesehen

vier westwärts überliegenden Antiklinalen und Synklinalen, die allerdings nur im N-Abfall des Better vollständig erhalten sind. Auf der S-Seite des Grates fehlen die obersten Strukturen, da sie bereits von der Mürtschenüberschiebung abgeschnitten worden sind. Zum LK laufen die Strukturen auffällig parallel, was mit ihrer Bildungsweise eng zusammenhängt. An der Siwelle sind ebenfalls noch kleine Reste des Systems erhalten, die in Fig. 36 abgebildet und auf Tafel 4 mit ein paar weiteren, kleineren Aufschlüssen westlich der Siwelle (Rippe) weiter interpretiert wurden.

Die verschiedenen Gesteinsarten haben sich in verschiedener Weise an diesen Faltungen beteiligt. Am besten lassen sich die Strukturen in der Trias (Dolomit) erkennen, dies allerdings nicht zuletzt dank guter Aufschlußverhältnisse. Der Melsersandstein ist oft noch in kleineren Scherben

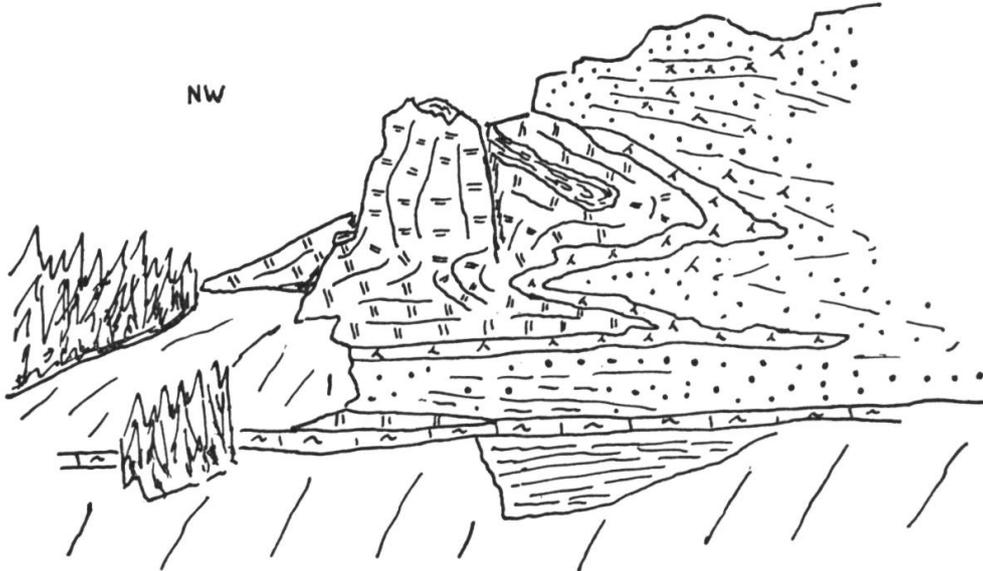


Fig. 36  
Siwells NW-Ende

verschoben worden. Der Dolomit macht die Falten gut mit; er verhält sich aber vielfach recht spröde, wobei Bankung und Lagerung oft zerstört werden. Oft aber lassen sich auch recht plastische Umbiegungen sehen, wie sie Fig. 37 zeigt. Die Quartenschiefer wie auch der vorw. schiefrige und sandige Dogger haben den Streß intern aufgenommen. Die Lagerung dieser Gesteine ist vielfach völlig zerstört. Sie wurden ausgewalzt, um andernorts wieder zu großen Mächtigkeiten zusammengestaucht zu werden (v. a. Synklinalkerne, auch Sattelzonen). Die kalkigen Gesteine des mittleren und oberen Jura sind wohl schön verfaltet, doch scheinen die Strukturen hier infolge Aufbrandens auf die Saßberg-Schuppe sehr stark gestaucht zu sein. Diese Erscheinung ist uns nichts Neues, haben wir doch in den reineren Kalken der Saßberg-Schuppe ähnliches festgestellt. Da das Aufbranden der Schuppe durch die Mürtschen-Decke im Dach weiter gestört wurde, finden wir noch weitere Strukturen, die auf das überfahrende Element zurückgehen. So tauchen auf dem Saßberggrücken merkwürdige, leichte Verbiegungen auf (vgl. Fig. 38), die meist von stärkeren Zerstörungen und kleineren Ruscheln begleitet sind und deren Achsen mit den letzteren auffallend parallel nach NW streichen.

Das Achsenstreichen der Großfalten zeigt nun einige Abweichungen. Im Heuergrat streichen die Strukturen noch fast genau N, unter dem Bützi-stock bereits leicht NNE zurück und schließlich im Malm des Saßberg deutlich stärker NNE zurück. Das deutet auf geringe Disharmonien innerhalb des Mesozoikums hin, doch dürften diese auf die Stauchung gegen die Saßberg-Schuppe zurückgehen. Ohne weiteres lassen sich die Strukturen vom Heuergrat in die vordere Siwelle ziehen, wo ebenfalls ein NNE-streichen vorherrscht. Am N-Abfall stellen wir dann hier die bereits beschriebene Schleppung der Falten an der Blattverscherung fest.

Die Entstehung der Falten ist recht einfach zu rekonstruieren, wir sind auch z. T. bereits darauf eingegangen: Beim Vormarsch legte sich die Chüetal-Schuppe als Kern der Glarner-Decke in eine große, westwärts überliegende Deckfalte (liegende Antiklinale). Beim Gleiten auf dem LK entstanden dann die schönen Großfalten im Mesozoikum und die Verschiebungen im Verrucano (auch Verschieferung). Dieses System wird dann von der Mürtschen-Decke scharf diskordant überfahren und z. T. aufgeschnitten (vgl. Fig. 55, II). Diese Abfolge ist ohne weiteres verständlich, wenn man die Verhältnisse kurz betrachtet. Einmal ist die alte Anlage der Deckfalte eindeutig durch das System der Großfalten verfaltet. Diese sind diskordant gegenüber dem LK und der Mürtschen-Decke. Die Faltenschenkel tauchen oft sehr steil auf den LK hinunter, doch ist meist eine gewisse Schleppung festzustellen. Sodann fällt hier auf, wie die Achsenstrukturen merkwürdig parallel der LK-Oberfläche verlaufen, so daß hier fast immer derselbe Schenkel aufgeschnitten wird. Ganz anders an der Mürtschenüberschiebung. Hier werden völlig beziehungslos beliebige Strukturen abgeschnitten, und auch die Achsen streichen steil gegen diese tektonische Grenze, so daß gegen S immer tiefere Strukturen angeschnitten werden.

Das Achsenstreichen wird durch ein Kräftepaar bestimmt, das sich aus der stoßenden (Mürtschen-Decke) und der bremsenden Kraft (aus dem Untergrund) zusammengesetzt. Die Stoßkraft dürfte im allg. parallel der generellen Bewegungsrichtung gewirkt haben, die uns angeben sollte, woher die Schuppe gekommen ist. Und im heutigen Zustand der Schuppen sind es v. a. die Faltenstrukturen, die uns Hinweise in dieser Richtung geben sollten. Wirken sich die beiden Kräfte im Kräftepaar geradlinig entgegen, so läuft die Bewegungsrichtung den beiden Vektoren direkt oder umgekehrt parallel. Sind die beiden Kräftevektoren aber nur um einige Grade gegeneinander verschoben, wird die Suche nach dem Bewegungs-

vektor sehr komplex. Falls wir beide Kräfte miteinander variieren lassen wollen, ist das Problem für uns kaum mehr lösbar. Ich glaube aber, daß wir ohne weiteres eine Vereinfachung vornehmen dürfen, ohne daß wir das Bild stark verändern müssen. Wir wollen nämlich annehmen, daß mindestens die Richtung des stoßenden Vektors im allg. konstant geblieben sei, wenn auch der Betrag laufend geändert worden sein mag. Das bedeutet somit, daß wir Abdringungen im Achsenstreichen stets der bremsenden Wirkung zuschreiben wollen, daß die allg. Bewegungsrichtung aber stets etwa in demselben Rahmen blieb.

Als Stoßkraft kommen die Impulse der nachdrängenden, höheren Decken sowie deren schlußendliche Überfahung in Frage (*actio*). Die bremsende oder Reibungskraft kommt einesteils aus dem Untergrund, andernseits müssen auch gewisse Hindernisse vor der Schuppenstirn in Betracht gezogen werden (*reactio*). Die allg. Anlage der Großfalten geht nun eindeutig auf den Impuls der nachdrängenden Mürtschen-Decke zurück, wobei das Achsenstreichen durch die Reibungskraft gegenüber dem LK bestimmt wurde. Das relativ ungestörte NNE-streichen deutet auf eine Herkunft der Schuppe aus südöstlichen Ablagerungsgebieten hin. Durch die Mürtschen-Decke wurde die Schuppe auf die Saßberg-Schuppe gepreßt. Davon rühren gewisse Unregelmäßigkeiten und Stauchungen im Faltensystem her. Da die Ruscheln unter der Mürtschenüberschiebung eher NW streichen, ist es wahrscheinlich, daß sich die Chüetal-Schuppe nur mehr kurze Zeit in den alten Bahnen bewegte, dann aber zur Ruhe kam und als bremsender Faktor gegenüber der Mürtschen-Decke wirkte. Das Produkt dieses neu entstandenen Kräftepaares sind jene Ruscheln, die bereits das Vorschwenken des Nordflügels der helvetischen Decken andeuten, der auch für den Abriß der Schönau verantwortlich sein dürfte. Das Gefälle der Ruschelachsen streicht fast parallel der Überschiebungsfläche.

## B. Allgemeine Betrachtungen

### *Lokale Stellung*

Eindeutig ist die scharfe Trennung zwischen LK und der Chüetal-Schuppe. Ebenso klar ist die saubere Abtrennung von der überfahrenden

Mürtschen-Decke. Nicht nur sind hier die Faziesdifferenzen beträchtlich, sondern auch der innere Aufbau der beiden Einheiten verrät tiefere Trennung.

Die Beziehungen der Chüetal-Schuppe mit den Schuppen der Glarner-Decke in der Schönau werden wir bei der Beschreibung der letzteren abklären. Immerhin sei hier festgehalten, daß es sich um analoge Fazies-elemente handelt, die erst spät tektonisch abgetrennt wurden.

Eine genauere Betrachtung verdient das Verhältnis zur Saßberg-Schuppe. Nach den aufgeführten Beobachtungen besteht nun wohl kein Zweifel mehr, daß die beiden Schuppen gegeneinander bewegt worden sind:

Augenfällig ist einmal besonders der Umstand, daß die eine Schuppe geradezu als stratigraphische Fortsetzung der anderen angesehen werden könnte, wenn man den Gesteinsinhalt betrachtet. Es ist auch interessant, daß die Faltensysteme der beiden Schuppen wohl heute scharf getrennt sind, daß sie aber in der Anlage fast völlige Übereinstimmung zeigen. Die steile, scharf diskordante Trennlinie zwischen den beiden Schuppen darf also in keinem Fall überschätzt werden. Gemeinsam ist den Schuppen auch noch, daß sie direkt von der Mürtschen-Decke überfahren werden.

Dies alles deutet doch darauf hin, daß die Schuppen erst spät getrennt worden sind, daß die scharfe Aufschiebung der Chüetal- auf die Saßberg-Schuppe nur sekundär ist. Die fast analogen Faltensysteme weisen darauf hin, daß beide Schuppen gemeinsam in einem einzigen Paket auf den LK geglitten sind. Die Trennung bahnte sich erst an, als die Stirn dieses Paketes (Saßberg-Schuppe) zum Stillstand gezwungen wurde. Die erste Bewegungsfläche der helvetischen Decken auf dem LK wurde lahmgelegt, die höheren Decken begannen sich eine neue, späte Hauptüberschiebung zu suchen. Durch die Impulse dieser Decken wurde nun das Schuppenpaket an der Front gestaucht, wobei die Spannung sich schließlich an einer steilen Scherfläche löste. Die rückwärtige Chüetal-Schuppe wurde in der Folge noch selbständig auf die Stirnschuppe gestaucht.

Merkwürdigerweise wurde zu dieser Schuppenauftrennung nicht etwa eine der prädestinierten, spitzen Antiklinalen des Faltensystems aufgebrochen; auch sind die schiefriegen Gesteine nicht entscheidend beteiligt. Man kann sich vielleicht vorstellen, daß im Malm schon eine vorgezeichnete Schwächezone bestanden hatte, die dem Faltensystem untergeordnet war, z. B. ein alter (mesozoischer?) Bruch im Quintnerkalk. Durch die Faltung wird die Bruchfläche relativ flach gelegt und schließlich bei der

Mürtschenüberfahung zu einer Verschuppung umgewandelt. Bei Zusammenstauchungen in der Stirnzone wurde sie dann spät vielleicht wieder etwas steiler gestellt.

### *Allgemeine Stellung — Herkunft*

Nach den obigen Ausführungen, die eine frühe Zusammengehörigkeit von Saßberg- und Chüetal-Schuppe nahelegen, gelten hier eigentlich die allg. Ausführungen, welche im Zusammenhang mit der Saßberg-Schuppe gemacht worden sind. Wir wollen aber doch betrachten, was bisher durch frühere Forscher aus den Gesteinen der Chüetal-Schuppe gemacht werden konnte.

ROTHPLETZ (1894, 1898) zeichnet den LK am Saßberg scharf abgetrennt, wogegen ALB. HEIM (1878, 1891) diesen als Schwellung des LK ansah, auf dem Verrucano und Mesozoikum in verkehrter Lagerung liegen. ROTHPLETZ sieht dann in der vorderen Siwelle eine merkwürdige Aufteilung in verschiedene Schuppen. Seine tektonischen Linien laufen z. T. mitten durch das ungestörte Faltensystem, dessen Ausbisse ihn sichtlich verwirrt haben. Zum andern führt er auch noch verschuppte Liaskeile auf, die aber nicht existieren. Wir kommen in der Diskussion der Bodenrus-Schuppe wieder darauf zurück.

Mit OBERHOLZER (1933) nehmen wir an, daß die Chüetal-Schuppe der Glarner-Decke zuzuordnen sei. Die erstere bildet das Kernstück der letzteren, wogegen die Saßberg-Schuppe als Stirnelement anzusehen wäre. Da auch in der Schönau die stirnwärtigen Elemente abgetrennt sind, bestehen über das Linthtal hinweg keine direkten Beziehungen von der Chüetal-Schuppe zur Nidfurn-Serie.

OBERHOLZERS einfache Konzeption einer Glarner-Decke wurde in neuerer Zeit oft angezweifelt (HELBLING, 1938, STAUB, 1954), gerade in meinem Untersuchungsgebiet oft mit wenig überzeugenden Gründen. HELBLING hat vielleicht den Fehler gemacht, daß er sich allzu stark von der Idee einer einzigen Verrucanostammdecke und davon abgesplitterten Basalelementen verleiten ließ. Er trennt den mesozoischen Teil des Saßberg vom Verrucano ab und stellt ihn unter die Hauptüberschiebung. Wir stimmen zu, daß der Saßberg unter der späten Hauptüberschiebung steht. Zu Unrecht aber vergleicht er mit dieser «Saasbergschuppe» alle faziell ähnlichen Elemente in der Schönau und auf der Westseite des Linthtales.

Und mit noch viel mehr Unrecht zieht er *seine* Hauptüberschiebung an einer Stelle zwischen Verrucano und Mesozoikum durch, wo die Gesteine eindeutig miteinander verfault sind! Der mitverfaulte Verrucano gehört aber eindeutig zur Chüetal-Schuppe, die nicht gesamthaft unter der Überschiebung der helvetischen Gesamtmasse liegt, also nicht subhelvetisch ist, sondern lediglich als nördlichstes Element der helvetischen Decken unter die späte Hauptüberschiebung gelangte. Die Schuppe hat also vom tektonischen Standpunkt aus erst zur Zeit der späten Hauptbewegung eine Art «subhelvetischen» Charakter, ist aber keinesfalls mit dem völlig subhelvetischen LK zu vergleichen.

STAUB (1954, 1961) hat nun die tektonischen Linien von HELBLING weitgehend übernommen, wenn er ihnen auch nicht überall denselben Charakter zubilligt. Er sieht den ganzen Saßberg richtig als nordhelvetisches Element und stellt ihn unter die *späte* Hauptüberschiebung, die nicht ganz der HELBLINGSchen Hauptüberschiebung entspricht. Er betrachtet den mesozoischen Teil der Chüetal-Schuppe als eigene Schuppe, die mit der Saßberg-Schuppe zusammen seine Schilt-Decke ausmachen soll. Er lehnt den Begriff «Glarner-Decke» im Sinne OBERHOLZERS ab und trennt die entsprechenden Serien mit HELBLING (1938) in Schilt- und Gufelstock-Decke auf, wobei beide Einheiten mit höheren Elementen (Mürtchen-Axen) zu einer Glärnisch-Decke zusammengefaßt werden. STAUB behauptet nun, daß sich die eigentlichen Schiltelemente vom Typusgebiet her nach S hin verlieren. Er sieht den südlichsten Schiltverrucano in der Bodenrus und ordnet deshalb den Verrucano der Chüetal-Schuppe der Gufelstockfront zu. Diese nach STAUB doch recht tiefgreifende Trennung existiert aber nicht, sie kann im ganzen Untersuchungsgebiet nicht gefunden werden. Der Verrucano ist innerhalb der Chüetal-Schuppe eindeutig mit dem mesozoischen Teil verfault worden. Damit wird aber die ganze Auftrennung der nördlichsten helvetischen Elemente, wie sie STAUB vorgenommen hatte, in unserem Untersuchungsgebiet sehr fragwürdig. HUBER (1960) hat überdies gezeigt, daß die Trennung zwischen Schilt- und Gufelstock-Decke auch im Typusgebiet östlich der Linth nur sehr un tief ist; sie entspricht im wesentlichen einer alten Verwerfung (Oberer Räßeggbruch) und läßt sich nicht in den Verrucano hinein verfolgen. Wir kommen somit zur alten Auffassung von OBERHOLZER (1933) zurück, indem wir diese Elemente zu einer einheitlichen Glarner-Decke zusammenfassen, deren Kernstück die Chüetal-Schuppe bildet und die lediglich in den stirnwärtigen Partien stärker, aber nicht sehr tief, zerschlitzt wurde.

Die Verbindung der Elemente am Saßberg mit dem Schilt kann nur auf fazieller Basis aufrecht erhalten werden; sie wird in der Schönau mehrfach tektonisch gestört.

### *III. Bodenrus-Schuppe*

Der Name der Schuppe wurde nach dem typischen Auftreten in den Bodenruszügen gewählt, das schon OBERHOLZER (1933) skizziert hatte.

#### **A. Lokale Beobachtungen**

##### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung der Schuppe ist aus Fig. 3 zu ersehen, sie beschränkt sich auf das Gebiet der Schönau und den Salengrat.

Die Bodenrus-Schuppe wurde von der vorfahrenden Mürtschen-Decke längs einer Linie, der heute der Auerenbach folgt, aus dem Verband der Glarner-Decke gerissen und weiter nach W gedrückt. Die Trennung von den südlichen Partien geschah an einer W-streichenden Blattverscherung, an der die Strukturen deutlich geschleppt erscheinen. Nach N hin scheint die Bodenrus-Schuppe allmählich wieder mit der restlichen Glarner-Decke zu verwachsen.

Die Trennung über dem Auerental ist auf Tafel 3 gezeichnet und auf Fig. 55 schematisch dargestellt. Es handelt sich wahrscheinlich einfach um eine Durchbrechung von alten Strukturen in der Glarner-Decke durch die überfahrende Mürtschen-Decke. Ich denke da an einen Bruch (vgl. Fig. 23) im Gebiete des Auerentales, an dem der stirnwärtige Teil der Glarner Deckfalte (Schönau) abgesenkt worden war. Diesen Teil hat dann die Mürtschen-Decke vom rückwärtigen Verband abgewürgt und um geringe Beträge, die sich auf verschiedene Bewegungszonen verteilen, nach W geschleppt. Es ist charakteristisch, daß im Gebiet der größten Bruchabsenkung, also im südlichen Teil der Schönauegend (vgl. Fig. 23), der Vorschub nach W am größten war (vgl. unten), während er mit dem Ausklingen des Bruches nach N hin merklich abgeschwächt und schließ-

lich aufgehoben wird (Verwachsung). In der Gegend, wo der Bruch gegen S ausklingt, macht sich die Bewegung in einer Blattverschiebung Luft.

Die Trennung an dieser Blattverschiebung von den südlichen Elementen ist sehr scharf. Wir haben schon gesehen, daß die Faltenachsen in der Chüetal-Schuppe an der Verschiebungslinie nach W vorgeschleppt worden sind. Im südlichsten Teil der Bodenrus-Schuppe stellen wir die entsprechende Bildung fest, indem hier die Achsen (Fig. 54) gegen SE zurückstreichen.

Das Achsenstreichen verrät uns auch das Verhältnis zu den nördlicheren Einheiten. Nach der Schleppung im Süden der Schuppe stellen wir nordwärts nämlich rasch wieder ein Angleichen an das allg. Achsenstreichen der Glarner-Decke (NNE) fest. Bereits unter dem Salengrat ist das Streichen kaum mehr von demjenigen der Chüetal-Schuppe verschieden, so daß die beiden Schuppen hier wieder miteinander zu verwachsen beginnen. Diese Tendenz setzt sich wahrscheinlich auch weiter nach N fort, bis schließlich im Schilt die Schuppen wieder völlig verwachsen sind. Das bedeutet aber, daß die Bodenrus-Schuppe im S wohl scharf von der restlichen Glarner-Decke abgesetzt ist, daß aber im N, etwa über dem Sernftal, eine Art Angelpunkt besteht, um den die Bodenrus-Schuppe im Uhrzeigersinn gedreht wurde, und wo die Trennung von der Chüetal-Schuppe wieder ausklingt. Die Trias der Blabrus z. B. steht damit wieder fast genau in der geradlinigen Verlängerung der Falten von Heuergrat und Siwelle.

Diese Drehbewegung der Bodenrus-Schuppe hat nun auch ihre Zerstörungen hinterlassen. Der an sich schon scharfe Schnitt über dem LK ist dabei noch etwas verschärft worden. Der Malmkalk, der in allen Aufschlüssen der Schönau die Basis der Schuppe bildet, ist bei der späten, wahrscheinlich ruckweisen Vorbewegung in eine kaum regenerierte, tektonische Breccie umgewandelt worden (vgl. Tektonite). Außerdem lassen sich im Faltensystem der Schuppe gewisse, kleinere, späte Zerstörungen und Verschiebungen feststellen.

Die Grenzen im Dach der Schuppe sind je nach überfahrendem Element verschieden ausgebildet. Am W-Abhang der Schönau wird die Bodenrus-Schuppe durchwegs von einer kleineren Schuppe der Glarner-Decke, der Stelliboden-Schuppe, überfahren. Die Trennung dazwischen ist allerdings nicht sehr tief, da diese kleine Schuppe lediglich aufgeschürfte Elemente aus dem Rücken der Glarner-Decke umfaßt, die sich strukturell noch recht gut mit der Bodenrus-Schuppe vergleichen lassen (vgl. unten). Wo die

Stelliboden-Schuppe direkt auf Trias geschuppt wird, wie besonders schön ob der Wasserrus südlich der Rüfirus (Fig. 39), besteht eine beachtliche Diskordanz. Verrucano fährt hier auf normal liegenden Rötidolomit des Faltsystems der Bodenrus-Schuppe. Die kleine Verflachung im Gelände läßt sich recht gut verfolgen. Da aber der Abhang schon in der Rüfi rasch nach E zurückweicht, keilt die Trias des westwärts überkippten Faltsystems aus, womit dann diese Trennung hier innerhalb fast gleichwertiger Verrucanoserien gesucht werden muß, was deren Verfolgung nicht gerade erleichtert. Zudem scheint deren an sich schon nicht sehr große Bedeutung gegen N weiter herabgemindert zu werden, so daß im Haslerbach kaum mehr eine bedeutendere Ruschelzone gefunden werden kann. Mit dem Abklingen der Bewegungen scheint hier wieder eine allg. Verwachsung der Glarner-Decke stattzufinden. Unter dem Salengrat ist mit Sicherheit nur mehr eine Schuppe vorhanden, welche die gesamte Glarner-Decke vertritt. Die Serien, die in der Schönau auf die Bodenrus-Schuppe geschürft worden sind (Stelliboden-Schuppe), sind hier mit dieser verwachsen, so daß sie sogar Rauhwackentrias enthält. Im Dache wird die Bodenrus-Schuppe direkt von der Mürtschen-Decke überfahren, womit hier diese obere Begrenzung sehr scharf wird.

### *Scherbentektonik*

Während in der Saßberg-Schuppe die Malm-Kreide-Grenze vielfach als interne Verschiebungsfläche benutzt wird, finden sich hier in der Bodenrus-Schuppe analoge Erscheinungen an der Trias-Jura-Grenze. Diese kleine Verschiebung trennt die unterste Verkehrtserie vom Hangenden und ist über den ganzen Schönauabhang zu verfolgen. Es dürfte sich um eine späte Bewegungsfläche handeln. In der Wasserrus liegen zähe Quartenschiefer auf stark tektonisierten Aalenianschiefern des unteren Doggers (vgl. Fig. 40). In der Rüfirus finden sich zwischen dem zerrütteten Malmkalk und dem Rötidolomit nur mehr geringe Reste von Quartenschiefern und Doggergesteinen, die völlig zerstört sind. In der hinteren Dammigenrus südlich der Rotrus hat die Verschiebungsfläche vorübergehend an die Malm-Dogger-Grenze gewechselt und ist zwischen zerrütteten Schiltmergeln unten und tektonisierten Aalenianschiefern oben zu beobachten. Schon in der unmittelbar benachbarten Rotrus aber finden wir die Verschiebung wieder am alten Platz.

TAFEL IX



Fig. 39

Aufschuppung der Stelliboden-Schuppe auf Trias der Bodensee-Schuppe  
in der Wasserrus



Fig. 40

Verschiebung zwischen Dogger (u.) und Trias (o.) in der Wasserrus

Die Bewegung dieser späten Aufbrechung des Faltensystems der Bodenrus-Schuppe dürfte kaum größere Bedeutung haben, doch ist ihr Vorhandensein interessant im Vergleich mit den Elementen am Saßberg und westlich der Linth.

### *Faltentektonik*

Die schuttbedeckte Gegend der Schönau bietet uns leider nicht allzu viele gute Aufschlüsse, so daß wir oft in mühseliger Arbeit die einzelnen Beobachtungen zu einem Ganzen fügen müssen. Die stets beschränkten, zum großen Teil vom Schreibenden wahrscheinlich erstmals begangenen Aufschlußzonen zeigen oft recht verwirrende Ausbißverhältnisse, die nur mit viel gedanklicher Arbeit und einem Schuß Phantasie vernünftig zusammengebracht werden können. Betrachten wir die Verhältnisse kurz von S nach N am W-Abhang, und dann am E-Abfall:

Allg. teilte man bisher die Auffassung von OBERHOLZER, daß die untere mesozoische Serie der Schönau auf Altenboden (Salzbühl) auskeile. Nun findet sich aber direkt über dieser Flachzone (etwa 1200 m ü. M.) im Wald ein Triasaufschluß, der über einer kleinen Wand den Punkt 1442 trägt. Die Trias liegt aufrecht auf Sernifit, wird aber über der Wand von einer kleinen, schuttbedeckten Flachzone begrenzt. Diese Verflachung ist nichts anderes als die Fortsetzung desselben Gebildes der Wasserrus, wo sie an die Aufschuppung der Stelliboden- auf die Bodenrus-Schuppe gefunden ist. Es besteht nicht der geringste Grund, diesen Triasaufschluß nicht als Ausbiß des allg. Faltensystems anzusehen, womit die Bodenrus-Schuppe hier noch über 200 m Mächtigkeit aufzuweisen hat. Südlich der Tollrus findet sich davon allerdings nur mehr ein schwacher Hinweis, in Form von viel Dolomitgrus in einem Geländeanriß (Pkt. 1450).

Vom Pkt. 1442 aus verfolgen wir die rückwärtige Flachzone bis in die Wasserrus, wo dann sehr gute Aufschlüsse vorliegen. Die Verhältnisse hier wurden zum besseren Verständnis auf Fig. 41 zusammengestellt. Deutlich sind zwei vollständige Antiklinalfalten festzustellen, welche vom Verucano der Stelliboden-Schuppe überfahren werden, doch sind im allg. die einzelnen Aufschlüsse nur mühsam zu korrelieren. Am Kamm zwischen Rüfi- und Trocherus sind zwei niedliche Quartenschiefermulden aufgeschlossen (Fig. 42), während der untere Verkehrtschenkel durch interne Verschiebungen sehr stark reduziert wird. Im allg. scheinen bis hierher

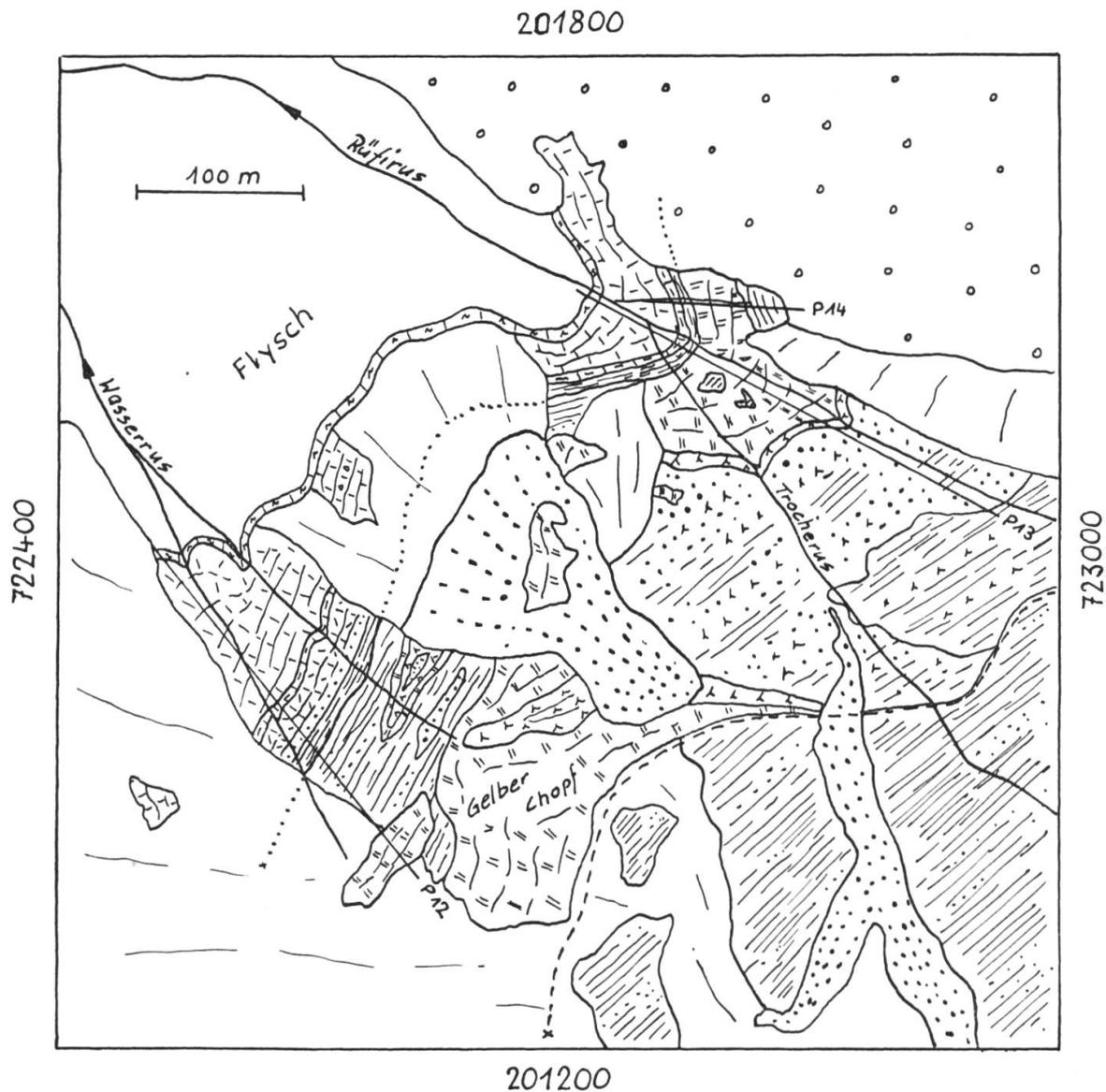


Fig. 41  
Kartenskizze Wasserrus—Rüfirus

die Faltenachsen eher noch N bis sogar NNW zu streichen, doch beginnt hier das rasche Umbiegen in das bekannte Glarnerstreichen (NNE).

Das untere Mesozoikum der Schönau wurde verschiedentlich (STAUB, 1954 und 1961, HELBLING, 1938, BRUNNSCHWEILER, 1948, auch OBERHOLZER, 1933) vom verkehrt darauf liegenden Verrucano abgetrennt. Es ist aber geradezu paradox, daß diese tektonische Trennung ähnlich wie am Heuergrat mitten durch schön verfaltete Gesteinskomplexe ziehen soll, an einem stratigraphischen Kontakt (Verrucano-Trias), wie man ihn sich typischer nicht vorstellen kann. Andererseits aber finden wir in der Wasserrus tatsächlich eine Trennung zwischen Trias und Verrucano, die aber

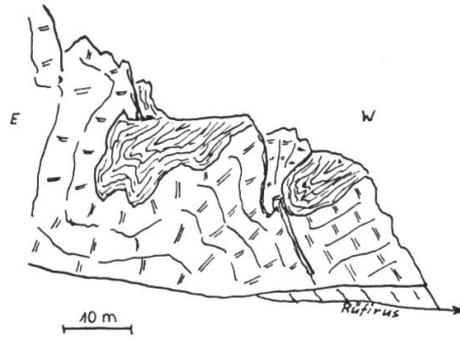


Fig. 42  
Quartenschiefermulden Rüfi-Trocherus

jenen Forschern nicht bekannt sein konnte und nie beschrieben worden ist. Diese Trennung verläuft nun aber nicht einfach zwischen Mesozoikum und Verrucano, sondern sie trennt die untere Bodenrus-Schuppe von der Stelliboden-Schuppe. Beide Schuppen aber umfassen verfalteten Verrucano und Mesozoikum.

Die Verhältnisse in der vorderen und mittleren Dammigenrus, oft kurz einfach als Bodenrus bezeichnet, werden auf Fig. 43 und 44 skizziert. Ähnliche Skizzen finden sich im Atlasband von OBERHOLZER (1933), wurden aber damals noch nicht ganz richtig interpretiert. Trotzdem nämlich

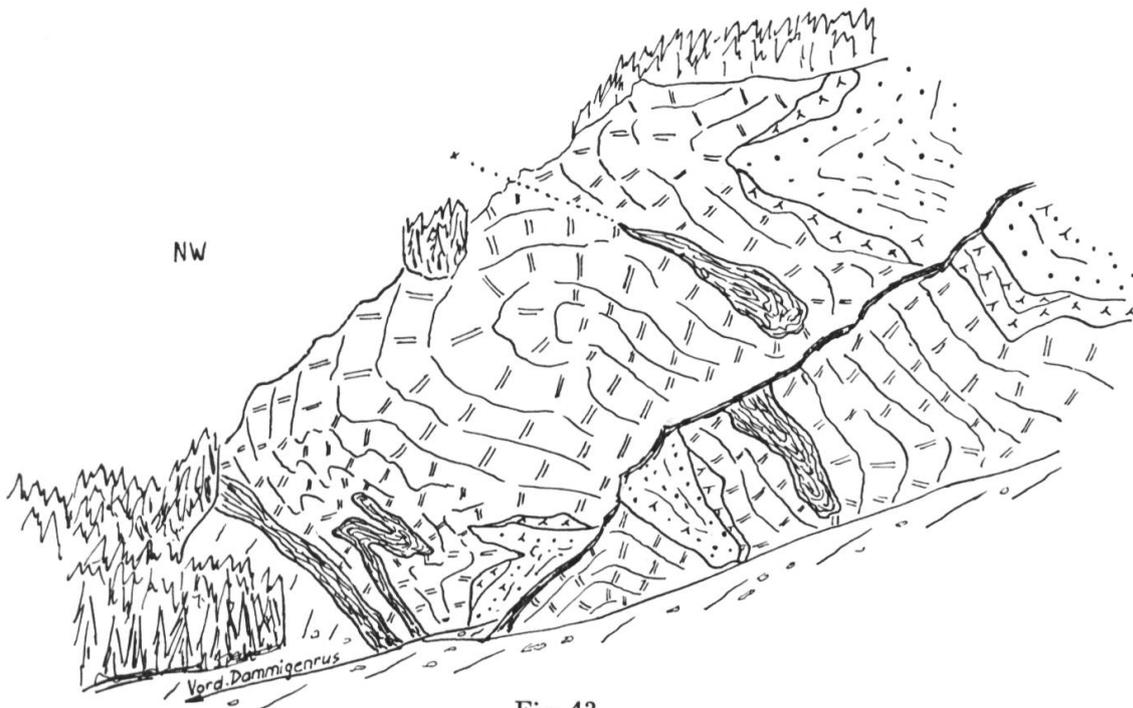


Fig. 43  
Vordere Dammigenrus

OBERHOLZER sichtlich Verrucano mit Trias verfaltet zeichnet, trennt er nachträglich in seinen Schriften diesen Verrucano tektonisch vom Mesozoikum, erwähnt aber doch die Unsicherheit.

Die Verhältnisse sind kaum verschieden von denjenigen in der Gegend der Rüfirus. Der Verrucano beteiligt sich offensichtlich an den Verfaltungen, und zwar auch derjenige im Hangenden der großen Triasaufschlüsse, wie man aus den Ausbissen der verschiedenen Geländefurchen sehen kann. Allg. haben wir wieder zwei Antiklinalen, wobei auch der Verrucanokern der unteren recht gut aufgeschlossen ist. Merkwürdig haben sich die Quartenschiefer bei der Faltung benommen. Einmal ist die Mulde zwischen den Antiklinalen gegen W zugeklemmt worden, so daß sich die beiden Dolomitschenkel direkt um den kleinen Schieferrest zusammenschließen. Das Berühren der Dolomitschenkel hat wahrscheinlich BRUNNSCHWEILER (1959) veranlaßt, eine tektonische Verschuppung anzunehmen (vgl. Rotrus). Die Synklinale ist aber nirgends aufgebrochen. Die Quartenschiefer im liegenden Verkehrtchen vollführen innerhalb des großen Falten-systems merkwürdige, kleine Verfaltungen (Fig. 43, Disharmonie), die wahrscheinlich auch für die kleinen Mulden in der Rüfi verantwortlich

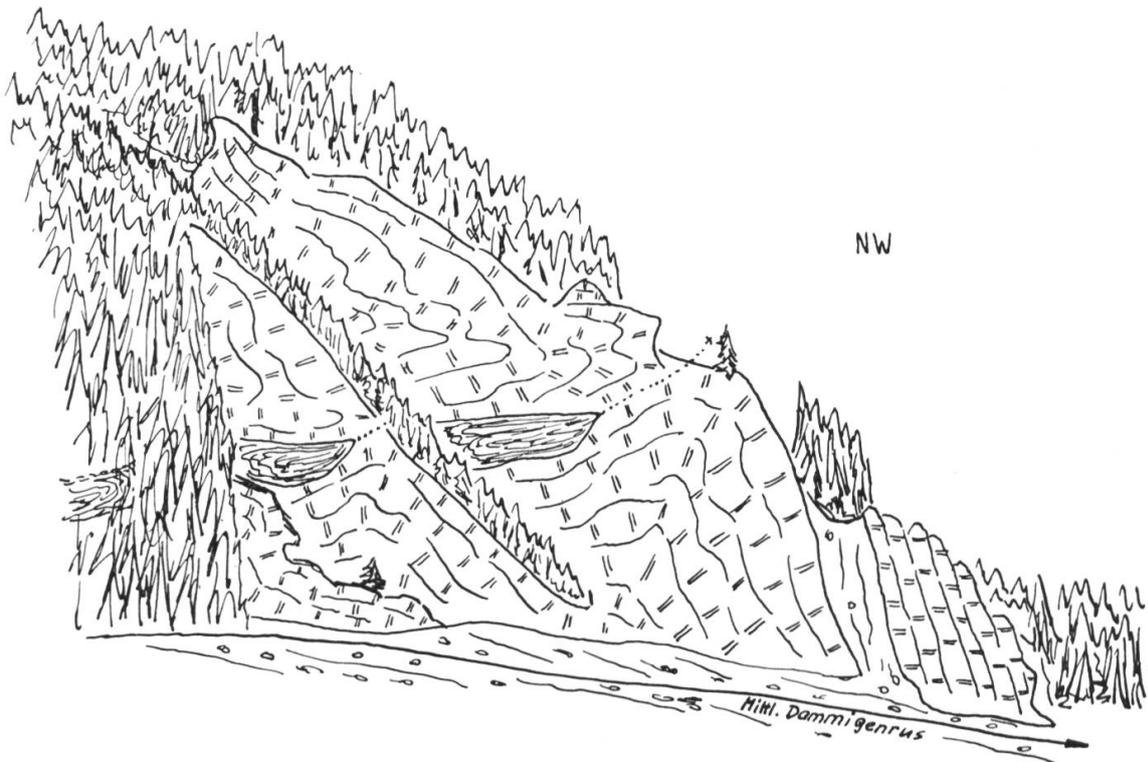


Fig. 44  
Mittlere Dammigenrus

sind. Disharmonisch zu diesen kleinen Verfaltungen führt der Dolomit lediglich die großen Strukturen aus. Die Faltenachsen streichen hier durchwegs schon NNE.

Von hier nordwärts finden sich erst in der hinteren Dammigenrus und in der Rotrus wieder ansprechende Aufschlüsse, die auf Fig. 45 zusammengestellt wurden. Im allg. sind wieder zwei westwärts überkippte Antiklinalen festzustellen, deren Achsen nun schon fast NE streichen. Es hängt dies wahrscheinlich mit dem Verwachsen der Schönau mit der übrigen Glarner-Decke zusammen. Deutlich sind auch die kleinen Komplikationen in den Quartarschiefern zu beobachten.

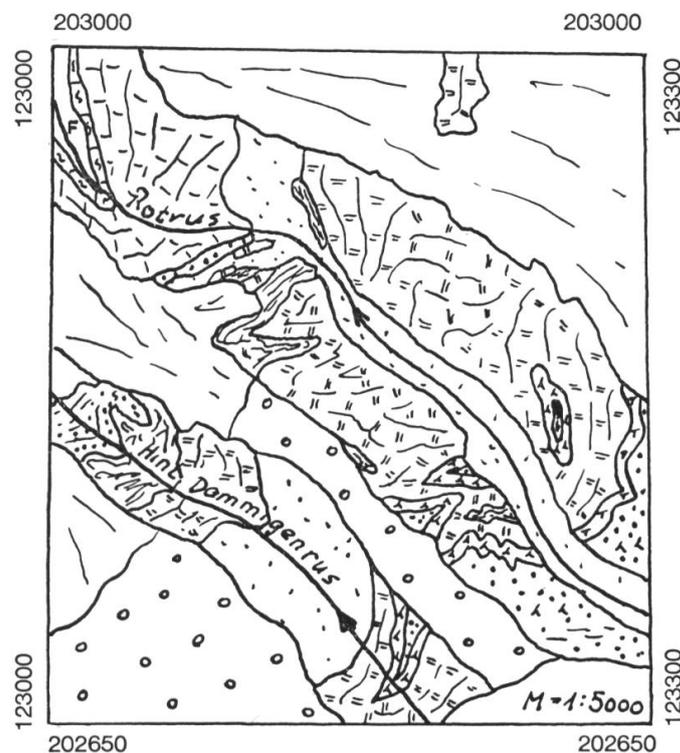


Fig. 45  
Kartenskizze Hintere Dammigenrus—Rotrus

BRUNNSCHWEILER (1959) hat aus den Aufschlüssen hier Schlüsse gezogen, die weittragende Konsequenzen nach sich ziehen müßten, zum Teil aber auf recht persönlichen Interpretationen beruhen. In seinen Profilen sind lediglich die rechtsseitigen Aufschlüsse berücksichtigt, wo doch gerade auf der linken, allerdings nur mühsam begehbaren Flanke die wahren Verhältnisse besser aufgeschlossen sind. Seine Schubfläche «D», an der er Schilt-Decke und Gufelstock-Scholle trennen will, ist nichts

anderes als ein besonders schöner, stratigraphischer Kontakt zwischen Sernifit oben und verkehrt liegender Trias unten, wie wir es auf Fig. 18 photographiert haben. Wir haben diese Lagerung nun über den ganzen Abhang verfolgen können, so daß es hinfällig wird, in der Rotrus vom «südlichsten Verrucano der Schilt-Decke» zu sprechen. Bei der Verschuppung «C» handelt es sich um nichts anderes als um die schon erwähnte, zugeklemmte Quartenschiefermulde. Die Linie «B» konnte von mir nicht festgestellt werden, dafür ist offensichtlich, daß BRUNNSCHWEILER die scharfe tektonische Linie im Dache des LK übersehen hat.

Von der Rotrus gegen N werden die Verhältnisse etwas unklarer, da gute Aufschlüsse nun völlig fehlen. Die wenigen Hinweise genügen aber zum Schluß, daß die verfaltete Serie mit Verrucano bis Malm bis in den Haslerbach weiterzieht. Ob von da noch viel weiter, kann leider nicht eingesehen werden. Die nördlichsten Aufschlüsse von Trias und Malm sind somit im Haslerbach zu finden; wir finden erst am E-Abfall des Salengrates in der Blabrus wieder Trias.

Die Frage ist nun, ob die mit dem Verrucano verfaltete mesozoische Serie in der Gegend des Haslerbaches auskeile. Wie wir gesehen haben, gleicht sich das Achsenstreichen der Falten in der Bodenrus-Schuppe gegen N immer mehr wieder dem allg. Glarnerstreichen an, ja es scheint sogar stärker nach NE zu weichen (Rotrus), nachdem es im S eher N—NW-streichen aufgewiesen hatte (Wasserrus). Das bedeutet, daß die Achsen dem nördlich des Haslerbaches ostwärts zurückweichenden Gelände ohne weiteres folgen können. Ja es wäre durchaus möglich, die mesozoischen Falten des W-Abhanges direkt in die Blabrus zu ziehen. Damit müßte aber der gesamte Abhang Haslerbach—Auen—Schwanden aus mesozoischen Gesteinen bestehen, was nicht sehr wahrscheinlich ist, da auch unter der immensen Schuttbedeckung gelegentlich kleinere Aufschlüsse gefunden werden, die Verrucano zeigen. Wir dürfen deshalb annehmen, daß die untere mesozoische Serie am Schönauwestabhang unmittelbar nördlich des Haslertales verschwindet, also dem zurückweichenden Gelände doch nicht mehr folgen kann.

Die Trias der Blabrus dürfte somit bereits einer höheren Struktur der Glarner-Decke angehören, die nicht mehr zur Stirnzone, sondern bereits zum Normalschenkel der Glarner Deckfalte zu zählen ist. Diese Annahme wird noch wahrscheinlicher durch die Tatsache, daß die Blabrustrias in aufrechter Lagerung direkt von der Mürtschen-Decke überfahren wird. Die Fazies ist noch typisch nördlich (NW-Fazies), doch treten gelegent-

lich verbröckelte, kalzithaltige Dolomite auf, welche vielleicht schon den Beginn der Rauhwackenbildung anzeigen. Das Streichen der Faltenachsen zieht gegen NNE, deutet also ungestörtes Glarnerstreichen an. Wie schon TRÜMPY (1949) gesehen hat, ist die Trias der Blabrus nach N weiter zu verfolgen bis unter den Sedel.

Wir haben schon erwähnt, daß die Bodenrus-Schuppe hier im N kaum mehr von der restlichen Glarner-Decke getrennt sei. Sie umfaßt hier den gesamten, wenig zerschlitzten Kopfteil der großen Deckfalte, der hier sogar wieder mit dem rückwärtigen Teil zusammenwächst. Wenn wir von der Blabrus im Achsenstreichen nach N extrapolieren, so gelangen wir mehr oder weniger genau in die Trias des Gandwaldes, welche dieselben Strukturelemente aufweist. Auch diese Triasfalten scheinen, wie diejenigen in der Blabrus, dem Normalschenkel der Deckfalte anzugehören.

Wenn wir den E-Abfall des Salengrates weiter nach S verfolgen, können wir noch ein paar sonderbare Dinge feststellen. Da ist einmal die merkwürdige Rauhwacketrias auf dem Chohlboden zu erwähnen, die schon OBERHOLZER kartiert hatte. Das sumpfige, wellige Gelände mit den vielen Quellen spricht dafür, daß hier eine größere Sackungsmasse vorliegt. Woher soll nun aber diese Trias kommen?

Die Morphologie gibt uns hier rasch Auskunft, indem für einen Abrißtrichter dieser Masse nur das obere Ende von Elmen in Frage kommt. Tatsächlich finden wir südlich von Elmen im Wald entsprechende, anstehende Trias, die in der Stratigraphie beschrieben worden ist. Da keine Schuppentrennung gefunden wird, scheint diese der Bodenrus-Schuppe zuzuordnen sein, obschon bereits deutliche SE-Fazies vorliegt. Der Aufschluß zeigt stellenweise undeutliche Synklinalstruktur; es dürfte aber auch diese Trias dem Normalschenkel der Glarner Deckfalte angehören. Der Fazieswechsel geht also recht schnell innerhalb der Schuppe vor sich, doch kann dies bei den immens verfalteten Serien nicht überraschen. Eine ähnliche Erscheinung ist übrigens auch am Schilt zu beobachten, wo in den Falten der Fässisalpe die nördlichsten Rauhwackevorkommen der Glarner-Decke (OBERHOLZER, 1933) auftreten.

Die Serien, die in der Schönau in die Stelliboden-Schuppe aufgeschürft worden sind, erscheinen hier also bereits wieder mit der Bodenrus-Schuppe verwachsen, womit jene Schuppe auf die Schönau beschränkt bleibt (vgl. unten). Die Trias der Stelliboden-Schuppe verschwindet am W-Abhang auch tatsächlich fast genau westlich dieses Triasaufschlusses bei Elmen.

Wenn wir die Rauhacken von Elmen und auf der Fässisalp betrachten, so scheint doch, daß in der Blabrus nicht die obersten ursprünglichen Strukturen der Glarner-Decke aufgeschlossen oder vielmehr vorhanden sind, da hier (wie im Gandwald) noch sichere NW-Fazies vorliegt. Die Mürtschen-Decke dürfte somit hier tiefer in das Faltensystem eingedrungen sein als bei Elmen und das entsprechende Fazieselement aufgeschürft haben. Der verschleppte Teil kann aber nicht mehr mit der Stelliboden-Schuppe verglichen werden, da er unter der Mürtschen-Decke weit stärker verschleppt wurde. Auf der Suche danach werden wir im nächsten Kapitel überraschende Ergebnisse erhalten.

## B. Allgemeine Betrachtungen

### *Lokale Stellung*

Die Bodenrus-Schuppe ist überall sehr scharf vom liegenden LK getrennt in durchaus analoger Weise wie die restliche Glarner-Decke. Überall liegt auf der harten, zähen Kalkmylonitbank völlig zerstörter Malmkalk. Auch hier an der Schönau war diese Abtrennung nicht allgemein anerkannt worden. HELBLING (1938) brauchte hier gar keinen LK, da er für das Mesozoikum subhelvetische Stellung angenommen hatte. OBERHOLZER (1933) wagte die Trennung nur anzudeuten. Und schließlich kommt in den Skizzen von BRUNNSCHWEILER (1959) und auch bei STYGER (1961) wieder deutlich zum Ausdruck, daß sie das untere Mesozoikum direkt auf dem Flysch liegen sehen.

Ebenso scharf ist die Trennung gegen die Mürtschen-Decke, wo diese der Schuppe direkt auflagert, womit die Bodenrus-Schuppe in völlig analoge Stellung zwischen LK und Mürtschen-Decke gerät wie Saßberg- und Chüetal-Schuppe. Mit diesen ist sie auch faziell und strukturell so nahe verwandt, daß es wohl feststeht, daß sie ebenfalls zur Glarner-Decke gehört. Die Verschuppung ist nicht sehr tief.

Die Geschichte der Bodenrus-Schuppe entspricht soweit derjenigen der Chüetal-Schuppe, bis diese hinter dem Saßberg aufgehalten wurde. Die Überschiebung ist auch hier an der Basis der Schuppe zu suchen. Während hinter dem Saßberg im S die Glarner-Decke steckenblieb, gelang

ihrem N-Flügel ein schwaches Vorschwenken unter den Impulsen der nachdrängenden Decken. Bei der Überföhrung durch die Mürtschen-Decke wurde dann der Verband an der aus dem Untergrund vorgezeichneten Stelle im Auerental zerrissen. Dabei wurde der S-Teil an einer Blattverschiebung weiter nach W geschwenkt, und zwar im Uhrzeigersinn um einen Angelpunkt, der ungefähr in der Gegend von Schwanden liegen dürfte.

Unter der Mürtschen-Decke wurde der abgerissene Teil weiter zerschlitzt in Stelliboden- und Bodenrus-Schuppe. Es wurde auch noch einmal die alte Bewegungsbahn auf dem LK reaktiviert, wobei an der Basis der Glarner-Decke die kakiritisierten Malmkalke entstehen.

Während wir am Saßberg noch eine scharfe, späte Hauptüberschiebung im Dache der Glarner-Decke haben, muß sich hier die Kraft dieser Überschiebung auf verschiedene tektonische Linien verteilen. Wohl geschieht die Hauptbewegung noch im Dache der Glarner-Decke, doch hat diese Fläche sichtlich an Deutlichkeit verloren. Dies aus dem einfachen Grund, weil ein nicht geringer Betrag sich auf die Bewegungsfläche über dem LK verlegte und sogar eine interne Verschuppung der Decke herbeiführte. Die späte Hauptüberschiebung verläuft also durchaus analog im Dache der Glarner-Decke, doch treten zur gleichen Zeit auch Verschiebungen auf, wodurch sich die Kräfte aufsplitterten.

### *Allgemeine Stellung — Herkunft*

Wir hatten die Aufschlüsse der vorderen Siwelle direkt mit der Chüental-Schuppe zusammengebracht. ROTHPLETZ (1898) versuchte seinerzeit eine andere Deutung, wobei er übrigens der einzige Autor ist, welcher der Siwelle einige Aufmerksamkeit widmete. Er verbindet die mesozoischen Aufschlüsse auf der Rippe vor der Siwelle direkt mit dem unteren Mesozoikum der Schönau, zieht unter den Falten am NW-Ende der Siwelle eine tektonische Trennung durch und verbindet dann diese Falten mit dem oberen Triasband der Schönau. Diese Trennungen an der Siwelle sind nun wohl undiskutabel geworden, doch ist immerhin interessant, was er mit diesen Trennungen an der Schönau herausbringt. Er sieht vollkommen richtig, indem er das untere Mesozoikum mit dem daraufliegenden Verrucano verfaltet annimmt und zu seiner tieferen helvetischen Einheit stellt. Er bleibt damit der einzige Autor, der das Faltensystem hier erkannt hat.

Auf seine Auslegung in bezug auf das obere Triasband kommen wir noch zurück (Stelliboden-Schuppe).

Die Ausführungen von ROTHPLETZ wurden in der Folge von neueren Autoren vielfach kurzerhand übergangen, was vielleicht auf den Einfluß von ALB. HEIM und dessen Schule zurückgeht. Oder war es ihnen einfach nicht möglich, seinen abenteuerlichen Ideen und Verbindungen die richtige Seite abzugewinnen?

Tatsache ist, daß sich schon OBERHOLZER (1914, 1933) sehr stark von den Ansichten ROTHPLETZENS abwendet, z. T. aber offenbar (wie aus seinen Tagebüchern hervorgeht) recht widerstrebend. Zeichnerisch gibt OBERHOLZER einigen Ansichten von ROTHPLETZ noch recht, indem er in der Bodenrus deutlich Trias und Verrucano miteinander verfaultet zeichnet. In seinem schriftlichen Werk zieht er dann aber mitten durch diese verfaultete Zone seine Auftrennung zwischen Glarner-Decke (Mesozoikum) und Mürtschen-Decke, zu welcher letzteren er die gesamte obere Masse der Schönau rechnet (samt oberem Triasband und der Trias der Blabrus).

HELBLING (1938) stellt in der Folge das untere Mesozoikum als subhelvetisches Element unter seine Hauptüberschiebung, das von einer Verrucanostammdecke überfahren worden sein soll. Er weigert sich, die Verschuppungslinien aus dem mesozoischen Bereich in den Verrucano hineinzuziehen. Wir haben diese Auftrennung schon im Zusammenhang mit den Verhältnissen am Saßberg diskutiert; es gelten hier die Bemerkungen, die wir dort gemacht haben.

STAUB (1954) verlegt erstmals den Verlauf der Mürtschenüberschiebung in das Dach des oberen Triasbandes, verliert sie dann aber wieder gegen das Niederental hin. Die Glarner-Decke wird nun ziemlich richtig erfaßt, obschon STAUB nicht mehr an die Existenz dieser basalen Decke glaubt. Er zerteilt sie in zwei tief getrennte Schollen, denen er fast Deckencharakter zuspricht. Zu dieser Trennung benutzt er die von OBERHOLZER eingeführte «Verschiebung» zwischen unterem Mesozoikum und hangendem Verrucano der unteren Schönau. Diese Trennung existiert hier aber ebensowenig wie am Heuergrat (s. oben). Auch hier an der Schönau haben wir niemals zwei so tief getrennte Elemente unter der Mürtschen-Decke. Es liegt eine einzige, recht einheitliche Glarner-Decke vor, die relativ spät in zwei kleinere Schuppen zerschlitzt worden ist.

Damit fällt aber die Annahme von STAUB und BRUNNSCHWEILER dahin, daß die Verrucanobasis der Schiltsholle lediglich noch die Rotrus im S

erreicht. Die Aufschlüsse der Rotrus können nur ganz künstlich von den völlig analogen Vorkommen in den südlicheren Runsen der Schönau abgetrennt werden. Wir werden später diskutieren, ob nun alle diese Aufschlüsse zur Schiltscholle von STAUB zu zählen seien in Anlehnung an die Rotrus, oder ob die Bodenrus-Schuppe gesamthaft nicht direkt mit Elementen des Schilt zu vergleichen wäre.

Es ist somit gerade umgekehrt, wie STAUB angenommen hatte. Nicht die Schiltscholle oder das ihr hier entsprechende Element hat die Schönau nicht oder kaum mehr erreicht, sondern es ist gerade diese Einheit, welche die Glarner-Decke in der Schönau zur Hauptsache bildet. STAUB stellte die Hauptmasse unserer Glarner-Decke seiner Gufelstockscholle zu. Nun ist es aber so, daß in der Schönau mit Sicherheit kein tektonisches Äquivalent zu STAUBS Gufelstockscholle existiert. Wir finden hier lediglich ein bescheidenes Schüppchen (Stelliboden-Schuppe) mit Gufelstockfazies sowie geringe Reste davon auch in der südlichen Bodenrus-Schuppe.

BRUNNSCHWEILER (1948, 1959) macht in der Rotrus den entscheidenden Fehler, den Kontakt zwischen Trias und Verrucano zu verkennen, ähnlich wie es schon OBERHOLZER und STAUB getan hatten. Er beschreibt diesen stratigraphischen Kontakt folgendermaßen:

«Der Kontakt der verkehrten Schuppe (Schiltscholle = Mesozoikum) mit dem hangenden Verrucano ist, wie auch STAUB angibt, eine Schubfläche, die leicht ostwärts einfällt. Dieser Überschiebungskontakt, zusammen mit den tektonischen Verhältnissen im Liegenden, ist meines Erachtens von ausschlaggebender Bedeutung für die Korrelation der tektonischen Elemente über die Linth hinweg mit jenen der Glärnischgruppe. Gegen die Hypothese einer einfachen Verkehrtserie Verrucano-Trias (wie sie, nach schriftlicher Mitteilung, u. a. von R. TRÜMPY vertreten wird) spricht das sporadische Auftreten dieser Folge sowie ihre Fazies.»

Unsere Ansichten wurden also schon damals von Herrn Prof. TRÜMPY vertreten. Die direkten Gegenbeweise von BRUNNSCHWEILER erscheinen nicht stichhaltig, zumal wir heute wissen, daß das sporadische Auftreten auf Verfaltungen zurückgeht, und daß gerade die sernifitische Fazies des «überschobenen» Verrucano sehr gut zur NW-Fazies der Trias im Liegenden paßt (vgl. Stratigraphie), was auch durch den stratigraphischen Kontakt bestätigt wird. Im übrigen gelten auch hier die Ausführungen, die wir zu STAUB (s. oben) gemacht haben.

Das Resultat dieser Betrachtungen ist einfach zu umschreiben. Unsere Bodenrus-Schuppe ist eine kleine, interne Angelegenheit der Glarner-Decke, die auf Schönau und Salengrat beschränkt bleibt. Ein Falten-

system umfaßt Verrucano—Malm und ergänzt sich zusammen mit der Stelliboden-Schuppe zum üblichen System der Glarner-Decke. Der Verrucano scheint dabei über dem Linthtal zu stehen, womit die Glarner-Decke die Glärnischbasis nur mehr mit den mesozoischen Serien erreicht hat, welche wahrscheinlich in SCHINDLERS (1959) Nidfurn-Serie zu suchen wären. Eine tiefere Auftrennung der Glarner-Decke existiert an der Schönau nicht, ähnlich wie sie nach den neuesten Untersuchungen von HUBER (1960) selbst im Typusgebiet von STAUBS Schilt- und Gufelstock-Decke, im Schiltgebiet, nicht zu existieren scheint. Die Fazies der Bodenrus-Schuppe entspricht recht gut derjenigen der Schiltelemente nördlich des Sernf, wobei HUBER die Trias von Brand-Holzbort direkt mit derjenigen der Bodenrus verbindet.

#### *IV. Stelliboden-Schuppe*

Diese kleine Schuppe wird nach dem Stelliboden (Pkt. 1665) benannt, dessen kleine Geländevertiefung direkt dem oberen Triasband aufruht.

#### **A. Lokale Beobachtungen**

Die Stelliboden-Schuppe als obere Abschürfung des Abrisses der Schönau beschränkt ihr Vorkommen auf die westliche Schönau. Sie keilt ostwärts bereits vor dem Erreichen des E-Abfalles aus. Nordwärts verwächst sie ebenso rasch wieder mit der übrigen Glarner-Decke, so daß ihr Auftreten offensichtlich eng mit der Blattverschiebung zusammenfällt. Die Verbreitung ist aus Fig. 3 herauszulesen.

Die Begrenzungen sind einfach zu ziehen. Zusammen mit der Bodenrus-Schuppe wurde die Stelliboden-Schuppe längs den beschriebenen Linien aus dem Verband der Glarner-Decke gerissen. Die Grenze gegen die liegende Schuppe ist im Süden in der Nähe der Blattverschiebung sehr scharf. Verrucano ist hier auf Trias geschoben worden, was bereits beschrieben worden ist (Wasserrus). Weiter nördlich geschieht die Verschiebung innerhalb von Verrucano in einer starken Ruschelzone, doch wird sie hier rasch undeutlich und verschwindet nördlich des Hasler-

baches bald. Die Verschuppung schwächt sich ab, da die Stelliboden-Schuppe mit zunehmender Distanz von der Blattverschiebung wieder mit dem Liegenden verwächst. Sie verdankt ihre Entstehung vorw. denselben Impulsen, welche die Bodenrus-Schuppe nach W rotieren ließen und führt damit um einen Angelpunkt innerhalb des Schönauabrisses (nördlich des Etzelstockes) eine analoge Rotation aus. Die späte Hauptüberschiebung hat somit hier mindestens drei verschiedene Bewegungsbahnen aktiviert:

Die stärkste liegt in der Mürtschenüberschiebung vor uns. Sodann wurde aber auch die alte Bewegungsbahn im Dache des LK reaktiviert. Dazu kommt nun noch eine weitere, weniger bedeutende tektonische Linie innerhalb der Glarner-Decke.

Die Abgrenzung gegen die Mürtschen-Decke ist besonders einfach, überfährt doch diese Decke mit ihren tiefsten Verrucanoserien direkt die rauh-wackehaltige Trias mit scharfer Diskordanz. Typischerweise liegt die Bewegungsbahn meist auf der Rauhwanke selbst. Stellenweise scheint das Triasband durch die Überfahung leicht verschuppt worden zu sein.

Diese Mürtschenüberschiebung wurde erst in neuester Zeit von BRUNNSCHWEILER (1948) und STAUB (1954) richtig erkannt. ROTHPLETZ (1898) hatte u n t e r der Trias eine tektonische Komplikation angenommen, weil er diese verkehrt gelagert sah. Dazu wurde er von den obersten Verrucano-schiefern verleitet, die er mit Quartenschiefern verwechselte. OBERHOLZER (1933) und HELBLING (1938) hatten den Verrucano unter dem Triasband überhaupt nicht unterteilt.

Der Bau der Stelliboden-Schuppe ist einfach. Im allg. handelt es sich um eine ruhige Normalserie Verrucano-Trias, wobei allerdings die letztere

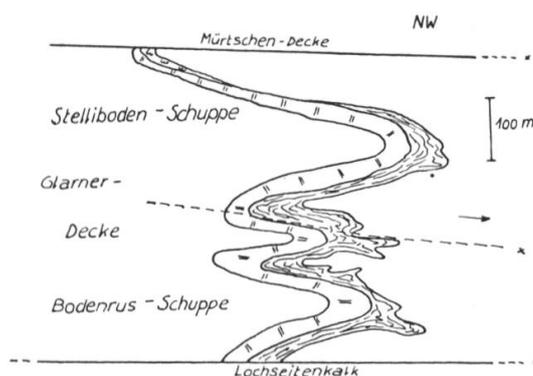


Fig. 46  
Faltensystem der Glarner-Decke in der Schönau-Westflanke

feine Andeutungen von Synklinalumbiegungen zeigt. Die Stellibodenschuppe ist nichts anderes als eine aufgeschürfte, obere Struktur des Faltensystems der Glarner-Decke, wobei hier bereits eine etwas südlichere Fazies auftritt (SE-Fazies). Die Synklinalumbiegung deutet auf noch höhere, heute fehlende Strukturen hin.

Das Triasband bildet vielfach die obersten Anrisse der vielen Runsen, nicht zuletzt dank der vielen Quellen, die hier hervorsprießen. Die schönsten Aufschlüsse finden wir in der Rüfirus samt ihren Nebenrunsen (Trocherus). Deutlich sind hier die Verfaltungen im Dolomit auszumachen, wogegen sich die Rauhwacke stark disharmonisch verhalten hat. Zuweilen findet sich im Dache der Rauhwacken noch etwas Dolomit, der vom darunterliegenden nicht zu unterscheiden ist und mit diesem durch

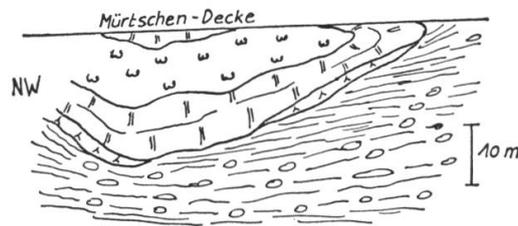


Fig. 47  
Oberes Triasband der Schönau

eine Synklinalumbiegung im Berginneren zu verbinden ist. Wie auf Fig. 47 dargestellt, scheint die Trias die Form einer westwärts geöffneten Synklinale zu bilden. Das Jüngste sind die Rauhwacken im Kern der Falte.

Von der Rüfi gegen N werden die Aufschlüsse seltener und schlechter. Meist unter Schutt, ist das Triasband erst von den Bodenruszügen bis zur Rotrus wieder mehr oder weniger durchgehend aufgeschlossen. Die Trias liegt hier bereits rund 150m tiefer als in der Rüfi, was das starke N-Fallen der Mürtschenüberschiebung bedingt.

Erst im Oberlauf des Haslerbaches, in der Chöpfrus, findet sich die Trias wieder. Bezeichnenderweise liegen hier im Rücken der Trias nasse Sümpfe, welche sich durch den Anriß im Band entwässern. Dank den Geländeformen wird hier deutlich, daß die Untergrenze der Trias steil NW fällt und somit in die Falten der Bodenrus-Schuppe zielt. In den obersten Aufschlüssen ist das Band offensichtlich verschuppt, indem aus den hinteren Teilen der Synklinale Knollenschiefer und Quarzit auf die Rauhwacken geschürft worden sind. Aus dem Quarzit im Dache und an

der Basis des Bandes hat schon BRUNNSCHWEILER (1948) an dieser Stelle auf Synklinalbildung geschlossen, ohne jedoch die interne tektonische Komplikation zu erkennen.

Da das Gelände nun nordwärts im Anriß des Haslerbaches stark gegen E zurückweicht, die Trias aber infolge der Synklinalumbiegung nicht ganz folgen kann, wird hier die Abgrenzung zwischen dem Verrucano der Stelliboden-Schuppe und demjenigen der Mürtschen-Decke etwas problematisch. Gleichzeitig beginnt auch die Stelliboden-Schuppe wieder mit der Bodenrus-Schuppe zu verwachsen, so daß auch diese Abgrenzung nicht mehr ganz einwandfrei wird.

Wie aus Fig. 3 hervorgeht, scheint hier die Mürtschen-Decke stark reduziert zu werden, so daß stellenweise direkt die Salengrat-Schuppe (Axen-Decke) auf die Glarner-Decke zu liegen kommt. Zumindest fehlen hier mit Sicherheit die vulkanischen Serien der Schönau-Schuppe, womit die Grenze zwischen den Knollenschiefern der Stelliboden-Schuppe und der detritischen Kärpf-Serie der Schönau-Schuppe nicht gerade deutlicher wird. Ja wie die Konstruktion der Schnitte der beiden Überschiebungsflächen von Mürtschen- und Axen-Decke zeigt, müssen stellenweise sogar oberste Partien der Glarner-Decke durch die Axen-Decke abgeschürft worden sein. Diese Stellen sind aber unter Schutt begraben, sodaß nicht entschieden werden kann, wieweit das Fehlen des Triasbandes damit in Zusammenhang gebracht werden kann.

Auf der rechten Flanke des Haslerbachtals finden wir das Triasband wieder in der bekannten Form. Es wird hier wieder von vulkanischen Schiefern der Mürtschen-Decke überlagert. Die Geländeform erlaubt uns, das NW-Fallen der Triasunterfläche direkt einzusehen. Wir können hier auch mit einiger Genauigkeit das allg. Achsenstreichen der Falte messen, wobei es uns nicht überrascht, daß wir durchaus gleiche Werte (NE) erhalten wie in der Bodenrus-Schuppe. Die Faltensysteme gehören hier schon wieder fast völlig zusammen, da die Stelliboden-Schuppe wieder mit der Bodenrus-Schuppe verwächst. Im nördlichsten Aufschluß des Bandes, in der Cholrus unter dem Auenstafel, weichen die Achsen im Dolomit bereits stärker nach E zurück. Dies könnte durch Schleppung bei beginnender Abschuppung der Stelliboden-Schuppe entstanden sein, da diese Achsen direkt in die faziell analoge Trias bei Elmen am E-Abfall des Salengrates zielen.

In der Cholrus wurden von Herrn Lehrer BLUMER Gipsblumen beobachtet, was dann von BRUNNSCHWEILER (1948) übernommen worden ist.

Nun habe ich zwar Gips nirgends finden können, doch kann ich mir sehr gut vorstellen, was man damit verwechseln könnte. Aus dem Triasband ist nämlich ein größerer Komplex abgesackt, wobei die Gesteine völlig zertrümmert wurden. Diese Trümmer wurden in neuerer Zeit durch ein merkwürdiges, kalzitisches Zement zu einer Breccie verkittet, die ohne weiteres als Rauhwanne anzusprechen ist. Das kalkige Zement ist weißlich und bildet blumige Auswüchse, die sehr gut mit Gipsblumen verwechselt werden könnten. Bei genauerer Betrachtung stellt man aber bald fest, daß es sich hier lediglich um eine rezente Bildung von sehr schönem Quelltuff handelt, welche die zerstörten Gesteine wieder zusammengekittet hat.

Doch nicht nur BLUMER und BRUNNSCHWEILER haben sich von einer solchen Bildung narren lassen. Auf der geologischen Karte von OBERHOLZER (spez. Karte 117, 1942) ist unter dem Auenstafel ein seltsames Rauhwannevorkommen eingezeichnet, das er nach seinen Tagebüchern mehrmals besucht haben muß, und das er schließlich als Trias bezeichnete. Damit wäre aber eine größere Komplikation zu verbinden oder aber anzunehmen, daß die Mürtschen-Decke hier Trias führe. Da mir solche Verbindungen wenig plausibel schienen, habe ich die Stelle genau untersucht, z. T. sogar mit handfesten Grabgeräten. Dabei stellte sich die «Rauhwanne» bald als eine polygene Breccie heraus, die von einem löchrigen, blumig auswachsenden Kalkmehl verkittet erscheint. Mit Sicherheit handelt es sich auch hier um einen rezenten Quelltuff, da als Komponenten nicht nur Verrucano-, Trias- und Liasgerölle auftreten, sondern auch eindeutiges Moränenmaterial und viele kleine Holzreste von Tannen. Es liegt also eine ähnliche Verwechslung vor wie in der Chohlrus (s. oben).

Im Tal des Haslerbaches tritt übrigens auch hart über dem LK (Täli) noch eine dritte, ähnlich übersättigte Quelle ans Tageslicht, durch deren Ausscheidung Verrucano-, Trias- und sogar Malm- und Doggergerölle verkittet wurden. Der Kalkgehalt dieser drei Quellen stammt mit ziemlicher Sicherheit aus dem Lias der Salengrat-Schuppe, zum Teil wahrscheinlich auch aus den daraus abgesackten Komplexen.

Die allg. Lagerung und Ausbildung der Stelliboden-Schuppe deutet darauf hin, daß wir es hier mit einem mächtigen Normalschenkel einer liegenden Faltenstruktur zu tun haben, der in der Trias wieder synklinal umbiegt. Die Verbindung mit dem Faltenystem der Bodenus-Schuppe liegt auf der Hand, wobei, wie in Fig. 46 dargestellt, eine liegende Anti-

klinale bei der Verschuppung aufgebrochen wurde. Im S, in der Nähe der Blattverschiebung war der Verschiebungsbetrag erheblich größer, so daß stärkere Diskordanzen nicht überraschen können. Gegen N treten immer stärkere Angleichungen der Strukturen auf (Verwachsung).

## B. Allgemeine Betrachtungen

### *Lokale Stellung*

Die Zugehörigkeit der Stelliboden-Schuppe zur Glarner-Decke dürfte kaum abzustreiten sein. Ihr Auftreten wird zu stark von Elementen bestimmt, welche auch der restlichen Glarner-Decke in der Schönau ihren Einfluß aufgedrängt haben (Abriß, Blattverschiebung, Verwachsungen). Strukturell ist die Schuppe mit den obersten Falten des Heuergrates zu vergleichen, wo schon beginnende Rauhwackebildung beobachtet werden konnte (Triasmützen), sie umfaßt somit faziell die südlichsten Zonen der Glarner-Decke (SE-Fazies). Für die Aufschürfung der Schuppe aus dem Rücken der Glarner Deckfalte ist die Mürtschen-Decke verantwortlich zu machen; die Schuppe dürfte somit als Begleiterscheinung des Schönauabrisses entstanden sein. Die Abgrenzung gegen das Hangende ist sehr scharf.

### *Allgemeine Stellung — Herkunft*

Interessant, wie ROTHPLETZ (1898) das obere Triasband der Schönau direkt mit den obersten Strukturen der Chüetal-Schuppe verband, womit er die faziellen Zusammenhänge klar erkannt hatte. Allerdings verkennt er die Tektonik, indem er die falsch interpretierten Verrucanoschiefer unter der Trias mit den Quartenschiefern der Siwelle und die Trias der oberen Schönau direkt mit der Trias der Salengrat-Schuppe und dem Verrucanodolomit auf den Bleitstöcken zu einer abenteuerlichen Falte verbindet.

OBERHOLZER (1933) spricht dann dem oberen Triasband keine deckentrennende Bedeutung zu und schlägt es zu seiner Mürtschen-Decke. Er

erkennt wohl teilweise dessen Synklinalstruktur (Chöpfrus), dürfte aber im allg. die Aufschlußverhältnisse nur schlecht gekannt haben.

STAUB (1954) erkennt erstmals den tektonischen Charakter des Triasbandes völlig richtig, indem er die Deckentrennung im Dache der synklinal gebauten Trias zieht. Er vergleicht diese Trias samt dem liegenden Verrucano (auch den Verrucano der Bodenrus-Schuppe) mit der Gufelstockscholle. Vom faziellen Standpunkt aus liegt dieser Vergleich auf der Hand. Tektonisch gesehen besteht ebenfalls eine gewisse Verwandtschaft, indem Stelliboden-Schuppe wie nach den neuesten Forschungen von HUBER (1960) auch die Gufelstockscholle lediglich untief abgetrennte Rückenelemente der Glarner-Decke sein dürften. Zwischen den beiden Typusgebieten der Schönau und dem Gufelstock klafft aber eine Lücke (Salengrat), in welcher die faziell analoge Einheit weit stärker verschleppt worden ist (s. unten). Deshalb sind Gufelstockscholle und Stelliboden-Schuppe geometrisch nicht zusammenhängend, wodurch die letztere auf die südliche Schönau beschränkt bleibt.

BRUNNSCHWEILER (1959) teilt die Schönau fast gleich auf wie STAUB. Bei seinen Betrachtungen ist er auf eine interessante Idee gekommen, indem er die Triassynklinale auf der Guppenalp westlich von Schwändi mit dem oberen Triasband (seine Gufelstockscholle) vergleicht. Der fazielle Zusammenhang ist nicht abzustreiten, wogegen eine direkte, tektonisch-geometrische Verbindung mit der Stelliboden-Schuppe außer Betracht fällt. Nun haben wir aber erwähnt, daß unter dem nördlichen Salengrat (Blabrus) in der Glarner-Decke die obersten Strukturen, welche faziell mit der Stelliboden-Schuppe und der Gufelstockscholle zu vergleichen wären, zu fehlen scheinen. Sollte es nun tatsächlich leerer Zufall sein, daß gerade in nordwestlicher Richtung von dieser Stelle unter dem Glärnisch die Guppensynklinale liegt, welche in der Fazies und in der inneren Struktur der Stelliboden-Schuppe so stark ähnelt?

Wir werden später eingehender auf diese Frage eintreten. Schon die Arbeit von SCHINDLER (1959) hat deutlich bewiesen, daß die Ausführungen von BRUNNSCHWEILER im Gebiete der Guppenalp nicht ganz stimmen können. Die beiden Flanken der Guppenrus (vgl. Fig. 12) passen zu gut zueinander, als daß man hier die Trennung zwischen Gufelstockscholle und Mürtschen-Decke durchziehen könnte. Die Beweisführung mit Hilfe von Spatdolomitgeröllen in den Rauhacken, wie sie von BRUNNSCHWEILER angewendet wird, muß hier versagen, da in bestimmten Niveaux der Rauhacken überall solche Gerölle festgestellt werden können. Somit

gehört die gesamte Trias von Guppen zur selben Synklinale und damit zur gleichen Decke. SCHINDLER stellte die Gesteine zur Mürtschen-Decke, doch werden wir später noch auf eine andere Lösung hinweisen.

Wir müssen aber BRUNNSCHWEILER (1948, 1959) unbedingt recht geben, wenn er sagt, daß die Fazies der Guppensynklinale auffallend mit der Fazies des oberen Triasbodens der Schönau übereinstimmt. Ja, es stellt sich sogar heraus, daß auch der liegende Verrucano völlig analog in Knollenschieferfazies (SCHINDLERS Grischschichten) ausgebildet ist. Es steht aber außer Frage, daß eine direkte, tektonisch-geometrische Verbindung nicht existieren kann.

Betrachten wir nun aber einmal die Verhältnisse unter dem Salengrat, wo im Dache der Bodenrus-Schuppe gewisse Strukturen zu fehlen scheinen, welche weiter südlich in der Stelliboden-Schuppe und weiter nördlich in der Gufelstockscholle mit SE-Fazies vorliegen. Wir finden in der Glarner-Decke nur nördliche Fazies. Wenn man hier die Bewegungsflächen unter der Mürtschen- und unter der Axen-Decke schneidet, so sieht man, daß diejenige der Axen-Decke teilweise unter die gesamte Mürtschen-Decke taucht. Das bedeutet, daß die Axen-Decke in die Mürtschen-Decke gewaltige Löcher gerissen hat, ja, daß selbst oberste Komplexe der Glarner-Decke dabei abgerissen worden sein müssen (vgl. Fig. 3). Und diese obersten abgerissenen Teile der Glarner-Decke müßten faziell der Stelliboden-Schuppe entsprechen, also in der Trias Rauhacken und im Verrucano Knollenschiefer enthalten, wie dies für die Guppensynklinale zutrifft.

In der fraglichen Gegend unter dem Salengrat hat wahrscheinlich einmal, vielleicht schon vor der späten Hauptüberschiebung, in der Glarner-Decke eine obere Schuppe existiert, in der die gleiche Fazies und Faltenstruktur wie in der Stelliboden-Schuppe eingegliedert waren. Diese Schuppe G (= Guppensynklinale) ist viel früher als die Stelliboden-Schuppe entstanden und an einer tieferen Bewegungsbahn aufgeschürft worden, so daß der Zusammenhang rein fazieller Natur ist. Vielleicht ist diese Schuppe G mit der Gufelstockscholle im Schilt zusammen entstanden, scheint aber im S einfach aus der Glarner-Decke abgerissen worden zu sein (Blattverscherung?). Während sich nun die Mürtschen-Decke allg. eine eigene Bewegungsbahn über die Glarner-Decke suchte, scheint sich hier diese Bewegung an der Basis der Schuppe G abgespielt zu haben. Wahrscheinlich waren daran auch schon die frontalsten Elemente der Axen-Decke (Salengrat-Schuppe) beteiligt. Dadurch kam es, daß die alte Verschuppungslinie in der Glarner-Decke bei der späten Hauptbewegung

mit der Mürtschenüberschiebung verschmelzen konnte. Die Schuppe G wurde damit zu einem frontalen Bewegungselement der Mürtschen-Decke, nachdem sie zuvor im Verband der Glarner-Decke unter den Salengrat gelangt war. Mit der Mürtschen-Decke gelangte sie über das Linthtal, während die beiden faziellen Verwandten, die Gufelstockscholle im N und die Stelliboden-Schuppe im S, in den östlichen Talflanken stecken blieben.

Dieser mechanische Beweis scheint etwas kompliziert, doch ergänzt er sich sehr gut mit den faziellen Überlegungen von BRUNNSCHWEILER. Er zeigt uns deutlich, daß gewisse Zusammenhänge mit rein faziestektonischen Überlegungen nicht immer erfaßt werden können, wobei allerdings dieser Fall eines solchen «Frontwechsels» einer Einheit nicht gerade alltäglich sein dürfte. Wir kommen im Zusammenhang mit der Schönau-Schuppe zwangsläufig noch einmal auf diese Dinge zu sprechen.

## Überschiebung der Mürtschen-Decke

Im westlichen Freiberg stellen wir innerhalb der Verrucanomassen eine bedeutende, tiefe Trennung fest. Das Liegende wird von der Glarner-Decke im Freiberg gebildet, das Hangende von der Mürtschen-Decke im Freiberg. Da unsere Glarner-Decke an einer etwa N—S streichenden Linie (Niederental, vgl. Fig. 23 und 48) gegen E auskeilt, verschmilzt unsere Mürtschenüberschiebung östlich dieser Linie mit der helvetischen Gesamtüberschiebung auf dem Lochseitenkalk. Die hier liegende Verrucanomasse (Gandstock usw.) wäre somit vollständig über unserer Glarner-Decke einzuordnen, doch sind dazu erst die neuesten Untersuchungen von Herrn NIO SWIE DJIN abzuwarten. Es dürfte sich dann auch klären, wohin diese Linie, an der die Glarner-Decke des Freiberges ostwärts auskeilt, gegen N zieht oder was daraus wird.

Wenn wir in dieser Arbeit von Mürtschenüberschiebung sprechen, so meinen wir die tektonische Störung, an der unsere Mürtschen-Decke auf die Glarner-Decke gefahren ist, und zwar beziehen sich die Bemerkungen fast ausschließlich auf die entsprechenden Verrucanomassen, wenn nicht anders erwähnt. Ob diese Störung auch tatsächlich der Mürtschenüberschiebung im Typusgebiet dieser Störung (Mürtschen) entspricht, kann nicht restlos geklärt werden (vgl. spätere Kapitel).

Während OBERHOLZER (1933) die Trennung von Mürtschen- und Glarner-Decke vorw. auf rein fazieller Basis durchführte, indem er den sernifitischen Verrucano zur letzteren zählte und in der Mürtschen-Decke vorw. phyllitischen Verrucano mit Eruptivgesteinen sah, geschieht unsere Auftrennung der Masse primär geometrisch, indem wir die Überschiebungslinie genauer verfolgen und die faziellen Verhältnisse diesen Beobachtungen unterordnen. Es ist bemerkenswert, daß dabei am Verlauf der OBERHOLZERSchen Überschiebung relativ wenig geändert werden mußte, wenn man von der Schönau und der vorderen Siwelle absieht.

### *Lokale Beobachtungen*

Auf Fig. 48 wurde versucht, aus den direkten Aufschlüssen den Verlauf der Mürtschenüberschiebung zu rekonstruieren. Diese Fläche habe ich dann mit der Lochseitenkalkoberfläche (Fig. 23) geschnitten, wobei uns diese Schnittlinie die östliche Begrenzung unserer Glarner-Decke ergibt. Im südlichsten Untersuchungsgebiet, wo das Abtauchen der Mürtschenüberschiebung auf den LK direkt aufgeschlossen ist, streicht diese Linie auffallend parallel den Faltenachsen der Glarner-Decke (NNE). Es wird Aufgabe der kommenden Untersuchungen in der Gandstockette sein, diese Linie weiter nach N zu verfolgen, um endgültig zu entscheiden, welcher Störung im Schilt-Gufelstockgebiet unsere Mürtschenüberschiebung entspricht.

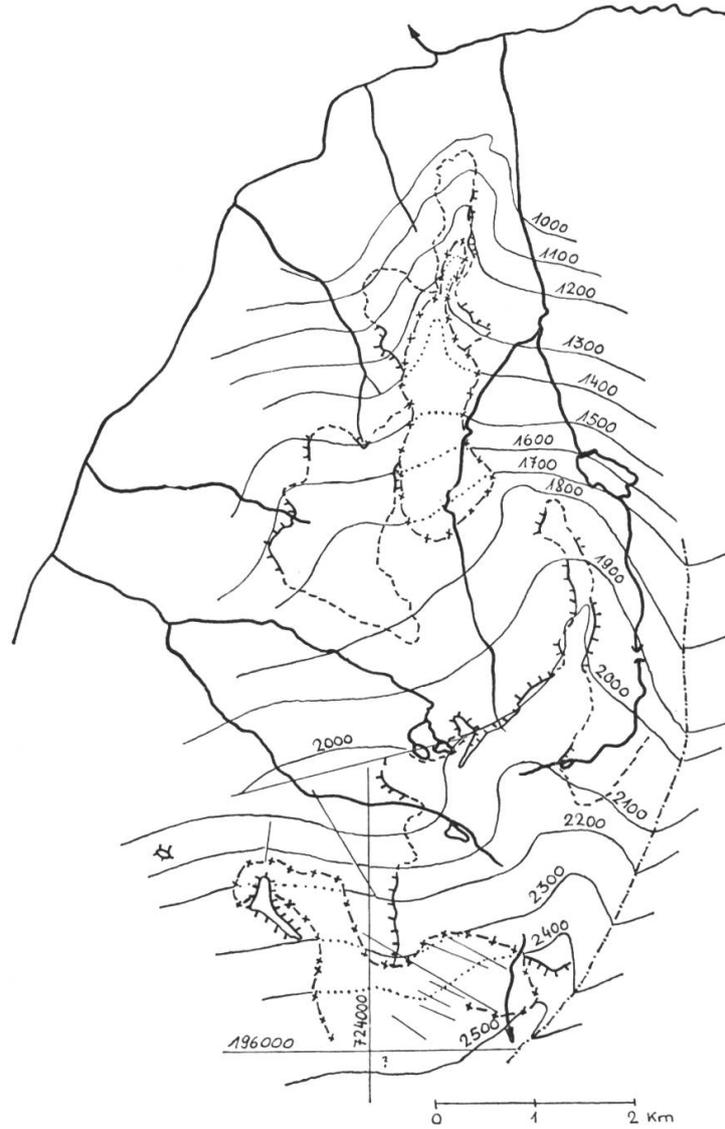
Nach der Konstruktion scheint es, daß diese Schnittlinie gegen N ungefähr dem Niederental folgen würde, womit aber in der Gandstockette kein Äquivalent unserer Glarner-Decke des westlichen Freiberges mehr vorhanden wäre. Das würde sehr weittragende Konsequenzen im Bezug auf die Verbindung unserer Elemente in das Schiltgebiet nach sich ziehen und die Nomenklatur unserer Decken wahrscheinlich in Frage stellen. Es bleiben aber auch hier die kommenden Untersuchungen in dem fraglichen Gebiet des östlichen Freiberges abzuwarten, um zu entscheiden, ob die Konstruktion auch hier richtig ist.

Nach ein paar cursorischen Begehungen im Gebiet der Bleitstöcke und am Gandstock scheint aber mit ziemlicher Sicherheit die scharfe Überschiebung des westlichen Freiberges im Verrucano hier nicht mehr dieselbe Deutlichkeit aufzuweisen, falls sie überhaupt noch vorhanden ist. Die gesamte Verrucanomasse scheint nirgends durch tiefere Trennungen

Fig. 48

*Mürtschenüberschiebung*

Isohypsendarstellung



x — x — x — Schnitt mit der Axenüberschiebung (Fig. 52)  
Rest wie Fig. 23

aufgespalten worden zu sein. Immerhin fand ich in einer Zone, die auffallend mit der Grenzzone von Glarner- und Mürtschenfazies des westlichen Freiberges zusammenfällt, einige Bewegungshorizonte von geringer Bedeutung, welche vielleicht mit einem abgeschwächten Ausläufer unserer Mürtschenüberschiebung verglichen werden könnten. Es wären dies dann Äquivalente zur ebenfalls im Verrucano abgeschwächten Mürtschenüberschiebung am Gufelstock (HUBER, 1960, FISCH, 1961).

Der Verlauf der Überschiebung westlich des Untersuchungsgebietes ist nicht genau einzusehen. Es scheint, daß sich hier die Isohypsen von allen drei großen Überschiebungsflächen des Untersuchungsgebietes zu nähern beginnen. Oder besser gesagt, die Glarner-Decke bleibt weiter zurück, die Mürtschen-Decke keilt in südlichen Räumen aus, so daß schließlich die Axen-Decke das beherrschende Element wird. Die lochseitenkalkähnliche Bildung an deren Basis liegt in auffallender Verlängerung der Mürtschenüberschiebung am Saßberg, so daß es sich vielleicht um die direkte Fortsetzung des Kalkmylonites auf der Saßberg-Schuppe handelt.

Die Überschiebungsfläche taucht allg. gegen N—NW, jedoch wirkt sie viel unruhiger als die Lochseitenkalkoberfläche.

Eine scharfe Unstetigkeitsfläche schneidet die Überschiebung am Bruch zwischen den Siwellen, während die Störung im Auerental lediglich ein scharfes Abtauchen der Decke bewirkt. In der Mürtschen-Decke kann heute nicht ohne weiteres ein Bruch angenommen werden, der dem Auerenbach folgt.

Nach dem starken Abtauchen über dem Auerental wird die Mürtschen-Decke auf der Schönau zu einer kleinen Kulmination gezwungen, wahrscheinlich weil sie beim Abtauchen aus der liegenden und zerbrochenen Glarner-Decke (vgl. Fig. 55) oberste Strukturen aufriß, diese etwas vorschob (Stelliboden-Schuppe) und schließlich doch überfahren konnte. Die Blattverscherung im Übelbachtal ist in den Strukturen der Mürtschenüberschiebung nicht mehr zu bemerken, was den Zusammenhang zwischen Überschiebung und Schönauabriß erneut andeutet.

### *Gedanken zur sog. Hauptüberschiebung*

Wir müssen hier gleich zu Beginn festhalten, daß die Hauptüberschiebung von HELBLING (1938) etwas anderes bedeutet als die z. B. von TRÜMPY (in BRÜCKNER et al., 1957) als s p ä t e Hauptüberschiebung be-

zeichnete Bewegungslinie. HELBLING versteht darunter die Überschiebung der gesamten helvetischen Masse auf die subhelvetischen Schuppen. Wenn wir in der Folge von Hauptüberschiebung sprechen, verstehen wir darunter die Überschiebung der helvetischen Hauptmasse auf basale Elemente, die zum großen Teil ebenfalls helvetischen Ursprungs sind. Es handelt sich um die späte Hauptüberschiebung.

Wir haben bereits im Zusammenhang mit den Schuppen am Saßberg darauf hingewiesen, daß im südlichen Untersuchungsgebiet die späte Hauptüberschiebung (HU) identisch ist mit der Mürtschenüberschiebung. Die HU zieht also mit scharfer Diskordanz über die Glarner-Decke des Saßberg.

Der Abriß der Schönau sowie die Verschuppung der letzteren haben uns sodann gezeigt, daß im nördlichen Untersuchungsgebiet die späten Bewegungen der Hauptmasse nicht mehr ausschließlich an der Mürtschenbasis geschahen, sondern daß hier die Kräfte bereits auf verschiedene Bewegungshorizonte verteilt werden. Auch hinter der Schönau, am Matzlengrat, hat die Mürtschenüberschiebung schon nicht mehr dieselbe Einheitlichkeit wie über dem Saßberg. Wir finden hier nicht mehr eine einzige, scharfe tektonische Linie, sondern eine bis 20 m dicke Zone innerhalb des Verrucano, in der bis zehn verschiedene Bewegungshorizonte erkannt werden können. Und endlich haben wir im Gandstockgebiet vermutet, daß die schwachen Bewegungslinien zwischen Glarner- und Mürtschenfazies vielleicht unserer ostwärts im Verrucano ausklingenden Mürtschenüberschiebung entsprechen könnten.

Das läßt uns folgendes vermuten: Im ganzen Gebiet können wir eine frühe Hauptüberschiebung feststellen, an der die helvetische Gesamtmasse über den LK glitt. Nun kamen im SW die Elemente der Glarner-Decke zum Stillstand. Die frühe HU wurde damit stillegelegt, und zwar auch in den nördlichen Regionen infolge Solidarität mit dem südlichen Teil. Die Impulse der nachdrängenden höheren Decken wurden nun immer stärker und lösten neue, späte, den Verhältnissen entsprechende Bewegungen aus. Im S, wo die Glarner-Decke auf dem LK festgekeilt war, löste sich die Front der helvetischen Hauptmasse vom LK und begann an einer scharfen Linie die basalen Elemente zu überfahren. Die späte HU ist hier in einer einzigen Linie über der Glarner-Decke zu suchen.

Nicht so im N. Hier wurde die Glarner-Decke von den späten Impulsen noch um ein Geringes auf dem LK bewegt, bis dann die Bogenspannung

zum festgekeilten S zu groß wurde. Nun erst überführen die höheren Decken diese Masse, wobei wahrscheinlich auch die Glarner-Decke im Liegenden immer wieder kleinere, ruckweise Vorbewegungen ausführte. Schließlich wurde an einer vorgezeichneten Stelle (vgl. Fig. 55) durch die Überföhrung die ganze Schönau abgewürgt, auf dem LK bewegt und z. T. stärker verschuppt. Die späte HU ist wohl noch zur Hauptsache in der Mürtschenüberschiebung abgebildet, doch sind gleichzeitig auch noch Bewegungen in den tieferen Einheiten vorgekommen.

Noch weiter nördlich, unter dem Salengrat, wird diese Tendenz noch deutlicher. Es scheint, daß hier die späte HU innerhalb der Glarner-Decke gesucht werden kann, indem sie eine alte Verschuppungslinie dieser Decke als Bewegungshorizont aussuchte. Die alte Glarner-Schuppe wurde zu einem Mürtschenelement, die Verschuppungslinie zur späten HU, über der dann Mürtschen- und Axen-Decke die tiefere Glarner-Decke überfahren.

Wenn wir diese Tendenz weiter nach N extrapolieren, können wir folgendes vermuten: Die späte HU, die am Saßberg die Glarner-Decke noch sehr scharf diskordant überfährt, verliert gegen N (vielleicht vorübergehend) ihre Deutlichkeit und Einheitlichkeit, indem die «liegende» Glarner-Decke immer mehr ebenfalls die späten Bewegungen mitmacht. Die späte HU verlegt sich also in das Dach des LK oder in die scharfen Schnitte innerhalb dieses Bandes im N (Lochseite!). Die tiefe Auftrennung des Verrucano durch die späte HU scheint gegen N und wahrscheinlich auch gegen E auszuklingen. Die scharfe Deckentrennung des (S)W-Freiberges macht einer mehr oder weniger einheitlichen Verrucanomasse Platz, die nur geringfügig verschuppt ist und aus deren Rücken sich dann am Gufelstock die Typus-Mürtschen-Decke abspaltet. Wir können hier auf die Untersuchungen von HUBER (1960) und FISCH (1961) verweisen, die östlich des Sernf die Existenz einer einheitlichen Verrucano-Stammdecke (HELBLING, 1938) nachgewiesen haben.

Diese Stammdecke müßte dann also mehr oder weniger deutlich schon am Gandstock vorliegen. Wenn wir nun die Verrucanoserien hier genauer betrachten, so stellen wir zunächst große Übereinstimmung mit dem östlichen Sernftal (FISCH, 1961) fest. Vergleichen wir aber mit unseren Ergebnissen, so ergibt sich die auffallende Tatsache, daß direkt auf dem LK Verrucanofazies unserer Glarner-Decke in v e r k e h r t e r Lagerung, über einer kleinen Bewegungszone (ausklingende Mürtschenüberschiebung?) dann die Fazies der Mürtschen-Axen-Decke in aufrechter Serienfolge liegt. Diese Beobachtung war maßgebend für den Versuch (vgl. Stratigraphie, Tabelle 2), den mächtigen Verrucano östlich des Sernf nicht als einfache

Normalserie anzusehen (FISCH, 1961, HUBER, 1960), sondern einmal unter der Hypothese einer liegenden Deckfaltenstruktur zu betrachten. Die Hinweise auf eine solche liegende Antiklinale sind allerdings noch relativ spärlich und vorderhand noch nicht überzeugend. Dennoch sollte man in Zukunft versuchen, nicht nur stets an normal gelagerten Verrucano zu denken, sondern auch die Möglichkeit zu prüfen, ob nicht vielleicht die auf dem LK liegenden Serien verkehrt gelagert sein könnten.

## Mürtschen-Decke

### *I. Matzlengrat-Schuppe*

Diese Schuppe wird nach dem typischen Vorkommen am Matzlengrat benannt, wo ihre Gesteine die obersten Erhebungen bilden.

#### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung der Schuppe ist gut aus Fig. 3 herauszulesen. Die Einheit ist am Matzlengrat am mächtigsten, keilt aber unter dem Kärfpf gegen S und SE rasch aus. Dieses Auskeilen kann besonders schön östlich der Chüetalmatt beobachtet werden, wo die einzelnen Serien der Schuppe von unten her langsam reduziert werden, bis auch der letzte Rest auskeilt, so daß augenfällige Diskordanzen zur liegenden Chüetal-Schuppe entstehen. Die Linie, an der die Matzlengrat-Schuppe auskeilt, streicht etwa NE.

Die Abgrenzung gegen die liegende Glarner-Decke ist besonders einfach, da hier an der Mürtschenüberschiebung deutliche Diskordanzen auftreten. Doch auch die Grenze zum Hangenden ist gut sichtbar, treten doch ebenfalls gewisse Diskordanzen zwischen den hangenden Quarzporphyroiden und einer tektonischen Zone in der obersten Matzlengrat-Schuppe auf. Im Dach der Schuppe finden wir oft eingesprießte Scherben, die von der Basis der hangenden Schuppe aufgeschürft worden sind. Es handelt sich vorw. um Gesteine der detritischen Serien, welche sonst in der Matzlengrat-Schuppe nur sporadisch anstehen. Vielleicht ist auch die Trias der hinteren Siwelle als eine solche eingesprießte Scherbe zu betrachten. In allen Aufschlüssen ist zudem zu beobachten, daß die Basis der überschobenen Schuppe stark geruschelt ist.

## Lokale Beobachtungen

Es fällt sofort auf, daß die schönen Faltenbildungen der Glarner-Decke fehlen. Sie scheinen sich somit auf jene Decke zu beschränken, was aber nicht sehr viel zu bedeuten hat, da wir ja auch in der Glarner-Decke im Verrucano kaum Faltenstrukturen zu sehen bekamen. Vielleicht wären sie hier im mesozoischen Bereich, von dem leider nur Spuren gefunden werden, ebenfalls festzustellen. Es könnte aber auch sein, daß es sich bei den Falten der Glarner-Decke um eine frühhelvetische Bildung an der Front der Deckfalte handelt, die beim Aufgleiten auf den LK entstanden sein kann.

In dieser Schuppe treten aber in allen Gesteinen *k*l*e*i*n*e Falten auf, deren Achsen meist NNW bis NW streichen. Sie sind fast durchwegs von Quarzruscheln begleitet und häufen sich naturgemäß an der Basis und im Dach der Schuppe.

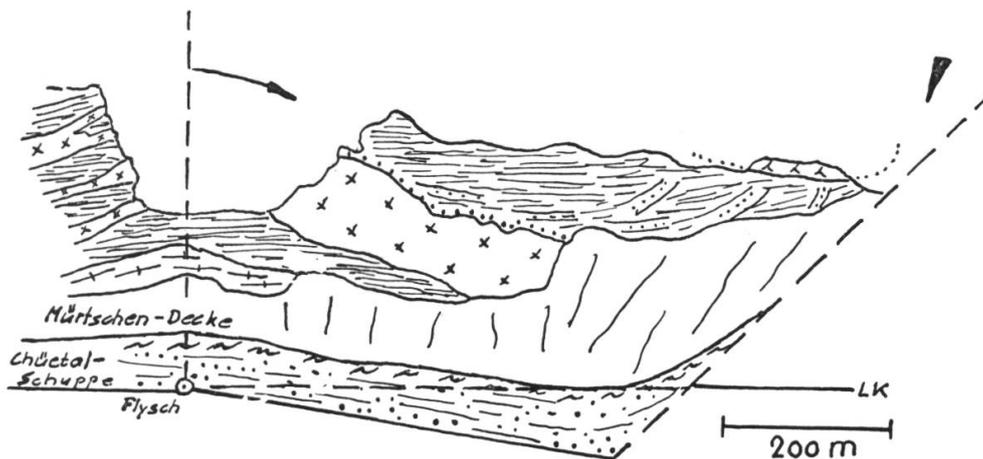


Fig. 49

Hintere Siwelle von N

Die Verhältnisse der hinteren Siwelle, wie sie auf Fig. 49 dargestellt wurden, haben uns einiges Kopfzerbrechen verursacht, woran nicht zuletzt die große Absenkung gegen die vordere Siwelle schuld war. Die Spilitbank fällt hinter diesem Bruch zuerst etwas westwärts, wird dann aber an der Bruchfläche sichtlich aufgestellt und steigt schließlich deutlich an. Die sernifitischen Lagen zeigen mit geringer Diskordanz zum Erguß dieselbe Erscheinung, die vielleicht als Schleppung an der Bruchfläche erklärt werden kann.

Allg. aber bildet die hintere Siwelle die direkte Fortsetzung der Matzlengrat-Schuppe des Rotstockes (unter der Leglerhütte), wobei hier allerdings auch oberster Verrucano und Trias auftreten. Diese jüngsten Serien der Schuppe sind ihrer exponierten Lage wegen sehr stark verschuppt.

Soweit sich dies überhaupt feststellen läßt, scheinen die Serien stets normal gelagert zu sein. Die ältesten Serien stehen immer mit dem unmittelbar Liegenden, die jüngsten dagegen immer mit dem Hangenden in tektonischem Kontakt, wobei die Basis der Schuppe das Faltensystem der Glarner-Decke scharf diskordant aufschneidet.

### *Allgemeines*

Der Bruch zwischen den Siwellen war ziemlich sicher schon im Untergrund vorgezeichnet, doch scheint diese Schwächezone die Belastung durch die Glarner-Decke noch ausgehalten zu haben, so daß die Überfahung der Chüetal-Schuppe ungestört gelang. Bei der Mehrbelastung durch die überfahrende Mürtschen-Decke aber gab der Untergrund langsam nach, so daß sich der hintere Flügel muldenartig absenkte. Dadurch wurde die frontalste Schuppe der Mürtschen-Decke an dem nun plötzlich aufragenden Hindernis der vorderen Siwelle gestoppt. Die Matzlengrat-Schuppe brandete an diesem Hindernis auf, was in den plötzlich aufsteigenden Sernifitbänken der Stirnpartien sehr schön zum Ausdruck kommt (Fig. 49). Sie dürfte die vordere Siwelle kaum entscheidend überfahren haben, doch ist anzunehmen, daß mindestens der N-Flügel der Schuppe noch eine leichte Schwenkung nach W ausführte, ähnlich wie wir es in der Glarner-Decke gesehen haben. Es scheint sogar, daß auch die hangende Schafalp-Schuppe noch hinter dem Bruch stecken geblieben ist und daß erst den höchsten Schuppen (Schönau-Schuppe) die endgültige Überfahung gelang.

### *Tektonische Stellung — Herkunft*

Schon faziell (vgl. Stratigraphie) haben wir gesehen, daß die Matzlengrat-Schuppe in den Raum zwischen südlichster Glarner-Decke und südlicheren Elementen der Mürtschen-Decke paßt. Diese Stellung wird auch vom rein geometrisch-tektonischen Standpunkt aus gerechtfertigt, indem

die Matzlengrat-Schuppe als Stirnelement der Mürtschen-Decke anzusehen ist, wie wir eben gesehen haben.

Die Deckentrennung zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke zieht also mitten durch die grabeninnere Fazies. Wir finden in der Matzlengrat-Schuppe weder eigentlichen Sernifit noch typische Kärpf-Serie. Die Fazies entspricht durchaus noch den südlichsten Ausläufern der Glarner-Decke (Stelliboden-Schuppe), wo die grobdetritische Fazies des obersten Verrucano durch die feinen, karbonatischen Knollenschiefer ersetzt wird, die typische Fazies des Inneren des Verrucanograbens.

Wenn auch die Schuppenstruktur bisher nicht erkannt worden ist, so sind doch in den bekannten Werken der Literatur die Gesteine der Matzlengrat-Schuppe stets der Mürtschen-Decke zugeordnet worden. Die Änderungen am Verlauf der bisherigen Mürtschenüberschiebung wurden schon erwähnt.

## *II. Schafalp-Schuppe*

Diese Bezeichnung wurde nach der Lokalität am W-Abhang des Kärpf gewählt, auf deren kleinen Weideterassen früher einmal Schafe nach Futter gesucht haben.

### *Verbreitung — Begrenzungen*

Wie aus der tektonischen Skizze auf Fig. 3 hervorgeht, zieht sich die Sunneberg-Serie der Schafalp-Schuppe als schmaler Span zwischen der Matzlengrat- und der Kärpf-Schuppe am W-Abhang des Kärpf dahin. Wahrscheinlich handelt es sich bei der Schafalp-Schuppe lediglich um eine abgequetschte, höhere Gesteinsserie derselben Einheit, der auch die Chüebled-Schuppen angehören (vgl. Tafel 3).

Die Grenze gegen die liegende Matzlengrat-Schuppe ist recht scharf, wobei allerdings direkte Aufschlüsse nicht sehr zahlreich sind. Die jüngsten Serien des Liegenden wurden durch die Überschuppung mehrfach zerschlitzt und in Scherben aufgelöst. Auch die Basis der Schafalp-Schuppe zeigt in einer starken Ruschelzone die Bewegungen an, doch

dürfte der Überfahrbetrag eher gering sein, da auch diese Schuppe hinter der Siwelle stecken geblieben ist.

Die Grenze gegen die hangende Kärpf-Schuppe ist ebenfalls recht deutlich, hat doch diese Einheit die höheren Serien der Schafalp-Schuppe bei der Überfahung abgeschert (Schönau-Schuppe), wodurch eine erhebliche Diskordanz entstehen konnte. Aber auch die Kärpf-Schuppe dürfte als frontalstes Element der Axen-Decke das Liegende kaum um größere Beträge überfahren haben (vgl. später).

Der große Siwellenbruch ist verantwortlich dafür, daß sich die Schafalp-Schuppe auf das Kärpfgebiet beschränkt. Wir werden später sehen, daß Schönau- und Schafalp-Schuppe wohl ursprünglich zusammengehörten, daß aber beim weiteren Vormarsch die tiefsten Serien (Bunte Serie in der Chüebled-, Sunneberg-Serie in der Schafalp-Schuppe) im Bereich des Bruches stecken blieben, während der Rest in der Schönau-Schuppe weiter nach W gelangte. In dieser Schuppe wären somit außerhalb des Bereiches des Siwellenbruches auch die tieferen Serien zu erwarten, was sich auch tatsächlich bestätigt.

#### *Tektonische Stellung — Herkunft*

Faziell stellt sich die Sunneberg-Serie der Schuppe zwischen die Matzlengrat-Schuppe mit der typischen Ausbildung dieser Serie und die Kärpf-Schuppe, wo fast nur noch Quarzporphyre auftreten (vgl. Stratigraphie).

Die tektonisch-geometrische Betrachtung bestätigt diese Stellung, wobei die Stirn der Kärpf-Schuppe wahrscheinlich unmittelbar hinter der Chüebled-Schuppe zu beheimaten wäre.

Das frontalste Element der Mürtschen-Decke wurde bei der Überfahung hinter dem Siwellenbruch aufgehalten. Nun wurde diese Schuppe von einem hinteren Element unserer Mürtschen-Decke, respektive von einer vorderen Abspaltung der nachdrängenden Verrucanohauptmasse überfahren. Lokal blieben die tiefsten Serien dieses Elementes hinter dem Bruch noch stecken, doch gelang es der Schönau-Schuppe, unter den Impulsen der nachdrängenden Decken weiter vorzufahren. Die Schafalp-Schuppe steht wahrscheinlich über die Chüebled-Schuppen noch mit der Hauptmasse weiter im E in naher Beziehung (also zum Gandstock?), wogegen die Schönau-Schuppe endgültig losgerissen wurde, wobei sie stellenweise (Siwelle) ihre tiefsten Serien zurückließ.

### *III. Schönau-Schuppe*

Der Name wurde nach dem typischen Vorkommen auf der breiten Höhe der Schönau hinter Haslen gewählt.

#### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung der Schuppe beschränkt sich auf die Schönau und den Salengrat, wie aus Fig. 3 hervorgeht. Sie vertritt in diesem isolierten Abriß als einzige Schuppe die Mürtschen-Decke des Untersuchungsgebietes.

Die Grenze zum Liegenden ist somit identisch mit der beschriebenen Mürtschenüberschiebung auf die Glarner-Decke. Unter der Salengrat-Schuppe geschieht nun etwas Merkwürdiges, indem hier nämlich die Axen-Decke unsere Schönau-Schuppe stellenweise völlig ausquetscht, so daß die Mürtschen-Decke lediglich mehr durch ein paar kleine Scherben vertreten ist. Die Grenze gegen die hangende Salengrat-Schuppe ist durchwegs scharf und von einer erheblichen Diskordanz begleitet. In der Blabrus kommt es zur Ausbildung eines lochseitenkalkähnlichen Gebildes an der Basis dieser Schuppe, während sonst überall die ausgebleichte Ruschelzone im Dache der Schönau-Schuppe direkt von leicht tektonisierten Gesteinen der verschiedenen Serien der Salengrat-Schuppe überfahren worden ist.

#### *Allgemeine Beobachtungen*

Schönau

Hier bildet die Schönau-Schuppe die höchsten Erhebungen. Sie umfaßt Milchspüler- und Kärpf-Serie, Trias ist nirgends erhalten geblieben. Im übrigen verbergen die gewaltigen Schuttmassen meist die anstehenden Gesteine, die lediglich in zwei größeren Aufschlußzonen etwas zusammenhängender zutage treten. Die Lagerung scheint durchwegs eine ruhige und aufrechte zu sein.

Rund um das Franzenhorn hat der Wind einige Gesteine vom Schutt blank gefegt. Wir finden in den unteren Zonen tuffitische, graue und grünliche Schiefer der Milchspüler-Serie, während der Gipfelgrat aus sernitisch-konglomeratischen Gesteinen der Kärpf-Serie gebaut ist. Diese

Serie ist auch noch unter dem südlichen Etzelstock aufgeschlossen, doch wird sie nordwärts bald von der Salengrat-Schuppe abgewürgt.

In der Rüfirus finden sich die besten Aufschlüsse, die zusammen mit denjenigen der Trollrus ein gutes Bild von der Schuppe geben. Auf die Trias der Stelliboden-Schuppe ist die vulkanische Milchspüler-Serie aufgeschoben, welche hier ein bedeutendes Spilitlager enthält. Darauf liegt die detritische Kärpf-Serie, von der allerdings schon der feine Sernifit und v. a. das Gipfelkonglomerat nur mehr unter dem Schutt erraten werden können.

#### Etzelstock — Salengrat

Die vulkanischen Gesteine scheinen der Schönau-Schuppe dieser Gegend bereits zu fehlen. Nur noch in der Chohlrus finden sich auf der Stelliboden-Trias einige geringe Reste davon. Aber auch von oben her wird die Schuppe reduziert, indem sich die Salengrat-Schuppe immer stärker in die Unterlage preßt. Unter dem Etzelstock fehlt die Schönau-Schuppe gänzlich, indem hier direkt untere Liasschiefer auf den Sernifit der Glarner-Decke geschoben sind. Wenig nördlich davon am E-Abfall liegt Sernifit der Salengrat-Schuppe auf dem Spilit der Aueren-Serie. Erst am N-Abfall des Grates (Sedel — Blabrus — Gschwämmwald) finden sich wieder gute Aufschlüsse, die Sernifit der Schönau-Schuppe zwischen Glarner- und Axen-Decke zeigen. Die Salengrat-Schuppe hat also die Mürtschen-Decke sehr stark verwalzt und verzerrt. Wo die letztere gänzlich fehlt, sind sogar die obersten Partien der Glarner-Decke weggerissen worden, stellenweise bis auf die Aueren-Serie hinunter.

Diese dominante Rolle der Axen-Decke ist von entscheidender Bedeutung für das Verständnis des Kärpf, wo nach den bisherigen Ansichten die Mürtschen-Decke plötzlich sehr mächtig werden sollte (vgl. später).

#### *Tektonische Stellung — Herkunft*

Die Schönau-Schuppe ist mit Sicherheit ein Element unserer Mürtschen-Decke, und zwar an ihrer Typuslokalität sogar das einzige vorhandene. Während am Salengrat diese Schuppe von einem sicheren Axen-Element überfahren wird, stehen uns im Kärpfgebiet eigentlich drei Schuppen zur Verfügung, die faziell mit der Schönau-Schuppe verglichen werden

könnten und die bisher alle der Mürtschen-Decke zugeordnet worden sind (OBERHOLZER, 1933). Diese Decke sollte somit nach dem Debakel unter dem Salengrat im S plötzlich diese gewaltige Mächtigkeit aufweisen, was doch schon zum vornherein unwahrscheinlich wirkt.

Es wäre wohl am naheliegendsten, die direkt auf die Glarner-Decke geschobene Schönau-Schuppe mit dem entsprechend gelagerten Element des Kärpf zu vergleichen, also mit der Matzlengrat-Schuppe. Dazu müßte aber der N-Flügel der hinter dem Siwellenbruch stecken gebliebenen Schuppe schon eine unnatürlich starke Biegung nach W ausgeführt haben, um in die Schönau zu gelangen. Da auch die Fazies der Schönau-Schuppe nicht etwa nördlich an die Matzlengrat-Schuppe anschließt, sondern eher südlich dieses Raumes, scheint eine solche Verbiegung außer Betracht zu fallen. Die Schönau-Schuppe muß also die Matzlengrat-Schuppe überfahren haben.

Direkt hinter der Matzlengrat-Schuppe sind aber Schafalp- und Chüebled-Schuppen zu beheimaten. Ein fazieller Vergleich mit der Schönau-Schuppe ist deshalb fast unmöglich, weil in der einen Schuppe gerade die Serien fehlen, die in der anderen vorliegen. Wenn wir aber dazu die Fazies der Kärpf-Schuppe betrachten, so stellen wir folgendes fest:

Schafalp- und Schönau-Schuppe sind hinter der Matzlengrat-Schuppe zu beheimaten. Beim Vergleich mit der Fazies der Kärpf-Schuppe zeigt sich, daß beide Schuppen aus einem Faziesraum v o r dieser aufgeschürft sein müssen. Die beiden Schuppen, die sich stratigraphisch so eigenartig ergänzen, gehören also wohl zusammen, oder besser, sie gehörten ursprünglich zusammen und wurden später getrennt.

Auch vom tektonischen Standpunkt ist dies leicht zu erklären, wobei besonders interessant ist, daß sich Schafalp- und Schönau-Schuppe stratigraphisch ergänzen können. Die beiden Schuppen glitten wohl ursprünglich als einziges Element auf die Matzlengrat-Schuppe. Am Siwellenbruch wurden die tieferen Serien aufgehalten, wodurch sich hier Schafalp- und Chüebled-Schuppen bildeten. Die nachdrängende Axen-Decke schob die höheren Serien weiter vor, wobei die Siwelle erstmals glatt überfahren wurde. Dieses weitergewanderte Element liegt heute in der Schönau vor uns. Wahrscheinlich wurden außerhalb des Bereiches des Siwellenbruches auch die tieferen Serien mitgerissen, da hier kein Grund zur Abschürfung bestand. Dies könnte v. a. für die Verrucanomasse unter dem Glärnisch (SCHINDLER, 1959) zutreffen, welche nach unten bis ins Kristallin ergänzt wird, doch ist diese Masse vielleicht nicht direkt mit der Schönau-Schuppe

zu vergleichen (unten). Die allg. Bewegungsrichtung der Schönau-Schuppe im Untersuchungsgebiet zielt NW—NNW.

Die Verbindung von Schafalp- und Schönau-Schuppe hat nun aber auch ihre Konsequenzen in bezug auf das überfahrende Element. Es wird zu prüfen sein, wieweit das sichere Axenelement der Salengrat-Schuppe auf der Schönau-Schuppe mit der Kärpf-Schuppe im Hangenden der Schafalp-Schuppe verglichen werden darf.

Während die Matzlengrat-Schuppe lediglich eine frontale Aufspaltung der Mürtchen-Decke ist, ist die Schönau-Schuppe viel weiter bewegt worden. Wenn wir vom Untersuchungsgebiet in der allg. Bewegungsrichtung (NW) extrapolieren, so scheint im Glärnisch die direkte Fortsetzung unserer Schönau-Schuppe zu liegen. Der Verrucano wird hier vom Luchsingtobel gegen N (Guppenalp) immer mächtiger und direkt von der Axen-Decke überfahren. Faziesvergleiche haben wir schon im stratigraphischen Teil versucht. Zum Unterschied gegenüber der Schönau sind am Glärnisch auch tiefere Serien wie Sunneberg-Serie und Bunte Serie vorhanden, wobei als ältestes sogar ein kleiner Kristallinkeil auftritt (vgl. Strat.). Ferner ist auffallend, daß kein eigentliches Gipfelkonglomerat auftritt, sondern lediglich grober Sernifit. Der Verrucano der Glärnischbasis scheint somit unmittelbar hinter der Matzlengrat-Schuppe abgelagert worden zu sein, wo er zur groben Randfazies (Gipfelkonglomerat) der südlicheren Räume überführt. Die Überfahrungsbreite dieses Verrucano wäre damit beträchtlich. SCHINDLER (1959) faßte den Verrucano am Glärnisch als NW-Flügel seines Dohlenbruches (Dohlen-Serie) in der Mürtchen-Scholle auf.

Diese Verbindung Schönau-Schuppe—Verrucano der Dohlen-Serie dürfte bis auf einen kleinen Schönheitsfehler, den wir unten erwähnen wollen, gesichert sein, da tektonisch zu dieser Verbindung keinerlei Schwierigkeiten auftauchen. Während in der Schönau noch eine recht mächtige Glarner-Decke vorliegt, ist diese am Glärnisch unter der Mürtchen-Scholle zu einer unbedeutenden Scherbe, der Nidfurn-Serie (STAUB, 1954, SCHINDLER, 1959) zusammengeschrumpft. Der Verrucano der Mürtchen-Scholle überfährt diese Serie mit einem eigenen, lochseitenkalkähnlichen Kalkmylonit an der Basis, der von SCHINDLER (1959) als oberer Lochseitenkalk bezeichnet wird. Die Nidfurn-Serie beginnt im S auffallenderweise gerade westlich der Stelle, wo im Untersuchungsgebiet die Blattverschiebung auftritt. Es brauchte wahrscheinlich den Abriß der

Schönau, damit die Stirnpartien der Glarner-Decke den Glärnischuß erreichen konnten, womit die Nidfurn-Serie nichts anderes ist als die westliche Stirn der Bodenrus-Schuppe. Die kleine Stelliboden-Schuppe hat die Glärnischbasis nicht mehr erreicht.

Die Verbindung Schönau-Glärnisch erhält nun noch eine Komplikation. Es betrifft dies die umstrittene Gegend der Guppenalp mit ihrer Triassynklinale.

Wir haben gesehen, daß in der Gegend des Salengrates die Mürtschenstirn eine ehemalige Schuppe der Glarner-Decke mit sich gerissen haben muß. Die ursprünglich wohl recht scharfe Trennung zwischen den beteiligten Elementen dürfte dabei etwas verwischt worden sein, doch blieb die Synklinalform des Ex-Glarner-elementes weitgehend erhalten. Unter dem Glärnisch blieb die Mürtschen-Decke stecken, wobei wir folgende Verteilung der Gesteine feststellen können: In NW-Richtung von der Schönau haben wir typische Fazies der Schönau-Schuppe im NW-Flügel des großen Dohlenbruches, und genau in NW-Richtung von jener Stelle unter dem Salengrat, wo in der Glarner-Decke oberste Strukturen fehlen, finden wir die Guppensynklinale am Glärnisch. Sind nun aber die beiden so ungleichen Brüder am Glärnisch tektonisch auch wirklich nicht mehr auseinanderzuhalten?

Ich glaube doch. Im S, z. B. auf dem Dohlenberg, haben wir typische Fazies der Schönau-Schuppe. Dagegen finden wir im Bereich der Trias von Guppen auch im Verrucano typische Fazies der Knollenschiefer (SCHINDLERS Grischschichten), wie sie im Untersuchungsgebiet aus der obersten Glarner-Decke «abhanden» gekommen ist. Auch nach SCHINDLER (1959) liegt dieser Verrucano normal unter der Trias. Von großer Bedeutung ist aber eine weitere Erklärung dieses Autors (S. 65):

«Erst südlich des Guppenloches tritt ruhigere, flache Lagerung auf, wobei die Fazies der Grischschichten plötzlich typischem Sernifit gewichen ist. Zweifellos handelt es sich um eine bedeutende Störung, welche als Nebenerscheinung der scharfen Umbiegung der Guppensynklinale im kompetenten Verrucano oder aber als Deckengrenze betrachtet werden kann.»

SCHINDLER hat damit die Existenz einer tektonischen Grenze geahnt. Seine Beschreibung läßt nichts an Deutlichkeit zu wünschen übrig und bestätigt zum großen Teil unsere theoretischen Überlegungen. Diese Störung im Verrucano könnte sehr gut die einstige Deckengrenze zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke sein, die bei den späten Bewegungen verwischt worden wäre. Die Störung trennt heute die Fazies der Schönau-

Schuppe des Glärnisch (Sernifite der Kärpf-Serie) von der Fazies der südlichsten Glarner-Decke (Knollenschiefer). Damit wird es nun sehr wahrscheinlich, daß die fehlende Struktur in der obersten Glarner-Decke unter dem Salengrat tatsächlich hier in der Guppensynklinale wiedergefunden wird.

Der Verrucano der Mürtschen-Decke im Glärnisch wäre also zwei verschiedenen Elementen zuzuordnen. Der südliche Teil bildet die westliche Fortsetzung der Schönau-Schuppe. Die Guppensynklinale wurde der Mürtschen-Decke erst recht spät als *Bewegungselement* einverleibt. Sie entspricht faziell dem oberen Triasband der Schönau samt liegendem Verrucano. Eine direkte tektonische Verbindung ist aber nicht mehr anzunehmen im heutigen Zustand, ebensowenig wie mit der Gufelstockscholle, obschon auch zu dieser fazielle Analogien bestehen.

Diese Bemerkungen über die Guppensynklinale lassen sich nun auch durch die Betrachtungen von STAUB (1954) und SCHINDLER (1959) sehr gut ergänzen. Während SCHINDLER an einer tieferen Trennung zwischen Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie zweifelt, sieht STAUB in der ersteren südlichere Fazies und ordnet die letztere der Gufelstockscholle zu. Wir können nun beides zusammenfassen: Die Forrenstock-Serie ist unmittelbar, ohne schärfere Grenze, an die Guppensynklinale anzugliedern (SCHINDLER, 1959). Dieses Element umfaßt Gufelstockfazies, ist aber als Stirnelement der Mürtschen-Decke anzusehen. Südlich des Guppenloches tritt dann mehr oder weniger scharf abgetrennt südlichere (STAUB, 1954) Fazies im Verrucano auf. Es handelt sich hier um das nördlichste Element der ursprünglichen Mürtschen-Decke.

#### *IV. Chüebled-Schuppe*

Die isolierten Aufschlüsse oberhalb des Chüebled auf der E-Seite des Kärpf faßte ich zu diesen kleinen Schuppen zusammen, obwohl wir bereits auf die nahe Verwandtschaft mit der Schafalp-Schuppe hingewiesen haben. Vielleicht besteht auch eine direkte Beziehung zur Gandstockkette, doch sind hier erst neuere Untersuchungen abzuwarten.

## Verbreitung — Begrenzungen

Die Verbreitung ist aus Fig. 3 zu ersehen. Die Gesteine dieser Schuppen tauchen im Kessel der Wichlenmatt erstmals auf, werden dann aber beim Abtauchen der Glarner-Decke auf den LK schon bedeutend mächtiger, indem sie sich langsam nach unten ergänzen.

Die Abgrenzung gegen das Liegende ist besonders einfach, wird doch rückwärtig direkt der LK und dann steil die Chüetal-Schuppe (Mürtschenüberschiebung) überfahren. Es treten deutliche Diskordanzen auf. Längs den tektonischen Linien finden wir Ruscheln, deren Achsen vorw. NNW streichen. Im übrigen sind die Grenzen auch aus Fig. 50 ersichtlich.

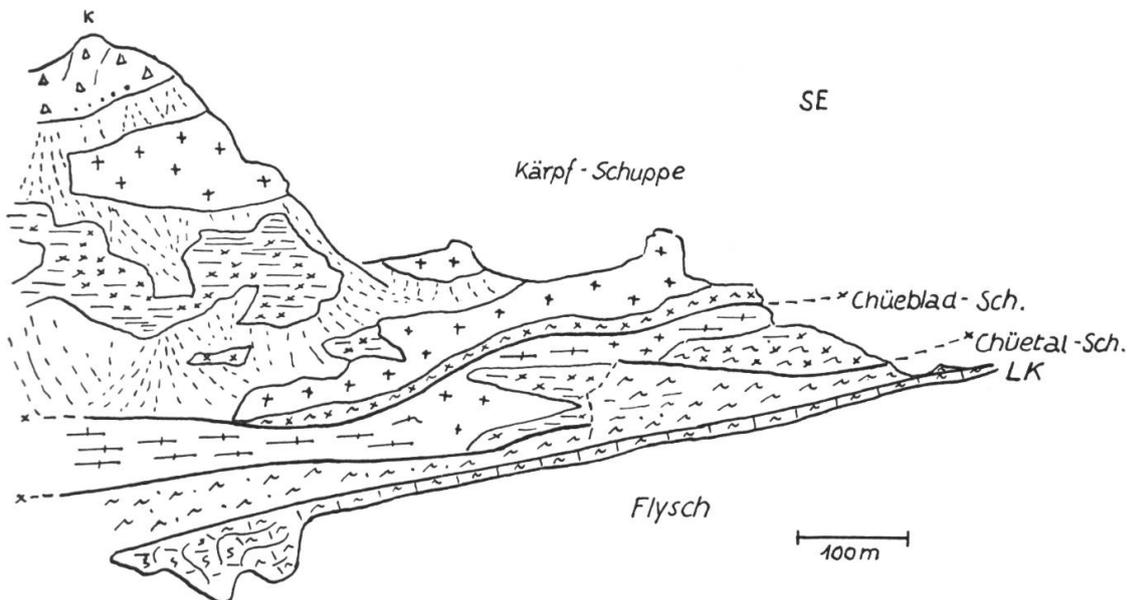


Fig. 50  
Wichlenmatt — Kärpf-Südsporn

Die Obergrenze ist nicht ganz so einfach zu finden. Meistens allerdings werden die Gesteine der Chüebled-Schuppen scharf diskordant von der Kärpf-Schuppe überfahren. Stellenweise scheint es aber, als seien noch geringmächtige Scherben der Schafalp-Schuppe zwischengeschaltet (vgl. Tafel 3), gegen welche eine Abgrenzung nicht mehr scharf durchgeführt werden kann.

Es ist wohl der besonderen Lage der Schuppen zuzuschreiben, daß ihre Gesteine vielfach fast zur Unkenntlichkeit zertrümmert sind.

### *Allgemeine Beobachtungen*

Die allg. Tendenz dieser Schuppen, die Serien gegen N langsam nach unten zu vervollständigen, weist sofort auf die nahe Verwandtschaft zur Mürtschen-Decke hin. Alle Schuppen dieser Decke unterscheiden sich darin deutlich von der Kärpf-Schuppe, wo die Seriengrenzen kaum diskordant zur Untergrenze (Axenüberschiebung) streichen.

Die Lagerung ist allg. aufrecht, wenn auch stark gestört. Die Achsen der vielen Ruscheln in den Gesteinen streichen allg. NW—NNW.

Mit ziemlicher Sicherheit sind die Chüebad-Schuppen nichts anderes als ein tieferer Teil (Bunte Serie und Sunneberg-Serie) einer ursprünglichen Bewegungsmasse Chüebad-Schafalp-Schönau-Schuppe, der hinter der Glarner-Decke zurückgeblieben ist. Westlich der Kulmination der Mürtschenüberschiebung unter dem Kärpf hat die Kärpf-Schuppe die vorderen Teile dieses Elementes weiter vorgeschleppt.

### *Tektonische Stellung*

Mit der nahen Verwandtschaft zur Schafalp-Schuppe ist auch die Zugehörigkeit zu unserer Mürtschen-Decke klar. Auch scheinen sich die Schuppen gegen N hin zu vervollständigen und direkt in die Gandstockkette zu ziehen. Da gleichzeitig die Glarner-Decke im Liegenden entweder auskeilt oder zumindest nicht mehr sehr scharf von einer Mürtschen-Decke getrennt werden kann (Ausklängen der Mürtschenüberschiebung in der Gandstockkette?), führen die Chüebad-Schuppe bereits von der Zone der tiefer getrennten Verrucanodecken (westlicher Freiberg) in die mehr oder weniger ungeteilte Verrucanomasse (östlicher Freiberg?, Gulderstock) einer Verrucanostammdecke über. Die Deckenzugehörigkeit ist also hier schon mit aller Vorsicht aufzufassen, da wir noch nicht wissen, welcher tektonischen Komplikation des Untersuchungsgebietes die Typus-Mürtschenabschiebung entspricht.

Vielleicht sind die Chüebad-Schuppen schon als reduzierte, stirnwärtige Partie der östlichen, ungeteilten Verrucanomasse anzusehen, von der die Schafalp-Schuppe durch die Axenüberschiebung abgewürgt worden wäre.

## V. Heuergrat-Schuppe

Der Bützistock wurde bisher als einheitliche Klippe der Mürtschen-Decke auf der Glarner-Decke angesehen (OBEROLZER, 1933), doch müssen wir hier eine Präzisierung vornehmen, indem wir nur die untere, stark verwalzte Scherbe dieser Decke zuweisen, den hangenden Quarzporphyrklotz aber der Axen-Decke.

### Allgemeine Beobachtungen

Die stark tektonisierten Gesteine der kleinen Scherbe finden sich unter dem Bützistock sowie als kleine Mützen auf dem Heuergrat. Kaum kenntliche Reste finden sich auch auf dem vorderen Saßberg, wo sie dem lochseitenkalkähnlichen Gebilde aufrufen.

Die Begrenzungen sind sehr scharf. Die Schuppe überfährt die Glarner-Decke scharf diskordant, wobei hier diese Grenze mit der späten HU zusammenfällt. Fast ebenso scharf ist die Grenze gegen die hangende Bützistock-Schuppe (Axen-Decke). Diese Grenze entspricht übrigens OBERHOLZERS Mürtschenüberschiebung an dieser Stelle, wogegen AMSTUTZ (1957) die Heuergrat-Schuppe bereits als Mürtschenelement erkannt hatte. Die Verhältnisse sind in der kleinen Skizze auf Fig. 51 recht gut einzusehen.

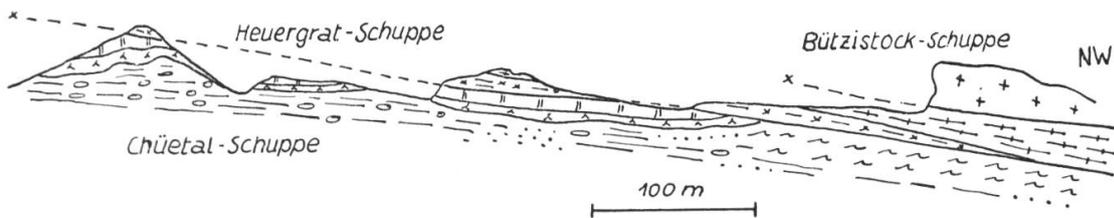


Fig. 51  
Tektonische Skizze des westlichen Heuergrates

In den vollkommen zerstörten Gesteinen der Schuppe lassen sich noch zwei Serien erkennen («Mürtschendeckenschiefer» nach AMSTUTZ, 1957). Wir finden typische Vertreter der Sunneberg-Serie, welche von Spilituffen der Bunten Serie unterlagert werden. Die Ruschelachsen streichen NW—NNW.

Die Lagerung am Bützistock erinnert unwillkürlich an das obere Chüebad, wo ebenfalls ein zerrüttetes Element der Mürtschen-Decke von Axeneinheiten überfahren wird.

### *Tektonische Stellung*

Die Heuergrat-Schuppe scheint ein letzter Rest der Mürtschen-Decke zu sein, bevor sie westwärts endgültig unter der Axen-Decke ausgewalzt wird. Zugleich handelt es sich um die südlichsten Reste der Mürtschen-Decke, deren Auskeilen in dieser Richtung wir ja schon östlich der Chüetalmatt beobachtet hatten. Wenn wir vom Bützistock aus in der allg. NW—NNW-Bewegungsrichtung extrapolieren, so können wir dieses Auskeilen auch am Glärnisch beobachten, wo schon im Luchsingertobel nur mehr klägliche Reste der Mürtschen-Decke unter der Axen-Decke liegen.

Im Untersuchungsgebiet ist die Heuergrat-Schuppe am ehesten mit der Schafalp-Chüebad-Schuppe zu vergleichen. Wenig südlich wie auch westlich (vgl. Fig. 48) dürfte dann die Axen-Decke endgültig auf die Glarner-Decke tauchen, wie es unter dem Hanenstock und auf der Westseite der Linth angedeutet ist.

## **Axen-Decke**

### *I. Bützistock-Schuppe*

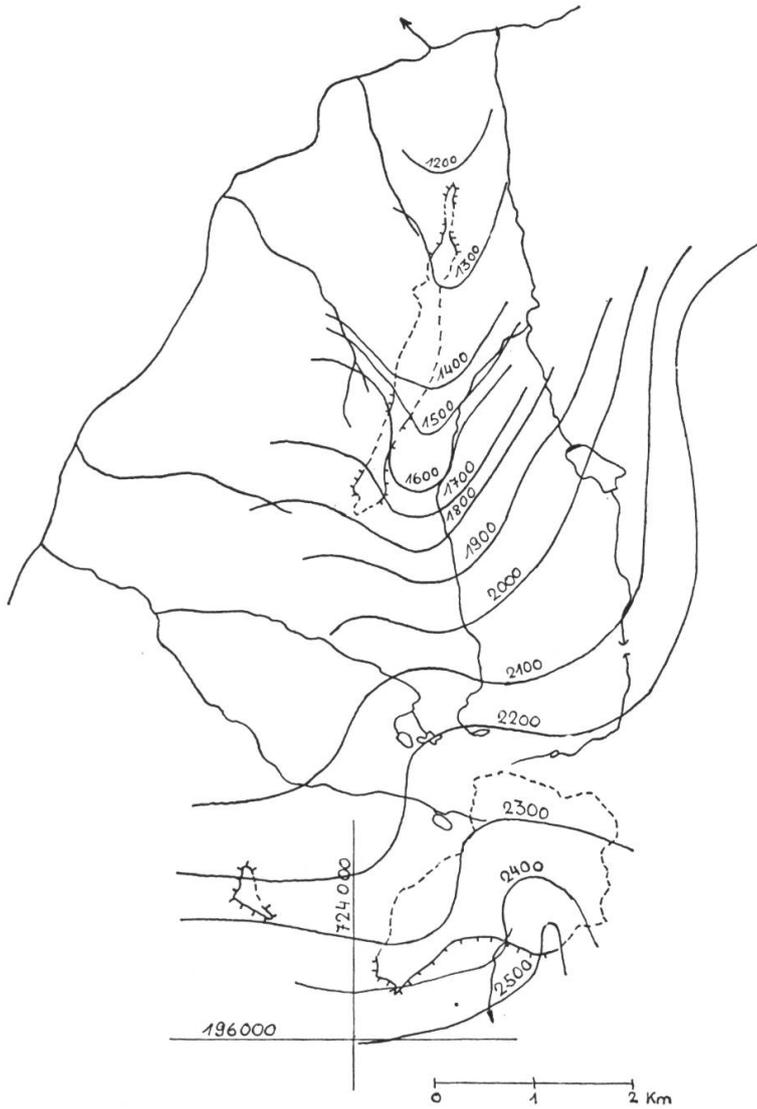
Allg. werden wir diese Schuppe im Zusammenhang mit der Kärpf-Schuppe im folgenden Kapitel behandeln.

Während die Heuergrat-Schuppe noch nie als solche erkannt worden war, ist die Existenz dieser Klippe schon lange bekannt. Sie beschränkt sich ausschließlich auf den Bützistock und ist einheitlich aus Quarzporphyr aufgebaut. Schon A. ESCHER hat in seinen Tagebüchern diese Klippe als Alpiniklotz (Talkquarzit) beschrieben, doch verbindet sie später ROTHPLETZ (1898) wieder mit dem Verrucano der Chüetal-Schuppe, ähnlich wie es auch ALB. HEIM (1878, 1891) versucht hatte. In der Folge werden dann die Ansichten von ESCHER bestätigt (OBERHOLZER, 1933, STAUB, 1954), indem der Quarzporphyrkloß als Mürtschen-Decke angesehen wird.

Fig. 52

*Axenüberschiebung*

Isohypsendarstellung



Legende wie Fig. 48

An der Basis überfährt die Bützistock-Schuppe an einer scharfen Linie die liegende Heuergrat-Schuppe. Diese tektonische Fläche, die von einer starken Ruschelzone begleitet wird, ist identisch mit der Mürtschenüberschiebung OBERHOLZERS. Ich glaube aber nicht, daß auch die Bützistock-Schuppe zur Mürtschen-Decke zu zählen ist, da ihr Habitus nicht ganz zu demjenigen der typischen Mürtschen-Schuppen des Untersuchungsgebietes passen will. Da wir zudem das Auskeilen der Mürtschen-Decke östlich der Chüetalmatt gesehen haben, wäre es doch merkwürdig, wenn hier am Bützistock mehr als nur die stark gequälte Heuergrat-Schuppe zu dieser Decke gehören würde. Viel eher scheint mir eine direkte Verbindung mit der Kärpf-Schuppe wahrscheinlich, welche in ähnlicher Art und Weise unter dem Hanenstock letzte Reste der Mürtschen-Decke unter sich auswalzt. Dieser Verbindung steht auch faziell nichts im Wege, ist doch die Quarzporphyryklippe des Bützistöcklis am ehesten mit den Quarzporphyren des Kärpf zu vergleichen, womit wir die Bützistock-Schuppe eher als Axen- denn als Mürtschen-Element ansehen wollen.

## *II. Kärpf-Schuppe*

Diese Schuppe bildet überall die höchsten Erhebungen des Untersuchungsgebietes. Darunter sind auch Unterkärpf, Kleinkärpf und schließlich der Kärpf mit den Kärpfmannen selbst, weshalb dieser Name gewählt wurde.

### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung ist aus Fig. 3 gut ersichtlich, wobei die Bützistock-Schuppe als westlicher Ausläufer anzusehen ist. Die Kärpf-Schuppe wird nirgends von einer höheren Einheit überlagert.

Mit großer Diskordanz überfährt die Kärpf-Schuppe die verschiedensten liegenden Einheiten. Diese Aufschiebung kann nicht mit einer einzigen der beschriebenen Verschuppungen verglichen werden, sie hat viel eher den Charakter einer größeren Überschiebung und ähnelt in vielen Belangen der Mürtschenüberschiebung. Die Überschiebung durchschneidet nicht nur alle liegenden Mürtschenelemente scharf diskordant, sie ver-

schmilzt im südlichen Untersuchungsgebiet sogar mit der späten HU im Dache der Glarner-Decke. Von der gequälten Lagerung der Serien und der Gesteine der Mürtschen-Decke ist in der Kärpf-Schuppe kaum mehr etwas zu bemerken.

Die tiefe Abtrennung der Kärpf-Schuppe vom Liegenden liegt also fast auf der Hand, weshalb ich sie der Axen-Decke zugeordnet habe.

### *Allgemeine Beobachtungen*

Im Vergleich zu den tieferen Schuppen zeigt die Kärpf-Schuppe einen völlig neuen tektonischen Baustil. Die Glarner-Decke mit ihrem aufgeschnittenen Faltensystem und die Mürtschen-Decke mit ihren oft unzuverlässigen, oft auskeilenden Schuppen werden hier von einer Einheit überfahren, die fast ungestört, «erhaben» auf diesen tieferen Decken ruht. Der etwas verwürgte Stil dieser Decken hat ja seinen Grund gerade in der ständigen Überfahung durch neue, höhere Elemente, wogegen die Kärpf-Schuppe nur mehr von geringen helvetischen Einheiten überfahren worden sein dürfte.

Somit finden sich in der Kärpf-Schuppe kaum größere Verschuppungen. Selbst die massigen Quarzporphyrklötze haben sich relativ ruhig verhalten, wenn auch die Gesteine in unmittelbarer Nähe davon gelegentlich geringe Bewegungsspuren verraten. Es fällt auf, wie die Mineralien der Gesteine viel weniger zertrümmert sind als in den tieferen Decken. Dagegen sind in der Nähe des Kärpftores einige alte, vielleicht paläozoische Brüche zu beobachten, welche von den alpinen Bewegungen flach gelegt und zu leichten Verschiebungen benutzt wurden.

Auch faziell unterscheidet sich die Kärpf-Schuppe von den tieferen Einheiten. Die bislang gute Horizontbeständigkeit der einzelnen Serien geht fast völlig verloren, da sich v. a. die vulkanischen Gesteine sehr intensiv verzahnen. Diese Tendenz stellen wir schon in den obersten Schuppen der Mürtschen-Decke fest, doch erreicht sie hier ihren Höhepunkt. Auch die Lithologie der Serien hat sich weiter verändert, wie es schon in der Schafalp-Schuppe angedeutet wird.

In der Art und Weise, wie sich die Kärpf-Schuppe einer großen Walze ähnlich auf die liegenden Decken schiebt und Zerstörungen anrichtet, werden wir unwillkürlich an die Salengrat-Schuppe erinnert, welche sich ebenfalls bis auf die Glarner-Decke, und zwar durch die Mürtschen-Decke hindurch, hineinbohrt. Es handelt sich hier wohl um Elemente der-

selben Decke, doch dürften sie nicht direkt verbunden werden können. Viel eher scheint es, daß die Salengrat-Schuppe bereits ein typischeres Glied der Axen-Decke ist, das vorw. mesozoische Gesteine umfaßt und vielleicht einmal stratigraphisch dem Verrucano vor der Kärpf-Schuppe aufgelagert gewesen war.

### *Tektonische Stellung*

Nachdem in der bisherigen Literatur allg. der Verrucano des Kärpfgebietes geschlossen der Mürtschen-Decke zugeordnet worden war, entdeckte erstmals AMSTUTZ (1954) darin einige tektonische Verschiebungen, deren Bedeutung er allerdings noch nicht erkennen konnte. Als ich im Verlaufe der Untersuchungen am Salengrat sah, welche bescheidene Rolle die Mürtschen-Decke unter der Axen-Decke zu spielen gezwungen war, kamen mir die ersten Zweifel, ob tatsächlich die gesamte, gewaltige, verschuppte Masse des Kärpf mit jenen kläglichen Resten unter dem Salengrat zu vergleichen sei.

Wir haben bereits gesehen, daß die direkt von der Kärpf-Schuppe überfahrenen Schuppen (Chüebled-Schuppen) vielleicht bereits direkt mit der geschlossenen Verrucanomasse (Stammdecke) des östlichen Freiberges zusammenhängen, in der die Deckengrenzen sehr problematisch werden. Die Kärpf-Schuppe muß nun als eine Rückenabspaltung dieser Masse angesehen werden, welche die frontalen Elemente wie auch die abgespaltenen Decken ihrerseits überfahren hat. Nachdem sich also die stark zerschlitzte Verrucanomasse des westlichen Freiberges zu einer einheitlichen Stammdecke zusammengefunden hatte, spalten sich aus deren Rücken neue Schuppen ab. Es besteht eigentlich überhaupt kein Grund, diese Abspaltung nicht als Beginn einer neuen Decke anzusehen, die den Verrucano wieder aufzuspalten beginnt. Wahrscheinlich sind es Impulse der Axenabspaltung, die in den südlichsten Zonen noch in den Verrucano zu greifen beginnen. Wie tief diese Abspaltung in den Verrucano eindringt, kann hier nicht entschieden werden.

Wir haben uns lediglich näher mit der Kärpf-Schuppe zu befassen. Nachdem sich in den nördlicheren Gebieten die Axenabscherung weitgehend an rein mesozoische Linien gehalten hatte, scheint sie nun doch noch in den Verrucano einzudringen. Wahrscheinlich ist auch hier die mesozoische Hülle noch selbständig abgeglitten, doch reichten die Impulse noch aus, um eine Scherbe aus dem Verrucano aufzuschürfen. Die Kärpf-

Schuppe blieb dann aber schon auf den hintersten Schuppen der Mürtchen-Decke stecken. Erst die mesozoischen Abspaltungen haben diese Decke um größere Beträge überwunden.

### *III. Salengrat-Schuppe*

Darunter verstehen wir die mehrheitlich aus Liasgesteinen aufgebaute Einheit, welche den Gipfelgrat Etzelstock—Salengrat im nördlichen Freiberg aufbaut. Deren Zugehörigkeit zur Axen-Decke ist meines Wissens nie bestritten worden.

#### *Verbreitung — Begrenzungen*

Die Verbreitung der Salengrat-Schuppe beschränkt sich auf den nördlichen Gratausläufer der Schönau, wie auch aus Fig. 3 ersichtlich ist. Sie bildet hier die höchste Schuppe, so daß wir lediglich den Kontakt zum Liegenden genauer betrachten müssen.

Diese Grenze ist völlig identisch mit der Axenüberschiebung, wie sie auf Fig. 52 dargestellt worden ist. Diese Schubfläche läßt sich überraschend gut mit derjenigen unter der Kärpf-Schuppe verbinden, obschon angenommen wird, daß die beiden Schuppen nicht direkt zusammengehören. Der Charakter der Deckenüberschiebung wird also durch die internen Verschuppungen kaum merklich gestört. Da die Salengrat-Schuppe schon sehr viel stärker bewegt worden ist als die Kärpf-Schuppe, hat sie auch im Untergrund viel größere Zerstörungen angerichtet, wovon wir schon gesprochen haben. Die Grenze gegen das Liegende wird demgemäß viel schärfer, die Salengrat-Schuppe schneidet scharf diskordant durch die Mürtchen-Decke (Schönau-Schuppe) und hat an diesen Stellen auch noch die obersten Serien der Glarner-Decke abgeschürft.

Wir finden mannigfache Bewegungsspuren längs der Überschiebung. Unter den stark geruschelten unteren Liasschiefern des Etzelstockes ist der Sernifit der Bodenrus-Schuppe stärker tektonisiert (v. a. Ausbleichung). Die Ruschelachsen streichen beidseitig der Linie etwa NW bis fast W. Wenig weiter nördlich davon ist der Verrucano der Salengrat-Schuppe auf der spiegelblank gefegten Oberfläche des Spilites der Aueren-Serie (Bo-

denrus-Schuppe) stark geruschelt und ausgebleicht. In der Blabrus liegen sodann auf tektonisierter Kärpf-Serie der Schönau-Schuppe mylonitisierte Eisensandsteine des Doggers, die hier fast lochseitenkalkähnliches Aussehen erhalten haben, an der Basis der Schuppe. Die direkten Aufschlüsse der Überschiebungsfläche sind eher rar (bis auf die drei erwähnten Zonen), doch wird die große Diskordanz auch so augenscheinlich.

Das steile Fallen der Axenüberschiebung vom Matzlenstock her ist schon durch die tieferen Decken vorgezeichnet (vgl. Fig. 55).

### *Allgemeine Beobachtungen*

Es wurde in der bisherigen Literatur immer wieder erwähnt, daß sich der Lias des Salengrates infolge starker Zertrümmerung kaum gliedern ließe. Tektonisch wurde fast immer die Auffassung von OBERHOLZER (1933) geteilt, daß der Lias der Axen-Decke angehören müsse. Und zwar betrachtete OBERHOLZER die Liassgesteine des Salengrates als Ausläufer seiner Braunwalder Zwischendecke, die nach den Untersuchungen von TRÜMPY (1949) aber gar nicht existieren dürfte, während der Lias des Etzelstockes einer höheren Struktur, der Axen-Decke s. str. zuzuordnen sei. Bei den Ausführungen von ROTHPLETZ (1898) ist immerhin interessant, daß er diesen Lias mit dem Verrucano verfaltet ansah, diese Falte dann aber in unmögliche direkte Verbindung mit dem oberen Triasband der Schönau und dem Dolomit auf den Bleitstöcken brachte. TRÜMPY (1949) glaubte, daß der Lias in drei dachziegelartig übereinander gelegten Schollen vorliege, von denen jede normal läge.

Als oberste Schuppe hat TRÜMPY die Gesteine des Etzelstockes angesehen, welche von OBERHOLZER mit der Axen-Decke s. str. verglichen worden waren. Tatsächlich ist diese Gipfelkappe von den übrigen Liasvorkommen des Salengrates durch sernifitischen Verrucano getrennt. Die Grenze zu diesem Verrucano steigt steil von der Überschiebungslinie zum Grat, dabei ist aber zu beobachten, wie die unteren Liasschiefer sich dieser Umbiegung auffallend gut anpassen und den Verrucano fast stets begleiten. Der direkte Kontakt kann nicht eingesehen werden, doch scheint er mehrheitlich stratigraphisch zu sein. Es wäre ja auch merkwürdig, wenn die leicht nordwärts fallende Axenüberschiebung hier plötzlich einen solch unmotivierten Knick ausführen würde. Am W-Abhang des Etzelstockes scheint es sogar, als sei der Verrucano leicht disharmonisch mit dem Lias verfaltet. Wir können somit die Axenüberschiebung nicht einfach der

Liasuntergrenze folgen lassen, sondern müssen annehmen, daß der Verrucano zwischen Etzelstock und Salengrat mit dem Lias verfaltet ist und damit ebenfalls zur Axen-Decke gehört. Der Verrucano bildet den Kern einer großen Falte, dessen stratigraphische Fortsetzung im Normalschenkel der Lias des Etzelstockes bildet.

Die Axenüberschiebung verläßt also nördlich des Etzelstockes auf eine kurze Strecke die Basis des Lias. Sie behält ihr generelles N-Fallen auch hier bei und durchschneidet damit den Verrucanokern der Salengrat-Schuppe, der direkt auf eine Spilitbank der Bodenrus-Schuppe geschoben ist. Direkt in der Verlängerung dieser Linie tritt dann der Verkehrtshenkel des Lias wieder mit dem Liegenden in tektonischen Kontakt.

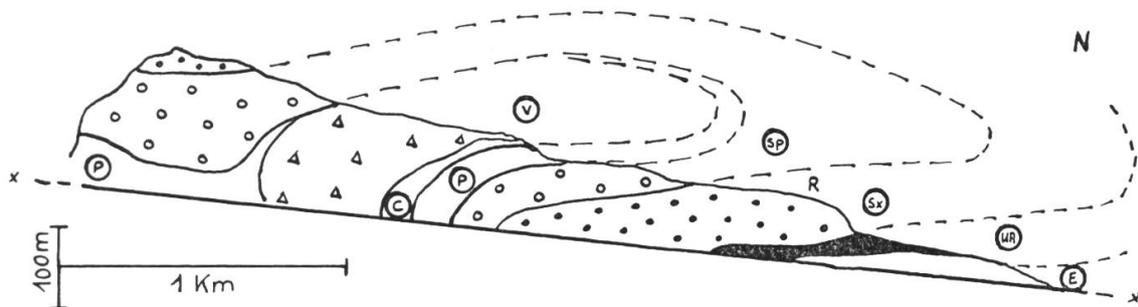


Fig. 53  
Schematischer Bau der Salengrat-Schuppe

Unter dem Salengrat bestätigt sich nun der Verdacht, daß die Salengrat-Schuppe in eine liegende Falte gelegt sei. Der Verrucanokern legt sich deutlich nordwärts über, während der verkehrt gelagerte Lias an der Überschiebung leicht rückwärts geschleppt erscheint. Wenn auch die Gesteine des Lias nicht sehr gut kenntlich sind und zum großen Teil nur noch in losen Kakiriten vorliegen, kann diese Lagerung besonders aus der Kartierung gut herausgelesen werden. So tauchen nordwärts immer jüngere Serien auf die Überschiebung hinunter (Fig. 53), bis schließlich in der Blabrus Doggergesteine an der Basis der Schuppe auftauchen. Die Stirn des Lias ist somit in dieser Gegend zu suchen, während die tektonische Stirn der Schuppe noch nicht abzuschätzen ist.

Die verkehrte Lagerung der Gesteine am Salengrat wird hier erstmals erkannt. TRÜMPY (1949) machte daraus zwei verschiedene Schuppen, die beide aufrecht lägen. Dies beruht auf einer Verwechslung der Doggergesteine an der Basis der Schuppe mit Liassandkalken. Die Grenze Lias-

Dogger in der Blabrus ist aber keine tektonische Verschiebungslinie, sondern eindeutig stratigraphischer Natur (vgl. Stratigraphie).

Den Bau der Salengrat-Schuppe habe ich auf Fig. 53 stark schematisch wiedergegeben: Die Axen-Decke wird nicht wie bisher angenommen einfach von einer leicht verschuppten Liasmütze gebildet. Die allg. Struktur der Salengrat-Schuppe ist eine nordwärts überliegende Antiklinale, in der wir obersten Verrucano bis Dogger finden. Am Etzelstock liegt etwas Lias der Normalserie, während der Salengrat vom Verkehrtchenkel gebildet wird.

Direkte Strukturmessungen dieser großen Falte können nicht mehr gemacht werden, da die Lagerung bei späten Zerstörungen verloren gegangen ist. Sicher ist jedenfalls, daß sich der Verrucano leicht disharmonisch verhält, doch kennen wir diese Erscheinung schon aus den tieferen Schuppen. Auch verdankt ja die gewaltige Axen-Decke ihre Existenz vorw. der Tatsache, daß sich das Mesozoikum auf dem Verrucano eher leicht abscheren läßt. Das scheinbar primäre Fehlen der Trias deutet auf nördliche Stellung der Salengrat-Schuppe innerhalb der Axen-Decke hin.

### *Spezielle Liastektonik*

In der näheren Umgebung der Salengrat-Schuppe finden sich größere, in sich geschlossene Liaspakete, die von OBERHOLZER (1933) z. T. als anstehend kartiert worden sind, die aber mit der eigentlichen Salengrat-Schuppe nicht mehr in direkter Verbindung stehen können. Die Masse der südlichen Rietmatt deutet vielleicht darauf hin, daß über der heutigen Schönau auch einmal eine Liasschuppe lag. Südlich von Matzlen finden wir im Moränenschutt völlig unerwartet Liasgerölle in großer Zahl, die ebenfalls auf eine erodierte Axen-Decke in diesem Gebiet hinweisen mögen. Aus derselben Masse könnte auch das Liaspaket nördlich der Roßglätti stammen, doch besteht hier schon die Möglichkeit einer Abgleitung aus dem Salengrat. Dabei müßte dieser Lias zu einer Zeit abgeglitten sein, da im Auerental noch eine gewaltige Schuttbarriere (Moränenwall?) den See gestaut hätte, von dem wir Hinweise im hinteren Talkessel finden. Für die Sackung wäre pleistocänes Alter gegeben. Auch bei den andern Liaspaketen zu beiden Seiten des Grates kann dies angenommen werden, da sie mehrfach direkt den jüngsten Moränenbildungen aufliegen (wodurch die Basis dieser Pakete ein guter Quellhorizont wird).

Nur sehr sporadisch finden sich auch einige Moränenblöcke auf dem Lias.

Faziell sind nun diese versackten Massen kaum von den Gesteinen der Salengrat-Schuppe zu unterscheiden, wobei lediglich in den Kakiriten gelegentlich Fremdkomponenten v. a. aus dem Verrucano auftreten, die erst bei der Absackung dieser Masse einverleibt wurden. Es scheint, daß sich diese Absackungen zur Zeit der letzten großen Vergletscherung abgespielt hätten, als die Talböden noch von den sich zurückziehenden Gletschern bedeckt gewesen waren. Diese Gletschermassen stoppten das Abfahren der Pakete frühzeitig, so daß sie heute alle auf einer Linie liegen, die südwärts leicht ansteigt. Im Talboden selbst scheinen sie durchwegs zu fehlen.

Mit den Gesteinen der Salengrat-Schuppe scheinen also nachträglich zwei verschiedene Dinge geschehen zu sein: Bei einer späten alpinen Bewegung wurden v. a. die Liasgesteine der Schuppe unter geringer Belastung sehr stark kakiritisiert, wodurch der Verband der Serien erheblich gelockert wurde. Die nun folgende Erosion setzte diesen Massen naturgemäß besonders stark zu, so daß sich aus der Salengrat-Schuppe größere Komplexe selbständig machen konnten und absackten. Es scheint nun fast, als ob sich die Mehrheit dieser Komplexe gegen das Ende der letzten Eiszeit mehr oder weniger gleichzeitig noch einmal in Bewegung gesetzt hätten, um schließlich am Gletscherrand endgültig gestoppt zu werden. Das eiszeitliche Klima mit seinen Frostböden und Solifluktionstendenzen dürfte diese Absackungen stark begünstigt haben. Immerhin ist das selektive Verhalten dieser Absackungen interessant, da praktisch nur Liasgesteine daran teilnehmen.

### *Tektonische Stellung*

Die Zugehörigkeit der Salengrat-Schuppe zur Axen-Decke ist klar, auch wenn sie neben Lias und Dogger auch etwas Verrucano enthält.

Betrachten wir kurz deren Verhältnis zur Kärpf-Schuppe, womit dann auch das Verhältnis zu den tieferen Schuppen klar wird. Beiden Schuppen ist gemeinsam, daß sie in einem neuen Baustil die liegenden Schuppen überfahren, was auf eine Zugehörigkeit zu höheren Decken als das Liegende hinweist. Da die Salengrat-Schuppe aber die Form einer liegenden Falte hat, von der im Kärpf nichts festgestellt werden konnte, scheint eine

direkte Verbindung ausgeschlossen. Der Verrucano des Kärpf kann also nicht einfach als Kern der Salengrat-Schuppe angesehen werden. Da der Verrucano der letzteren nicht das typische Gipfelkonglomerat aufweist, sondern bereits feineren Sernifit, der immerhin als feinerer Ausläufer davon (Grabeninnere Fazies) angesehen werden könnte, glaube ich, daß die Salengrat-Schuppe nördlich vom Raum der Kärpf-Schuppe abgeschert worden ist. Dazu kommt die Stirn der Schönau-Schuppe (Glärnisch) in Frage, wo ein sehr ähnlicher oberster Verrucano auftritt.

Somit scheint es, als ob die Axenabscherung von N her an der Basis oder im Lias verlief, dabei aber schon geringe Verrucanomassen aufschürfte, daß sie aber gegen S rasch tiefer sank und größere Verrucanopakete erfassen konnte. Dabei dürfte sich das Mesozoikum auch in diesen südlichen Gebieten selbständig gemacht haben, so daß wir folgendes sagen können:

In der Salengrat-Schuppe liegt das Mesozoikum mit einem kleinen Verrucanorest, das aus wenig nördlich der Kärpf-Schuppe gelegenen Räumen (Schönau-Schuppe) abgeschert wurde. Die basale Abscherung der Kärpf-Schuppe entspricht derjenigen der Salengrat-Schuppe, sodaß beide Schuppen zusammen als tiefste Abspaltung der Axen-Decke angesehen werden können. Die Faltenstruktur im Salengrat ist wahrscheinlich gesteinsbedingt, lassen sich Faltungen doch auch im Verrucano der Glarner-Decke kaum erkennen. Die Überfahrbreite dieser basalen Axenelemente dürfte eher bescheiden sein, erst die Hauptmasse der Axen-Decke hat dann dieses Gebilde um weit größere Beträge überfahren.

Die Salengrat-Schuppe läßt sich nun recht einfach mit den entsprechenden Axenelementen am Glärnisch vergleichen, wie sie von TRÜMPY (1949) und SCHINDLER (1959) beschrieben worden sind. OBERHOLZER (1933) zieht noch einen Vergleich mit den «Braunwalder Zwischendecken», die aber nach TRÜMPY nicht existieren. Für den Vergleich am Glärnisch kommen v. a. die Schollen in Frage, die unmittelbar auf der Schönau-Schuppe (Dohlen-Serie) liegen. Die Verwandtschaften zwischen Salengrat und O b e r b l e g i f a l t e sind nun recht eng:

Nach SCHINDLER handelt es sich auch am Glärnisch nur um frontale Aufspaltungen der Axen-Decke, welche von der Hauptmasse überfahren werden. Die Struktur dieser Elemente zeigt ebenfalls die auffallende liegende Antiklinale. SCHINDLER unterscheidet scharf zwischen Normal- und Verkehrtchenkel, indem der letztere eine leichte Untervorfahrung ausgeführt haben soll. Der Normalschenkel steht mit den Kneugratfalten mit

einer Synklinalumbiegung in Verbindung, die aber bereits der Axenhauptmasse angehören.

Somit könnte es sich bei der Salengrat-Schuppe um die östliche Fortsetzung der Oberblegifalte vom Glärnisch handeln, wobei am Salengrat der Verkehrt-, am Etzelstock der Normalschenkel anstehen würde. Ob die Falte auch hier schon aufgebrochen ist, kann nicht entschieden werden, doch wäre eine solche Annahme mit den gemachten Beobachtungen recht einfach in Einklang zu bringen.

Kärpf-Schuppe und Salengratfalte sind die höchsten tektonischen Elemente, die im Untersuchungsgebiet auftreten. Die eigentliche Axen-Decke (Hauptmasse) wäre erst in einem höheren Stockwerk zu suchen, über diesen Einheiten. Dies deutet wieder an, wie auffällig die Decken im allg. gegen W zu tauchen beginnen. Aus mindestens 3000 m über dem Kärpf taucht die Hauptmasse der Axen-Decke bis unter 1000 m auf der Westseite der Linth hinunter, wobei sich gegen N Verflachungen einzustellen scheinen.

## Versuch einer tektonischen Synthese

Nachdem wir nun die Gesteine im Untersuchungsgebiet kennengelernt haben und den einzelnen, vielleicht auf den ersten Blick verwirrend vielen kleinen Schuppen zugeordnet, wollen wir doch versuchen, dieses Gebilde zu einem Ganzen zu fügen. Dabei müssen wir uns immer vor Augen halten, daß unsere Tektonik eigentlich die Tektonik des bisher kaum gegliederten Verrucano ist, und daß wir bei Korrelationen über die Gebietsgrenzen hinaus deshalb aufpassen müssen. Wir müssen v. a. die Deckennamen vorsichtig auffassen, da diese ja vorw. für die mesozoischen Anteile aufgestellt wurden und im Verrucano vielleicht nicht mehr ganz denselben Einheiten entsprechen.

Nach den neuesten Erkenntnissen von G. STYGER (1961) und F. FREY (in Arbeit) darf auch der F l y s c h unter der helvetischen Masse nicht

mehr als autochthon angesehen werden, er scheint früh abgeglitten zu sein. In dieser Arbeit setzen wir uns aber lediglich mit den helvetischen Decken auseinander.

Stärkere Impulsänderungen haben die Gesteine der helvetischen Decken aus ihrem Ablagerungsgebiet abgeschert. Wie das kleine Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke beweist, dürfte diese Abscherung z. T. mindestens direkt auf dem Kristallin (Tavetschermassiv?, TRÜMPY, 1947 und 1963) geschehen sein. Eine helvetische Gesamtmasse trat in der Folge ihren Vormarsch über nördlichere Räume an.

Sie überfuhr dabei als erstes die unmittelbar vor ihrer Stirn gelegenen Faziesräume, die in die Ranasca-Schuppen zerschlizt wurden. Diese haben somit subhelvetischen Charakter. Fetzen dieser subhelvetischen Einheiten wurden an der Basis der helvetischen Gesamtmasse mitgeschürft und stark verwalzt. Sie liegen heute im Lochseitenkalk vor uns, der eindeutig als tektonische Einheit erkannt werden kann. Dessen Lagerung ist verkehrt, auch wenn die Gesteine oft kaum mehr kenntlich sind. Aus dem Untersuchungsgebiet heraus läßt sich der LK westwärts an die Basis des Glärnisch und nordwärts direkt in die Typuslokalität der Lochseite verfolgen. Zwei Eigenschaften sind sehr typisch für den LK:

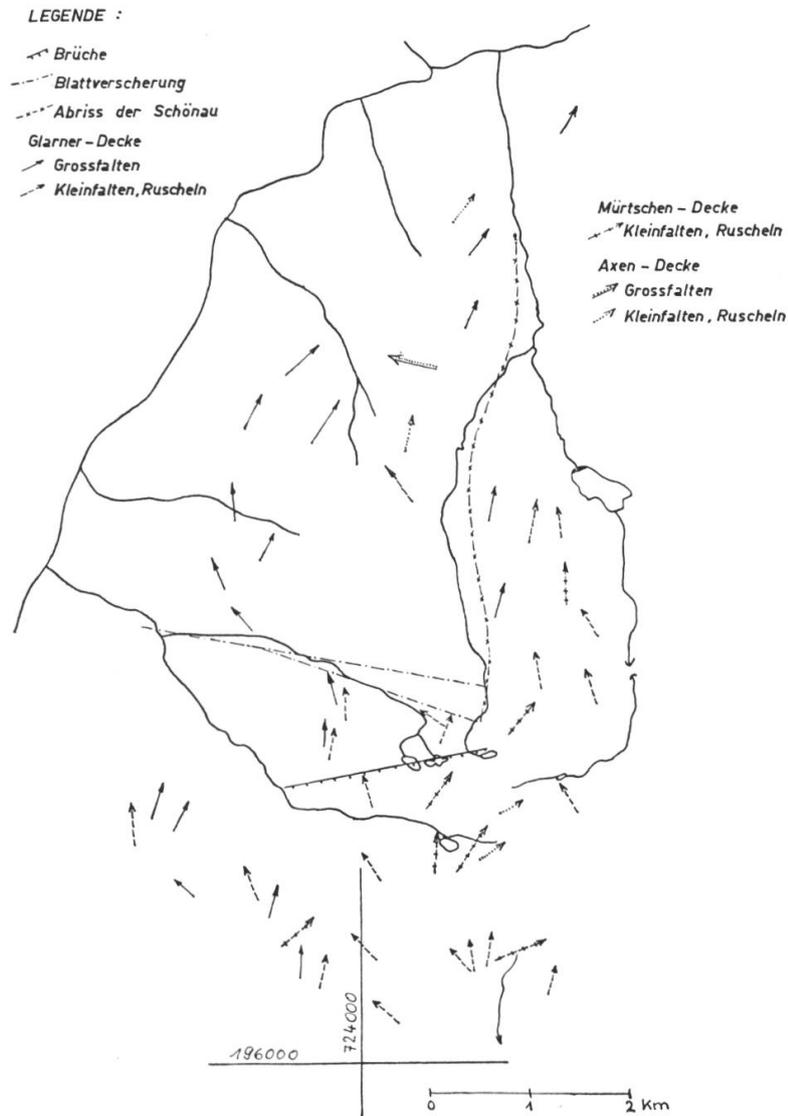
— Der LK zieht sich, wenn man von relativ geringen Mächtigkeitsschwankungen absieht, mit auffallender Gleichmäßigkeit zwischen Flysch und den helvetischen Decken hin. Das Mylonitband hebt sich beidseitig scharf ab. Weder sein innerer Bau (Scherbentektonik) noch seine Fazies und Lithologie lassen sich direkt mit den Elementen im Liegenden und Hangenden vergleichen.

— Die Begrenzung des LK ist beidseitig von einer scharfen Diskordanz begleitet, wobei für uns diejenige zum Hangenden wichtiger ist. Während die Stirnpartien der tiefsten Schuppen noch gewisse gemeinsame Strukturen haben, wird die Diskordanz mit zunehmender Distanz von der Stirnpartie immer größer und bedeutender. Während somit eigentlich die frontalen Partien der helvetischen Masse für die Bildung des LK verantwortlich sind, scheinen die hinteren Teile lediglich mehr über das bereits fertige Karbonatband geglitten zu sein, als fremde Elemente. Mit dem Stillstand der frontalen Elemente mußte auch die Bildung des LK ins Stocken geraten.

Dieser Stillstand trat bald einmal ein, als sich die Stirn der Decken wohl etwa unter dem heutigen Glärnisch befunden hatte. Es besteht die

Fig. 54

*Faltenachsen*



Möglichkeit, daß dort z. T. noch nördlichere Elemente liegen als die Schuppen des Untersuchungsgebietes, an denen die letzteren gestaut wurden. STAUB (1954 und 1961) hat mehrmals auf die Existenz eines Hindernisses in dieser Gegend hingewiesen, das den helvetischen Decken den Weg nach W versperrt hätte. Er denkt dabei an eine aufsteigende Schwelle

des Aarmassives, an der die tiefsten Elemente gestoppt wurden. Dabei wurde die Front der helvetischen Decken (v. a. Glarner-Decke) stark zerschlitzt, wofür unsere Untersuchungen sehr schöne Beispiele geliefert haben.

Diese späte Zerschlitzung ist nun auch im LK zu beobachten, doch verläuft sie hier gerade umgekehrt wie in den helvetischen Decken. Unter der zerschlitzten Deckenstirn verläuft der LK eigenartig ruhig und kompakt. Im rückwärtigen Gebiet aber, wo die späteren Bewegungen der höheren Decken z. T. direkt auf dem LK verliefen und sich die Verschuppung nicht mehr auf eine tiefere Decke auswirken konnte, ist der LK in mehrere Scherben aufgelöst, die alle durch scharfe Schnitte getrennt sind.

Die Überschiebung der helvetischen Gesamtmasse ist unbedingt im Dache des LK zu suchen. Als dann aber die frontalsten Partien zum Stillstand gezwungen wurden, mußte die allg. Bewegungsbahn z. T. geändert werden, damit die helvetische *Hauptmasse* ihren Vormarsch fortsetzen konnte. Diese teilweise Verlegung der Hauptbewegungsbahn bewirkte, daß eine erste, tiefste helvetische Decke abgespalten wurde, der wir den Namen *Glarner-Decke* belassen wollen (LUGEON, 1902, ARN. HEIM, 1905, OBERHOLZER, 1933). Die Zerschlitzung dieser Decke ist ihrer Lage gemäß sehr kompliziert:

Als tiefstes Element entsteht die *Saßberg-Schuppe* (im Untersuchungsgebiet), welche Malm bis Tertiär umfaßt. In ihrem Bau stellen wir auffallende Stauchungserscheinungen fest, die ein Aufbränden an westlich vorgelagerte tiefere Elemente andeuten. Ihre schönen Falten sind durchaus schon mit dem allg. Faltensystem der Glarner-Decke zu vergleichen, wenn auch heute durch die Verschuppung eine deutliche Diskordanz zur Chüetal-Schuppe im Rücken festgestellt werden kann. Diese Verschuppung, die mitten durch den Malm zieht, wurde erst bei der Überfahung durch die Mürtschen-Decke in die heutige Form gelegt, wobei vielleicht eine alte Bruchfläche reaktiviert worden ist.

Der hintere Teil der Glarner-Decke wurde durch die Mürtschen-Decke stark auf diese Saßberg-Schuppe gepreßt. Dieser Teil wird hier *Chüetal-Schuppe* genannt. Chüetal- und Saßberg-Schuppe werden von der Hauptmasse der helvetischen Decken an der *späten Hauptüberschiebung* glatt überfahren, nachdem die Bewegungslinie auf dem LK endgültig zum Stillstand gezwungen worden war. Im südlichen Untersuchungsgebiet liegt die Glarner-Decke also *unter* der späten HU.

Längs einer Blattverschiebung ändert sich nun der Charakter dieser Decke sprunghaft. Bei der Mürtschenüberschiebung wurde der N-Flügel der Glarner-Decke nach W vorgeschwenkt und schließlich scharf vom südlichen, festgekeilten Teil getrennt. Die Schönau wurde dabei, vielleicht an einer präexistente Schwächezone im Auerental (vgl. Fig. 55), von der übrigen Glarner-Decke abgerissen und nach W gedrückt. Obwohl sich die tektonische Konfiguration in diesem Abriß sprunghaft ändert, ist die Glarner-Decke als solche noch gut zu erkennen.

Die späte Hauptüberschiebung, welche am Saßberg die Glarner-Elemente an einer scharfen Linie überfährt, hat hier mindestens drei verschiedene Bewegungsbahnen geschaffen: Die gesamte Glarner-Decke wurde auf dem LK weiter nach W gepreßt, dabei in Bodenrus- und Stelliboden-Schuppe verschuppt und schließlich von der Mürtschen-Decke überfahren. Obwohl somit die Mürtschenüberfahung hier noch recht bedeutend ist, ist sie nicht mehr allein identisch mit der späten HU. Wenn wir diese Tendenz nach N verfolgen, müßten wir eigentlich bald in die Gegend kommen, wo die Mürtschenabscherung den Verrucano kaum mehr erfaßt hat (vgl. später).

In der Schönau kommt also eine völlig neue Note in die Tektonik der Glarner-Decke. Es werden hier Schuppen abgerissen und vorgeschert, wobei eine Art Rotationsbewegung um einen Angelpunkt im N ausgeführt worden ist. Denn bereits im nördlichen Salengrat scheint dieser Abriß wieder mit der übrigen Decke zu verwachsen.

Es ist im ganzen Untersuchungsgebiet unmöglich, die Glarner-Decke im Sinne von HELBLING (1938), STAUB (1954) und BRUNNSCHWEILER (1959) in zwei tiefer getrennte Einheiten (Schilt-Decke und Gufelstock-Scholle) aufzutrennen. Trotz der intensiven Zerschlitung ist die Zusammengehörigkeit der Schuppen zu einer Decke offensichtlich, worauf schon OBERHOLZER (1933) hingewiesen hatte.

Der Habitus der Mürtschenüberschiebung scheint sich nach N rasch zu ändern. Während am Saßberg die Glarner-Schuppen zur Zeit der späten HU fast subhelvetischen Charakter angenommen hatten, die späte HU also scharf diskordant über die Glarner-Decke zieht, ändert sich dies schon an der Blattverschiebung und damit naturgemäß auch in den dahinter liegenden Zonen fast sprunghaft. Die Mürtschenüberschiebung ist wohl noch das Hauptelement der späten HU, doch scheinen diese Bewegungen schon recht stark die Glarner-Decke ergriffen zu haben. Gleich-

zeitig wird die Masse der Glarner-Decke mächtiger (wir sprechen hier stets vom Verrucano) als im S, was offensichtlich auf Kosten der Mürtschen-Decke vor sich geht, die schon unter dem Salengrat teilweise fehlen kann. Am Schilt schließlich ist die Glarner-Decke so mächtig geworden, daß sie fast den gesamten Verrucano umfassen kann. Lediglich aus dem obersten Rücken dieses Glarnerdecken-Verrucano spaltet sich ein schmaler Keil in die Mürtschen-Decke (des Typusgebietes) ab. Der Hauptbewegungshorizont der späten HU ist hier aber offensichtlich nicht mehr an der Basis dieser Mürtschen-Decke zu suchen, denn diese Abscherung unterscheidet sich kaum mehr von den Verschuppungen in unserer Glarner-Decke z. B. der Schönau. Immerhin scheint auch diese Abscherung mit der späten HU zusammenzuhängen, da von HUBER (1960) späte Bewegungen der Mürtschen-Decke anhand von verfaltetem, älterem Clivage festgestellt wurden. Auch an der Basis der Decken scheinen späte Bewegungen anzunehmen sein, wie die scharfen Schnitte im LK z. B. der Lochseite andeuten. Die Hauptbewegung aber dürfte weiter oben, wahrscheinlich schon im Mesozoikum, zu suchen sein.

Die Mürtschen-Decke hat im Untersuchungsgebiet die Glarner-Decke noch um größere Beträge überfahren. Dabei dürfte die Schönau-Schuppe mit bis zehn Kilometern Überfahrungsbreite am weitesten gereist sein, sie hat mit ihrer Stirn den Glärnisch erreicht. Bei diesem Vormarsch hat sie aus dem Rücken der liegenden Glarner-Decke ein Paket abgeschert und sich einverleibt, das wir heute in der Guppensynklinale wiederfinden.

Die Überfahung der Mürtschen-Decke geschah vorw. schuppenweise. Unmittelbar hinter den Faziesräumen der Glarner-Decke wurde dabei als erste die Matzlengrat-Schuppe in Bewegung gesetzt, doch hat diese die erstere nur um geringe Beträge überfahren. Darauf fuhr dann in einem Paket Schafalp-Schönau-Chüblad-Schuppe gemeinsam. Während Schafalp- und Chüblad-Schuppe durch die Axenüberfahung etwas auseinandergequetscht wurden, spaltete sich die Schönau-Schuppe selbständig ab und fuhr bis in den basalen Glärnisch.

In südwestlicher Richtung ist ein Auskeilen der Mürtschen-Decke festzustellen, das gut mit einer allg. Bewegungsrichtung gegen NW harmoniert. Rückwärts dagegen wird die Masse, die bewegungsmäßig mit der Mürtschen-Decke zusammenhängen muß, immer mächtiger. Gleichzeitig beginnt die Glarner-Decke rasch auszuweichen. Im südlichen Untersuchungs-

gebiet erreicht damit die Mürtschenabscherung den LK. Falls die Abscherung der Typus Mürtschen-Decke im Schiltgebiet tatsächlich unserer Mürtschenabschiebung entsprechen sollte, würde diese tektonische Störung gegen S den ganzen Verrucano durchlaufen, um südlich des Kärf den LK zu erreichen, nachdem sie am Gufelstock lediglich die obersten Teile des Glarnerdecken-Verrucano abgesichert hatte. Mit diesem Ansteigen gegen N ist wahrscheinlich auch eine Herabminderung der Bedeutung im Verrucano verbunden, doch müssen wir hier erst noch die Untersuchungen in der Gandstockkette abwarten.

Auf dem Saßberg hat sich die Mürtschen-Decke an der Basis aus verschleppten Resten der Chüetal-Schuppe eine lochseitenkalkähnliche Bildung geschaffen. Diese steht wahrscheinlich mit dem «oberen Lochseitenkalk» auf der Westseite des Linthtales direkt im Zusammenhang. Da die Mürtschen-Decke schon auf dem Saßberg auszuweichen beginnt, legt sich naturgemäß weiter westlich die hangende Axen-Decke direkt auf diesen «oberen LK», so daß vielleicht auch der «Lochseitenkalk» an der Basis der Axen-Decke im Klausenpaßgebiet direkt mit diesem Mylonit auf dem Saßberg in Verbindung steht. Damit wird auch klar, daß sich die späte Hauptüberschiebung von der Basis der Mürtschen-Decke über dem Saßberg an die Basis der Axen-Decke im Klausenpaßgebiet verlegt hat. Es wird damit angedeutet, daß die Deckentrennungen im Verrucano wohl auf den LK abtauchen, daß aber ihre Tiefen im Grunde genommen gar nicht so bedeutend sind. Erst im mesozoischen Bereich scheinen dann diese Trennungen weit tiefer angelegt zu sein, was ja auch durchaus verständlich ist, sind doch die Deckenzerschaltungen der helvetischen Masse von deren Stirn ausgegangen.

Ähnlich wie die Mürtschenabschiebung erst gegen S größere Verrucano-komplexe erfassen konnte, scheint auch die Axenabscherung im S in den Verrucano zu greifen. Während die erstere bereits im Schiltgebiet oberste Verrucanoserien erfaßte, gelingt dies der Axenabscherung erst in den südlichsten Zonen des Verrucano, indem sie die Kärf-Schuppe absichert, und zwar aus dem Rücken des Mürtschendecken-Verrucano. Diese Schuppe ist z. T. auf echte Mürtschenelemente geglitten, liegt aber teilweise schon direkt auf der Glarner-Decke. Die Salengrat-Schuppe, welche mit der Oberblegifalte (TRÜMPY, 1949) zu vergleichen wäre, hat dann die Mürtschen-Decke schon um größere Beträge überfahren. Wahrscheinlich wurden die mehrheitlich mesozoischen Serien aus

dem Dach der Schönau-Schuppe abgeschert. Obwohl die beiden kleinen Elemente der Axen-Decke im Untersuchungsgebiet ihre Unterlage recht stark zerstört haben, kann es sich lediglich um frontalste Elemente dieser Decke handeln, die ihrerseits erst noch von der Hauptmasse überfahren worden sind. Dies ist aber erst im Glärnisch festzustellen.

Unter dem Bützistock finden wir in der Mürtschen-Decke nur noch die völlig verwalzte Heuergrat-Schuppe, während die mit der Kärpf-Schuppe direkt zu verbindende Bützistock-Schuppe als Element der Axen-Decke teilweise schon direkt auf der Glarner-Decke liegt. Dieses Auskeilen der Mürtschen-Decke finden wir am Ostrand der Chüetalmatt bestätigt, ebenso auf der Westseite der Linth. Wir haben somit weiter im S keine Mürtschen-Decke mehr zu erwarten.

Entsprechend liegen die Verhältnisse am Hausstock. Wir finden dort auf dem LK etwa 20 m stark verschieferten und ausgebleichten Sernifit («Plagioklasgneis») der Glarner-Decke. Die darauf liegende Gipfelkappe dürfte aber bereits als Fortsetzung der Kärpf-Schuppe anzusehen sein. Diese Annahme wird noch wahrscheinlicher durch einen Liasblock, der von STREIFF-BECKER auf dem Hausstock gefunden werden konnte. Dieser Lias ist nichts anderes als die stratigraphische Bedeckung des Hausstockes, die von der Kärpf-Schuppe selbst vielleicht abgeschert worden ist in mesozoische Schuppen. (Es wurden im Kärpfgebiet nirgends mesozoische Gerölle gefunden, obschon ich intensiv danach gesucht habe.)

Auch auf den Lochseitenkalk-Klippen der Mättlenstöcke kann nach einer mehrstündigen Kletterei ein geringer Verrucanorest festgestellt werden, der wahrscheinlich der Glarner-Decke angehört («Plagioklasgneis»).

Die hier geschilderte Geschichte des Untersuchungsgebietes habe ich auf Fig. 55 stark schematisch zu illustrieren versucht. Dabei haben wir folgende drei Szenen dargestellt (Legende vgl. Fig. 2 und 3):

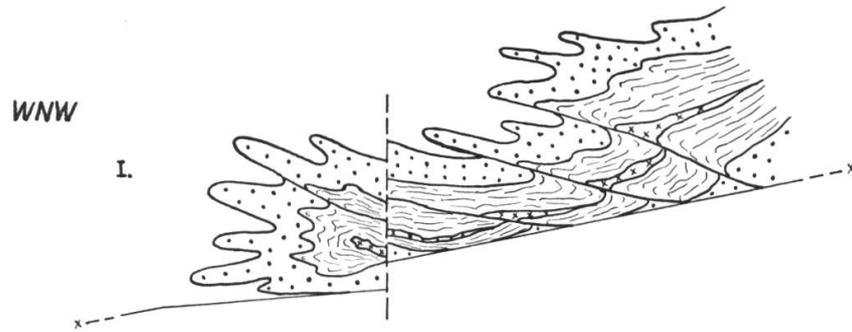
I. Überschiebung der Glarner-Decke (helvetische Gesamtmasse) auf den basalen Flysch in Form einer gewaltigen liegenden Antiklinale (Deckfalte). Verfaltung der äußeren Zonen sowie gewisse Zerschaltungen im Verrucano als Faltenausgleich. Einsacken einer präexistenten Schwächezone im Gebiet des Auerentales, wodurch der stirnwärtige Teil (Schönau) der Deckfalte scheinbar aufgestellt wird.

II. Überschiebung der Mürtschen-Decke, dabei Abriß der Schönau, Schleppung der Falten und Zerschaltungen in der Glarner-Decke. Die scheinbar aufgestellte

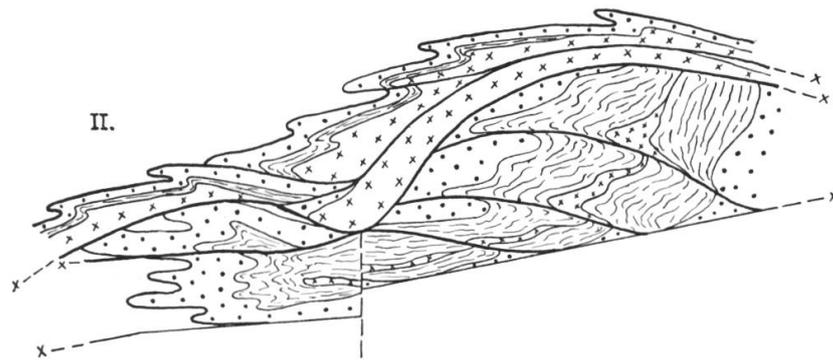
Fig. 55

*Schematische tektonische Vorgänge*

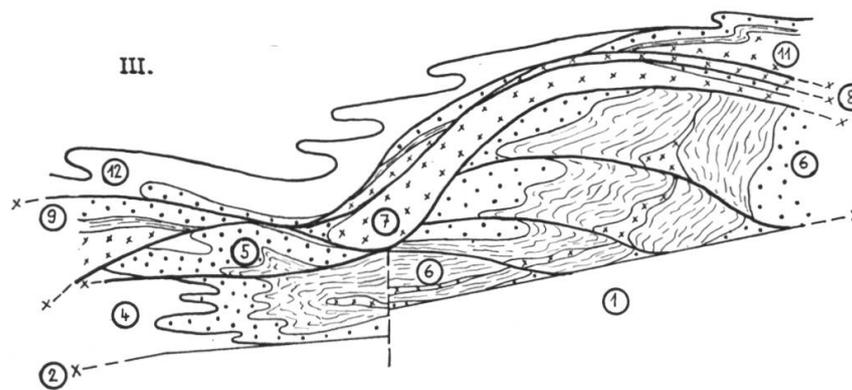
Glarner-Decke



+ Müritschen-Decke



+ Axen-Decke



Deckenstirn der Glarner-Decke (in Wirklichkeit am Bruch abgesenkt) zwingt die Mürtschen-Decke zu einer kleinen Kulmination, der erhöhte Widerstand bewirkt den Abriß der Schönau. Frontale Matzlengrat-Schuppe bleibt in der Depression stecken, höhere Schuppen gelangen über die Schönau bis in den Glärnisch.

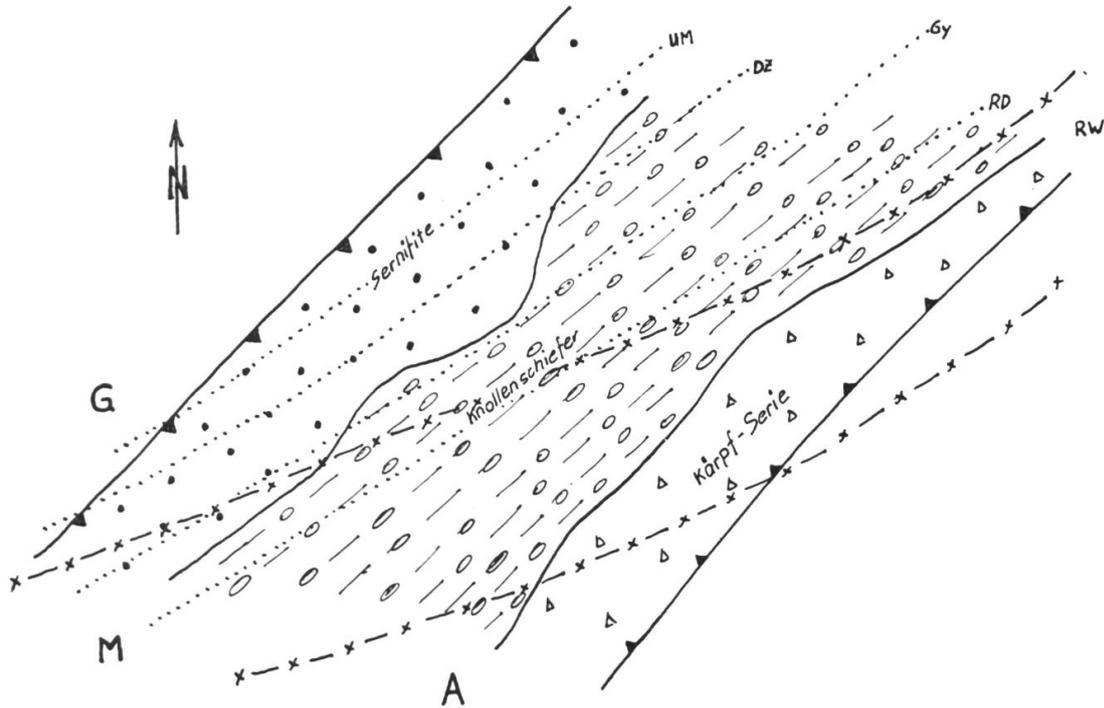
III. Überschiebung der Axen-Decke. Glarner-Decke wenig verändert, die Mürtschen-Decke aber wird offensichtlich stark ausgewalzt und verschuppt. Die Kärpf-Schuppe bleibt zurück, während sich die Salengrat-Schuppe in die Depression hinter wälzt, wobei sie verfaltet wird. Diese Falten würden nun von der Axen-Hauptüberschiebung geköpft.

Im Rahmen dieses Kapitels möchte ich doch noch auf zwei Dinge hinweisen: Wir haben eindeutig gesehen, daß sich die tektonischen Trennungen nur sehr beschränkt an Faziesgrenzen halten. Unsere Glarner-Decke besteht vorw. aus Verrucano, wobei nur noch die nördlichste mesozoische Bedeckung mitabgeschert worden ist. In der Mürtschen-Decke halten sich Verrucano und Mesozoikum etwa die Waage, wobei das letztere wahrscheinlich größtenteils die ursprüngliche stratigraphische Bedeckung von Verrucano und Trias der Glarner-Decke darstellt. Die Axenabscherung hat den Verrucano nur noch in den allersüdlichsten Räumen erfaßt, wogegen im mesozoischen Bereich ungleich größere Massen, z. T. sicher aus der stratigraphischen Bedeckung des Mürtschenverrucanos, z. T. aber auch direkt aus der Bedeckung des Kristallins außerhalb des Verrucanograben, abgeschert werden konnten. Noch höhere Deckenabscherungen haben dann den Verrucano nicht mehr erreicht, ja sie sind sogar nicht einmal mehr in das tiefere Mesozoikum eingedrungen. Dieses schiefe Durchlaufen der Abscherungslinien durch die Faziesräume muß unbedingt berücksichtigt werden bei faziestektonischen Vergleichen.

In ähnlicher Richtung bewegt sich der zweite Gedanke, den wir auf Fig. 56 dargestellt haben. Wir sehen hier, wie sich naturgemäß die Faziesgrenzen im obersten Verrucano auffällig dem Streichen des Grabens angepaßt haben. Aber auch die Faziesisopen der Trias (punktiert) weichen nur wenig von diesem Streichen ab, so daß fast scheint, als hätte der Graben auch während der Trias noch eine gewisse Wirksamkeit gehabt. Völlig schief zu diesem Grabenstreichen verlaufen nun aber die tektonischen Abscherungsflächen (—x—x), an welchen Mürtschen- (M) und Axen-Decke (A) über die Glarner-Decke (G) geschoben sind. Durch dieses schiefe Durchlaufen durch den Verrucanogaben wird z. T. auch das Auskeilen der Decken gegen SW angezeigt (im Verrucano natürlich).

Fig. 56

«Faziestektonik»



## Brüche und Bruchsysteme

Auf den Verrucano beschränkt finden wir im Untersuchungsgebiet kleinere, N—S streichende Brüche, die wahrscheinlich permischen Alters sind, sich aber in den monotonen Gesteinen oft nur schlecht erkennen lassen. Zum Teil hat sicher auch die Verschieferung großer Komplexe diese Brüche unkenntlich gemacht. An wenigen Stellen läßt sich einwandfrei feststellen, daß diese Brüche nicht mehr in die Trias hineinreichen. Sie gehen in ihrer Anlage wahrscheinlich auf den Verrucanograben zurück und werden von den tektonischen Überschiebungen scharf versetzt. Gelegentlich stellt man fest, daß dieses Bruchsystem von E—W streichenden, wahrscheinlich alpinen Störungen überprägt wird, die sich meist scharf westwärts überlegen. Wieweit diese Brüche ihre Rolle bei den tektonischen Verschiebungen gespielt haben, läßt sich leider nicht feststellen, doch dürften sie einige Bedeutung gehabt haben.

Kleinere Brüche, die sich auf das Mesozoikum beschränken und deren Flächen leicht verbogen sind, finden wir v. a. in der Schönau (Bodenrus-Schuppe).

Der Rest der gefundenen Brüche ist zweifellos jungen Alters, doch werden sie von quartären Ablagerungen überlagert. Sie lassen sich im allg. zu einem NW—SE streichenden System vereinigen. Dazu gehören v. a. die Brüche im Kärpfgebiet, wobei die Sprunghöhe aber stets gering bleibt. Die Bruchfläche ist stets leicht NE überkippt. Dazu gehören aber auch der große Siwellenbruch und der Bruch im LK des Auerentales, obschon hier die Streichrichtungen offensichtlich abweichen. Beide sind auf die steigende Überlastung durch die überfahrenden Decken zurückzuführen, wobei der Siwellenbruch vielleicht etwas länger und v. a. intensiver wirksam gewesen war. Wie schon STYGER (1961) angenommen hatte, lassen sich diese Brüche im liegenden Flysch nur mehr schwer verfolgen, obschon sie noch vorhanden sind. Dieser Autor hat einen großen Bruch zwischen Saßberg und Chüetalmatt auf seine Profile gezeichnet, der aber nicht existiert, schon gar nicht in der angegebenen Größe. Es sind hier lediglich kleinere, unbedeutende Versetzungen zu finden.

## Quartär - Morphologie - Wasserverhältnisse

### A. Regionale Beschreibung

#### *Saßberg*

Schon die oberflächliche Form des Saßberges verrät die enorme Bearbeitung durch eiszeitliche Gletscher. Der anstehende Fels ist in kleinere Rundhöcker gelegt und fein gekritzelt worden. Kleine, dürftige Lokalmoränen verraten im Schutt die höheren Decken (Verrucano), die heute aberodiert sind.

Die eigentliche Schuttbildung ist aber eher gering. Meist wird das Gestein an Ort und Stelle verwittert, doch erlaubt diese kärgliche Bodenbildung nur einer mageren Alpweide die Existenz. Vom Bützistock sind ein paar größere Sturzblöcke auf diese Weide gefallen.

Der S-Abfall des Plateaus ist in wilde Felszacken gelegt. Die Gesteine zerbröckeln in einen feinen Grus, was durch die Wechselwirkung von Kälte und Wärme (Sonnenseite) bedingt ist.

Im Gegensatz dazu fällt auf der N-Seite die Platte in einer hohen, fast senkrechten Wand (Schattenseite) ab, um dann aber auf der Flyschunterlage in sanftere Hänge zu münden. Längs diesem N-Rand der Platte zeigen sich in der Alpweide tiefe, wahrscheinlich bis in den Flysch reichende Spalten, an denen sich nacheiszeitlich größere Komplexe des Saßberg gelöst haben. Teils fuhren diese Massen bergsturzähnlich zutale, wie die gewaltige Schutthalde zum Diestal hinunter beweist. Teils aber glitten auch kompakte Pakete auf dem Flysch ab, die heute in den Felszacken des Stäntensteins gefunden werden. Die sorgfältige Abgrenzung der Spalten wie auch der exponierten Komplexe durch die Sennen scheint darauf hinzudeuten, daß hier Bewegungen auch in jüngster Zeit noch bemerkt worden sind.

Die Wasserverhältnisse sind eher prekär. Der Großteil der Niederschläge verschwindet in großen Dolinen, die v. a. im östlichen Teil (Quintnerkalk) typisch sind. Das versickerte Wasser tritt dann an der Oberfläche des Flysch als kräftiges Quellwasser zutage. Die einzige bedeutende Quelle auf dem Saßberg selbst findet sich am verkehrt liegenden Kontakt Seewerkalk-Tertiär wenig unterhalb der Alphütte, wobei man sich fragen kann, warum die Hütte nicht direkt an diese Quelle gebaut wurde. Ihr Wasser stammt von Schneeresten, die sich in schattigen Löchern (Dolinen) den Sommer über halten können, doch ist das Reservoir im Herbst rasch leer.

### *Chüetal — Heuergrat*

Auch hier verraten schon die oberflächlichen Formen die Tätigkeit von Gletschern. Typisch ist die gletschergeschliffene Hochweide der Chüetalmatt mit ihren tief ausgehöhlten Hohlkehlen. Durch Bacherosion davon abgetrennt wurden die ähnlich beschaffenen Terrassen nördlich von Chüetal und unter der Siwelle. Zwischen den Rundhöckern bilden sich auf diesen Weiden kleine Tümpel nach der Schneeschmelze. Diese sind größtenteils völlig verlandet, doch führen die größeren auch im Spätsommer noch genügend Wasser, um den letzten Viehherden als Tränke zu dienen.

Ähnlich wie auf dem Saßberg ist die eigentliche Schuttbedeckung eher gering, die Gletscher scheinen sich erst in jüngster Zeit zurückgezogen zu

haben. Die wenigen Moränen sind auffällig geringmächtig, wobei v. a. Material aus dem Kärpfgebiet abgelagert worden ist. Deutlichere Wallmoränen finden sich nur im hinteren großen Kar unter dem Heuergat.

Die Verwitterung des Gesteins an Ort und Stelle ist gering, die Bodenbildung daher erst im Anfangsstadium, was wieder auf den späten Rückzug der Gletscher weist. Eventuelle kleinere Grundmoränen sind dann wahrscheinlich vom Föhn, der dank der exponierten Lage (wie am Saßberg) mit unheimlicher Wucht auch heute noch gelegentlich große Staubwolken aufwirbeln kann, weggefegt worden.

Im S schließt der Heuergat die Matt ab. Sein Kamm ist ebenso blankgefegt, dagegen tragen die beiden Flanken recht große Schuttmassen, die aus einem Gemenge von Moränenmaterial und Gehängeschutt bestehen. Die Grasnarbe ist entsprechend dicht.

Von den die Matt umgebenden Höhen sind größere Schuttmassen abgestürzt, doch ist das Material teils selbständig, teils unter Mithilfe der Sennen recht kleinkörnig geworden, so daß die Bewachsung relativ gut ist. Vom Bützistock dagegen sind gewaltige Sturzblöcke aus Quarzporphyr gefallen, die rund um diesen Berg große, vollkommen vegetationslose und nur mühsam begehbbare Blockfelder gebildet haben.

Die Wasserverhältnisse sind allg. recht günstig. Die beiden größeren Bäche nördlich von Chüetal haben sich tief in die Gletscherformen gefressen, doch scheint ihre Anlage schon durch die Gletscher (Trogtal) vorgezeichnet gewesen zu sein. Die vielen kleinen Tümpel auf der Matt haben wir schon erwähnt. Nördlich der Alphütte Chüetal ist direkt auf dem Lochseitenkalk ein kleines Hochmoor entstanden, das bis 5 m Torf aufweist. Auf der Terrasse unter der hinteren Siwelle entspringen viele Quellen in der Gegend der Mürtschenüberschiebung. Wenn das Vieh hier weidet, macht sich der reichlich vorhandene wilde Schnittlauch in den Milchprodukten nachträglich würzig bemerkbar. Das hintere Gletscherkar der Matt ist abflußlos. Eine größere Wassermenge verschwindet in einem Lochseitenkalkfenster und tritt erst rund einen Kilometer nordwestlich auf dem Flysch wieder zutage.

### *Kärpfgebiet*

Wir erfassen hier die höchsten Erhebungen im Untersuchungsgebiet. Die unteren Zonen sind noch deutlich gletschergeformt, während die

TAFEL X



Fig. 57  
Miniatursandr auf den Terrassen der Schafalp



Fig. 58

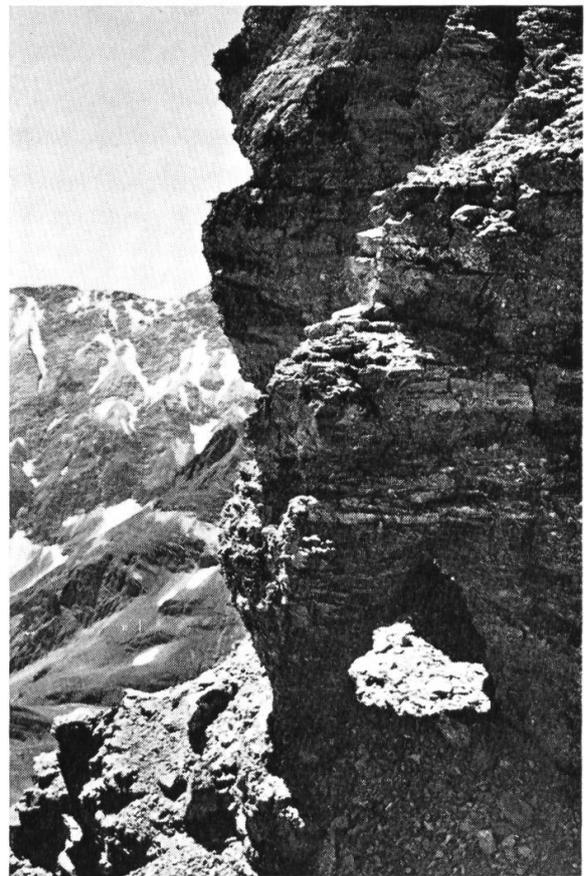


Fig. 59

Formen der Winderosion in den Kärpfmannen

oberen Zonen der Gipfel die wilden Verwitterungsformen unter der freien Atmosphäre zeigen.

Trotzdem sind in den unteren Regionen die Moränen eigentlich überraschend rar. Das große Gefälle hat es den Bächen ermöglicht, auch großes Geschiebe in großen Massen zutale zu befördern. Die Gletschererosion hat aus den verschiedenen resistenten Gesteinsserien eine sanfte Terrassenlandschaft geschaffen, wobei sich die stark verzahnten Serien der Kärpf-Schuppe schon in der Morphologie abzeichnen. Über diesen Terrassen hebt sich steil der Kärpf empor, der wahrscheinlich nie richtig vergletschert gewesen war.

Echte Endmoränen sind auf die Nähe der heutigen, stark zurückgehenden Firne um den Kärpf verteilt. Auf den Terrassen sind noch geringe Reste der alten Gletscherlandschaft zu finden. Es sind Überreste von bereits etwas sortierten Moränen, in den sich Beginne von Strukturbodenbildung abzeichnen. Fein verzweigte Bäche lagern in kleinsten Senken feines Material ab, so daß oft eine Art Miniaturandr (Fig. 57) entsteht. In kleinen, türkisgefärbten Seen (Milchspülersee) hat sich die Gletschermilch bis heute gehalten.

Die großen, leicht vergletscherten Firnfelder rund um den Kärpf bilden das Reservoir für die vielen Verrucanoquellen, die nicht sehr mineralhaltig sind und deshalb schal schmecken. Diese Quellen bevorzugen v. a. zwei Horizonte. Der obere befindet sich unter den Quarzporphyren auf den Schiefen der Bunten Serie (z. B. Quelle der Leglerhütte), der untere ist an der Überschiebung der Schafalp- auf die Matzlengrat-Schuppe zu finden. Die Quellen des letzteren sind etwas schmackhafter, da sie die Bunte Serie mit ihren Karbonaten durchsickert haben.

Die größeren Bäche führen im Sommer regelmäßig Wasser. Im Herbst geht die Wasserführung rasch zurück, weil erstens die Firnfelder stark zusammengeschmolzen sind und natürlich auch weil die Temperaturen wieder unter den Gefrierpunkt fallen.

Die freie Verwitterung hat am Kärpf mannigfache Formen entstehen lassen. Die beiden Flanken des Gipfelgrates sind steil. Der Grat selbst zeigt ein regelloses Durcheinander von gewaltigen Quadern und gleicht so einem von Titanen geschaffenen Bauwerk. Der N-Abfall ist wie am Saßberg sehr steil und zeigt glatte Felsen, hier scheint das Abgleiten von ganzen Paketen auf der schiefrigen Bunten Serie geschehen zu sein. Der S-Abfall ist etwas weniger steil. Es sind keine glatten Wände mehr ausgebildet, so daß auf ein paar schmalen Terrassen eine kärgliche, aber

wundervolle Flora gedeihen konnte, welche der heute über zwanzigköpfigen Steinbockkolonie zur Nahrung dient. Das Gestein verwittert infolge der intensiven Sonnenbestrahlung zu einem losen Grus, wobei die detritische Zusammensetzung der Kärpf-Serie das Ihre dazu beiträgt. Der mit ungeheurer Wucht aufprallende Föhn hat aus dem Gestein merkwürdige Formen herausgeschliffen wie Unterhöhlungen und sogar Tunnels, die den Blick durch den schmalen Grat hindurch freigeben (Fig. 58 und 59).

Die starke Verwitterung der Kärpf-Serie ist auch der Grund dafür, daß die doch relativ unbedeutenden Firnfelder unter dem Kärpf sich unverhältnismäßig große Moränenwälle bilden konnten. Es dürfte für den Geologen nicht ganz uninteressant sein, daß weder auf dem Grat noch in diesen Moränen ein einziger Hinweis auf eine mesozoische Bedeckung des Kärpf gefunden werden kann!

#### *Siwollen — Übelbachtal — Chamm*

Auch hier ist die Gletschertätigkeit sehr stark gewesen. In der Nähe von Türchlen hat der Diesbach eine große Endmoräne aufgebrochen und z. T. weggeschwemmt. Diese Moräne spricht für eine größere Wartezeit der Gletscher auf dem Steilabfalle des Flysch, der unmittelbar darunter ansetzt. Die rundliche Form der hinteren Siwelle deutet auf eine frühere Gletscherbedeckung hin. Während im Diestal die Moränenbedeckung eher gering ist (Bodmen), nimmt sie im Übelbachtal wieder überhand. Wir finden in diesem typischen Trog- und Terrassental an den Flanken Relikte von Seitenmoränen und im Talgrund versumpfte Grundmoränen. Flyschgerölle beweisen, daß der Talgrund schon eiszeitlich bis auf den Flysch hinunter reichte.

Auf Chamm und Engi sind vorw. Grundmoränenrelikte zu finden, in denen etliche, z. T. völlig verlandete Seelein eingebettet sind. Die beiden Chammseeli und das Engiseeli haben sich in von Gletschern geschaffenen Hohlkehlen gebildet. Deren Zuflüsse sind alle unterirdisch (Quellen). Im Gegensatz zum Milchpülersee, der die Gletschertrübe konserviert hat, sind diese Gewässer hier völlig klar.

Die vordere Siwelle bildet einen scharfen Grat. An beiden Flanken scheint der Verrucano hakenwerfend talwärts zu gleiten, was eine gewisse Zerklüftung zur Folge hat. Das NW-Ende fällt mit den Stirnen der Dolo-

mitfalten steil ab, die helvetische Bedeckung der sanften Rippe davor ist nur mehr gering. Der große Siwellenbruch ist morphologisch gut zu erkennen, folgt er doch einem schutterfüllten Couloir zwischen den beiden Rücken der Siwelle.

Der Übelbach, der die beiden Gletscherseelein entwässert, umfließt auf Engi erst noch das halbe Gletscherkar, bevor er sich in das Trogtal ergießt und schließlich über den Steilabfall in den Diesbach mündet.

Im Steinstoß findet nicht nur der bekannte Wechsel in der Tektonik statt, sondern auch eine abrupte Änderung der Morphologie. Hier das Fätschenhorn und die Wände unter Chamm, steilwandig und zerklüftet, dort schon die sanften Formen der Schönau. Die ersteren Formen verdanken ihre Entstehung einem kleinen Bergsturz, der hier ausgebrochen ist und mit seinem Schutt die welligen Höcker westlich der Ratzmatt bildet. Dies dürfte kurz nach der letzten Eiszeit geschehen sein.

### *Schönau — Salengrat*

Wir wollen hier zuerst die Schönau betrachten, um erst dann auf die nördliche Fortsetzung der Höhen einzugehen. Schon OBERHOLZER (Tagebücher) hat oft darauf hingewiesen, daß es hier vielfach unmöglich wird, Schutt und Anstehendes zu unterscheiden. Das morphologische Bild wird beherrscht von sanften, rundlichen Gletscherformen, in deren gewaltigen Schuttbedeckung rezente Anrißpfannen eingefressen sind (Runsen).

Der scharfe Abfall von der Schönau nach Rietmatt verrät die Anlage eines alten (vorletzte Vereisung) Gletscherkars, doch sind die Wände nachträglich stark abgesackt. Bei der letzten Vereisung mischte sich unter diese versackte Masse viel Moränenmaterial, so daß ein merkwürdiger Mischschutt entstand. Zur selben Zeit sind auch die rundlichen Kleinformen der Rietmatt entstanden.

Auf der W-Seite der Schönau haben die steileren und größeren Gefällsverhältnisse die Erosionswirkung der Bäche (= Runsen) stark gefördert. Die gewaltige Schutthalde ist sehr gut mit Wald bestanden (Lawinenschutz). Im oberen Teil und auf der Schönau liegt nun eine ungeheure Schuttmasse, die wie ein riesiger Schwamm erhebliche Wassermassen aufzusaugen vermag. Diese Eigenschaft des Schuttes kann sich aber auch verheerend auswirken, wenn an sein Fassungsvermögen zu große Bedingungen gestellt werden, wie es bei großer und plötzlicher Schneeschmelze

(Föhn), bei langdauernden Regenfällen oder bei plötzlich einsetzenden, sintflutartigen Schauern vorkommt. Da werden dann die kleinen Rinnsale, die ganzjährig vom «Schwamm» gespiesen werden, plötzlich zu Ventilen, an denen sich die quellende Schuttmasse entladen muß. Gewaltige Schuttmassen können durch die enorme Wasseraufnahme aus einem stabilen Zustand in einen sehr labilen, gefährlichen wechseln. Es braucht nur noch einen kleinen Anstoß, und eine trübe Schlammmasse setzt sich talwärts in Bewegung. Diese Bewegungen sind im Solifluktionsschutt der oberen Schönau ausgeprägt zu beobachten. Sie können zu einer Katastrophe für die Talbewohner ausarten, wenn sich größere Komplexe selbständig machen und als verheerende Runsengänge bis in den Talboden der Linth fahren.

Noch heute zeigen sich die gewaltigen Anrißpfannen solcher Runsen am Westabhang der Schönau. Sie sind allerdings vielfach überwachsen und lassen unsere Generation die enorme Gefahr kaum mehr richtig einschätzen, nur die Rüfirus hat noch heute einen frischen Anriß, der zur Mahnung dienen sollte. Scheinbar hat man heute schon den Zweck, wie auch die Instandhaltung eines alten Entwässerungssystems in der obersten Schönau vergessen. Dieses System allein ist verantwortlich für das v o r ü b e r g e h e n d e Erlahmen der anderen großen Anrisse. Das Beispiel der Tollrus ist aber typisch. Noch vor ein paar Jahren bildete sie ein kleines Gerinnsel in einer völlig überwachsenen, aber gewaltigen alten Anrißpfanne, das kaum mehr an den gefürchteten Bach (Name!) von früher erinnerte. Durch geringe Bewegungen der Schuttmasse (Solifluktion) im Oberlauf ist nun aber das ausgeklügelte Entwässerungssystem auf der Schönau in Unordnung geraten. Die vielen kleinen Gräben sind verbogen, zerbrochen oder stark versumpft, so daß sie fast nutzlos ja sogar gefährlich geworden sind. Sie dienen nicht mehr der E n t w ä s s e r u n g, sondern in ihrem heutigen Zustand der B e w ä s s e r u n g. Die Bewohner von Diesbach haben bereits erfahren, wie gefährlich das werden kann, indem die Tollrus in den letzten Jahren (1959) ihrem Namen wieder einmal alle Ehre machte und mit aller Wucht zuschlug. Das halbe Dorf wurde nach einer langen Regenperiode mit der schlammigen Masse überflutet. Denn inmitten der alten, scheinbar ruhigen Anrißpfanne bildet sich heute ein von Jahr zu Jahr größer werdender neuer Anriß. Dessen Umfang hat sich während meinen Untersuchungen in einem einzigen Jahr verdreifacht. Gleichzeitig sorgt der Mensch aber nur für seine Erholung, indem er mitten in der unsicheren Schuttmasse der oberen Schönau saubere und

TAFEL XI



Fig. 60  
Gipfelplateau des Etzelstockes

schmucke Ferienhäuschen baut, mitten in einem verfaulenden Entwässerungssystem, das für die Talbewohner doch lebenswichtig ist!

Die härteren Gesteine bilden in der Schönau oft Felsköpfe, die nach den Gletscherkritzen zu schließen schon vor der letzten Eiszeit freigelegt worden sind. Sie bilden vorw. Aufschlüsse für Trias und Lochseitenkalk.

Die Wasserverhältnisse sind im allg. (zu) gut, können doch Brunnen in dem gewaltigen Schwamm fast überall erbohrt werden. Als guter Quellhorizont natürlicher Art zeigt sich das obere Triasband, beginnen doch hier überall die Gerinnsel in den Runsen. Die Quelle von Rietmatt (Alphütte) könnte sehr wohl auch aus diesem Horizont stammen. Viele Quellen finden sich im unteren Mesozoikum. Der beste Quellhorizont ist aber auch hier die Oberfläche des Flysch unter dem LK, wo verschiedene Fassungen gebaut wurden.

Der Salengrat bildet offensichtlich die direkte morphologische Fortsetzung der Schönau. Wie Fig. 60 zeigt, sind die Verhältnisse auf dem Etzelstock noch durchaus mit der Schönauhöhe zu vergleichen, was Bodenform und Bewachsung anbetrifft. Wenig nördlich zerfällt dann aber dieser Charakter völlig, die Höhe wird zu einem scharfen Grat zerfressen, der die Täler trennt.

Unter dem Etzelstock sind einige sehr junge, eher unbedeutende Schuttkegel ausgebildet, die mehrheitlich trocken entstanden sind und den Talboden des Auerenbaches nicht erreicht haben. Dagegen steht die Alphütte auf einem sehr alten, stark überprägten Bachschuttkegel (mit Sturzgeröll), der von einem «Super-Salengrat» geschüttet wurde.

Solche Schuttkegel, von einem hypothetischen «Super-Salengrat» geschüttet, finden sich noch mehrere am E-Abfall des Grates. Alle sind vom Auerenbach am Fuße angefressen, so daß ein Teil des Schuttes heute selbständig (Solifluktion) nachrutschen kann.

Im übrigen ist der Schutt oft kaum auseinanderzulesen und entspricht im allg. den Gebilden der Schönau.

Der Solifluktionsschutt artet hier aber weniger zu Murgängen aus, da die Gefälle kleiner sind. Immerhin wird die Straße ins Niederental noch recht oft von kleineren Runsen verschüttet (Blabrus, Chohlrus).

Aus dem Kessel von Elmen ist eine große Masse kurz nach oder schon während der letzten Eiszeit ausgebrochen und zutale gesackt, wobei wieder typisch die Trias (Rauhacken) als oberster Anriß benutzt wurde. Die sumpfige Sackungsmasse ist auch heute noch in geringer Bewegung, was an den vielen kleinen Heugaden gut beobachtet werden kann. Die Trias-

gesteine liegen zuoberst auf dieser Masse. Der Haslerbach hat eine gewaltige, trichterförmige Narbe in die ruhigen Abhänge der W-Flanke gegraben. Sie ist aber heute größtenteils überwachsen, gleich wie der kleinere Trichter im Oberlauf der Tobelrus im N, der durch den «Schadenwald» fast lahmgelegt ist. Der frische Trichter der Blabrus ist von einem großen Blockstrom (Lias des Rotenberges) erfüllt.

Die Wasserverhältnisse sind im allg. gut. Es treten vorw. Schuttquellen zutage, die aber offensichtlich meist mit Schichtquellen in Verbindung stehen müssen. Merkwürdig gute Quellhorizonte bilden sich an der Basis der auf Moräne liegenden Liaspakete, die aus der Salengrat-Schuppe abgeglitten sind. Der Haslerbach führt das ganze Jahr viel Wasser (aus dem «Schwamm»), wogegen Tobelrus nur im Unterlauf (aus den «Liasquellen») und Blabrus nur sporadisch (kleiner Einzug) Wasser führen.

### *Matzlengrat — Sunneberg*

Die Gletschertätigkeit hat auch hier vorw. rundliche Formen geschaffen, die v. a. im Niederental ausgeprägt erhalten sind. Die kleinen Wallmoränen stammen von Lokalvergletscherungen aus dem Rückzugsstadium der letzten großen Vereisung.

Unter dem Sunneberg sind große Blockfelder (Quarzporphyroide) entstanden, ähnlich denjenigen unter dem Bützistock. Der sumpfige Boden auf Matzlen scheint stellenweise talwärts zu gleiten (Solifluktion). Im N-Abfall des Grates scheint die ganze oberste Schicht des Verrucano talwärts in Bewegung zu sein, so daß dem Geologen die Aufschlüsse etwas fragwürdig erscheinen mögen. Die Sernifite verstellen sich dabei in groben Quadern, so daß bei der weiteren Verwitterung wollsackähnliche Gebilde entstehen.

Zwei interessante Komponenten aus dem Schutt seien noch besonders erwähnt: Einmal die vielen Liasgerölle hinter Matzlen in einer kleinen Moräne, deren Herkunft wir schon gedeutet haben. Sodann finden wir im Niederenbach beim Chis (Talstation der Schwebebahn) sehr viele Dolomitgerölle als Bachschutt, die vielleicht aus der Trias der Bodenrus-Schuppe, oder aber gar aus den östlichen Talflanken stammen mögen.

Die beiden Abfälle des Grates sind morphologisch völlig verschieden, was auf die unterschiedlichen Gefällsverhältnisse zurückgehen mag. Im Niederental haben wir sanfte Terrassenformen, gletschergeschliffen, wie

wir sie aus dem Kärpfgebiet schon kennen. Der sehr viel steilere W-Abfall dagegen gleicht sich schon den Verhältnissen von Schönau — Salengrat an. Wir finden hier steile Runsenläufe, die in auffallend großen und frischen Anrißpfannen entspringen. Lediglich Matzlen steht noch auf einer alten Terrasse. Übrigens scheint dieser Abhang ein Eldorado für Giftschlangen zu sein, die hier in keinem Verhältnis zum übrigen Freiberg auftreten.

Die Wasserverhältnisse sind auf der E-Seite recht gut, während das Schlangenparadies eher als wasserarm anzusehen ist und sehr trocken wirkt.

## B. Grosse Taleinschnitte

### *Durnachtal*

Dieses Tal schließt das Untersuchungsgebiet morphologisch nach S ab. In seinem hinteren Teil liegt ein großes Gletscherkar, das von gewaltigen Felsmauern (Hausstock — Ruchi) umgeben ist und auf etwa 1900 m Meereshöhe noch einen kleinen, aber bedeutenden Gletscherrest aufweist. Typische Formung durch die eiszeitlichen Gletscher verrät das Tal in seiner Anlage als Terrassen- und Trogtal. Der Bach hat sich heute tief in die Schuttmassen im Talboden (Moränen) gegraben, hat somit den gewaltigen Gehängeschuttkegel v. a. der südlichen Flanke die Fußstütze weggegraben und ist zu einer Gefahr bei Unwettern geworden (Angleiten der wasserdurchtränkten Massen — Runsen). Man ist deshalb nach der großen Katastrophe von 1941 daran gegangen, die Gefahr zu bannen, weshalb heute der Bach über eine gewaltige Verbauungstreppe zutale fließt. In allerjüngster Zeit wurde das Wasser im alten Gletschertalboden gefaßt und dem Limmernkraftwerk zugeleitet.

### *Wichlenmatt*

Diese Alpweide bildet südlich des Kärpf ein einziges, gewaltiges Gletscherkar eiszeitlicher Entstehung. In den steilen Umrundungen kann man das helle Band des Lochseitenkalkes sehr schön verfolgen (Tafel 1), wie

es zwischen den steilen Verrucanowänden oben und den sanfteren, meist schuttbedeckten Flyschhängen unten durchzieht. Das Kar ist fast völlig abgeriegelt, so daß es mit seiner fast kreisrunden Form an eine aufgeplatzte Blase der Erdrinde erinnert. Der Talboden ist relativ eben und lokal stark versumpft.

Das Wasser des Wichlenbaches wird wohl in Kürze ebenfalls dem Kraftwerk Limmern zur Verfügung gestellt. Die Gemeinde Elm hat aber kürzlich auch ein Projekt angenommen, das diese friedliche Stätte südlich des Freiberges in einen Waffenplatz verwandeln will. (Darüber wird sich die junge, bisher aufblühende Steinbockkolonie, die offensichtlich diese Seite des Kärpf stark bevorzugt hat, wohl etwas wundern).

### *Diestal*

Die Gletscherentstehung ist augenscheinlich, wenn auch das hinten abschließende Kar nicht mehr so stark überhöht erscheint wie im Durnachtal. Das Kar ist in Stufen aufgelöst worden, wobei die obere auf der Chüetalmatt liegt, während die untere am großen Siwellenbruch nochmals stark vertieft worden ist und von Saßberg und Siwelle flankiert wird.

Durch die großen Abstürze vom Saßberg und ständige Vertiefung des Bodens durch den Bach treten starke Angleichungen an ein Flußtal (V-Formen) auf. Über eine letzte Steilstufe ergießt sich der Diesbach in einem schönen Wasserfall in das Tal der Linth. Glücklicherweise durften diese Gewässer nicht dem Limmernkraftwerk zugeleitet werden. Es wäre doch jammerschade gewesen, hätte man den türkisblauen Milchpülersee samt seinen Ausflüssen (Diesbach) für ein paar lumpige Franken der Konjunktur geopfert, und dies wegen ein paar lächerlichen Mehrlitern zur Stromerzeugung.

### *Übelbachtal*

Dieser Zweig des Diestales ist ein eigentliches Hängetal, das etwa der Stufe der Chüetalmatt im Haupttal entspricht. Der Abbruch zu diesem ist sehr scharf, die U-Form des Tales ist sehr ausgeprägt und formschön. Engi liegt in einem etwas höher gelegenen, kleineren und rundlichen Kar. Der flache Talboden ist ziemlich stark versumpft, was wohl vielfach

auf Grundmoränenrelikte zurückgeht. Jüngere Schuttbewegungen haben die alten Formen vielfach etwas überprägt.

Erstaunlich, wie fischreich Engisee und Übelbach sind, wo doch alle ähnlich angelegten Gewässer (keine direkte Verbindung zur Linth) im Untersuchungsgebiet fischleer sind.

### *Niederental*

Die allg. Richtung des Niederentales ist um etwa  $90^\circ$  von den bisherigen verschieden. Die Anlage des Tales folgt damit auffallend der Linie, an der die Mürtschenüberschiebung auf den LK zu tauchen scheint. Das Tal ist in zwei auffälligen Stufen gebaut.

Der Unterlauf über dem kleinen Steilabfall nach Schwanden (Sernf) verläuft recht flach. Die Trogform ist augenscheinlich, wenn das Bild auch etwas von jüngeren Gehänge- und Runsenschuttkegeln gestört wird. Über dem Chis setzt der größere Steilabfall ein, der bis zum heute gestauten Garichtesee reicht. Im fast trockenen Bachbett kann man heute widerwärtige «Sedimente» des Atomzeitalters finden, indem die wunderschön geformten Kolken mit Unrat aller Art gefüllt werden, der dann in feinen Sand eingebettet ist, wie ihn die erlahmte Kraft des Baches noch zu befördern vermag.

Hinter der Garichte setzt der zweite flache Teil des Tales ein. Es ist dies nicht ein ruhiges Trogtal wie im Unterlauf, sondern ein rasches Aufeinanderfolgen von flachen Terrassen und kleinen Steilabfällen. Die Flachzonen sind vielfach als schöne Kare ausgebildet, an deren Grund noch einige kleine Seelein erhalten sind. Das hinterste und zugleich talabschließende Kar ist heute von gewaltigen Sturzschuttmassen erfüllt, wovon die Kärpfrisi ihren Namen hat.

Hinter dem oberen Stafel der Niederentalp wird die kleine Steilstufe durch das Wasser unterirdisch überwunden. Der Bach hat hier den Lochseitenkalk durchstoßen und fließt unter der berühmten Kärpfbrücke durch einen Tunnel zwischen LK und Flysch, bevorzugt aber weiter nördlich wieder die helvetischen Gesteine auf dem LK.

### *Auerental*

Durch einen kleinen Steilabfall ist dieses Tal mit dem Niederental verbunden. Es folgt in der Anlage der großen Störung, an der die Glarner-

Decke durch die höheren Decken entzweigerissen wurde (Abriß der Schönau). Die Trogform ist offensichtlich, wenn sich auch der Bach in der Gegend des Abfalles gegen das Niederental so tief eingefressen hat, daß hier vorw. V-Formen auftreten. Hinter einer großen Schuttbarre in dieser Zone staute sich einmal ein kleiner See, der gar noch nicht so lange ausgefüllt zu sein scheint.

Wo die Blattverschiebung in das Tal hineinzieht (Kar von Werben), beginnt die neue Steilstufe nach Ratzmatt. Hier zeigen sich gegen Chamm Relikte eines gewaltigen Kars, in das auch die schroffen Abhänge von Schönau — Etzelstock (vgl. früher) miteinzubeziehen sind. Chamm liegt dann in einem eigenen, kleinen und rundlichen Kar.

### *Linthtal*

Die Anlage des Linthtales folgt im allg. den Deckenrändern der tiefsten helvetischen Decken (Glarner-Decke), welche zum großen Teil auf die Ostseite dieses Tales beschränkt sind.

Das Tal weist viele Mischformen zwischen Gletscher- und Flußerosion auf. Die Flanken zum Untersuchungsgebiet sind recht steil, wenn auch nicht sehr hoch. Auffälligerweise fällt die sanfte Höhe der Schönau etwa mit der Terrasse von Oberblegi auf der anderen Talseite zusammen.

Zwischen Schwanden und Linthal scheint das Tal eher breit, die Sohle recht flach. Ebene Zonen mit Alluvialfüllung der Linth sind nicht gerade selten. Von beiden Seiten sind größere Bachschuttkegel ins Tal gelangt, die auf der rechten Seite von den erwähnten, verheerenden Runsen gespiessen werden und deshalb meist größer sind. Erst nördlich von Schwanden sind dann größere Bergstürze in den Talboden gelangt.

Die Linth hat hinter Schwanden noch genügend Kraft, so daß praktisch keine Akkumulation stattfindet. Das Flußbett ist deshalb recht sauber.

## Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird versucht, die Verrucanoablagerungen der helvetischen Decken im westlichen Freiberg (Kt. Glarus) auf faziell-lithologischem Weg stratigraphisch zu gliedern. Sodann wird der komplexe Schuppenbau dieses Gebietes näher untersucht, wobei v. a. geometrische Kriterien benutzt werden.

### *Stratigraphie*

Der Verrucano wird zunächst zweigeteilt in einen unteren Teil, der vulkanische Serien umfaßt und einen oberen Teil, der vorw. detritische Serien aufweist. Die Ablagerungen beginnen vielleicht schon im obersten Karbon, doch dürfte die Hauptmasse des Verrucano im Perm abgelagert worden sein.

Es wird folgende Serieneinteilung vorgeschlagen (von unten nach oben):

1. Bunte Serie
2. Sunneberg-Serie
3. Milchspüler-Aueren-Serie
4. Untere Schiefer
5. Sernifitschiefer
6. Sernifite
7. Knollenschiefer

4. + 5. + 6. werden in den höheren Decken zur Kärpf-Serie zusammengefaßt.

Die Bunte Serie umfaßt die ältesten Gesteine des Untersuchungsgebietes. Es handelt sich um basische Vulkanite mit vorw. grünen, spilittischen Ergüssen, düsteren, schiefrigen Tuffen und Tuffiten sowie vulkanischen Breccien. Typische Einlagerungen von Karbonaten, Geliten und vulkanischen Bomben vervollständigen das Bild. Detritische Schiefer treten erst im Dach der Serie gelegentlich auf.

Die Sunneberg-Serie umfaßt Gesteine eines sauren Eruptivzyklus. Es handelt sich um Quarzporphyrergüsse und ihre Derivate und Begleitgesteine (Tuffe und Tuffite, vielleicht auch Ignimbrite), die man-

gels Bestimmungsmöglichkeit unter dem Namen Quarzporphyroide zusammengefaßt werden. Mitten in der Serie tritt eine Zone mit aquatischen Sedimenten auf. Wir finden hier Glimmerstandsteine, dunkle Mergelschiefer mit z. T. kohligem Einschlag, graue Kieselschiefer (Phtanite), sandige Mergelkalke und Dolomite. Es wurden darin Fossilien gefunden (vorw. Pflanzen), leider aber keine einzige horizonttypische Spezies, welche die Altersfrage im Verrucano lösen könnte. Die Fauna und Flora kann im ältesten Falle im obersten Karbon existiert haben. Neben dieser aquatischen Zone tritt ein Geröllhorizont auf, der molasseähnliche Geröllgefüge enthält.

Die Hanenstockkeratophyre stehen chemisch zwischen den Spiliten und den Quarzporphyren. Ihre Ablagerung dürfte etwa mit der Sunneberg-Serie zusammen geschehen sein. Teils sind es echte Laven, teils aber ist der detritische Einschlag unverkennlich. Es scheinen sich hier saure und basische Ergußzyklen zu verwischen.

Die Aueren-Serie ist das älteste Glied der Glarner-Decke. Sie entspricht der Milchspüler-Serie in den höheren Decken. Es handelt sich um basische, meist dunkle Ergüsse (Spilite), die von Tuffen, Tuffiten und z. T. recht stark von detritischen Schiefen begleitet sind. In der Aueren-Serie wird ein zonarer Plagioklas gefunden, der vielleicht darauf hindeutet, daß doch nicht aller Albit in den basischen Laven primär ausgeschieden worden ist. Das Problem bleibt aber ungelöst.

Diese unteren, vulkanischen Serien werden nun mit kleiner Diskordanz von den detritischen Serien eingedeckt, wobei an der Basis der letzteren eine schöne, dem Untergrund angepaßte Basisbreccie ausgebildet ist.

Die detritischen Ablagerungen beginnen in der Glarner-Decke mit den mächtigen unteren Schiefen, welche den basalen Schiefen in der Kärpf-Serie entsprechen. Es handelt sich um rötliche Siltschiefer und Phyllite, deren Schieferung vielfach alpintektonisches Clivage ist. Tuffitischer Einschlag ist offensichtlich.

Die Sernifitschiefer entsprechen den feinen Sernifiten in der Kärpf-Serie. Sie deuten die Korngrößenzunahme nach der hangenden Serie an und enthalten entsprechend ein Gemenge von Siltschiefern, Phylliten und sernifitischen Gesteinen, die zum Teil noch deutlich tuffitischen Habitus aufweisen.

Die Sernifite der Glarner-Decke entsprechen dem Gipfelkonglomerat der Kärpf-Serie der höheren Decken. Es handelt sich

um ausgesprochene Randfazies des jüngsten Verrucano, in gewaltigen Schuttfächern (Fanglomerate) vom Grabenrand her geschüttet.

Die allerjüngste Verrucanoablagerung ist in den Knollenschiefern zu finden. Es sind feine Schiefer mit Karbonatknollen («Bettflaschen»), die vielleicht als Calichebildung anzusehen sind. Die Serie entstand durch den Zusammentrag von Verwitterungsschutt der Randfazies im Grabeninneren.

In einem allg. Teil wurde der Verrucano gesamthaft betrachtet. Die vulkanischen Serien sind ins untere Rotliegende zu stellen und durch eine deutliche Diskordanz vom Hangenden getrennt. Sie sind hauptsächlich in den höheren Decken vertreten. Das Klima scheint semihumiden Charakter gehabt zu haben. Die vulkanischen Ablagerungen verraten mehrphasige Grabenbewegungen.

Nach einer kurzen Erosionsperiode werden die vulkanischen Ablagerungen von den detritischen Serien eingedeckt, wobei eine ziemliche Diskordanz entsteht. Die vermehrte Belastung des Grabens führte zu einer Abwärtsbewegung, so daß eine eigentliche «Taphrogeosynklinale» entsteht. Untere Schiefer, Sernifitschiefer und Sernifite verraten im nordwestlichen Raum (Glarner-Decke) stärkere Absenkung, wogegen im südöstlichen Bereich (Kärpf-Serie der höheren Decken) die Absenkung erst mit dem Gipfelkonglomerat ruckartig ähnliche Ausmaße annimmt. Diese Serien sind vielleicht ins obere Rotliegende zu stellen. Das Klima ist trockener geworden und zeigt semiariden Charakter.

Während im Zechstein (?) die randlichen Schuttfächer verwittert wurden (Verwitterungsschicht), gelangte ein Teil der Rückstände im Grabeninneren in den Knollenschiefern zur Ablagerung. Das Klima zeigt schon aride Züge.

Um Verwechslungen mit ähnlichen Gesteinen vorzubeugen, haben wir unserem Verrucano die Bezeichnung Glarner-Verrucano gegeben. Die Resultate der Untersuchungen wurden noch mit andern Autoren verglichen und in Tabellenform zusammengestellt.

An der Grenze Verrucano — Trias treten erhebliche Diskordanzen auf, die z. T. tektonischer Entstehung sind, mehrheitlich aber auf die unruhige Ablagerung und dann auf die nachträgliche Verwitterung der Verrucanoserien zurückgehen.

Die Trias wird im allg. nach BRUNNSCHWEILER (1948) gegliedert. Seine «Gruppen» werden in «Serien» umbenannt. SE- und NW-Fazies-

bereich lassen sich nicht scharf trennen, da sich die Faziesisopen von der unteren Trias nach oben ständig von NW nach SE verschoben, was auf eine Transgression aus jener Richtung schließen läßt. Allg. scheinen die Faziesisopen eher NNE—SSW zu streichen.

Wir unterscheiden in der Trias von unten nach oben:

1. Melser-Serie
2. Röti-Serie
3. Quarten-Serie

Der Jura konnte nur grob gegliedert werden. In der Axen-Decke ist ein mächtiger Lias vorhanden. In der Glarner-Decke setzen die Ablagerungen des Jura mit grobdetritischen Basisbildungen ein (Dogger). Wir erkennen über diesen Basalbildungen untere Aalenianschiefer, Eisensandsteine, graue Echinodermbreccie und den Eisenoolith. Darüber setzt im Malm die Ablagerung des offenen Meeres ein. Hier erkennen wir Schiltschichten und Quintnerkalk, wobei die obersten Zonen des letzteren in Troskalkfazies ausgebildet sind.

Die Grenzsichten Jura—Kreide entsprechen in ihrer Stellung den Zementsteinschichten, doch haben die kalkigen Schiefer faziell wenig mit diesen gemeinsam.

Die Gesteine der unteren Kreide sind infolge starker Tektonisierung oft unkenntlich, doch können die einzelnen Gesteine relativ genau auskartiert werden.

Dasselbe gilt für den Gault und den Seewerkalk, auf welchen letzteren direkt das Tertiär mit den Bürgenschichten transgrediert.

Am Ende der Stratigraphie werden noch einige typische Tektonite behandelt. Wir beschreiben die Kalkmylonite des Lochseitenkalkes, der Basis der Mürtschen-Decke auf dem Saßberg und der Basis der Axen-Decke des Salengrates, die losen Kakerite von relativ späten Bewegungen, den verfälschten Verrucano der Chüetalmattschiefer unter der Mürtschen-Decke und die tektonische Fazies des Sernifites auf dem Lochseitenkalk im «Plagioklasgneis».

## *Tektonik*

Die tiefste Einheit liegt im *Lochseitenkalk* vor uns. Es handelt sich um eine überfahrene *Verkehrtsrie*, in der wir *Kreide*, *Malm* und *Trias* feststellen können. Sie wurde von der Stirn der helvetischen Decken über den *Flysch* geschleppt und in einem pseudo-plastischen Zustand ausgewalzt. Bei der späten Hauptüberschiebung wurde der LK im rückwärtigen Gebiet durch scharfe Schnitte in Scherben aufgelöst. Die Heimat der *subhelvetischen* Einheit ist in den *Ranasca-Schuppen* zu suchen.

Die *Glarner-Decke* ist die tiefste helvetische Decke auf dem LK. Sie wird relativ spät in mehrere Schuppen aufgelöst.

Unsere *Saßberg-Schuppe* ist auf den vorderen Saßberg (i. e. S.) beschränkt und darf nicht mit den *HELBLINGSchen* Saasbergschuppen verwechselt werden. Es handelt sich hier um eine Stirnaufspaltung der Glarner Deckenfront, als diese auf ein Hindernis im *W* stieß. Die Abtrennung geschah an einem alten Bruch mitten im *Quintnerkalk*. Die Schuppe umfaßt somit *Quinterkalk* bis *Tertiär*. Diese Gesteine sind in ein großes, für die Glarner-Decke typisches *Faltensystem* gelegt, das allerdings durch die nachdrängenden höheren Schuppen und Decken heute stark gestaucht erscheint. Dabei zeigen sich Reduktionstendenzen in sandig-mergeligen Gesteinen, wogegen die reineren Kalke mächtige Schwellungen zeigen. Zur Zeit der späten Hauptüberschiebung der höheren Decken nimmt die Saßberg-Schuppe «subhelvetischen» Charakter an.

Die *Chüetal-Schuppe* bildet als größte Schuppe den Kern der Glarner-Decke. Sie brandet im *S* steil auf die Saßberg-Schuppe, während im *N* (Schönau) ihre ursprüngliche Stirn von der Mürtschen-Decke einfach abgewürgt und an einer *Blattverscherung* nach *W* vorgeschoben wird. Dieser abgerissene Teil verwächst vor dem *Sernf* wieder mit der Chüetal-Schuppe. Die Schuppe umfaßt *Aueren-Serie* bis *Malm*. Das typische Faltensystem der Glarner-Decke läßt sich v. a. unter dem *Bützistock* sehr schön sehen, wo es von der Mürtschenüberschiebung, die hier der späten Hauptüberschiebung entspricht, scharf diskordant geköpft wird. Zur Zeit der späten HU hat also die Chüetal-Schuppe mindestens im *S* «subhelvetischen» Charakter, doch ist der *N*-Flügel gleichzeitig bereits noch um geringe Beträge nach *W* geschwenkt worden.

Im Abriß der Schönau stellen wir zwei Schuppen fest. Die tiefere

Bodenrus-Schuppe zeigt deutliche Spuren der späten Bewegung auf dem LK. Sie umfaßt Aueren-Serie bis Malm und hat mit ihrer Stirn den Glärnisch erreicht. Dabei wurde der S-Flügel an der Blattverschiebung weiter nach W geschwenkt, während der N-Flügel wieder mit der restlichen Glarner-Decke verwächst.

Die Stelliboden-Schuppe ist um geringe Beträge auf die Bodenrus-Schuppe geschoben worden, wobei wieder der S-Flügel weiter vorgeschwenkt erscheint und das N-Ende wieder mit der basalen Schuppe verwächst. Sie umfaßt Sernifitschiefer bis Röti-Serie und bildet mit der Bodenrus-Schuppe zusammen das typische, hier allerdings aufgebrochene Faltensystem der Glarner-Decke.

Im nördlichen Salengrat fehlt ein oberes Strukturelement der Glarner Decke. Es wurde von der Mürtschen-Decke abgeschert und als Stirnelement dieser Masse in den Glärnisch (Guppensynklinale) verfrachtet.

Die Glarner-Decke ist allg. als gewaltige, liegende Deckfalte auf den LK gefahren. Dabei wurden die mesozoischen Serien in das bekannte Faltensystem gelegt, während sich im Verrucano kleinere Verschiebungen einstellten. Die eigentliche Verschuppung der Decke geschah vorw. unter der Mürtschenüberschiebung.

Die Mürtschen-Decke überfährt die Glarner-Decke im ganzen Untersuchungsgebiet sehr scharf. Während im S die Mürtschenüberschiebung mit der späten Hauptüberschiebung zusammenfällt, stellt sie im N nur noch eine Teilbewegungsfläche dieser Störung dar. Die späte HU verursachte hier noch Bewegungen auf dem LK, an Verschuppungslinien innerhalb der Glarner-Decke sowie vielleicht bereits in noch höheren Stockwerken als der Mürtschen-Decke. Somit nimmt die Deutlichkeit der Mürtschenüberschiebung gegen N (im Verrucano!) rasch ab.

Die Matzlengrat-Schuppe ist die tiefste Schuppe der Mürtschen-Decke. Sie umfaßt Bunte Serie bis Trias und ist lediglich mehr auf die südlichsten Ausläufer der Glarner-Decke gefahren. Sie verursachte dabei die Absenkung der hinteren Siwelle an einem Bruch, hinter dessen NW-überliegender Fläche sie schließlich stecken blieb.

Auch von der nächsthöheren Schuppenmasse sind noch basale Serien hinter dem großen Siwellenbruch stecken geblieben. In der Schafalp-Schuppe ist die Sunneberg-Serie zurückgeblieben, während die Chüebled-Schuppen auch noch Bunte Serie umfassen.

Die Schönau-Schuppe hat schließlich unter Verlust einiger basaler Glieder den Siwellenbruch überwunden und ist mit ihrer Stirn bis in den Glärnisch gestoßen. Sie umfaßt Kristallin bis Kärf-Serie, wobei in der Schönau selbst die tiefsten Glieder fehlen (Schafalp-Schuppe!). Auf ihrem Vormarsch hat die Schuppe aus dem Rücken der Glarner-Decke unter dem Salengrat eine Triassynklinale samt zugehörigem Verrucano aufgeschürft und nach Guppenalp verfrachtet.

Die Axen-Decke hat mit ihren tiefsten Abscherungen auch den Verrucano noch ergriffen. Kärf- und Bützistock-Schuppe sind als tiefste Axenelemente scharf diskordant auf das liegende Schuppengebilde gefahren, nachdem sie in den südlichsten Verrucanoräumen aus dem Rücken des Mürtschendeckenverrucano abgespalten worden sind. Sie umfassen Bunte Serie bis Kärf-Serie und liegen aufrecht.

Mesozoische Serien der südlichsten Mürtschenverrucano-Räume (Schönau-Schuppe) sind dann in die Salengrat-Schuppe gefahren, wobei auch noch ein kleiner Verrucanokern mitgeschleppt wurde. Trias fehlt hier primärstratigraphisch. Die Schuppe umfaßt Kärf-Serie bis Dogger und ist in eine liegende Falte gelegt worden, die ihre westliche Fortsetzung in der Oberblegifalte am Glärnisch findet. Auf den Moränen der letzten Eiszeit sind aus dieser Schuppe größere Komplexe (Lias) zutale gefahren.

Die Hauptabscherung der Axen-Decke ist im Untersuchungsgebiet nicht mehr festzustellen, doch dürfte sie aus Analogiegründen zum Glärnisch direkt auf den erwähnten basalen Schuppen zu suchen sein.

Im Versuch einer tektonischen Synthese werden die gewonnenen Ergebnisse zusammengefaßt und erweitert. Damit erhalten wir ein plastisches Bild der tektonischen Geschichte des Untersuchungsgebietes.

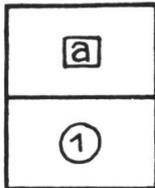
Brüche und Bruchsysteme haben in der Tektonik keine geringe Rolle gespielt, so v. a. der große Siwellenbruch und die Unstetigkeit im Auerental. Auch dürften die paläozoischen Brüche des Verrucano eine gewisse Rolle bei dessen Verschuppung gespielt haben.

Zum Schluß werden noch Quartär, Morphologie und Wasserverhältnisse behandelt. Dabei ergeben sich interessante Beziehungen zur Stratigraphie und zur Tektonik. Es wird im besonderen auf die Gefahr aufmerksam gemacht, welche durch die immer schlechter werdende Entwässerung der Schuttmasse der Schönau entsteht, da hier in neuester Zeit verschiedene frische Anrisse von verheerenden Runsen festgestellt werden konnten.

# ANHANG

## Legende zu den Tafeln

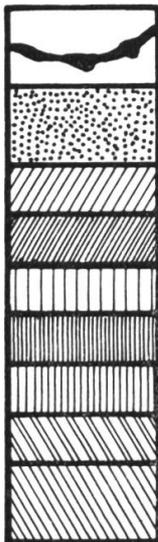
*Allgemein:*



Stratigraphische Benennungen von Verrucano-Serien, wie auf S. 4 zusammengestellt.

Tektonische Benennungen von Schuppen, wie auf S. 6 zusammengestellt.

*Tafeln 1 und 2:*



Lochseitenkalk

Tertiär der Saßberg-Schuppe

Ob. Kreide                      Kreide i. a.

Unt. Kreide

Malm                              Jura i. a.

Dogger

Lias

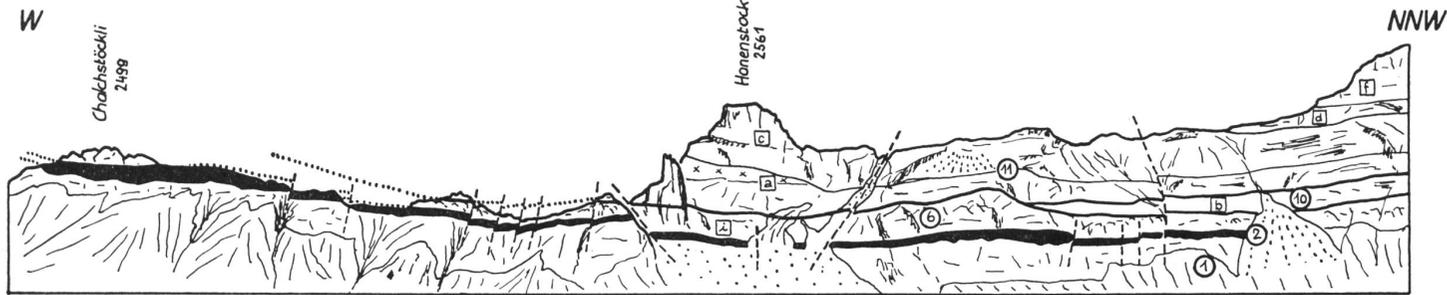
Quarten-Serie

Röti- und Melser-Serie      Trias i. a.

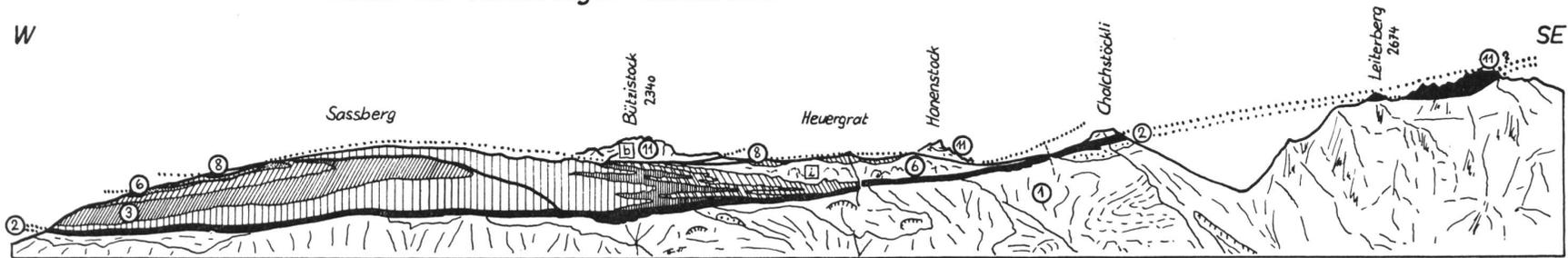
*Tafeln 3 und 4:*

Die Signaturen entsprechen der lithographischen Legende, Fig. 2, S. 5

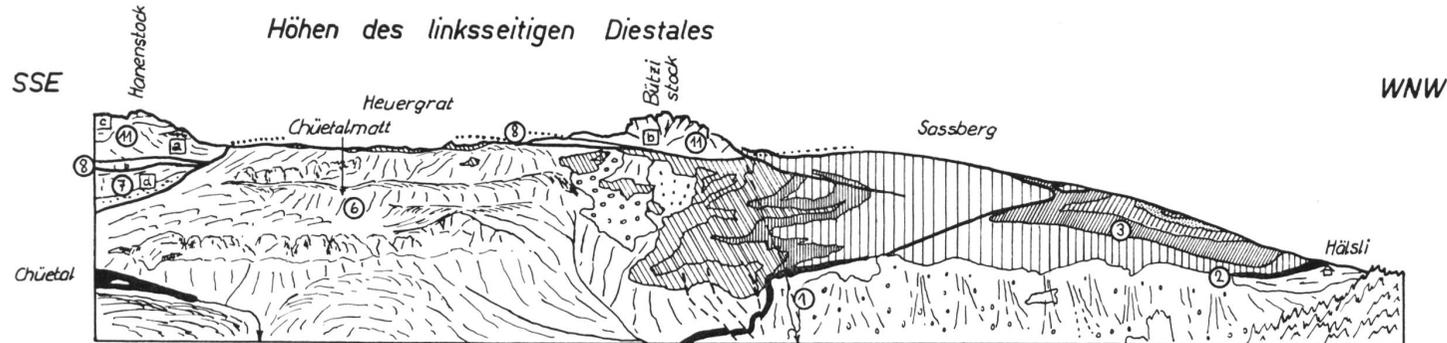
Westlicher Wichlenmattkessel



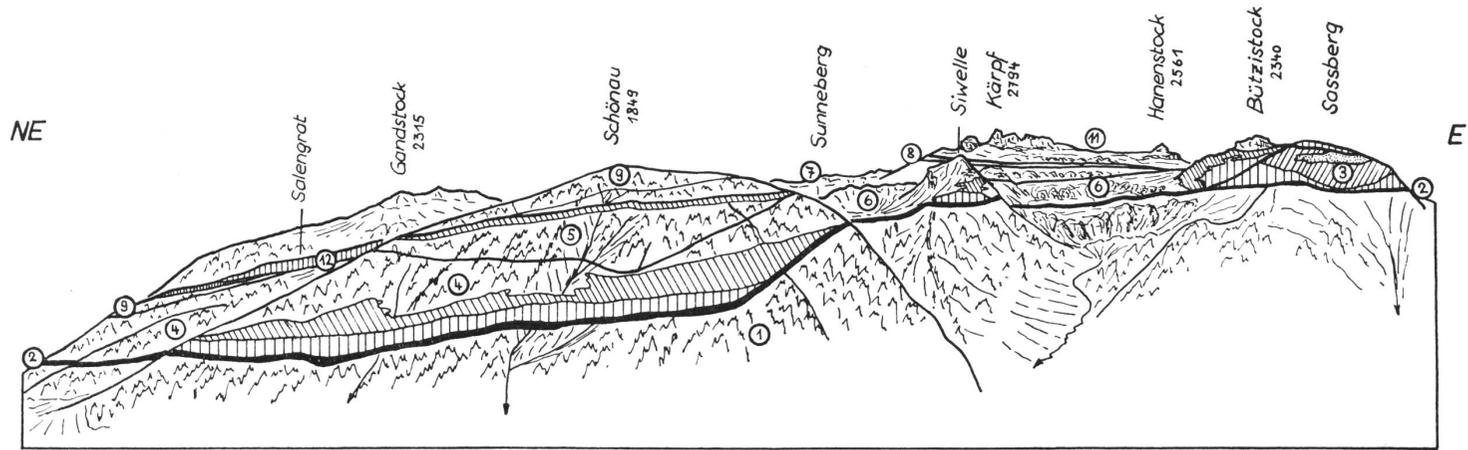
Höhen des rechtsseitigen Durnachtales



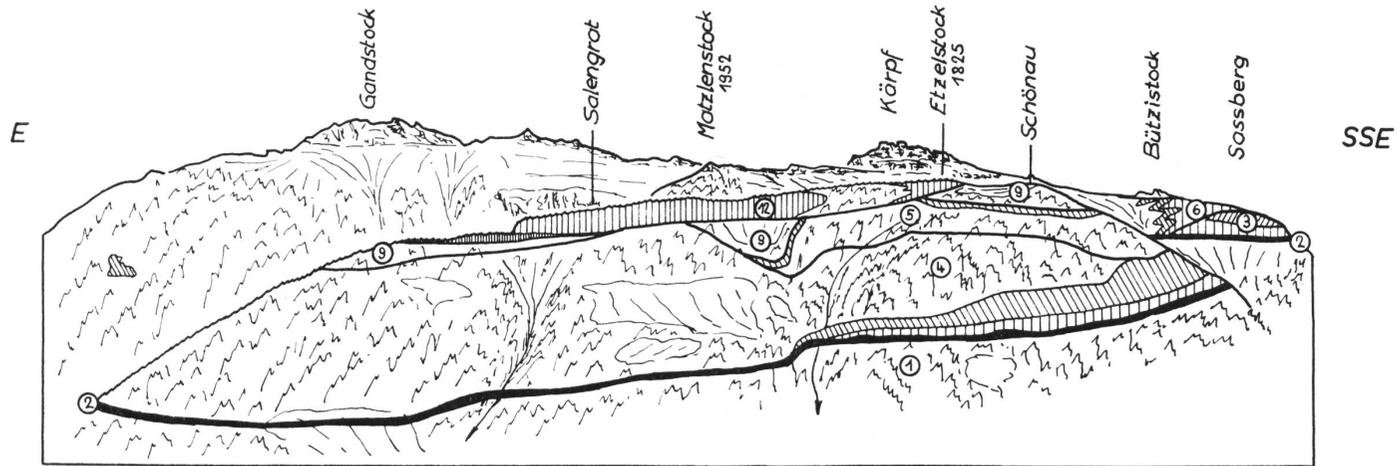
Höhen des linksseitigen Diestaales



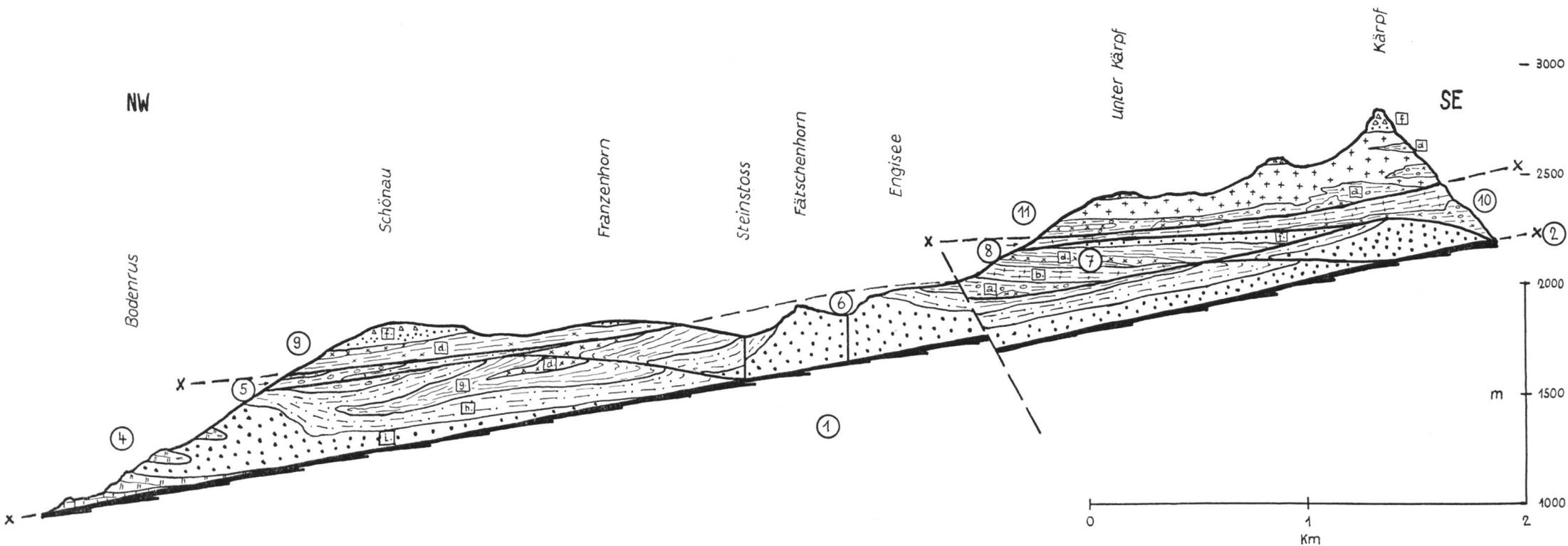
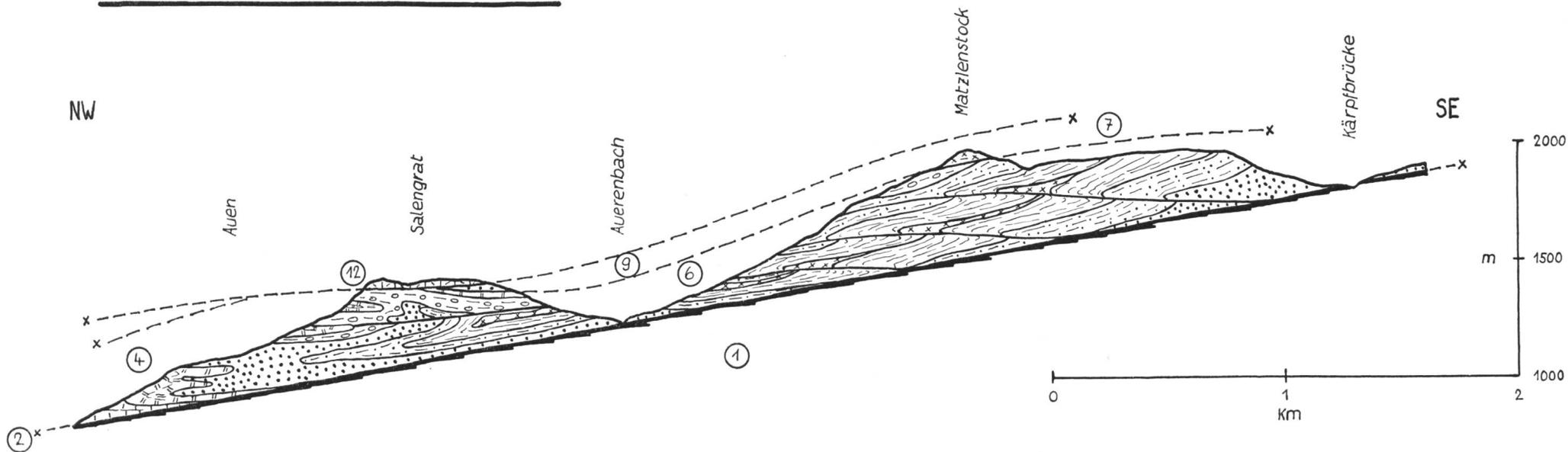
Blick von Braunwald



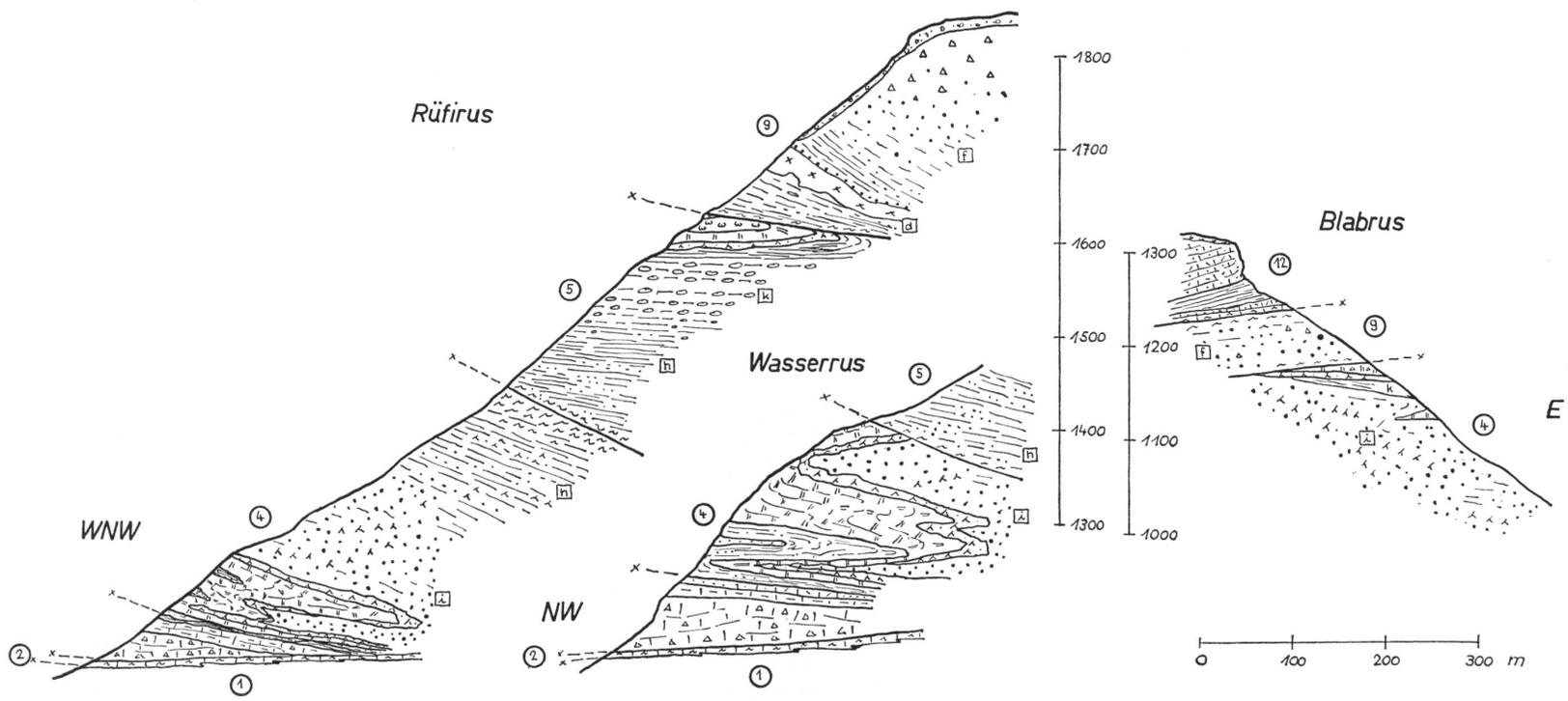
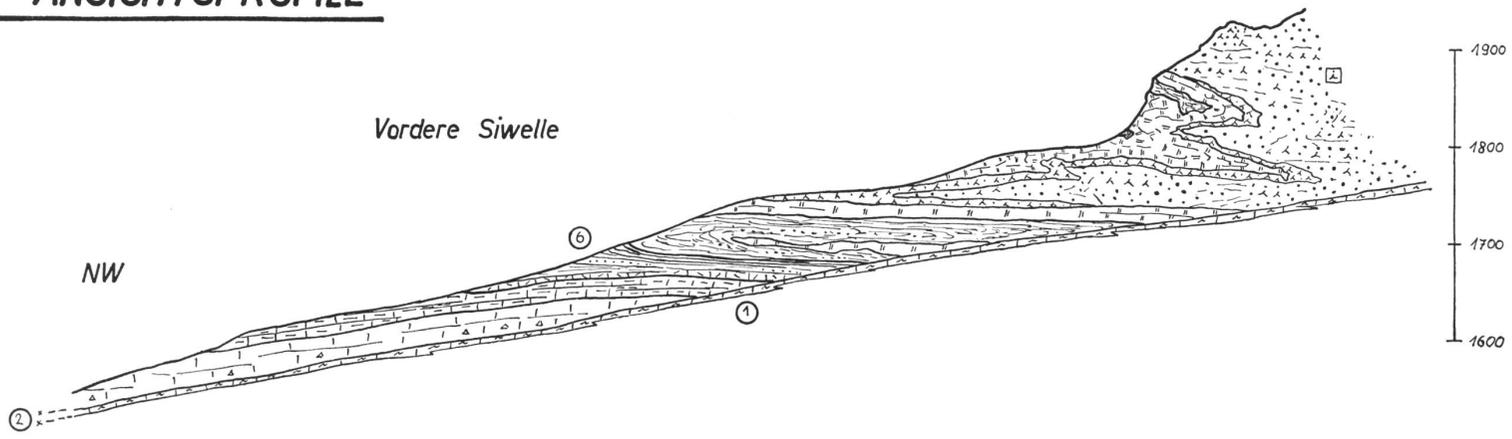
Blick von der Leuggelenterrasse



# TEKTONISCHE PROFILE



# ANSICHTSPROFILE



## Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1934): *Über die Gleitformung der Glarner Alpen*. Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I, 143.
- AMSTUTZ, G. C. (1948): *Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Fryberges (N der Kärpfgruppe)*. Verh. Schweiz. Natf. Ges.
- (1954): *Geologie und Petrographie der Ergußsteine im Verrucano des Glarner Freiberges*. Publ. Vulkaninstitut Friedländer 5.
- (1957a.): *Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges*. Eclogae geol. Helv., 50, 1.
- (1957b.): *Spilitization — The missing link in ore and rock genesis*. Die Naturwissenschaften, 44/18.
- (1958): *Spilitic Rocks and Mineral Deposits*. Bull Univ. Missouri, School of Min. and Met. Tech. ser. 96.
- ANDREATTA, C. (1959): *Aufeinanderfolge der magmatischen Tätigkeiten im größten permisch-vulkanischen Schild der Alpen*. Geol. Rundschau 48.
- ARBENZ, P. (1912): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz*. Verh. Schweiz. Natf. Ges. in Altdorf, II. Teil.
- (1913): *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 58.
- (1916): *Der Deckenbau der Alpen*. Mitt. Natf. Ges. Bern.
- (1926): *Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen*. Eclogae geol. Helv., 20, 2
- (1934): *Die helvetische Region*. Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II.
- ARBENZ, P. und STAUB, W. (1910): *Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 55.
- BÄCHTIGER, K. (1957): *Die Kupfererze der Mürtschenalp und ihre Begleitgesteine*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- (1960): *Ein neues intramagmatisches Kupfererzvorkommen in den Keratophyllaven des Gandstockes (Kt. Glarus, Schweiz)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 40, 2.
- BALTZER, A. (1873): *Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues*. Caesar Schmidt, Zürich.
- BANK, H. und BAMBAUER, H. U. (1959): *Geologisch-Petrographische Untersuchungen an permischen Magmatiten im Gebiet zwischen Kirn (Nahe) und Winterburg (Nordflügel der Nahemulde)*. Geol. Rundschau 48.
- BEDER, R. (1909): *Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano*. Diss. Univ. Zürich.
- BERTRAND, M. (1884): *Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord*. Bull. Soc. Géol. France, 3<sup>e</sup> série, 12.
- BLUMENTHAL, M. (1911): *Geologie der Ringel-Segnesgruppe*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 33.
- BRINKMANN, R. (1959): *Abriß der Geologie*. 8. Aufl. Ferdinand Enke, Stuttgart.

- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstock-Decke im oberen Schächental* (Kt. Uri). Verh. Natf. Ges. Basel, 48.
- (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite*. Eclogae geol. Helv., 34.
- BRÜCKNER, W. et al. (1957): *Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen*. Eclogae geol. Helv., 50, 2 (1958).
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1942): *Neues zur Schichtfolge in der Glarner-Decke*. Eclogae geol. Helv., 35, 2.
- (1944): *Fossile Pflanzenreste in der Quartenstufe der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Eclogae geol. Helv., 37.
- (1948): *Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Diss. Univ. Zürich.
- (1959): *Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarner-Decke*. Eclogae geol. Helv., 52, 2.
- BURCKHARDT, C. (1895): *Monographie der Kreideketten zwischen Klönthal, Sihl und Linth*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 5.
- BURCKHARDT, C. E. (1943): *Zur Geologie des Monte Pisano (Toscana)*. Eclogae geol. Helv., 36, 1.
- BURRI, C. (1959): *Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage*. Birkhäuser, Basel.
- BUXTORF, A. (1947): *Jakob Oberholzers letzte Aufzeichnungen über die Geologie der Glarneralpen, Tagebücher 1930—1938*. Eclogae geol. Helv., 40, 1.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Aufl. Wepf, Basel.
- CAROZZI, A. (1957): *Tracing turbidity current deposits down the slope of an alpin basin*. Journ. Sed. Petr., 27.
- CAYEUX, L. (1929): *Les roches sédimentaires de France. Roches silicieuses*. Mém. carte Géol. France.
- DOLLFUS, S. (1961): *Über das Alter des Blegi-Ooliths in der Glärnisch-Gruppe*. Mitt. Natf. Ges. Glarus, 11.
- DUNBAR, C. O. and RODGERS, J. (1957): *Principles of Stratigraphy*. New York.
- ESCHER, B. G. (1911): *Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli) mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld und das Carbon von Manno bei Lugano*. Diss. ETH, Zürich.
- ESCHER VON DER LINTH, A. (1841): *Geologische Karte des Cantons Glarus und seiner Umgebung, nebst Profilen*. Verh. Schweiz. Natf. Ges. in Zürich.
- (1834—1872): *Tagebücher*. Deponiert Geol. Inst. ETH, Zürich.
- ESCHER VON DER LINTH, H. C. (1809): *Geognostische Beschreibung des Linthtales*. Leonhards Taschenbuch 3.
- FABRE, J. (1956): *Phtanites à algues d'eau douce dans le terrain houiller des Alpes*. C. R. Ac. Sci., 243.
- (1959): *Les phtanites (quartzolites) d'eau douce du Stéphanien cévenol et alpin*. Ann. S. G. N., 48, 1958.

- FISCH, W. (1961): *Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftals (Kt. Glarus)*. Mitt. Natf. Ges. Glarus, 11.
- FRANK, M. (1930): *Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Lias-Sedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz*. N. Jhrb. Min. etc. Beilageband 64.
- FREULER, G. (1925): *Geologische Untersuchungen in der Mürtchengruppe (Kanton Glarus)*. Diss. Univ. Zürich.
- FREY, F. (1958): *Geologische Untersuchungen am Chamerstock (Kt. Glarus)*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- GALLWITZ, H. (1959): *Die Stellung der Magmatite im Permokarbon der mitteldeutschen Hauptscholle*. Geol. Rundschau 48.
- GANZ, E. (1912): *Stratigraphie der mittleren Kreide der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen*. N. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., 47, 1.
- GRAND'EURY, C. (1890): *Géologie et Paléontologie du bassin houiller du Gard*. Imp. Théolier, Saint-Etienne.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1944): *Über den Mechanismus einiger liegender Falten*. Eclogae geol. Helv., 37.
- HANTKE, R. (1959): *Zur Jura/Kreide-Grenze im mittel- und südhelvetischen Faziesbereich in der Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv., 52, 2.
- (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 106, 1.
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluß an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe*. Schwabe, Basel.
- (1882): *Die Glarner Doppelfalte*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 27.
- (1895): *Geol. Nachlese Nr. 5: A. ROTHPLETZ in den Glarneralpen*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 40.
- (1906): *Geol. Nachlese Nr. 18: Die vermeintliche «Gewölbe-Umbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte» südlich vom Klausenpaß, eine Selbstkorrektur*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 51.
- (1921): *Geologie der Schweiz*. Bd. II, Tauchnitz, Leipzig.
- (1929): *Geol. Nachlese Nr. 29: An der Erkenntniswurzel alpiner Tektonik*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 74.
- (1930): *Von der Entstehung der Alpen*. Das Alpenbuch, II. Jhrg.
- HEIM, ARN. (1905): *Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken*. Zschr. Deutsch. Geol. Ges. Berlin.
- (1909): *Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpaß, verglichen mit der Fazies der helvetischen Decken*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 24.
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 76, mit Atlas.
- HERB, R. (1957): *Geologische Untersuchungen in der Gulmengruppe zwischen Amden und der Thur*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- HERITSCH, F. (1939): *Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa*. Geol. Rundschau 30.

- HOWE, E. (1909): *Landslides in the San Juan Mountains, Colorado*. U. S. Geol. Survey, Professional Paper 67.
- HUBER, R. (1960): *Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano (Canton de Glaris)*. Manuskript Diss. ETH, Zürich.
- HUBERT, J. F. (1960): *Syngenic bleached borders on detrital red beds of the Fountain formation, Front Range, Colorado*. Bull. geol. Soc. Am., 71, 1.
- HUENE, F. VON (1940): *Das Alter des Verrucano (Monte della Verruca, Monte Pisano) auf Grund zahlreicher Reptilfährten*. Eclogae geol. Helv., 33, 2 (1941).
- JONGMANS, W. J. (1950): *Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz I*. Eclogae geol. Helv., 43, 2 (1951).
- KAUFMANN, F. J. (1867): *Geologische Beschreibung des Pilatus*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 5.
- LUGEON, M. (1902): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, 4<sup>e</sup> série, 1.
- MEYER, H. (1922): *Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten und Risetten (Kt. Glarus)*. Diss. Univ. Zürich.
- MILCH, L. (1892 und 1896): *Beiträge zur Kenntnis des Verrucano*. 2 Bde. Veit, Leipzig.
- OBERHOLZER, J. (1914): *Der Deckenbau der Glarneralpen östlich der Linth*. Eclogae geol. Helv., 13.
- (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 28, m. Atlas.
- (1930—1938): *Geologische Tagebücher 51—57 (Oktober 1930 — November 1938)*. Abschr.: 1. Naturalienkabinett Glarus; 2. Bibliothek der ETH; 3. Bibliothek des Geol. Inst. der ETH; 4. Schweiz. Landesbibliothek; 5. Bureau der Geol. Kommission S. N. G.
- PFÄFF, F. (1880): *Einige Beobachtungen über den Lochseitenkalk*. Zschr. Deutsch. Geol. Ges.
- PICHLER, H. (1959): *Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphyryplatte*. Geol. Rundschau, 48.
- PRICE, W. A. (1933): *Reynosa Problem of South Texas an Origin of Caliche*. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., 17.
- ROTHPLETZ, A. (1894): *Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen nebst einem Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte*. Schweizerbart, Stuttgart.
- (1898): *Das geotektonische Problem der Glarneralpen*, Atlas. Fischer, Jena.
- SAVI, P. (1832): *Osservazioni geognostiche sui terreni antichi toscani*. Nuovo giornale Letterati, 63.
- SCHIELLY, H. (1961): *Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus)*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- SCHINDLER, C. (1958): *Über persistente Brüche am Glärnisch und in der europäischen Türkei*. Mitt. Natf. Ges. Glarus, 10.
- (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 107.
- SCHOPP, R. (1954): *Geologische Untersuchungen im Schiltgebiet*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- SCHUMACHER, P. v. (1928): *Der geologische Bau der Claridenkette*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 50.
- SCHWARZBACH, M. (1950): *Das Klima der Vorzeit*. Enke, Stuttgart.

- SIMMLER, R. Th. (1862): *Der Hochkäpf in den Freibergen des Kantons Glarus*. Glarus.
- SPICHER, A. (1943): *Über descendent gefüllte Spalten am Monte Pisano*. *Eclogae geol. Helv.*, 36.
- DE SITTER, L. U. und DE SITTER-KOOMANS, C. M. (1949): *The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse geol. Mededelingen, 14 B.
- STAUB, R. (1924): *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 52.
- (1928): *Der Bewegungsmechanismus der Erde*. Bornträger, Berlin.
- (1954): *Der Bau der Glarneralpen*. Tschudi, Glarus.
- (1957): *Über den Sinn der Alpengeologie, ihre heutigen Probleme, ihre Ziele und weitere Aufgaben*. Abschiedsvorlesung vom 10. Juli 1957. Tschudi, Glarus.
- (1961): *Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau*. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 106, 3.
- STEPHAN, W. (1959): *Die Gliederung des Rotliegenden und die Stellung seiner Vulkanite am Südwestrand des Frankenwaldes*. *Geol. Rundschau* 48.
- STUDER, B. (1853): *Geologie der Schweiz*. Bern
- STYGER, G. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Käpfgruppe*. Truninger, Zürich.
- SUBLET, P. (1962): *Etude géologique du synclinal carbonifère de Collonges-Dorenaz (Valais)*. *Eclogae geol. Helv.*, 55, 1.
- THEOBALD, G. (1869): *Der Kistenpaß und seine Umgebung*. Jahresber. Natf. Ges. Graubünden, Chur, 14.
- TREVISAN, L. (1955): *Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico*. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat.*, mem. 62 A.
- TRÜMPY, R. (1944): *Geologisch-Photogrammetrische Untersuchungen in den südlichen Hausstockgruppe*. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, Zürich.
- (1944): *Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe*. *Eclogae geol. Helv.*, 37, 2 (1945).
- (1947): *Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschen-Decke oberhalb Luchsingen (Kt. Glarus)*. *Eclogae geol. Helv.*, 40.
- (1949): *Der Lias der Glarneralpen*. *Denkschr. Schweiz. Natf. Ges.*, 79, 1.
- (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. *Bull. Soc. Géol. France*, 6<sup>e</sup> série, 7.
- (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques*. Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot, Paris.
- VACEK, M. (1884): *Beiträge zur Kenntnis der Glarneralpen*. Hölder, Wien.
- WIDMER, H. (1949): *Zur Geologie der Tödiggruppe*. Diss. Univ. Zürich.
- WINTERHALTER, R. U. (1943): *Der Verrucano der Schweizer Alpen*. *Verh. Schweiz. Natf. Ges.*
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss. ETH, Zürich.

## Geologische Karten

- HEIM, ALB., ESCHER VON DER LINTH, A., THEOBALD, G., FRITSCH, K. (1885): *Geologische Karte der Schweiz*, 1:100 000, Blatt 14.
- HELBLING, R. (1938): *Tektonische Karte der Glarneralpen und vom St. Galler Oberland*. 1:100 000. In HELBLING, 1938.
- (1948): *Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda*, 1:25 000. (Die vorerst ohne Höhen und Ortsangaben erschienenen Blätter 2 bis 4 wurden nachträglich im Auftrag der Schweiz. Geolog. Kommission mit den fehlenden Bezeichnungen versehen und unter der Bezeichnung «*Geologische Spezialkarte Nr. 120*» herausgegeben).
- OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein*, 1:50 000, spez. Karte 63.
- (1933): *Tektonische Karte des Kantons Glarus*, 1:50 000. In OBERHOLZER, 1933.
- (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus*, 1:50 000, Spez.-K. 117.
- ROTHPLETZ, A. (1898): *Geologische Karte der Glarneralpen*, 1:100 000. In ROTHPLETZ, 1898.
- STAUB, R. (1954): *Tektonische Karte der Glarneralpen und ihrer Nachbarschaften*, 1:200 000. In STAUB, 1954.
- WIDMER, H. (1949): *Geologische Karte des Tödi*, 1:25 000. In WIDMER, 1949.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hausstock, Piz Segnes und Vorderrhein*, 1:50 000. In WYSSLING, 1950.

Weitere Karten in:

BEDER (1909), FREY (1958), SCHINDLER (1959), HUBER (1960), SCHIELLY (1961), FISCH (1961), STYGER (1961).

Dazu veröffentlichte Kartierungen und Kartenskizzen im Untersuchungsgebiet von ALB. HEIM und A. ESCHER VON DER LINTH.

## Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Fig. 1	Geographische Übersicht . . . . .	3
Fig. 2	Lithologische Legende . . . . .	5
Fig. 3	Tektonische Übersicht . . . . .	7
Fig. 4	Lochseitenkalk bei Türchlen . . . . .	16
Fig. 5	Lochseitenkalk am Chalchstöckli . . . . .	17
Fig. 6	Saßberg W-Ende . . . . .	20
Fig. 7	Trias östlich unter dem Bützistock . . . . .	27
Fig. 8	Unter den Heuerstöck . . . . .	28
Fig. 9	Siwellen NW-Ende . . . . .	30
Fig. 10	Ansichtsskizze Kärpf—Hanenstock . . . . .	51
Fig. 11	Trias im Gandwald . . . . .	57
Fig. 12	Guppensynklinale . . . . .	59
Fig. 13	Tafel I Blabrus, Quarzitbänke im Rüfi-Sernifit . . . . .	zw. S. 72/73
Fig. 14	Tafel I Feinschichtung im Sernifit der Rotrus . . . . .	zw. S. 72/73
Fig. 15	Anschliff des Chammeelikonglomerates . . . . .	86
Fig. 16	Tafel II Feldspatgerölle im Gipfelkonglomerat des Kärpf . . . . .	zw. S. 106/107
Fig. 17	Schematische Faziesabwicklung des Verrucano in der Kärpf- und Glärnischgruppe . . . . .	112
Fig. 18	Tafel III Grenze Verrucano-Trias in der Rotrus . . . . .	zw. S. 126/127
Fig. 19	Tafel III Übergangsschichten im Kern einer Falte . . . . .	zw. S. 126/127
Fig. 20	Trias der Glarner-Decke . . . . .	137
Fig. 21	Tafel IV Grenze Jura-Kreide am Saßberg . . . . .	zw. S. 146/147
Fig. 22	Tafel V Flyscheinwicklungen im Lochseitenkalk unter der vorderen Siwelle . . . . .	zw. S. 162/163
Fig. 23	Lochseitenkalk-Oberfläche, Isohypsendarstellung . . . . .	164
Fig. 24	Tafel V Scharfer Schnitt zwischen Lochseitenkalk und Saßberg-Schuppe	zw. S. 162/163
Fig. 25	Diskordante Trennung zwischen Chüetal- und Saßberg-Schuppe . . . . .	169
Fig. 26	Tafel VI Quintnerkalk der Chüetal- auf Valangininankalk der Saßberg-Schuppe. Saßbergalp . . . . .	zw. S. 172/173

Fig. 27	Tektonische Malm-Kreide-Grenze im westlichen Saßberg . . . . .	171
Fig. 28	Faltensystem der Saßberg-Schuppe . . . . .	172
Fig. 29	Tafel VI Kleinfalten im Seewerkalk . . . . .	zw. S. 172/173
Fig. 30	Tafel VI Stauchungen im Schrattenkalk . . . . .	zw. S. 172/173
Fig. 31	Tafel VII Malmklippe (Chüetal-Schuppe) auf der Saßberg-Schuppe . . .	zw. S. 180/181
Fig. 32	Tafel VII Kalkmylonit (Chüetal-Schuppe) auf Tertiär (Saßberg-Schuppe). Im Dache Verrucano der Mürtschen-Decke . . . . .	zw. S. 180/181
Fig. 33	Kleinfalten im Sernifit . . . . .	182
Fig. 34	Tafel VIII Verfaltetes Clivage unter der Mürtschenüberschiebung am Matzlenstock . . . . .	zw. S. 184/185
Fig. 35	Faltenschema unter dem Bützistock . . . . .	185
Fig. 36	Siwellen NW-Ende . . . . .	186
Fig. 37	Tafel VIII Plastische Verbiegungen im Rötidolomit . . . . .	zw. S. 184/185
Fig. 38	Tafel VIII Verbiegungen im Quintnerkalk unter der Hauptüberschiebung	zw. S. 184/185
Fig. 39	Tafel IX Aufschuppung der Stelliboden-Schuppe auf Trias der Bodenrus- Schuppe . . . . .	zw. S. 194/195
Fig. 40	Tafel IX Verschiebung zwischen Dogger und Trias in der Wasserrus. . .	zw. S. 194/195
Fig. 41	Kartenskizze Wasserrus—Rüfirus . . . . .	196
Fig. 42	Quartenschiefermulden Rüfirus—Trocherus . . . . .	197
Fig. 43	Vordere Dammigenrus . . . . .	197
Fig. 44	Mittlere Dammigenrus . . . . .	198
Fig. 45	Kartenskizze Hintere Dammigenrus—Rotrus . . . . .	199
Fig. 46	Faltensystem der Glarner-Decke in der Schönau-Westflanke . . . . .	207
Fig. 47	Oberes Triasband der Schönau . . . . .	208
Fig. 48	Mürtschenüberschiebung, Isohypsendarstellung . . . . .	216
Fig. 49	Hintere Siwelle von N . . . . .	221
Fig. 50	Wichlenmatt—Kärpf Südsporn . . . . .	231
Fig. 51	Tektonische Skizze des westlichen Heuergrates . . . . .	233
Fig. 52	Axenüberschiebung, Isohypsendarstellung . . . . .	235
Fig. 53	Schematischer Bau der Salengrat-Schuppe . . . . .	241
Fig. 54	Faltenachsen . . . . .	247
Fig. 55	Schematische tektonische Vorgänge . . . . .	253
Fig. 56	«Faziestektonik» . . . . .	255

Fig. 57	Tafel X		
	Miniaturandr auf den Terrassen der Schafalp . . . . .	zw. S. 258/259	
Fig. 58	Tafel X		
Fig. 59		Formen der Winderosion in den Kärpfmannen . . . . .	zw. S. 258/259
Fig. 60	Tafel XI		
	Gipfelplateau des Etzelstockes . . . . .	zw. S. 262/263	
Tafel 1	Ansichtsskizzen . . . . .	zw. S. 276/277	
	westlicher Wichlenmattkessel		
	rechtsseitiges Durnachtal		
	linksseitiges Diestal		
Tafel 2	Blick von Braunwald . . . . .	zw. S. 276/277	
	Blick von der Leuggelenterrasse		
Tafel 3	Tektonische Profile . . . . .	zw. S. 276/277	
Tafel 4	Ansichtprofile . . . . .	zw. S. 276/277	

# Inhaltsverzeichnis

Vorwort . . . . .	1
EINLEITUNG	
A. Benennungen . . . . .	4
1. Stratigraphische Abteilungen im Verrucano . . . . .	4
a) Bunte Serie . . . . .	4
b) Sunneberg-Serie . . . . .	4
c) Hanenstockkeratophyre . . . . .	4
d) Milchspüler- und Aueren-Serie . . . . .	5
e) Basisbreccie . . . . .	5
f) Kärpf-Serie . . . . .	6
g) Untere Schiefer . . . . .	6
h) Sernifitschiefer . . . . .	6
i) Sernifite . . . . .	6
k) Knollenschiefer . . . . .	6
2. Tektonische Einheiten . . . . .	6
1. Flysch unter den helvetischen Decken . . . . .	6
2. Lochseitenkalk . . . . .	8
3. Saßberg-Schuppe . . . . .	8
4. Bodenrus-Schuppe . . . . .	8
5. Stelliboden-Schuppe . . . . .	8
6. Chüetal-Schuppe . . . . .	8
7. Matzlengrat-Schuppe . . . . .	8
8. Schafalp-Schuppe . . . . .	8
9. Schönau-Schuppe . . . . .	8
10. Chüebled-Schuppe . . . . .	9
11. Kärpf-Schuppe . . . . .	9
12. Salengrat-Schuppe . . . . .	9
B. Historisches . . . . .	9
C. Problemstellung . . . . .	13
Profile, lokale Notizen . . . . .	16
I. Lochseitenkalk . . . . .	16
Profil 1 . . . . .	16
Profil 2 . . . . .	17
II. Glarner-Decke . . . . .	18
A. Saßberg-Schuppe (i. e. S.) . . . . .	18
Profil 3 . . . . .	18

B. Chüetal-Schuppe . . . . .	23
Profil 4 . . . . .	23
Profil 5 . . . . .	24
Profil 6 . . . . .	25
Profil 7 . . . . .	26
Profil 8 . . . . .	28
Profil 9 . . . . .	30
Profil 10 . . . . .	32
C. Bodenrus-Schuppe . . . . .	34
Profil 11 . . . . .	34
Profil 12 . . . . .	36
Profil 13 . . . . .	37
Profil 14 . . . . .	39
Profil 15 . . . . .	40
Profil 16 . . . . .	40
Profil 17 . . . . .	41
D. Stelliboden-Schuppe . . . . .	42
Profil 18 . . . . .	42
Profil 19 . . . . .	43
Profil 20 . . . . .	44
III. Mürtschen-Decke . . . . .	45
A. Matzlengrat-Schuppe . . . . .	45
Profil 21 . . . . .	45
Profil 22 . . . . .	46
Profil 23 . . . . .	46
B. Schafalp-Schuppe . . . . .	48
Profil 24 . . . . .	48
C. Schönau-Schuppe . . . . .	49
Profil 25 . . . . .	49
IV. Axen-Decke . . . . .	51
A. Kärpf-Schuppe . . . . .	51
Profil 26 . . . . .	51
Profil 27 . . . . .	53
Profil 28 . . . . .	54
B. Salengrat-Schuppe . . . . .	54
Profil 29 . . . . .	54
V. Vergleichsprofile . . . . .	56
A. Gandstockkette . . . . .	56
Profil 30 . . . . .	56
Profil 31 . . . . .	57
Profil 32 . . . . .	58

B. Guppensynklinale (Glärnischgruppe)	59
Profil 33	59

STRATIGRAPHIE UND LITHOLOGIE 61

I. Verrucano	61
Zum Begriff Verrucano	61
Tabelle 1: Gliederung des Verrucano im westlichen Freiberg	62
A. Glarner-Decke	64
Vulkanitführende Serien	64
1. Auereu-Serie	64
a) Basale Bildungen	65
b) Rote Schiefer	66
c) Basische Ergüsse	66
Detritische Serien	69
2. Untere Schiefer	69
a) Phyllite	69
b) Siltschiefer	70
3. Sernifitschiefer	71
4. Sernifite	71
5. Knollenschiefer	74
B. Mürtschen- und Axen-Decke	76
Vulkanitführende Serien	76
1. Bunte Serie	76
a) Laven	77
b) Tuffe und Tuffite	77
c) Agglomerate und Konglomerate	78
d) Kieselige Gelite	78
e) Karbonate	79
f) Detritische Schiefer	80
2. Sunneberg-Serie	80
a) Quarzporphyre	81
b) Tuffe, Tuffite, Quarzporphyroide	83
c) Aquatische Zone	84
Fossilien	87
d) Konglomerate, Geröllhorizont	93
e) Detritische Schiefer	94
3. Hanenstockkeratophyre	95
4. Milchspüler-Serie	96
a) Laven	97
b) Tuffe und Tuffite	99
c) Breccien	100
d) Detritische Bildungen	100

Detritische Serien . . . . .	101
5. Kärpf-Serie . . . . .	101
a) Basisbildungen . . . . .	102
b) Phyllite, Siltschiefer . . . . .	103
c) Feine Sernifite . . . . .	103
d) Gipfelkonglomerat . . . . .	104
6. Knollenschiefer . . . . .	111
C. Allgemeines . . . . .	111
1. Faziesvergleiche, Serienabfolge, Alter, Grabenbewegungen . . . . .	112
Tabelle 2: Faziesvergleiche im Glarner Verrucano . . . . .	zw. S. 116/117
2. Klima, Ablagerungsbedingungen . . . . .	119
II. Perm-Trias-Grenze . . . . .	125
A. Glarner-Decke . . . . .	125
B. Mürtschen-Decke . . . . .	126
C. Axen-Decke . . . . .	126
D. Allgemeine Gedanken . . . . .	126
III. Trias . . . . .	127
A. Glarner-Decke . . . . .	127
1. Melser-Serie . . . . .	128
a) Unterer Melsersandstein . . . . .	128
b) Oberer Melsersandstein . . . . .	128
c) Übergangsschichten . . . . .	129
2. Röti-Serie . . . . .	129
a) Dunkelzugschichten . . . . .	130
b) Gyrendolomit . . . . .	130
c) Rötidolomit s. str. . . . .	131
d) Rauhacken . . . . .	131
e) Grenze Rötidolomit-Quartenschiefer . . . . .	132
3. Quarten-Serie . . . . .	132
a) Untere Tonschiefer . . . . .	132
b) Geröllhorizont . . . . .	133
c) Obere Tonschiefer . . . . .	134
B. Mürtschen-Decke . . . . .	134
C. Allgemeine Gedanken . . . . .	134
1. Alter, Ablagerungsbedingungen . . . . .	134
2. Fazieswechsel . . . . .	136
Tabelle 3 . . . . .	137
3. Vererzungen . . . . .	137
IV. Jura . . . . .	138
A. Glarner-Decke . . . . .	138

Chüetal- und Bodenrus-Schuppe . . . . .	138
1. Dogger . . . . .	138
a) Basisbildungen . . . . .	138
b) Untere Aalenianschiefer . . . . .	139
c) Eisensandstein . . . . .	139
d) Graue Echinodermenbreccie . . . . .	140
e) Eisenoolith . . . . .	140
2. Malm . . . . .	141
a) Schiltschichten . . . . .	141
b) Quintnerkalk . . . . .	141
Saßberg-Schuppe . . . . .	142
a) Quintnerkalk . . . . .	142
b) Troskalk . . . . .	142
B. Axen-Decke . . . . .	143
1. Lias . . . . .	143
2. Dogger . . . . .	145
a) Grenzbildungen . . . . .	145
b) Untere Aalenianschiefer . . . . .	145
c) Eisensandstein . . . . .	145
V. Grenzschichten Jura-Kreide . . . . .	146
Zementsteinschichten . . . . .	146
VI. Untere Kreide . . . . .	147
a) Öhrlischichten . . . . .	147
b) Valanginianschiefer . . . . .	147
c) Kieselkalk . . . . .	148
d) Altmansschichten . . . . .	148
e) Drusbergschichten . . . . .	148
f) Schrattenkalk . . . . .	149
g) Schichtlücke im Dache der Unterkreide . . . . .	149
VII. Mittlere und obere Kreide . . . . .	149
a) «Gault» . . . . .	149
b) Seewerkalk . . . . .	150
VIII. Tertiär . . . . .	151
a) Assilinengrünsand . . . . .	151
b) Mergelschiefer . . . . .	151
c) Grenzsandstein . . . . .	151
IX. Tektonite . . . . .	151
a) Lochseitenkalk . . . . .	152
b) Basis der Mürtschen-Decke . . . . .	155
c) Basis der Salengrat-Schuppe . . . . .	156

d) Lose Kakirite . . . . .	156
e) Chüetalmattschiefer . . . . .	157
f) «Plagioklasgneis» . . . . .	158

TEKTONIK 159

Lochseitenkalk . . . . .	159
A. Lokale Beobachtungen . . . . .	159
Erhaltungszustand der Gesteine . . . . .	159
Scherbentektonik . . . . .	160
Begrenzungen . . . . .	162
Allgemeines . . . . .	165
B. Konsequenzen . . . . .	165
Lokale Stellung des Lochseitenkalkes . . . . .	165
Allgemeine Stellung . . . . .	166
Glarner-Decke . . . . .	168
I. Saßberg-Schuppe (i. e. S.) . . . . .	168
A. Lokale Beobachtungen . . . . .	169
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	169
Gesteine — Lagerung . . . . .	170
Scherbentektonik . . . . .	170
Faltentektonik . . . . .	171
Stirnerscheinungen . . . . .	173
B. Allgemeine Betrachtungen . . . . .	174
Lokale Stellung . . . . .	174
Allgemeine Stellung — Herkunft . . . . .	175
II. Chüetal-Schuppe . . . . .	178
A. Lokale Beobachtungen . . . . .	178
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	178
Saßbergplatte . . . . .	178
Abriß der Schönau . . . . .	179
Mürtschen-Hauptüberschiebung . . . . .	180
Innere Tektonik . . . . .	182
B. Allgemeine Betrachtungen . . . . .	188
Lokale Stellung . . . . .	188
Allgemeine Stellung — Herkunft . . . . .	190
III. Bodenrus-Schuppe . . . . .	192
A. Lokale Beobachtungen . . . . .	192
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	192
Scherbentektonik . . . . .	194
Faltentektonik . . . . .	195

B. Allgemeine Betrachtungen . . . . .	202
Lokale Stellung . . . . .	202
Allgemeine Stellung — Herkunft . . . . .	203
IV. Stelliboden-Schuppe . . . . .	206
A. Lokale Beobachtungen . . . . .	206
B. Allgemeine Betrachtungen . . . . .	211
Lokale Stellung . . . . .	211
Allgemeine Stellung — Herkunft . . . . .	211
Überschiebung der Mürtschen-Decke . . . . .	214
Lokale Beobachtungen . . . . .	215
Gedanken zur sog. Hauptüberschiebung . . . . .	217
Mürtschen-Decke . . . . .	220
I. Matzlengrat-Schuppe . . . . .	220
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	220
Lokale Beobachtungen . . . . .	221
Allgemeines . . . . .	222
Tektonische Stellung — Herkunft . . . . .	222
II. Schafalp-Schuppe . . . . .	223
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	223
Tektonische Stellung — Herkunft . . . . .	224
III. Schönau-Schuppe . . . . .	225
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	225
Allgemeine Beobachtungen . . . . .	225
Schönau . . . . .	225
Etzelstock — Salengrat . . . . .	226
Tektonische Stellung — Herkunft . . . . .	226
IV. Chüebled-Schuppe . . . . .	230
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	231
Allgemeine Beobachtungen . . . . .	232
Tektonische Stellung . . . . .	232
V. Heuergrat-Schuppe . . . . .	233
Allgemeine Beobachtungen . . . . .	233
Tektonische Stellung . . . . .	234
Axen-Decke . . . . .	234
I. Bützistock-Schuppe . . . . .	234

II. Kärpf-Schuppe . . . . .	236
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	236
Allgemeine Beobachtungen . . . . .	237
Tektonische Stellung . . . . .	238
III. Salengrat-Schuppe . . . . .	239
Verbreitung — Begrenzungen . . . . .	239
Allgemeine Beobachtungen . . . . .	240
Spezielle Liastektonik . . . . .	242
Tektonische Stellung . . . . .	243
Versuch einer tektonischen Synthese . . . . .	245
Brüche, Bruchsysteme . . . . .	255
Quartär — Morphologie — Wasserverhältnisse . . . . .	256
A. Regionale Beschreibung . . . . .	256
Saßberg . . . . .	256
Chüetal — Heuergrat . . . . .	257
Kärpfgebiet . . . . .	258
Siwellen — Übelbachtal — Chamm . . . . .	260
Schönau — Salengrat . . . . .	261
Matzlengrat — Sunneberg . . . . .	264
B. Große Taleinschnitte . . . . .	265
Durnachtal . . . . .	265
Wichlenmatt . . . . .	265
Diestal . . . . .	266
Übelbachtal . . . . .	266
Niederental . . . . .	267
Auerental . . . . .	267
Linthtal . . . . .	268
Zusammenfassung . . . . .	269
Stratigraphie . . . . .	269
Tektonik . . . . .	273
ANHANG	
Legende zu den Tafeln . . . . .	276
Literaturverzeichnis . . . . .	277
Geologische Karten . . . . .	282
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln . . . . .	283
Inhaltsverzeichnis . . . . .	286