

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
Kapitel: Tektonik
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: 16.01.2026

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

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 zerschlitzt 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 Zerschlitzung 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 Zerschlitzung 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 harmonisiert.

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.

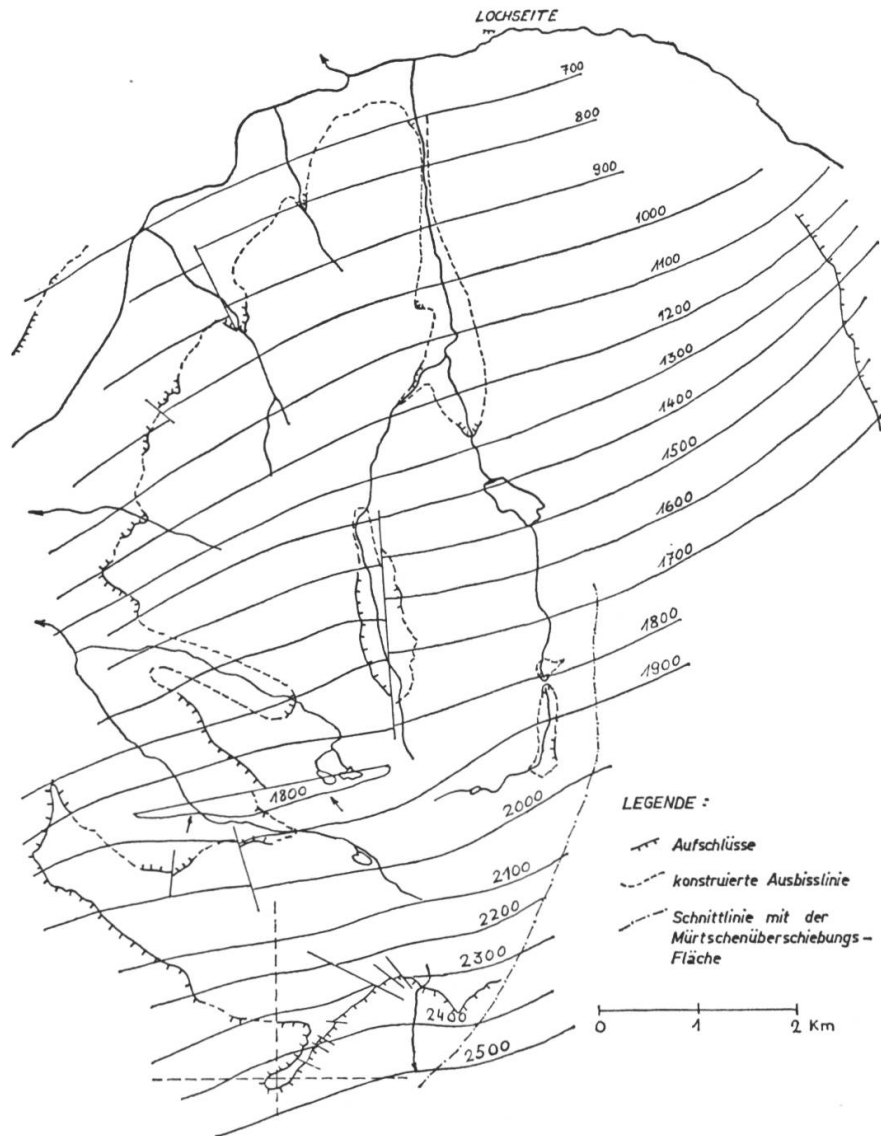
Die LK-Oberfläche wurde mittels Isohypsen auf Fig. 23 dargestellt. Dabei habe ich auch die Aufschlüsse westlich von Engi miteinbezogen, um den Anschluß an die entsprechende Karte in FISCH (1961) zu gewährleisten. Die im allg. ruhige Fläche fällt deutlich gegen NW—NNW. Zwischen den Siwellen und am Auerental 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 (Sernfit, «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 Rutscheln 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 Faltensystems der Saßberg-Schuppe bilden könnte.

Es scheint 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 Faltensystem 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 Hauptüberschiebung) wurde die schon sehr stark ausgewalzte unterste Antiklinale 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 Malm-transgression noch nicht richtig erkannt worden war. Etwas weiter südlich, am Piz Fluaz, hat dann TRÜMPY im immer noch verkehrt liegenden LK auch Kreidegesteine festgestellt. BRUNNSCHWEILER (1948) beobachtet schließlich im Kar der nördlichen Alp Ranasca eine ungestörte Malm-transgression 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 Rinkenkopf-Decke jener Gegend von Ranasca. Die Deckfalte dieser Decke muß durch die helvetischen Einheiten zerrissen worden sein. Der liegende Verkehrtsschenkel 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 Rinkenkopf-Decke vor der Stirn der helvetischen Decken hergetrieben wurde und heute im Griesstock 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 Rinkenkopf-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 Groseinheit 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 Name³ 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 Rinkenkopf-Decke (Wageten), während unsere Saßberg-Schuppe als Stirnerschlitzung der helvetischen Glarner-Decke anzusehen ist. Die Be-

³ 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

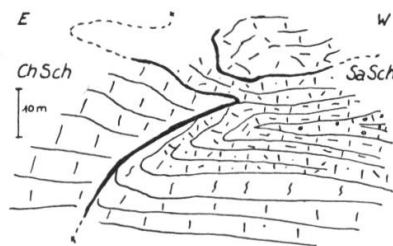


Fig. 25

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 Streß 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. Faltentektonik, 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 Auswalzung zu erklären sind. Dafür finden wir andernorts fremde Schichtpakete eingespritzt.

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, eingespritzten Scherbenpakete nicht zu übersehen, wie sie z. B. im Profil 3 im obersten Valanginianerkalk recht typisch erfaßt worden sind. Es handelt sich meist um kaum kenntliche Gesteine, die mit ihrer Einspritzung 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° 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.

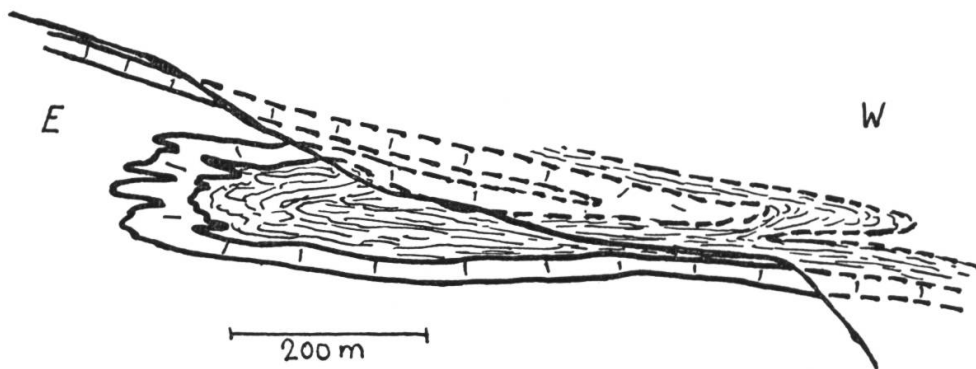


Fig. 28
Faltensystem der Saßberg-Schuppe

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 Schrattenkalk der S-Wand Abweichungen nach NW bis sogar WNW festgestellt werden können. Vielleicht ist diese Abweichung nur eine lokale Erscheinung in

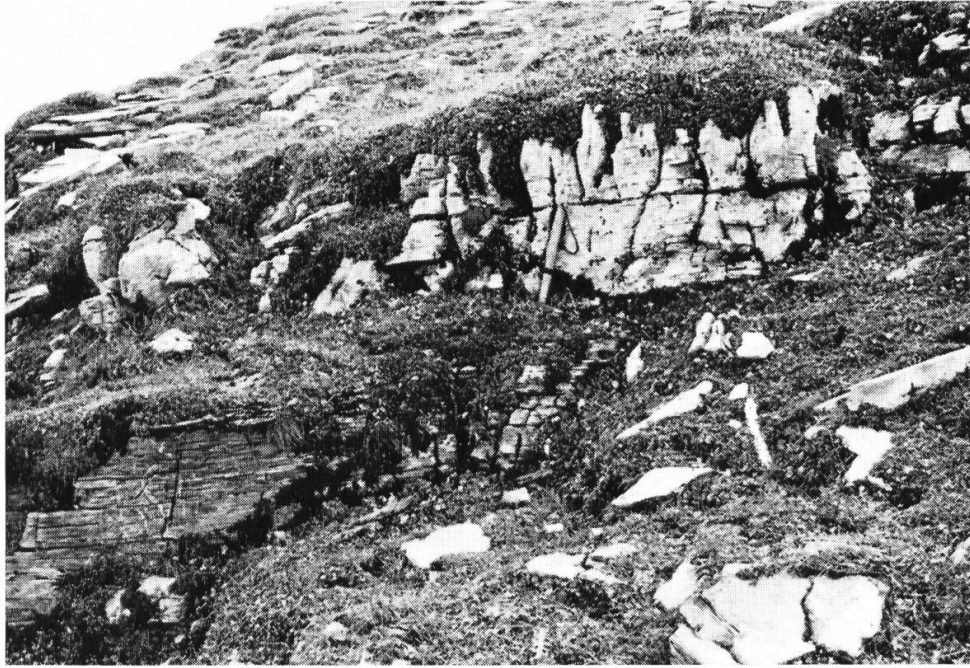


Fig. 26

Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe auf Valanginiankalk der Saßberg-Schuppe.
Saßbergalp



Fig. 29

Kleinfalten im Seewerkalk am Saßberg,
Blick von N



Fig. 30

Stauchungen im Schrattenkalk
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 Schrattenkalk 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 Einsprießungen 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 **F e h l e n** 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 Fazien 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 **F a z i e s** und **T e k t o n i k** klar erkennen können. In dieser Sicht ist die Saßberg-Schuppe mit keinem bekannten helvetischen Element **d i r e k t** 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 großraumigen 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 Gemsfäuren-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 Anbränden 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 Chamerstock — 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 Kärfp 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 Niederental 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 Mürtschenbasis, 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 Schönaue

Mit Hilfe von Strukturmessungen (vgl. Fig. 54) ließ sich bald einmal feststellen, daß die Schuppen der Schönaue 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 Schöнау weiter nach W gepreßt, womit wir hier eine eigentliche Blattverschiebung haben. Rückwärtig wurde die Schöнау etwa über dem Auerental vom Verband getrennt, wobei vielleicht schon im Untergrund (LK) vorgezeichnete Linien (Fig. 23) benutzt worden sind. Der Vorgang wird auf Fig. 55 schematisiert.

Die Blattverschiebung 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 Schöнау 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 Schöнау 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 Chammseelis 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

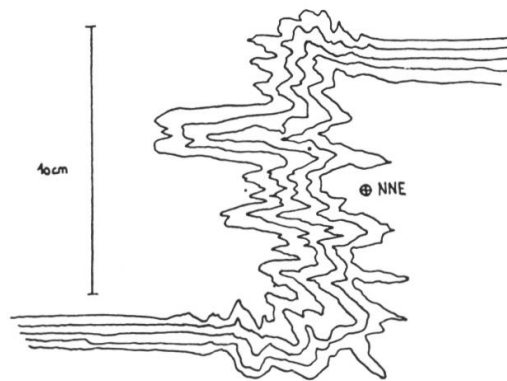


Fig. 33
Kleinfalten im Sernifit

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 schiefrigen 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 Auswälzung, 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 verfaltet. 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-



Fig. 34
Verfaltetes Clivage unter der Mürtchen-
Decke des Matzlenstockes, Blick von N

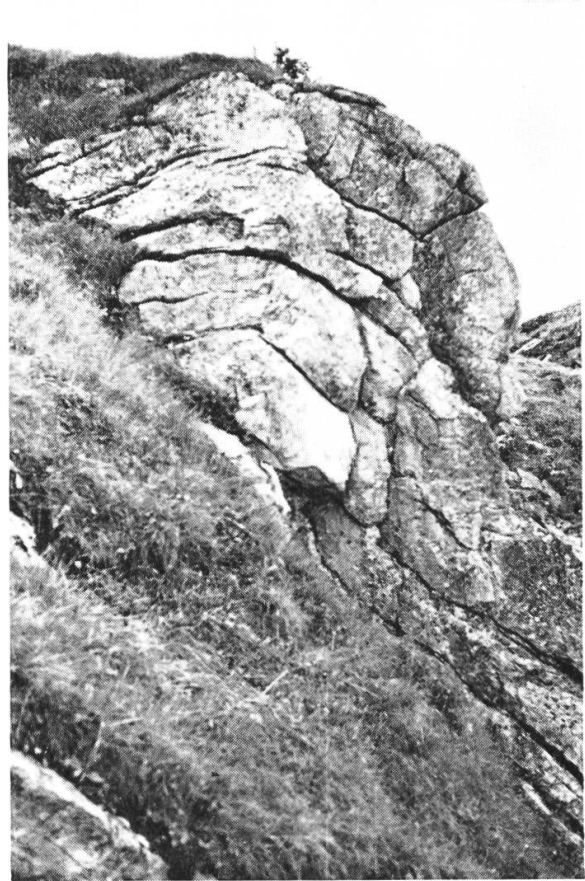


Fig. 37
Plastische Verbiegungen im Rötidolomit
der Siwelle



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 Verkehrtshenkel 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 Faltensystem unter dem Bützistock ist auf Fig. 35 schematisch zusammengestellt worden, wie es für die Chüetal-Schuppe typisch sein mag. Es setzt sich zusammen aus

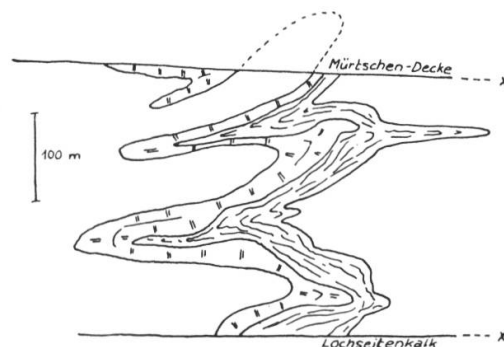


Fig. 35
Faltenschema unter dem Bützistock von Norden gesehen

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

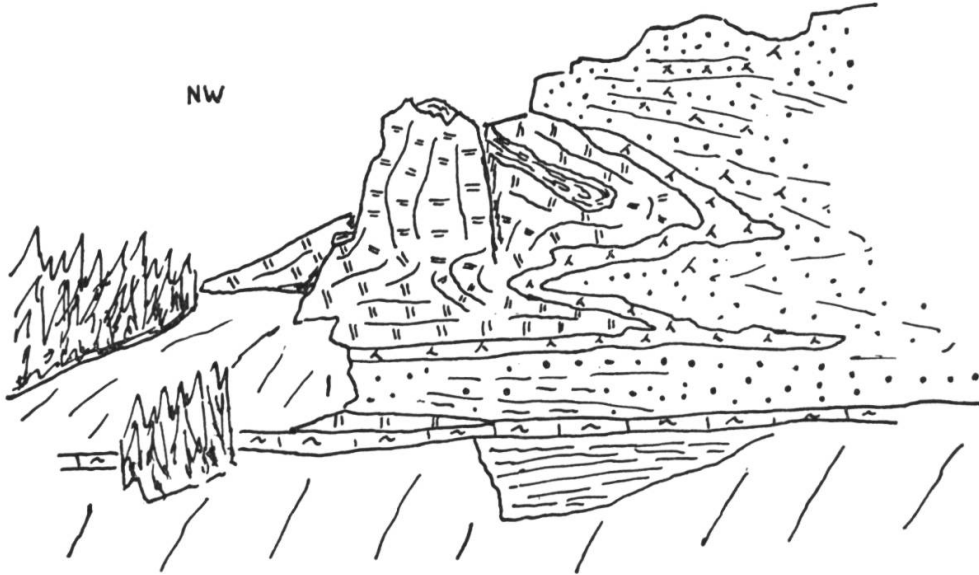


Fig. 36
Siwells NW-Ende

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 Rutscheln 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. Wirkten 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 Abdrehungen 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 Überfahrung 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 Schöнау 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 Schönaue 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 schiefrigen 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 Schönaue 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 Schönaue und auf der Westseite des Linthtales.

Und mit noch viel mehr Unrecht zieht er s e i n e Hauptüberschiebung an einer Stelle zwischen Verrucano und Mesozoikum durch, wo die Gesteine eindeutig miteinander verfaltet sind! Der mitverfaltete 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 s p ä t e 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 verfaltet 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 untief 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 Schönaugegend (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 Heuergat 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 Schönaue 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 Schönaue 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 Faltensystems 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 Falten-systems 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 Schöнау 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 Schöнауabhang 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 Bodenrus-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

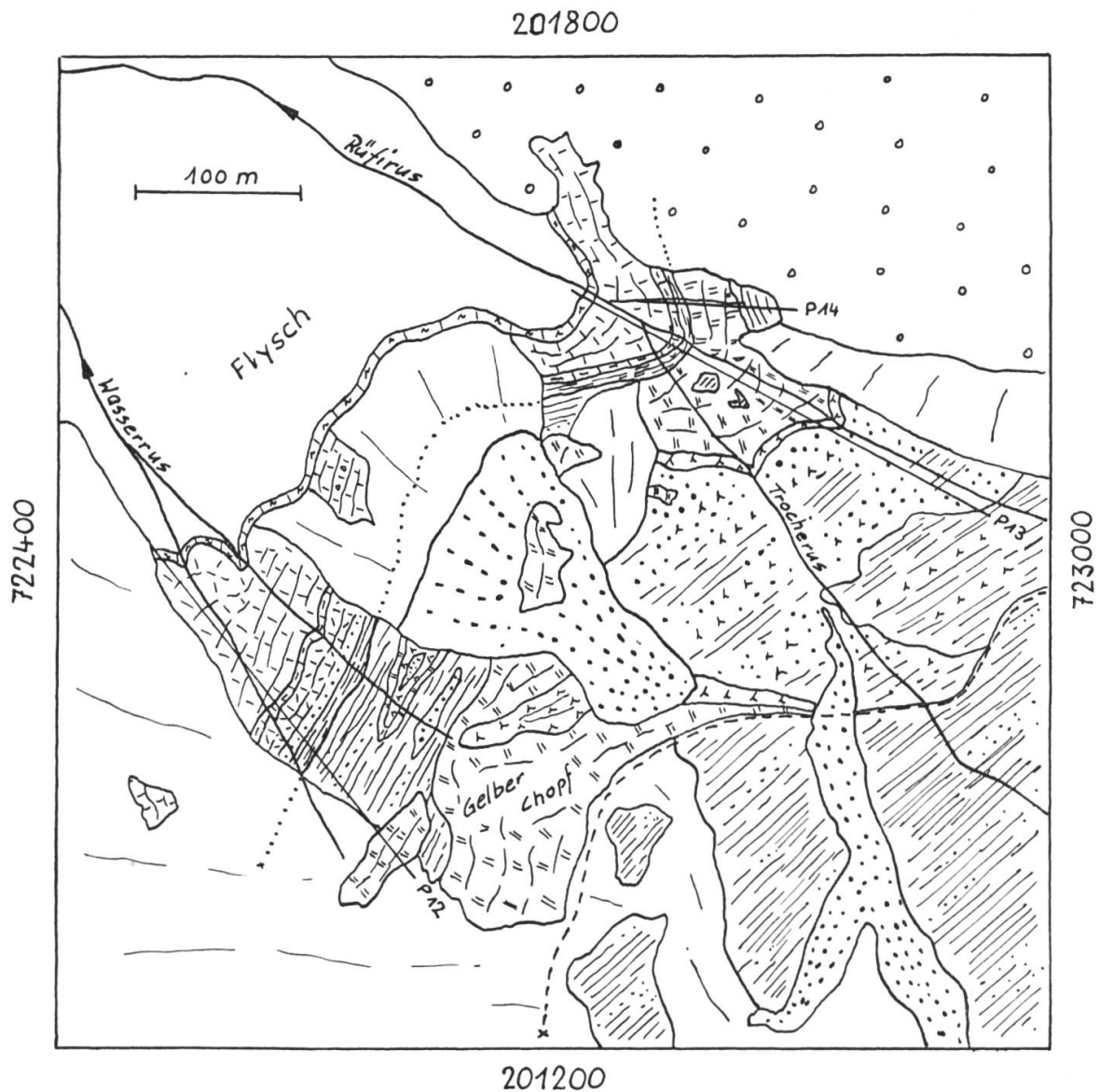


Fig. 41
Kartenskizze Wasserrus—Rüfirus

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 Schönaue 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

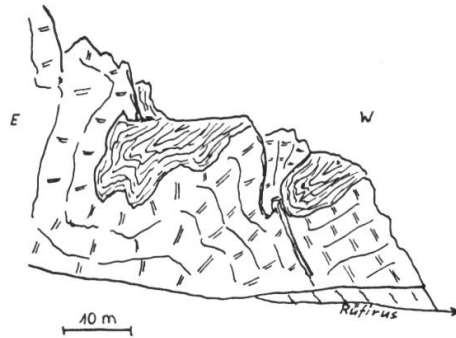


Fig. 42
Quartenschiefermulden Rüfi-Trocherus

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

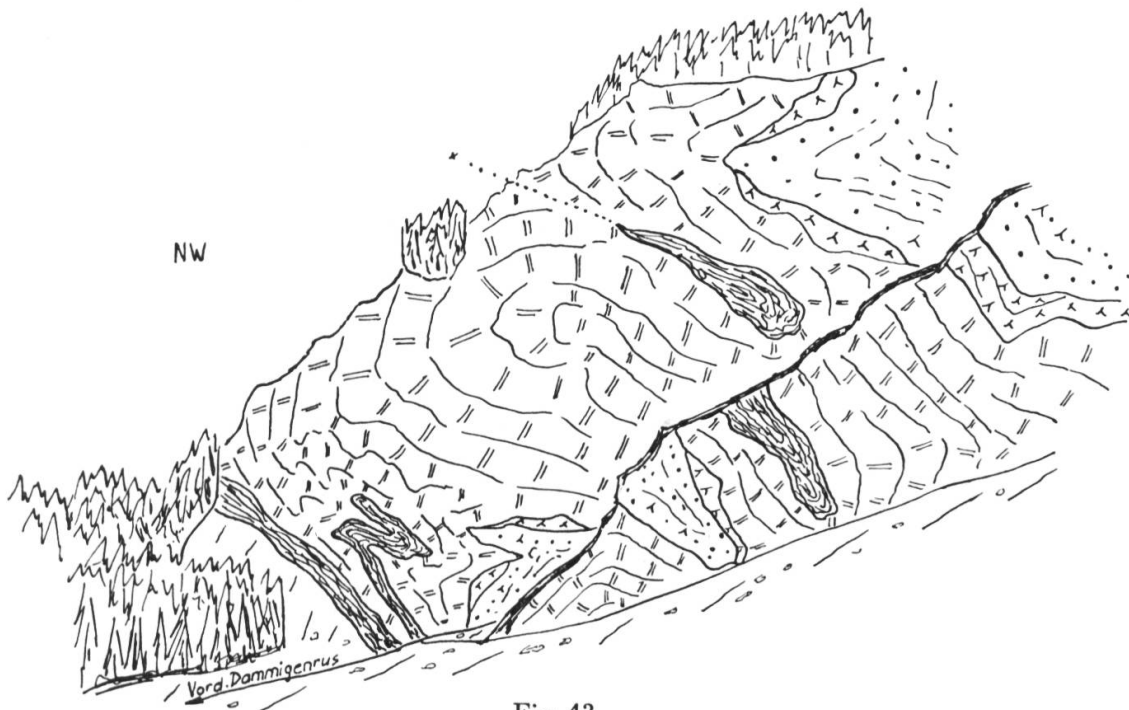


Fig. 43
Vordere Dammigenrus

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 Rüfirs. 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 Verkehrtschenkel vollführen innerhalb des großen Falten-systems merkwürdige, kleine Verfaltungen (Fig. 43, Disharmonie), die wahrscheinlich auch für die kleinen Mulden in der Rüfi verantwortlich

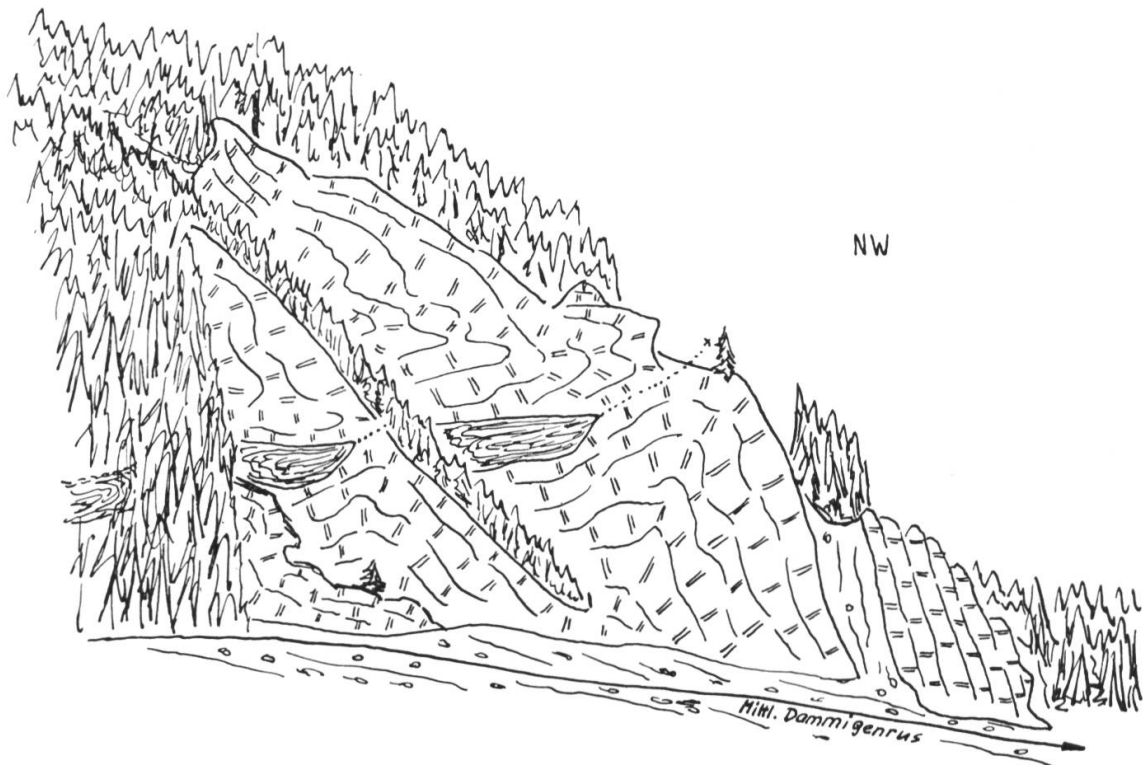


Fig. 44
Mittlere Dammigenrus

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 Quartenschiefern zu beobachten.

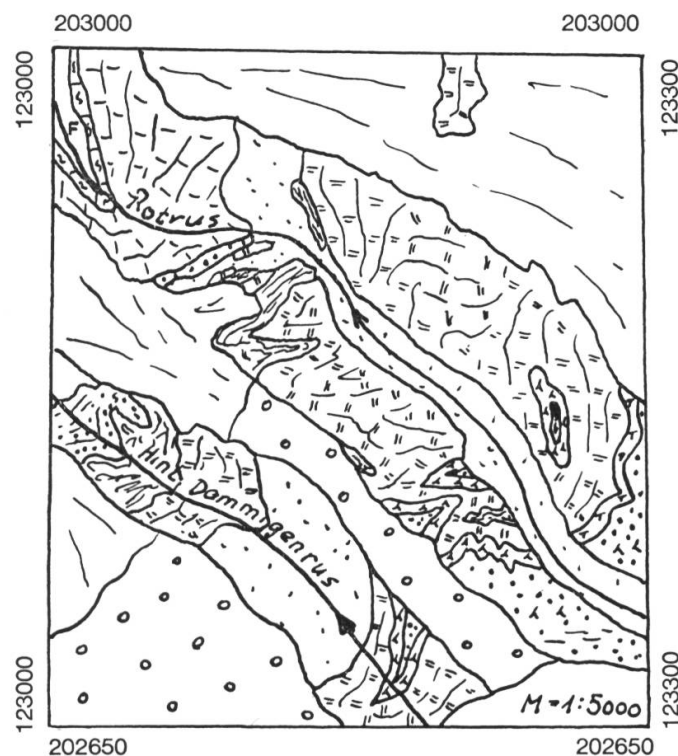


Fig. 45
Kartenskizze Hintere Dammigenrus—Rotrus

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 Bodenus-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 Schöнауwestabhang 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 Fässisalp 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 Rauhwacken 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 Schöna 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 Überfahung 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 Chüetal-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 Schönaue, zieht unter den Falten am NW-Ende der Siwelle eine tektonische Trennung durch und verbindet dann diese Falten mit dem oberen Triasband der Schönaue. Diese Trennungen an der Siwelle sind nun wohl undiskutabel geworden, doch ist immerhin interessant, was er mit diesen Trennungen an der Schönaue 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 ROTHPLETZs 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 verfaltet zeichnet. In seinem schriftlichen Werk zieht er dann aber mitten durch diese verfaltete Zone seine Auftrennung zwischen Glarner-Decke (Mesozoikum) und Mürtschen-Decke, zu welcher letzteren er die gesamte obere Masse der Schöнау 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 Schöнау. Diese Trennung existiert hier aber ebensowenig wie am Heuergrat (s. oben). Auch hier an der Schöнау 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 Schiltshölle 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 stirnen, 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 Geländeverflachung 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 Verschuppung innerhalb von Verrucano in einer starken Ruschelzone, doch wird sie hier rasch undeutlich und verschwindet nördlich des Hasler-

bachs 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 Schöнауabrisses (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 Überföhrung leicht verschuppt worden zu sein.

Diese Mürtschenüberschiebung wurde erst in neuester Zeit von BRUNN-SCHWEILER (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 Trias-band 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

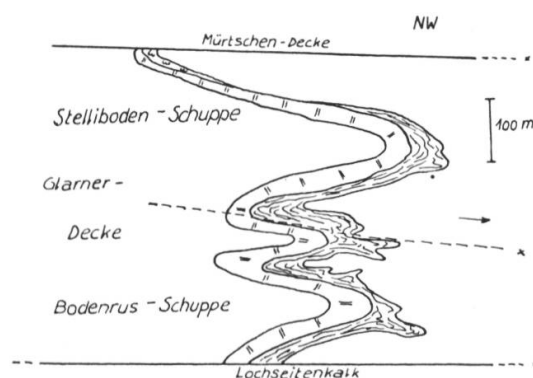


Fig. 46
Faltensystem der Glarner-Decke in der Schönaue-Westflanke

feine Andeutungen von Synklinalumbiegungen zeigt. Die Stelliboden-Schuppe ist nichts anderes als eine aufgeschürfte, obere Struktur des Fal-tensystems 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 schön-ten Aufschlüsse finden wir in der Rüfirus samt ihren Nebenrunsen (Trocherus). Deutlich sind hier die Verfaltungen im Dolomit auszu-machen, 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

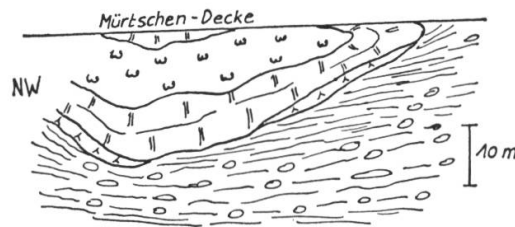


Fig. 47
Oberes Triasband der Schönau

eine Synklinalumbiegung im Berginneren zu verbinden ist. Wie auf Fig. 47 dargestellt, scheint die Trias die Form einer westwärts geöffneten Synkli-nale 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-Fal-len 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 Chohrus 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 Chohrus 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 Rauhwacke 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 Rauhwackevorkommen 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 «Rauhwacke» 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 synklynal umbiegt. Die Verbindung mit dem Faltensystem 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 R ü c k e n der Glarner Deckfalte ist die Mürtschen-Decke verantwortlich zu machen; die Schuppe dürfte somit als Begleiterscheinung des Schönau-abrisses 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 Schönaue 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 Schönaue beschränkt bleibt.

BRUNNSCHWEILER (1959) teilt die Schönaue 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 (seiner 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 Rauhwacken, wie sie von BRUNNSCHWEILER angewendet wird, muß hier versagen, da in bestimmten Niveaux der Rauhwacken 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 Schönaue 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 Schönaus-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.

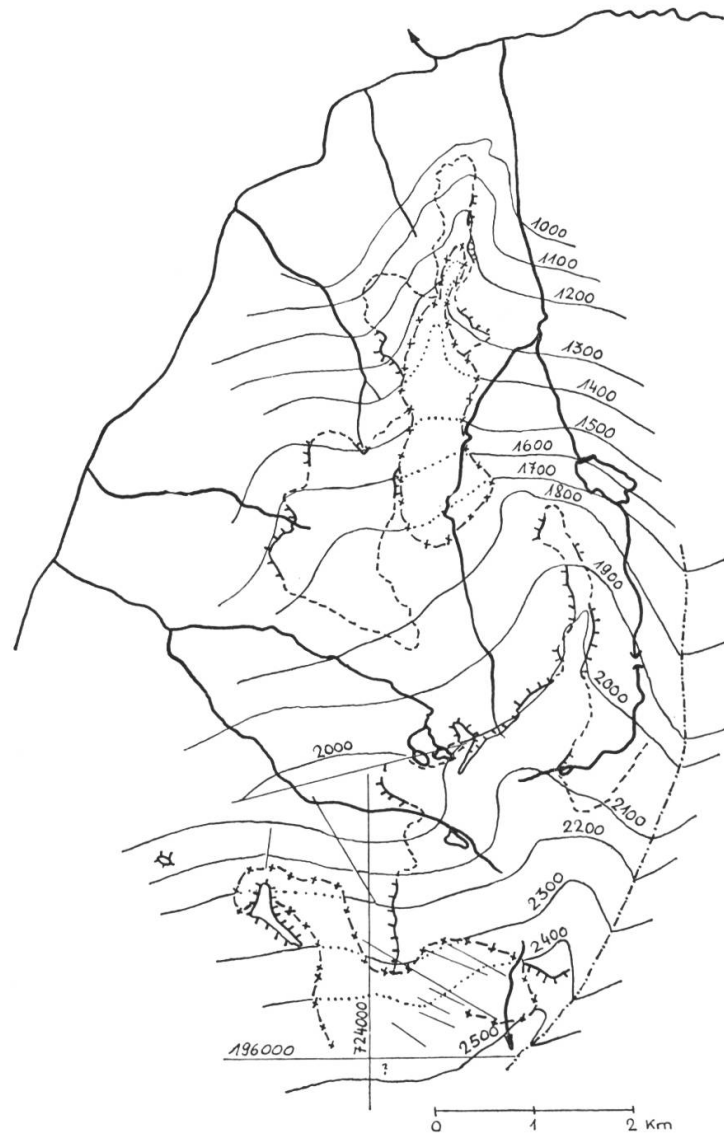
Nach der Konstruktion scheint es, daß diese Schnittlinie gegen N ungefähr dem Niederental folgen würde, womit aber in der Gandstockette kein Äquivalent unserer Glarner-Decke des westlichen Freiberges mehr vorhanden wäre. Das würde sehr weittragende Konsequenzen im Bezug auf die Verbindung unserer Elemente 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 kursorischen 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 Schöнау 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 Schöнау, 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 stilgelegt, 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 überfuhren 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 Überfahung 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 überfuhren.

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. Stratiographie, 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 Kärfp 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 eingespritzte 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 eingespritzte 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.

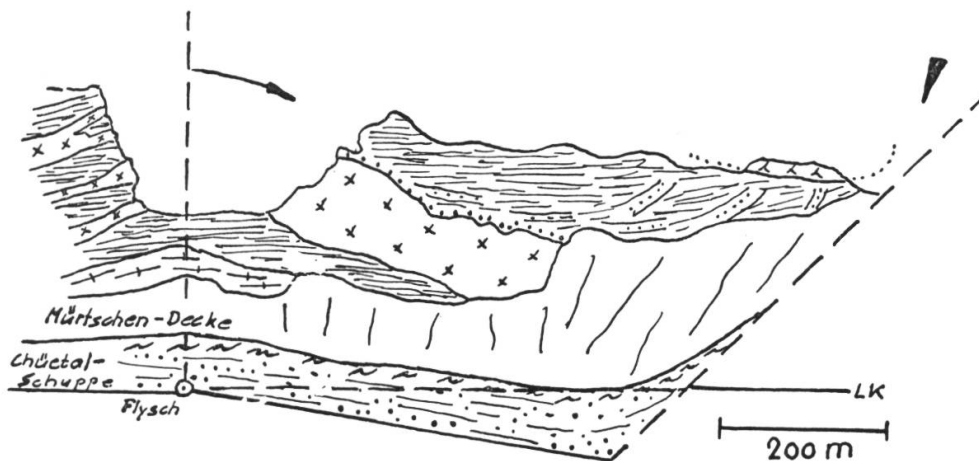


Fig. 49

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 Überfahrungsbetrag 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 Überfahrung abgesichert (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 Überfahrung 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. Schöнау-Schuppe

Der Name wurde nach dem typischen Vorkommen auf der breiten Höhe der Schöнау hinter Haslen gewählt.

Verbreitung — Begrenzungen

Die Verbreitung der Schuppe beschränkt sich auf die Schöнау 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 Schöнау-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 Schöнау-Schuppe direkt von leicht tektonisierten Gesteinen der verschiedenen Serien der Salengrat-Schuppe überfahren worden ist.

Allgemeine Beobachtungen

Schöнау

Hier bildet die Schöнау-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 sernifitisch-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 Schönaus-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 Schönaus-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 Schönaus-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 Schönaus-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 Schönaus-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 Schönaus-Schuppe im Untersuchungsgebiet zielt NW—NNW.

Die Verbindung von Schafalp- und Schönaus-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 Schönaus-Schuppe mit der Käpf-Schuppe im Hangenden der Schafalp-Schuppe verglichen werden darf.

Während die Matzlengrat-Schuppe lediglich eine frontale Aufspaltung der Mürtschen-Decke ist, ist die Schönaus-Schuppe viel weiter bewegt worden. Wenn wir vom Untersuchungsgebiet in der allg. Bewegungsrichtung (NW) extrapolieren, so scheint im Glärnisch die direkte Fortsetzung unserer Schönaus-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 Schönaus 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 Mürtschen-Scholle auf.

Diese Verbindung Schönaus-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 Schönaus noch eine recht mächtige Glarner-Decke vorliegt, ist diese am Glärnisch unter der Mürtschen-Scholle zu einer unbedeutenden Scherbe, der Nidfurn-Serie (STAUB, 1954, SCHINDLER, 1959) zusammengeschrumpft. Der Verrucano der Mürtschen-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 Glärnischfuß 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-Glärner-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 Schönaus-Schuppe. Die Guppensynklinale wurde der Mürtschen-Decke erst recht spät als *Bewegungselement* einverleibt. Sie entspricht faziell dem oberen Triasband der Schönaus 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 (Mürtschen-überschiebung) 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.

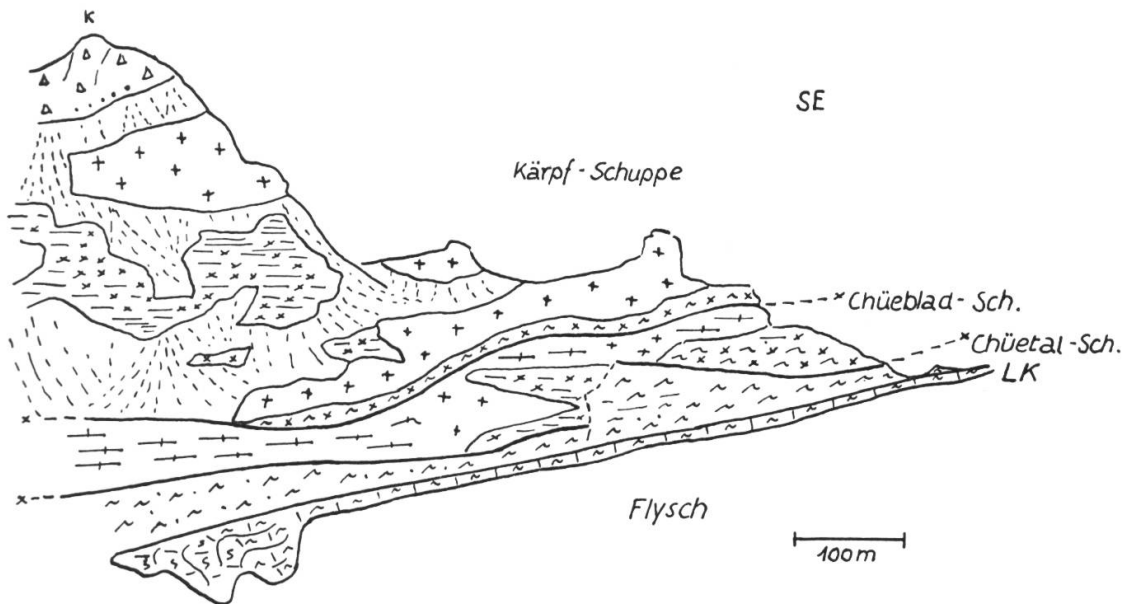


Fig. 50
Wichlenmatt — Kärpf-Südsporn

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 Rucheln 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 (Ausklagen 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 Quarzporphyroklotz 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.

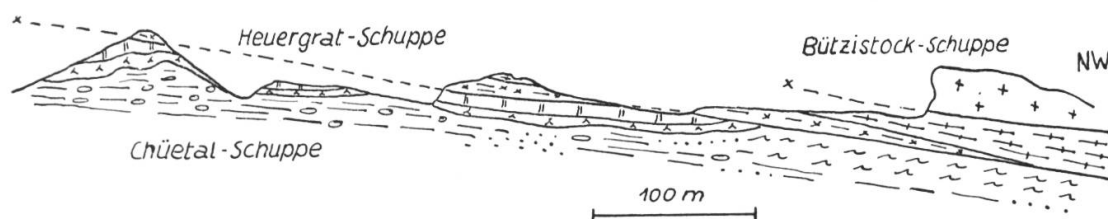


Fig. 51
Tektonische Skizze des westlichen Heuergrates

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 Luchsingtobel 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

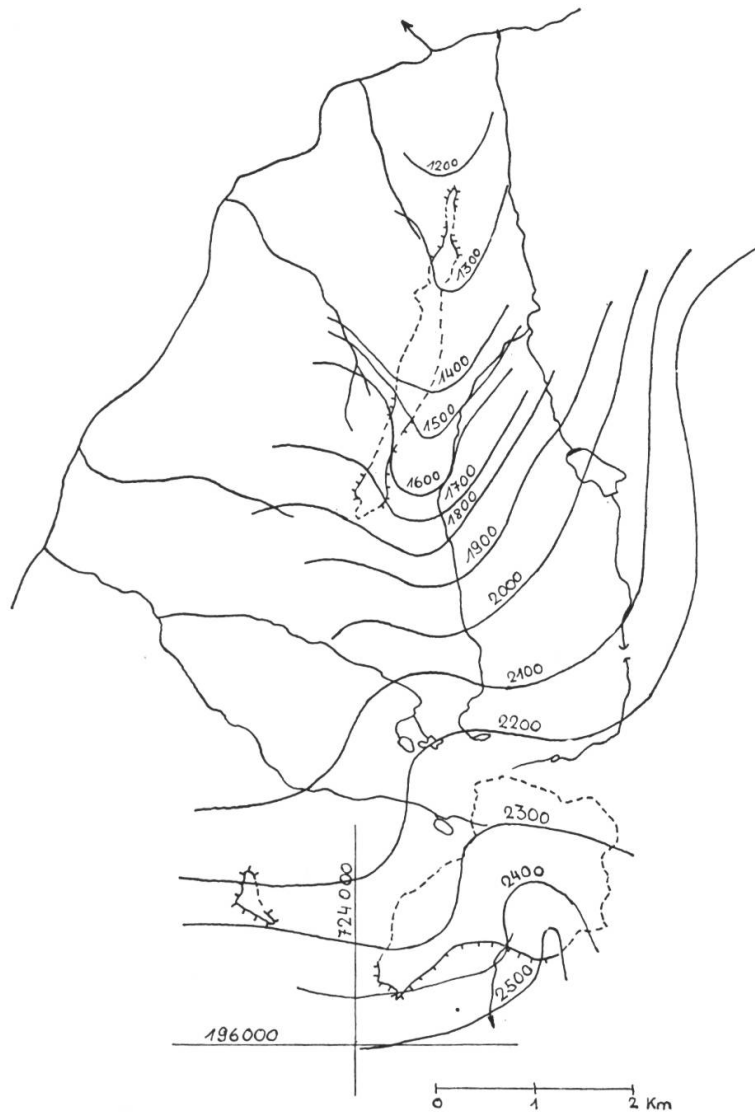
Allg. werden wir diese Schuppe im Zusammenhang mit der Kärpf-Schuppe im folgenden Kapitel behandeln.

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 Alpinitklotz (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 Kärf-Schuppe kaum mehr etwas zu bemerken.

Die tiefe Abtrennung der Kärf-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 Kärf-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 Kärf-Schuppe nur mehr von geringen helvetischen Einheiten überfahren worden sein dürfte.

Somit finden sich in der Kärf-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 Kärfptores 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 Kärf-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 Kärf-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 Mürtschen-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 Mürtschen-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 L i a s der Axen-Decke angehören müsse. Und zwar betrachtete OBERHOLZER die Liasgesteine 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 Verkehrtsschenkel des Lias wieder mit dem Liegenden in tektonischen Kontakt.

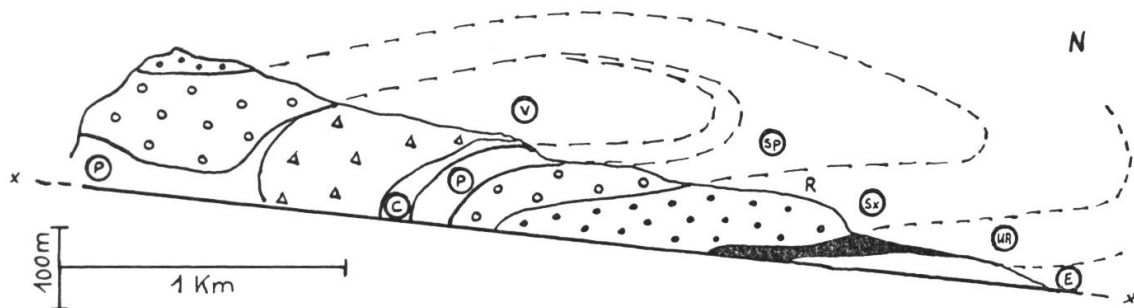


Fig. 53
Schematischer Bau der Salengrat-Schuppe

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 Verkehrtshorn 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 Kärfpf 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 Kärfpf-Schuppe abgesichert worden ist. Dazu kommt die Stirn der Schöнау-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 Kärfpf-Schuppe gelegenen Räumen (Schöнау-Schuppe) abgesichert wurde. Die basale Abscherung der Kärfpf-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 Überfahrungsbreite 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 Schöнау-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 Flysch 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:

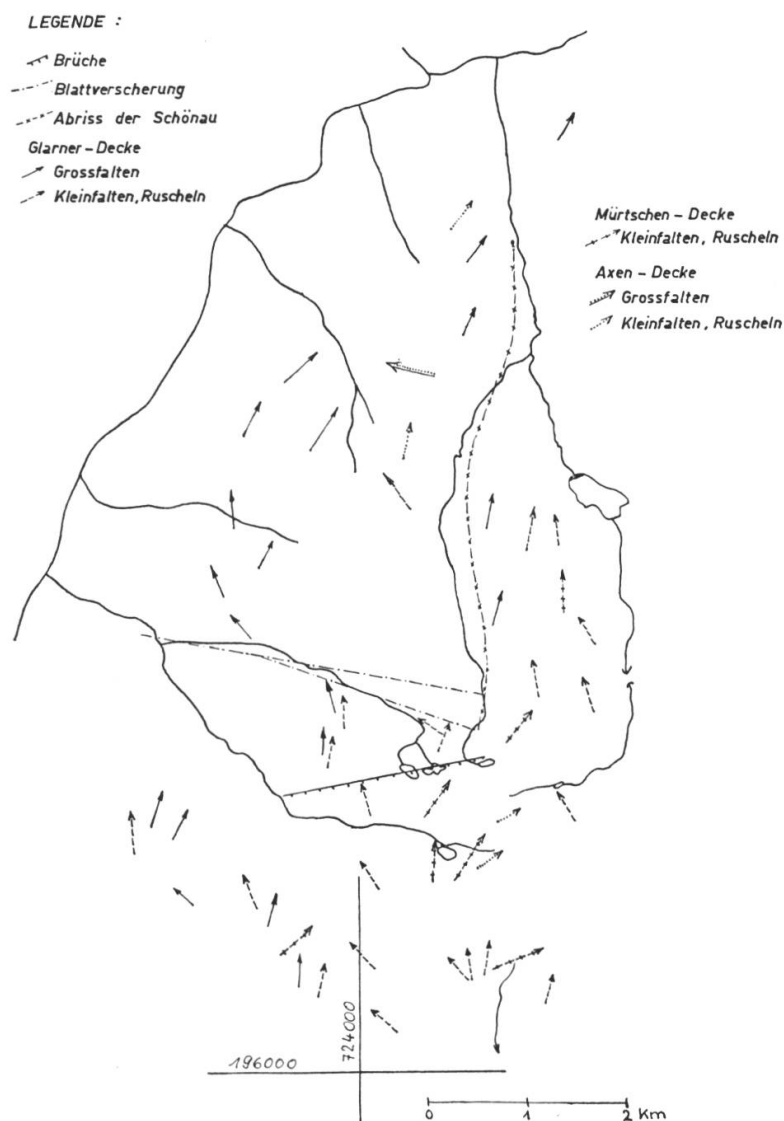
— Der LK zieht sich, wenn man von relativ geringen Mächtigkeitschwankungen absieht, mit auffallender Gleichmäßigkeit zwischen Flysch und den helvetischen Decken hin. Das Mylonitband hebt sich beidseitig scharf ab. Weder sein innerer Bau (Scherbentektonik) noch seine Fazies und Lithologie lassen sich 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 Aufbrachen 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 präexistenten 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 Bodenus- und Stelli-boden-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 Zerschlitzung 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 Schöna. 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 Schöna-Schuppe mit bis zehn Kilometern Überfahrbreite 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-Schöna-Chüblad-Schuppe gemeinsam. Während Schafalp- und Chüblad-Schuppe durch die Axenüberfahung etwas auseinandergequetscht wurden, spaltete sich die Schöna-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 harmonisiert. 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 Kärpf 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 Deckenzerschlitzungen der helvetischen Masse von deren Stirn ausgegangen.

Ähnlich wie die Mürtschenabschiebung erst gegen S größere Verrucanokomplexe 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 Kärpf-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 Salengratt-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 Schöнау-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):

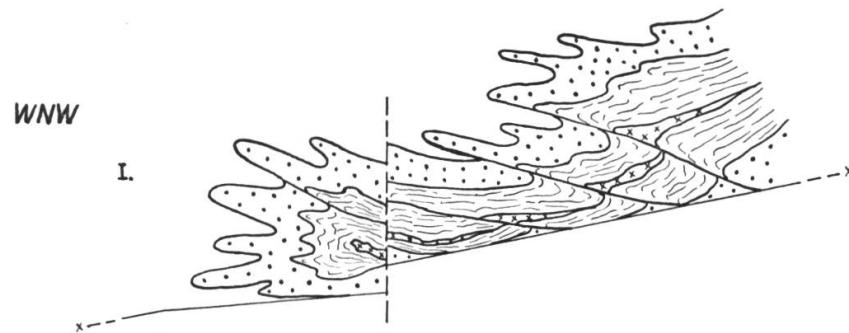
I. Überschiebung der Glarner-Decke (helvetische Gesamtmasse) auf den basalen Flysch in Form einer gewaltigen liegenden Antiklinale (Deckfalte). Verfaltung der äußeren Zonen sowie gewisse Zerschaltungen im Verrucano als Faltenausgleich. Einsacken einer präexistenten Schwächezone im Gebiet des Auerentales, wodurch der stirnwärtige Teil (Schöнау) der Deckfalte scheinbar aufgestellt wird.

II. Überschiebung der Mürtschen-Decke, dabei Abriß der Schöнау, Schleppung der Falten und Zerschaltungen in der Glarner-Decke. Die scheinbar aufgestellte

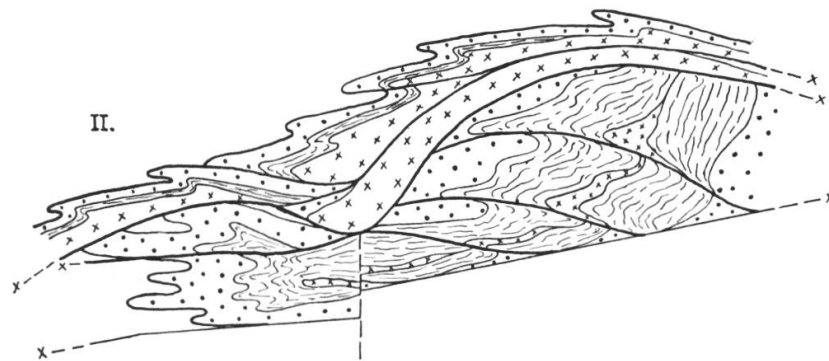
Fig. 55

Schematische tektonische Vorgänge

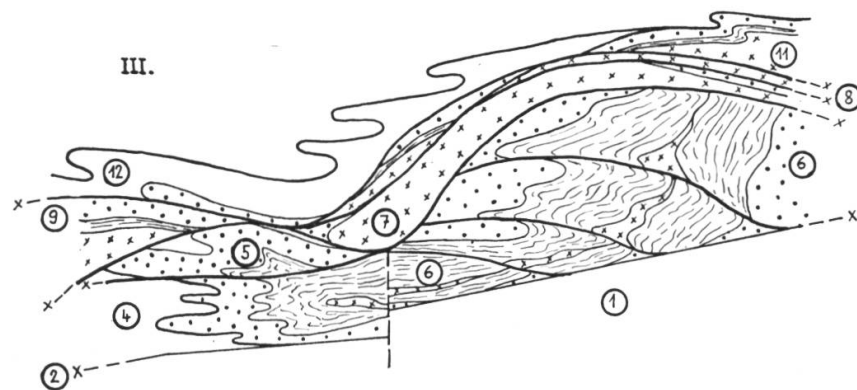
Glarner-Decke



+ Mürtschen-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 Schönaue. Frontale Matzlengrat-Schuppe bleibt in der Depression stecken, höhere Schuppen gelangen über die Schönaue bis in den Glärnisch.

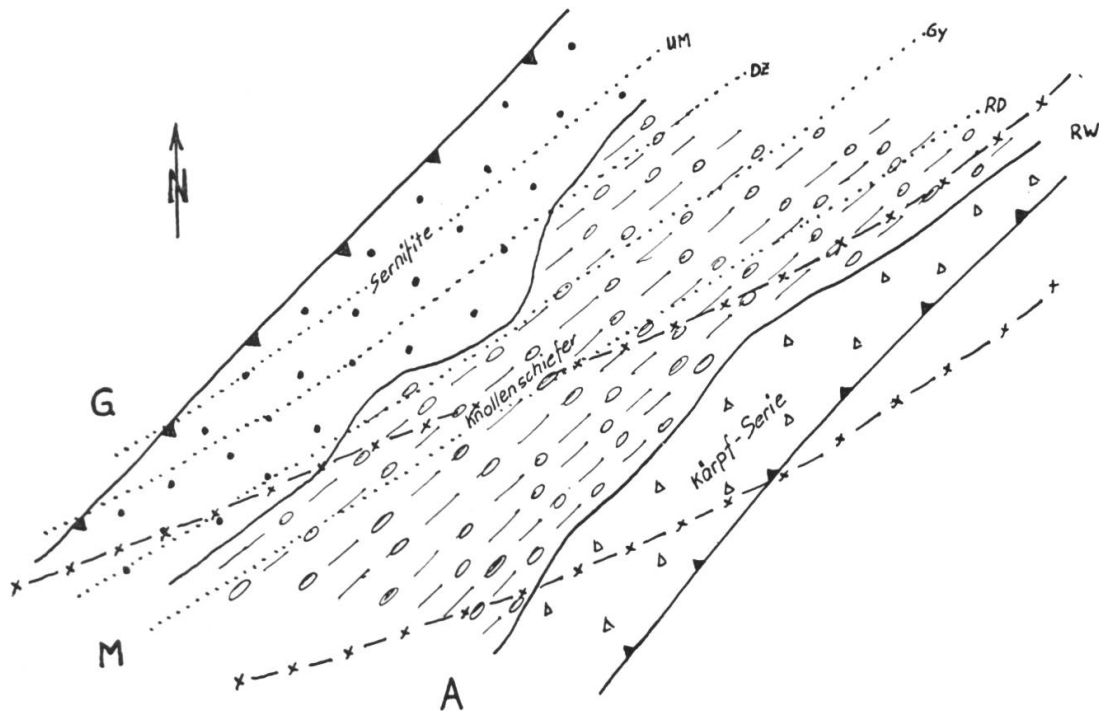
III. Überschiebung der Axen-Decke. Glarner-Decke wenig verändert, die Mürtschen-Decke aber wird offensichtlich stark ausgewalzt und verschuppt. Die Käpfer-Schuppe bleibt zurück, während sich die Salengrat-Schuppe in die Depression hinunter wälzt, wobei sie verfaltet wird. Diese Falten würden nun von 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 Verrucanograbens 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 Verrucanograb en 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 Schöna (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 grobenteils 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 Heuergrat.

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, weggefedt worden.

Im S schließt der Heuergrat 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 feinkörnig 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 begehbare 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

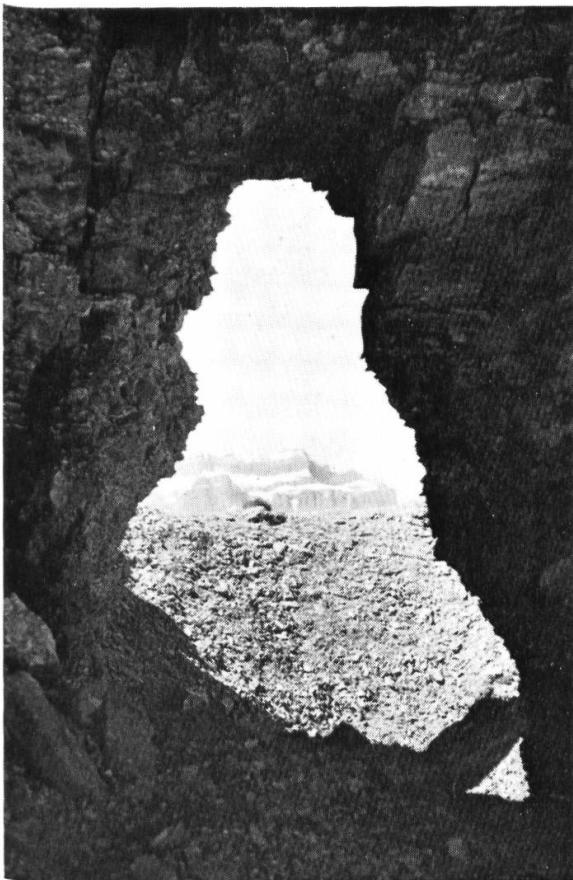


Fig. 58

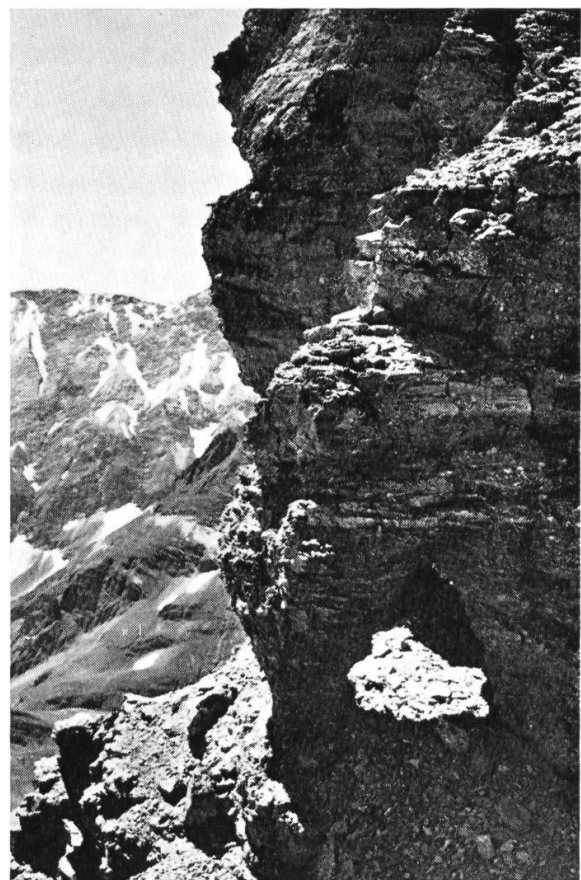


Fig. 59

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 grobes Geschiebe in großen Massen zutale zu befördern. Die Gletschererosion hat aus den verschieden 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 Schieferen 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!

Siwellen — 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 Schöнау. 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.

Schöнау — Salengrat

Wir wollen hier zuerst die Schöнау 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 (Runsens).

Der scharfe Abfall von der Schöнау 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 Schöнау haben die steileren und größeren Gefällsverhältnisse die Erosionswirkung der Bäche (= Runsens) stark gefördert. Die gewaltige Schutthalde ist sehr gut mit Wald bestanden (Lawinenschutz). Im oberen Teil und auf der Schöнау 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» gespiessen 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 Schönaue 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 Schönaue. 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 Schönaue 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 Schönaue 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 Schönaue 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 Gerinnel 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 (Rauhwacken) 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 Umrandungen 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 Milchspülersee samt seinen Ausflüssen (Diesbach) für ein paar lumpige Franken der Konjunktur geopfert, und dies wegen ein paar lächerlichen Mehrlitern zur Stromerzeugung.

Üelbachtal

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° 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 Niederenalp 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 Schönaue). 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 Schönaue — 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 Schönaue 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 gespießt 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.