

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: Stratigraphie und Lithologie

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: 23.02.2026

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

STRATIGRAPHIE UND LITHOLOGIE

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

I. Verrucano

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

Zum Begriff Verrucano

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

Tabelle 1

Gliederung des Verrucano im westlichen Freiberg

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

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

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

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

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

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

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

A. Glarner Decke

Vulkanitführende Serien

1. AUEREN-SERIE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

a. Basale Bildungen

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

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

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

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

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

b. Rote Schiefer

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

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

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

c. Basische Ergüsse

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

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

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

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

Spilitbreccien:

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

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

Dunkle Spilite:

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

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

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

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

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

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

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

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

Grüner Spilit:

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

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

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

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

Detritische Serien

2. UNTERE SCHIEFER

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

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

a. *Phyllite*

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

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

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

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

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

b. Siltschiefer

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

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

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

3. SERNIFITSCHIEFER

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

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

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

4. SERNIFITE

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

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

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

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

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

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

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

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

TAFEL I



Fig. 13
Blabrus, Quarzitbänke im Rüfi-Sernifit



Fig. 14
Feinschichtung im Sernifit, Oberlauf der Rotrus

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

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

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

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

Ein völlig analoger Sernifit findet sich am N-Ende des Salengrates in der Bodenrus-Schuppe, im sog. Holänder Chängel. In einem Schliff steckte ein seltsam verbogener Plagioklaszwilling. Die Verbiegung der Zwillingslamellierung paßt nicht in das alpine Geschehen, sondern dürfte eher auf Kraftwirkungen während der Erstarrung des Muttergestein zurückgehen. AMSTUTZ (1954, s. 42) erwähnt verschiedentlich aus basischen Laven Verbiegungen der Albitleisten.

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

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

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

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

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

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

Wo Trias direkt auf Sernifit transgrediert, liegt im Dach dieser Serie eine dünne, prätriadische Verwitterungsschicht.

5. KNOLLENSCHIEFER

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

B. Mürtschen- und Axen-Decke

Vulkanitführende Serien

1. BUNTE SERIE

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

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

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

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

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

a. Laven

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

b. Tuffe und Tuffite

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

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

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

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

c. Agglomerate und Konglomerate

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

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

d. Kieselige Gelite

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

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

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

e. Karbonate

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

Er betrachtet dabei die großen Karbonateinschlüsse zum Teil als hydrothermalen Ursprungs, zum andern aber räumt er auch die Möglichkeit ein, daß durch Albitisierung von Basalten ebenso wie durch CO₂-Abgabe bei Überhitzung bei submarinen Lavaergüssen (wobei er aber nirgends Pillowstrukturen findet) und durch Gase und Dämpfe beträchtliche Mengen von Karbonaten erzeugt werden können. Stets vertritt er auch die Ansicht, daß ein Teil des Karbonats nicht vulkanischen Ursprungs sein könnte, sondern durch Ablagerung der Serie in Flachmeeren und Seen bedingt wäre.

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

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

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

f. Detritische Schiefer

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

2. SUNNEBERG-SERIE

Dieser Name² wurde von R. TRÜMPY (in W. BRÜCKNER et. al., 1957) in die Literatur eingeführt. Diese Bezeichnung der sauren Vulkanitserie ist vielleicht insofern etwas unglücklich gewählt, als gerade der Gipfel des Sunneberg eindeutig nicht mehr von Gesteinen dieser Serie aufgebaut wird. TRÜMPY beschreibt die Serie wie folgt:

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

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

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

mit Serizitphylliten, Kieselschiefern und einer Zone von aquatischen Sedimenten.

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

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

a. Quarzporphyre

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

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

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

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

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

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

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

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

Die Texturen lassen sich dreiteilen:

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

Etwas seltener sind massige Texturen ohne sichtbare Ordnung.

Durch eine sekundäre Verschieferung sind sekundär gerichtete Texturen entstanden.

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

b. Tuffe, Tuffite, Quarzporphyroide

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

c. Aquatische Zone

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

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

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

Kieselschiefer:

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

Mergelschiefer:

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

Schwarze Tonschiefer:

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

Glimmersandsteine:

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

Dolomite:

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

Kalke:

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

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

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

Chammseelikonglomerat:

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

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

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

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

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

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

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

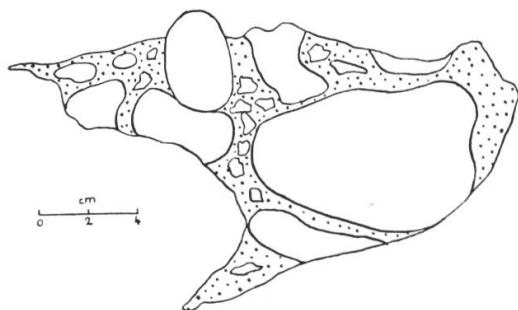


Fig. 15
Anschliff des Chammseelikonglomerates

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

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

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

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

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

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

Fossilien

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Pflanzenstrukturen, welche die bereits bestehende Fossiliste ergänzen konnten.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

d. Konglomerate, Geröllhorizont

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

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

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

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

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

e. Detritische Schiefer

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

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

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

3. HANENSTOCKKERATOPHYRE

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

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

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

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

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

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

AMSTUTZ vermutet, daß die Grenze zur Bunten Serie ursprünglich schärfner gewesen sei und daß sie erst durch die tektonische Verschieferung der Gesteine verwischt worden sei. Genetisch gehören die Hanenstockkeratophyre zu den si-reichen Spiliten. Nach den Analysen von AMSTUTZ haben sie ein hohes si, niedriges fm aber höchsten Na₂O-Betrag, womit sich diese Gesteine zwischen die gewöhnlichen Spilite und die Quarzporphyre stellen. AMSTUTZ glaubt an das Vorhandensein von primären

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

4. MILCHSPÜLER-SERIE

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

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

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

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

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

a. Laven

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

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

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

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

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

Analysen:

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

Rest = CO₂ (wurde nicht bestimmt)

Berechnungen:

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

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

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

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

b. Tuffe und Tuffite

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

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

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

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

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

c. Breccien

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

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

d. Detritische Bildungen

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

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

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

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

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

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

Detritische Serien

5. KÄRPF-SERIE

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

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

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

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

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

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

a. Basisbildungen

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

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

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

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

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

b. Phyllite, Siltschiefer

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

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

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

c. Feine Sernifite

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

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

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

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

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

d. Gipfelkonglomerat

(grobe Sernifite)

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

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

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

Geröllzählungen:

— Schönau-Schuppe:

An einem großen Sturzblock wurde eine Fläche von etwas mehr als 1 m² ausgezählt. Die Anwitterung ist erstaunlich gleichmäßig, sodaß die

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

Quarzporphyre und Granite:

28%, davon 20% mit Ø größer als 6 cm, 65% zwischen 4—6 cm.

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

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

Sernifit und Siltschiefer:

23%, davon 20% Ø größer als 6 cm, 22% zwischen 4—6 cm.

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

Basische Eruptiva:

20%, davon 18% Ø größer als 6 cm, 21% zwischen 4—6 cm.

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

Kieselige Komponenten:

15%, davon 10% Ø größer als 6 cm, 35% zwischen 4—6 cm

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

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

Quarzporphyr-schiefer und Glimmerschiefer:

9%, alle Gerölle Ø kleiner als 6 cm, 45% zwischen 4—6 cm.

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

Feldspatkristalle:

5%, meist zwischen 3—3 cm Ø, nur einer größer als 6 cm (12%).
Die Feldspäte sind zum Teil sehr gut erhalten, zum andern aber auch oft zertrümmert, die Farbe schwankt zwischen weiß und rosa. Es handelt sich durchwegs um große Orthoklase, wie sie im Quarzporphyr unter dem Käpf in ähnlicher Größe gewachsen sind. Sie liegen leicht diskordant zur Schieferung und sind lokal gehäuft.

Bemerkungen:

Größte Komponenten bis kopfgroß. Laterale und vertikale Sortierung oft auf engstem Raum.
Korngrößen kleiner als 1 cm werden der sernifitischen Grundmasse zugeordnet.
Auffallend ist der Unterschied des Verhaltens der sauren und der basischen Eruptiva gegenüber tektonischen Verschieferungen.

— Käpf-Schuppe:

Es wurde wieder eine Fläche von ungefähr einem m² ausgezählt.

Quarzporphyre und Granite:

23%, davon 70% Ø zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.
Die Rundung ist mehrheitlich schlecht bis unbedeutend, doch finden wir erstaunlich viele sphäroide Formen. Die Erhaltung ist sehr gut, Farbe hellgrünlich bis leicht rosa.
Die Unterscheidung zwischen Quarzporphyr und Granit gelingt nicht immer einwandfrei. Die Granite gehören einem aplitisch-pegmatitischen Typus an, der sehr wenig Glimmer aufweist. Sie machen etwa 20—30% dieser Gerölle aus.

Sernifit und Siltschiefer:

30%, davon 10% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.
Die Schiefergerölle sind meist flacher als die rundlichen Sernifite. Die Farbe ist rötlich bis tiefrot. Nicht selten sind glasklare Quarze zu finden. Die Komponenten sind recht gut erhalten, gut gerundet und weisen einen bräunlichen Verwitterungsrand auf. Wahrscheinlich weiter Transportweg.

Basische Eruptiva:

30%, davon 60% zwischen 4—6 cm, Rest 1—4 cm.
Es werden nur dunkle, rote und grauviolette Spilite beobachtet. Sie sind gut gerundet, gut erhalten und eher kugeliger Form.

TAFEL II



Fig. 16
Feldspatgerölle im Gipfelkonglomerat des Kärpf

Kieselige Komponenten:

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

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

Quarzporphyrschiefer und Glimmerschiefer:

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

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

Feldspatkristalle: (vgl. Fig. 16)

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

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

Tuffschiefer:

2%, nur kleine Gerölle.

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

Dunkle Schiefer:

1%, nur kleine Reste.

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

Bemerkungen:

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

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

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

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

In der Grundmasse etwas Kalzit.

Keine eigentliche Bankung festzustellen.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

6. KNOLLENSCHIEFER

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

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

C. Allgemeines

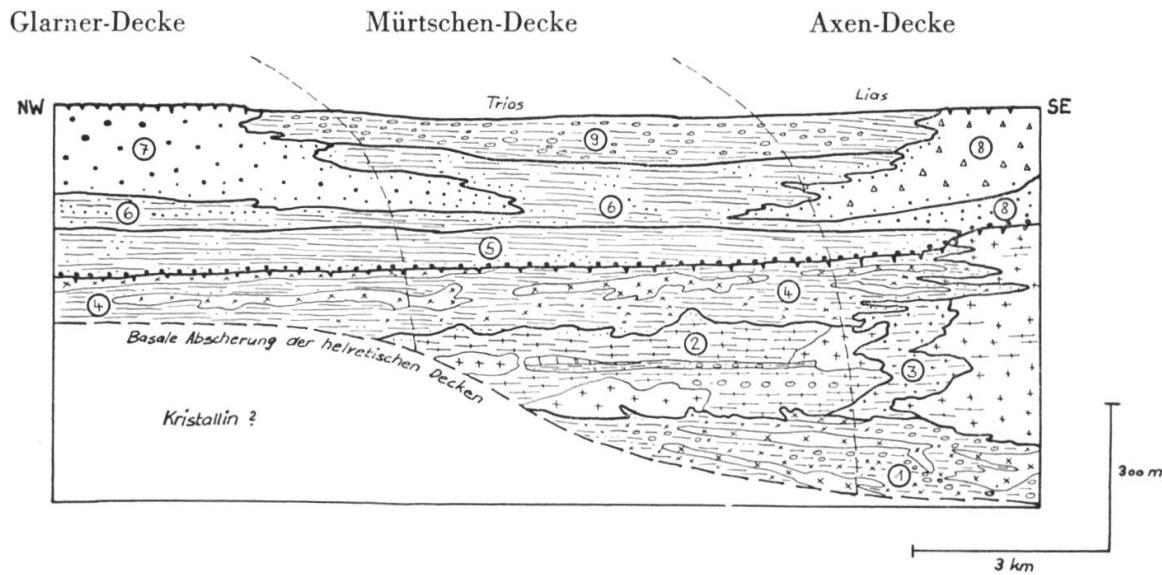
Wir wollen hier v. a. versuchen, die beiden Faziesbereiche von tieferen Schuppen (Glarner-Decke) und höheren Schuppen (Mürtschen-Axen-Decke) zu vergleichen. Dann wollen wir einen Blick auf den Verrucano außerhalb des Untersuchungsgebietes werfen, soweit dies nicht schon geschehen ist. Dies kann allerdings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

1. FAZIESVERGLEICHE, SERIENABFOLGE, ALTER, GRABENBEWEGUNGEN

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

Fig. 17

Schematische Faziesabwicklung des Verrucano in der Käpf- und Glärnischgruppe



Legende:

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

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

Die Schichtfolge des Verrucano beginnt in den höheren Schuppen mit einer basischen Ergußfolge, die Bunte Serie genannt wird. Die tiefen Einheiten scheinen schon über dieser Serie abgesichert worden zu sein

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Mit deutlicher Diskordanz, die im S bis 10° und mehr betragen kann, werden nun die vulkanischen Ablagerungen von detritischen Serien eingedeckt. Analoge Diskordanzen werden schon von WIDMER (1949) und SCHINDLER (1959) beobachtet, und auch von HUBER (1960) wird eine ähnliche Erscheinung erwähnt. Die Diskordanz kann also nicht lokal sein. Die Ablagerung der vulkanischen Serien verrät ja schon an sich einige Unruhe im Graben, wahrscheinlich war der Graben hier mehrfach in Bewegung. Es könnte sich dabei um Ausläufer der saalischen Phase gehandelt haben, wie auch HUBER angenommen hatte.

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

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

Die Verwitterungsprodukte aus den liegenden, vulkanischen Serien wurden vor Beginn der eigentlichen Schüttungen zu einer autochthonen Basisbréccie zusammengefügt.

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

Der Graben begann sich nun rascher zu senken, sodaß dank steileren Gefällen immer größerer Schutt mit den Schlammströmen transportiert wurde. Es wurden im Westen die Sernifitschiefer und die mächtigen Sernifite abgelagert, während im Grabeninneren durchwegs noch feinere Schüttungen vorherrschten (Sernifitschiefer). Im Osten kommt es zur Ablagerung von schmächtigen, eher feinen Sernifiten, worauf sich der Graben hier ruckweise schneller versenkte, sodaß es zur Ablagerung des mächtigen Gipfelkonglomerates (grober Sernifit) kommt. Grobe Randfazies und feine Fazies im Inneren sind das allg. Merkmal der detritischen Schüttungen in den Graben.

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

Da die Schüttungen bisher vorw. von den Grabenrändern her gekommen

Tabelle 2

Faziesvergleiche im Glarner Verrucano

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2. KLIMA, ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

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

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

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

Es handelt sich dabei um grünlichweißen, muskowitführenden Gneis, der vielleicht aus dem Tavetscher Zwischenmassiv, ebenso gut aber auch aus dem Gotthardmassiv stammen könnte.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

II. Perm-Trias-Grenze

A. Glarner-Decke

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

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

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

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

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

B. Mürtschen-Decke

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

C. Axen-Decke

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

D. Allgemeine Gedanken

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

TAFEL III



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



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

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

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

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

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

III. Trias

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

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

A. Glarner-Decke

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

1. MELSER-SERIE

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

a. Unterer Melsersandstein

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

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

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

b. Oberer Melsersandstein

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

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

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

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

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

c. Übergangsschichten

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

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

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

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

2. RÖTI-SERIE

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

a. Dunkelzugschichten

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

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

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

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

b. Gyrendolomit

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

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

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

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

c. «Rötidolomit s.str.»

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

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

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

d. Rauhwacken

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

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

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

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

e. Grenze Rötidolomit-Quartenschiefer

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

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

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

3. QUARTEN-SERIE

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

a. Untere Tonschiefer

Der untere Teil der Quarten-Serie umfaßt allg. eine ruhige Zone roter Tonschiefer.

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

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

Die hangende Zone ist nicht scharf abzutrennen.

b. Geröllhorizont

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

Quarzite:

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

Die folgenden Gerölle bilden zusammen mit roten Schiefern polymikte Breccien:

Sernift:

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

Dolomitbreccie:

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

Dolomit:

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

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

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

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

c. Obere Tonschiefer

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

B. Mürtschen-Decke

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

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

C. Allgemeines

1. ALTER, ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

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

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

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

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

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

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

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

2. FAZIESWECHSEL

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

Tabelle 3 (Zahlen aus Fig. 20)

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

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

- Die Sernifite halten sich auffallend an die NW-Fazies, während sich die Knollenschiefer auffallend parallel den Rauhwacken entwickeln.
- Die Transgressionsrichtung von NW nach SE kommt selbst in dieser kleinen Tabelle sehr gut heraus.
- Dabei ist v. a. die Schichtlücke zwischen Melser- und Röti-Serie in der SE-Fazies auffallend.
- Über die Quartenschiefer kann wenig ausgesagt werden, da gute Aufschlüsse fehlen.
- Wie auf Fig. 56 dargestellt, laufen die Faziesisopen in Verrucano und Trias doch nicht völlig gleichwertig, wie es hier scheinen mag.

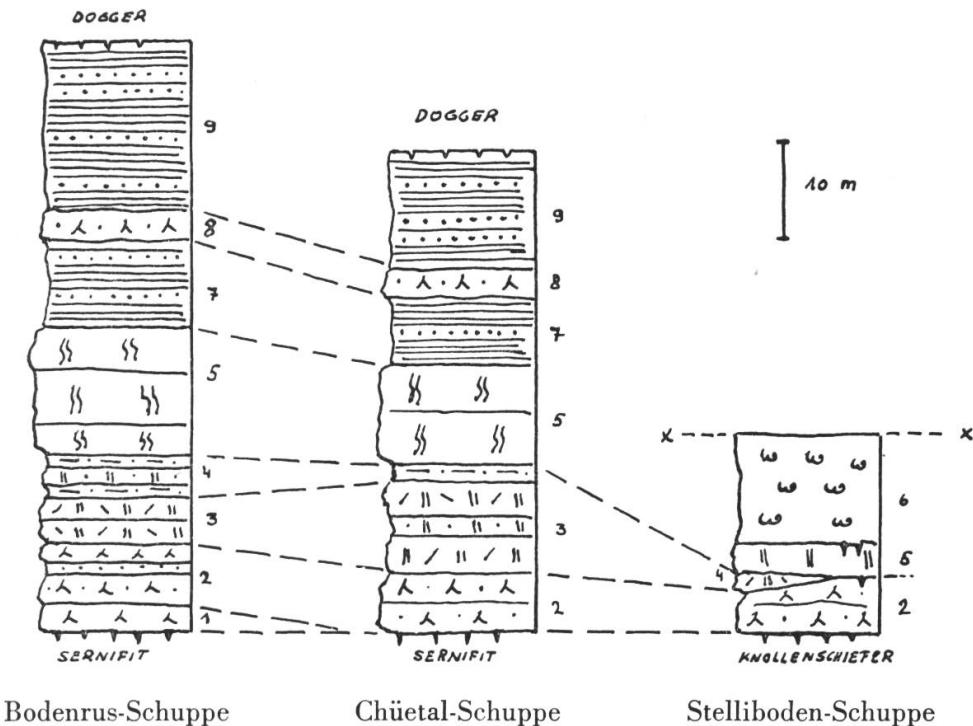


Fig. 20
Trias der Glarner-Decke, zu Tabelle 3

3. VERERZUNGEN

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

IV. Jura

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

A. Glarner-Decke

Chüetal- und Bodenrus-Schuppe

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

1. DOGGER

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

a. Basisbildungen

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

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

b. Untere Aalenianschiefer

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

c. Eisensandstein

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

Merkwürdige Gerölle finden wir im Pfäfflizug ob Haslen eingeschaltet:

Profil: (Koord. 723130/203100/980)

unten (strat. oben)

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

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

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

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

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

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

d. Graue Echinodermenbreccie

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

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

e. Eisenoolith

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

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

Sehr schön dagegen ist die Ausbildung in der Chüetal-Schuppe auf dem Saßberg. Es ist ein braunroter und grünlicher Oolith mit gelben Zwickeln, der sich mit scharfer Grenze von den übrigen Gesteinen abhebt.

Die Ooide sind im Durchmesser bis 1,5 mm groß, z. T. noch kugelig, meist aber tektonisch flachgedrückt. Im Kern finden wir Quarze, Kalzitkristalle, Schalenreste. Äußere Anwachsringe können gelegentlich ein zweites Individuum erfassen, so daß eine Art Zwilling entstehen.

In der Grundmasse sind verschiedene Reste von Kleinorganismen festzustellen, wobei es sich meist um Fragmente von Ophtalmidien, selten auch um solche von Globigerinen handeln könnte.

2. MALM

a. *Schiltschichten*

Der Schiltkalk wittert etwas bräunlicher an als der Quintnerkalk, ist aber sonst lediglich durch seinen stärkeren Mergelgehalt von diesem zu unterscheiden. Die Abgrenzung ist nicht scharf.

Als unterer Schiltkalk sind meist einige Meter von flasrig gebanktem Kalk vorhanden, der stark mergelig ist und oben dünne Mergellagen aufweist. Typisch sind ockergelbe Mandeln und Zwickeln aus Ankerit.

Durch Übergang entstehen die Schiltmergel im Hangenden. Es sind graue und beige, blättrig zerfallende Mergelschiefer, in denen gelegentlich sandig-quarzitische Linsen auftauchen.

Durch allmähliche Abnahme des Tongehaltes entstehen im Dach die oberen Schiltkalke, die sich kaum von den unteren unterscheiden. Wieder sind die gelben Zwickeln augenfällig. Durch stärkere Verkalkung entsteht im Dach der

b. *Quintnerkalk*

Der monotone, hellgrau anwitt. Komplex des Quintnerkalkes läßt sich kaum feiner gliedern. Am Saßberg bildet der Kalk Steilwände und harte,

gletschergeschliffene Buckel, wogegen er in der Schönau stark kakiritiert ist.

Ein unterer Quintnerkalk scheint etwas feiner gebankt zu sein. Im glasig klingenden, fast schwarzen, dichten Kalk findet man stellenweise lila-farbene, ovale Flecken. SCHINDLER (1959) hat am Glärnisch in ähnlichen Gebilden reichlich Kleinorganismen gefunden. Am Saßberg ist sogar eine ganze Bank von violettem-lila Kalk vorhanden.

Der obere Quintnerkalk scheint etwas größer gebankt zu sein. Es treten oben bis faustgroße Silexknollen auf. Linsige Bänke sind leicht dolomitisiert. Typisch im obersten Teil sind hier unruhige Breccienlagen, die durch graduellen Übergang aus dem dichten Kalk entstehen. Es kommen nur Komponenten aus dem Quintnerkalk vor. Wahrscheinlich handelt es sich um untermeerische Störungsscheinungen in der Sedimentation, die vielleicht durch Erdbeben erklärt werden könnten.

Die Füllmasse ist fast völlig dolomitisiert, wobei schöne Dolomitkristalle zu sehen sind. In den Komponenten finden sich auch gewachsene Albite.

In der Chüetal- und in der Bodenrus-Schuppe bildet der Quintnerkalk das jüngste Glied. Dagegen beginnt die Schichtreihe der Saßberg-Schuppe auffälligerweise gerade mit diesem Gestein, so daß es hier «schuppentrennend» wirkt.

Saßberg-Schuppe

a. *Quintnerkalk*

Er entspricht in allen Belangen dem schon beschriebenen, außer daß hier die dolomitischen Bänder vielleicht etwas stärker auftreten. Wahrscheinlich handelt es sich um die mehr oder weniger direkte Fortsetzung der Schichtreihe der Chüetal-Schuppe.

Durch das allmähliche Auftreten von hellen Kalken entsteht ein Übergang zum

b. *Troskalk*

Dieser weißlich anwitt. Kalk läßt sich am ehesten mit dem Feldstecher auskartieren. In dem mehrheitlich porzellanartigen, harten, fast weißen

Kalk finden sich stets noch quintnerkalkähnliche Partien. Im Hangenden treten dann graue, leicht mergelige Schlieren auf, die zu den Grenzschichten überführen.

B. Axen-Decke

Die Salengrat-Schuppe wird von OBERHOLZER (1933) und TRÜMPY (1949) als Teil der Axen-Decke erwähnt. Obwohl ich mit ihnen darin einig gehe, daß dieses tektonische Gemenge, das zudem noch schlecht aufgeschlossen ist, kaum mit Sicherheit auseinanderzulesen ist, versuche ich doch, wenigstens die vorhandenen Glieder stratigraphisch zu ordnen.

1. LIAS

Die Gesteine des Lias bilden die Hauptmasse der Salengrat-Schuppe. Wir werden auf die spezielle Lagerung im tektonischen Teil hinweisen und hier lediglich die einzelnen Glieder aufführen.

Der Lias ist das älteste mesozoische Glied der Salengrat-Schuppe. Er liegt direkt auf dem Verrucano, doch scheint er gegenüber diesem tektonisch leicht bewegt worden zu sein.

Als älteste Liasgesteine finden wir Cardinienschichten, doch sind die Aufschlüsse rar.

Es handelt sich um eine durcheinandergewürfelte, bunte Folge von rostigen, leicht sandigen, eher dunklen Tonschiefern und dünnbankigen Kalksandsteinen (u. C.), eigentlichen Schieferlagen (mittl. C) und Einlagerungen von leicht dolomitischen, mergelig-kieseligen Kalken (ob. C) mit geringer Horizontbeständigkeit.

Oft kaum von den Cardinienschichten zu trennen sind die Gesteine der Produktamm-Serie.

Es ist wieder eine Folge, die tektonisch stark zerstört ist. Wir finden dunkle und graue Tonschiefer, die gelegentlich etwas mergelig und eisenschüssig werden, Kalksandsteine, Quarzite, Lumachellen und als typischen Vertreter oolithische Kalke. Die Kalke sind oft etwas dolomitisiert.

Große Teile des Grates sind von Gesteinen der Spitzmeilen-Serie aufgebaut. Auf den schiefrigen Gesteinen des unteren Lias bilden sie Steilwände.

Wir finden eine Folge von feinen Kieselkalken, Sandkalken, Kalksandsteinen, gelegentlich Spatkalken, in welchen sporadisch dünne, graue, sandige Mergellagen auftreten, die der tektonischen Verwaltung entgangen sind.

Ohne sichere Abtrennung von der liegenden Serie können wir auch Gesteine der jüngsten Liasserie, der Sexmor-Serie ausmachen, die ebenfalls Steilwände bildet.

Die düster graubraun anwitt. Wände werden vorw. von kieselig-späten Sandkalken gebildet, die gelegentlich große Quarzkörner enthalten. Die typische zyklische Gliederung ist z. T. noch erhalten.

Der verkehrt liegende Kontakt zum Hangenden ist in der Blabrus sehr gut aufgeschlossen. Grobsandige Echinodermenkalke bilden den Fuß der Steilwand, welcher etwa der Grenze Lias-Dogger folgt. TRÜMPY (1949) nahm hier einen tektonischen Kontakt zum liegenden Dogger an. Die Grenze ist aber eindeutig stratigraphischer Natur, folgen doch auf (im Gelände unter) der Sexmor-Serie typische Basisbildungen des Dogger in schön stratigraphischer Folge, die dann auch in die dunklen Schiefer des unteren Aalenian übergehen.

Der naturgemäß schon wenig scharf gegliederte Verband des Lias ist in der Salengrat-Schuppe durch tektonische Zertrümmerung weiter fast bis zur Unkenntlichkeit zerstört worden. Nachdem in allen bisherigen Einheiten der Lias durchwegs fehlt, setzt er hier sprunghaft ein. Aufällig sind Breccienschüttungen mit reichlichem Anteil weicher, eher transportempfindlicher Materialien, wie z. B. Dolomite, wobei die kleineren Gerölle eckiger erscheinen als die großen.

Das paläogeographische Bild der Liaszeit deutet auf periodisch reaktivierte Linien, Brüche und Flexuren, hin (TRÜMPY, 1949). Die Vermutung liegt nahe, daß die Gliederung des Sedimentationsraumes bereits in der Struktur des Untergrundes vorgezeichnet war. Dabei denken wir v. a. sofort an den Verrucano und die Trias, da die Faziesisopen der letzteren noch auffallende Elemente des NE-SW streichenden Verrucanograbens enthalten. Es wäre vielleicht einmal interessant, dieser Entwicklung durch das Mesozoikum hindurch nachzugehen.

Im übrigen wollen wir allg. auf die Arbeit von TRÜMPY (1949) verweisen, welche im speziellen dem Lias gewidmet ist.

2. DOGGER

In der Blabrus finden wir gute Aufschlüsse von verkehrt unter Sexmors Serie liegendem Dogger.

a. Grenzbildungen

Es handelt sich um eine Wechsellagerung zwischen konglomeratisch-brecciösen und leicht sandigen Lagen und dünnen, dunklen, leicht mergeligen und sandigen Tonschiefereinschaltungen. Das grobe Gestein ist eine unruhig gelagerte, sehr grob-spätere Echinodermenbreccie, die kleine, gut gerundete Dolomitgerölle enthält.

Obwohl die Grenzziehung nicht sicher auszuführen ist, dürfte es sich hierbei um basale Doggerbildungen handeln, die vielleicht mit den ähnlichen Bildungen unter dem Bützistock und evtl. auch mit dem Geißbachkonglomerat (HUBER, 1960) zusammenhängen. Durch Zunahme des Schiefercharakters entstehen

b. Untere Aalenianschiefer

Die Blabrus dürfte ihren Namen (Blaurus) diesen Schiefern verdanken, an deren verkehrt liegender Basis etliche Quellen entspringen.

Es handelt sich um eine bis 30 m mächtige, sehr ruhige, ebenflächige Folge von dunklen Tonschiefern.

Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Dogger ist meines Wissens nie angefeindet worden, doch glaubte TRÜMPY (1949) an aufrechte Lagerung des ganzen Profils, weshalb er die folgenden Gesteine als Spitzmeilen-Serie ansah.

c. Eisensandstein

Da nun aber die Lagerung eindeutig verkehrt ist, muß es sich hier um Doggergesteine handeln, wie auch S. FRANKS-DOLLFUS annimmt. Das Gestein bildet eine dicke Bank unter den weichen Schiefern und wird unten von der Überschiebungslinie begrenzt. Hier hat sich dann auch eine lochseitenkalkähnliche Bildung entwickelt.

Typischer Eisensandstein ist rar. Spätere und sandigere Kalke verzahnen sich seitlich recht unscharf. Allg. handelt es sich um feinspätige, schwach kalkige, sehr feine und recht zähe Sandsteine, die lokal leicht eisenschüssig werden.

V. Grenzschichten Jura-Kreide

Die Grenze zwischen den schönen Kalken des Jura und den mergel-sandigen Ablagerungen der unteren Kreide spielt in der Saßberg-Schuppe etwa dieselbe tektonische Rolle wie die Grenze Dogger-Trias in der Bodenrus-Schuppe: Fast überall ist sie zu kleinen, internen Verschiebungen ausgenutzt worden, sodaß der stratigraphische Verband selten mehr erhalten ist. Dabei haben v. a. die Gesteine der unteren Kreide gelitten, sodaß stellenweise sogar Valanginiankalk direkt auf Troskalk geschoben ist.

An einer Stelle in der S-Wand des Saßberges ist der Verband erhalten geblieben (Fig. 21). Im obersten Troskalk deutet sich der Sedimentationswechsel bereits durch dunkle, unregelmäßige und eckig begrenzte Brocken an, worauf dann mit recht scharfer Grenze unsere Grenzschichten folgen. Nur bedingt handelt es sich dabei um ein Äquivalent der Zementsteinschichten.

Zementsteinschichten

In den Gesteinen spiegelt sich deutlich das Ringen von Malm- und Kreidefazies um die Vorherrschaft. Über dem massigen Troskalk liegt eine dünnbankige Folge dichter und feinspätiger, schwach toniger Kalke und Mergellagen. Die Kalke erinnern teils an Quintnerkalk, teils aber auch an Troskalk. Die Mergel sind meist ausgewalzt und verruschelt. Die kalkige Ausbildung der Schichten gleicht stark derjenigen, wie sie von SCHINDLER (1959) aus Stöckli- und Nidfurn-Serie beschrieben worden ist. Auf dieser Zone setzt direkt der Öhrlikalk ein.

Die Bezeichnung Zementsteinschichten stammt von ARN. HEIM und ist als Anlehnung an die technische Verwendung der Gesteine anzusehen, als Faziesbegriff. Sie wurde später von verschiedenen Autoren auch für die atypischen, eher kalkigen Schiefer der Glarner-Decke verwendet, doch scheinen diese Gesteine sicher faziell, wahrscheinlich aber auch zeitlich

TAFEL IV



Fig. 21
Grenze Jura (unten) - Kreide (oben) am Saßberg

nicht mit den echten Zementsteinschichten übereinzustimmen. F. FREY (1958) hat bereits in seiner Diplomarbeit auf die Fragwürdigkeit dieser Vergleiche hingewiesen.

VI. Untere Kreide

Da keine bestimmbaren Petrefakten gefunden werden konnten, mußte ich die Vergleiche der Gesteine auf rein lithologischer Basis durchführen, was natürlich bei der enormen tektonischen Beanspruchung der Serien nicht ganz einfach war. Dabei war mir Herr Dr. R. HANTKE behilflich, was hier verdankt sei. Eine detailstratigraphische Aufstellung konnte so natürlich nicht erreicht werden, doch ließen sich die einzelnen Glieder mit der Zeit recht gut erkennen und auskartieren.

a. Öhrirschichten

Öhrlimergel treten am Saßberg kaum auf. Die Öhrirschichten bilden meist eine einheitliche, bräunlich anwitt. Kalkfluh, die aber plötzlich auf kurze Distanz fehlen kann, wahrscheinlich tektonisch. Nur stellenweise gelingt eine Unterteilung der Schichten durch ein Mergelkalkband.

Der untere Kalk ist onkolithisch, leicht sandig, dunkler und eher fein. Das Mergelkalkband erinnert an einen versimpelten Kalk und ist noch stark organogen. Der obere Kalk wirkt etwas später, Ooide sind nun schon von unbewaffnetem Auge sichtbar.

Schalenfragmente scheinen von Echinodermen, seltener auch von Milioliden und Bryozoen zu stammen.

b. Valanginiankalk

BRÜCKNER (1937) weist darauf hin, daß die stark schwankende Mächtigkeit der Zone durch Erosionsperioden vor und nach der Ablagerung bedingt sei. Bei uns spielt sicher die tektonische Auswalzung eine noch größere Rolle an der Unzuverlässigkeit der Zone. Kalzitausheilungen geben dem Gestein oft ein fremdartiges Aussehen. Dazu finden wir im Dach eine eingespreßte Folge von völlig entstellten Gesteinen, die oft lochseitenkalkähnlich wirken.

Am verbreitendsten ist hier ein grauer, sandig-siltiger Kalk, der oft etwas feinspätig wird. Nur sporadisch damit verzahnt ist eine grobspätiige Echinodermenbreccie. Das schiltkalkähnliche, völlig entstellte Gestein im Dache der Zone könnte evtl. mit der Pygurusschicht verglichen werden.

Eine kleine Erosionslücke bildet die Grenze zum

c. Kieselkalk

Tektonische Reduktionen sind hier auffallend. Der Kalk scheint sich gut an die Platzverhältnisse angepaßt zu haben und weicht dadurch wohl den enormen Schwellungen (vgl. Tektonik) des Schrattenkalkes aus.

Eigenartig ist die gelegentliche Unterteilung durch ein schmales, weiches Mergelband. Der darunterliegende Teil ist mehrheitlich sandig und weist noch vereinzelte Ooide auf. Die obere Partie ist typischer, doch fehlt auch hier echte Kieselbildung fast durchwegs. Das Gestein ist eher sandig und enthält kleine Schalenfragmente.

d. Altmannschichten

Im Gegensatz zum Kieselkalk fällt hier die große Beständigkeit dieser Zone auf. Der mergelige, leicht sandige, stark glaukonitische Kalk besitzt eine erstaunlich gleichmäßige Mächtigkeit (etwa 3 m). Die feine Kalzitisierung ist tektonisch entstanden.

Aus diesen Gesteinen gehen durch Übergang die kalkigeren, glaukonitärmeren Drusbergschichten hervor, mit welchen sie zusammen kartiert wurden.

e. Drusbergschichten

Diese bilden eine flach zurückwitternde, meist überwachsene Flachzone am Fuße der Schrattenkalkfluh. Sie werden in auffallender Mächtigkeitskonstanz (6—7 m) gefunden.

Die Ablagerungen beginnen mit schwach glaukonitischen, mergeligen Kalkschiefern, die etwas sandig wirken. Diese gehen rasch über in einen etwas härteren Kalk, der stark geplattet ist. Es handelt sich um einen dunklen, deutlich organogen-detritischen Kalk, der bereits zur Urgonfazies überführt.

Die Grenze zum Hangenden wird am Fuße der Steilwand gezogen.

f. Schrattenkalk

Die Mächtigkeit der Kalke ist sehr wechselnd, sie nimmt auf westwärts vorspringenden Felsnasen von 10 m sprunghaft auf über 30 m zu, was mit Stauchungen in der Deckenstirn zusammenhängt (vgl. Tektonik).

Die ganze Fluh ist recht einheitlich. Der massive, feindetritische, meist helle Kalk bricht leicht muschelig und wirkt stellenweise etwas siltig. Schalenfragmente von Echinodermen und Milioliden in Form von Onkoiden und Stäbchen mit feiner Kruste.

Die helle Fluh des Schrattenkalkes eignet sich vorzüglich für die Feldstechergeologie. Ihre Oberkante fällt mit der Obergrenze der unteren Kreide zusammen, es scheint somit direkt Gault auf unterem Schrattenkalk zu liegen.

g. Schichtlücke im Dache der Unterkreide

Soweit sichtbar, liegt überall der Gault direkt auf unterem Schrattenkalk. In diesem stirnnahen Gebiet sind fehlende Schichtglieder aber stets mit großer Vorsicht zu betrachten, doch scheint es sich hier mit ziemlicher Sicherheit um eine stratigraphische Lücke zu handeln.

Lokal sind zwischen Schrattenkalk und Gault weiche Schiefer eingesprießt. Es könnte sich dabei um jene atypischen Orbitolinenschichten handeln, wie sie OBERHOLZER z. B. am Chamerstock beschreibt. FREY (mündl. Mitt.) hat allerdings an jenem Berg echte Orbitolinenschichten gefunden, so daß angenommen werden darf, daß es sich hier eher um tektonisierte, wenig typische Bildungen des Gault handelt.

VII. Mittlere und obere Kreide

a. «Gault»

Die Schichtfolge am Saßberg kann kaum mit reicher gegliederten Profilen verglichen werden.

Zuunterst finden wir feinsandige, schwach glaukonitische, kalkfreie Schiefer. Diese gehen über in Knollenschichten, indem sie seewerkalkähnliche Knollen aufnehmen. Diese Fazies ist am weitesten verbreitet. Den Abschluß nach oben bildet in der Regel eine sandige Kalkbank mit stark detritischem Charakter.

Das Auftreten der Knollenschichten ist überraschend, da wir in diesen Faziesräumen eher schwelennahe Aubrigfazies (GANZ, 1912) erwarten würden.

Die obere Begrenzung des Gault ist stets tektonischer Natur und scharf ausgebildet. Gelegentlich liegt direkt Tertiär auf diesen Gesteinen.

b. Seewerkalk

Der basale, von ARN. HEIM als Überturrilitenschicht bezeichnete, ceno-mane, nur schwach glaukonitführende Seewerkalk scheint zu fehlen. Auf dem Gault liegt direkt der turone, eigentliche Seewerkalk.

Der dunkle, von feinen Tonhäuten durchzogene, leicht siltige Kalk, in dem gelegentlich schwarze Fetzen eingelagert sind, ist nun wieder ein typischer Vertreter nordhelvetischer Fazies. Unten tritt selten etwas Glaukonit auf.

Der ursprünglich wohl massive Kalk ist durch die tektonischen Vorgänge völlig geplattet worden. Er neigt in diesem Zustand zur Bildung von Kleinfalten (vgl. Fig. 29), deren Strukturen eckig und spitz sind. Wie HERB (1957) hervorgehoben hatte, übernehmen bei dieser Fältelung Tonhäute die Rolle von Gleithorizonten.

Im Dach dieser jüngsten Kreideablagerung besteht eine große Schichtlücke. In der Kreide fehlt das gesamte Senon und im Tertiär beginnen die Ablagerungen erst im Lutetian.

In den obersten Dezimetern des Seewerkalkes finden wir bis 10 cm tiefe Erosions-taschen. Der Kalk wirkt hier sandiger und glaukonitisch. Teils sind Erosionsrelikte in den Taschen gesammelt, teils ist die Oberfläche wie blankgefegt.

Auf dieser Bildung transgrediert das Eocän.

Da die Grenze zum Tertiär oft als Gleitniveau benutzt wurde, sind diese Bildungen vielfach verwischt. Der verkehrte Kontakt (Faltung) Seewerkalk-Bürgenschichten bildet westlich der Saßberghütte einen guten Quellhorizont.

VIII. Tertiär

a. Assilinengrünsand

Direkt auf der Kreide liegen in der Regel massive bis auch verschieferte Grünsandkalke. Der Kalkgehalt ist meist groß, doch wirken sie stets sandig. In der tonigen Grundmasse finden sich vereinzelte, schlecht erhaltene Reste von Assilinen.

Darüber folgen meist graue, glimmerreiche, nur leicht kalkige Sandsteine oder Silte, die gelegentlich quarzitisch werden können.

Ohne scharfe Grenze folgen

b. Mergelschiefer

Es handelt sich um dunkle, mergelige und leicht siltige Schiefer, ziemlich ebenflächig und schwach glaukonitisch mit schwach detritischem Einschlag. In eher sandigen Zonen treten lokal massenhaft große Assilinen auf, bei denen es sich vorw. um *Assilina exponens* handelt.

Stärker tektonisierte Zonen präsentieren sich in Form von braun-schwarz anwitt., dunkelgrauen, quarzitischen Schiefern.

c. Grenzsandstein (?)

In ein paar wenigen, sehr dürftigen Aufschlüssen finden wir Reste eines rostig anwitt., i. Br. eher grauen, quarzitischen Sandsteins. Merkwürdig verbogene Zwickeln, die herausgewittert sind und nur noch spärliche Reste von kalkiger Füllung aufweisen, dürften durch herausgewitterte Schalenreste entstanden sein.

Vielleicht handelt es sich hier um den sog. Grenzsandstein, der u. a. von OBERHOLZER aus dem Autochthon am Kistenpaß im Dache der Bürgenschichten erwähnt wird.

IX. Tektonite

Wir wollen hier kurz die wichtigsten tektonisierten Gesteine besprechen, die für das Untersuchungsgebiet typisch sind, bevor wir uns dann der Tektonik zuwenden.

a. Lochseitenkalk

Die Bezeichnung wandte als erster A. ESCHER für den tektonisierten Kalk zwischen Flysch unten und Verrucano oben an, den er an der Lochseite bei Schwanden entdeckte. Seither wurde die Bezeichnung allg. für das markante Kalkband an der Basis der helvetischen Decken verwendet. Leider wurden aber in der Folge viele dem Kalk an der Lochseite ähnliche Bildungen so benannt, womit der Ausdruck heute zwei verschiedene Bedeutungen erhalten hat:

Erstens wird der Ausdruck, meines Erachtens einzig richtig, allg. für das Karbonatband verwendet, das an der Basis der helvetischen Decken liegt. Er erhält damit v. a. tektonische Bedeutung.

Andernseits will man darunter z. T. völlig anders gelagerte, aber lithologisch sehr ähnliche Kalkmylonite verstehen. Man gibt ihm also einen rein lithologischen Charakter.

Da wir im Untersuchungsgebiet verschiedene ähnlich tektonisierte Kalke finden können, die nichts, aber auch gar nichts miteinander zu tun haben, wollen wir uns gleich auf die erste, ursprüngliche Bedeutung verlegen. Die Fragwürdigkeit der zweiten Anwendung wird schon durch die Tatsache unterstrichen, daß der «Lochseitenkalk» an der Basis der Axen-Decke im Klausenpaßgebiet teilweise nicht einmal aus mylonisierten Kalken besteht (nach mündlicher Mitteilung von F. FREY), sondern daß hier eher eine verschleppte und stark ausgequetschte Scherbe vorliegt, die mehrfach aus tertiären Schiefern einer tieferen Einheit aufgebaut wird. Leider wird eine Präzisierung des Ausdruckes Lochseitenkalk kaum mehr möglich sein, da seine verschiedene Anwendung in der Literatur bereits zu stark verbreitet ist.

Im Profilteil (Profil 1 und 2) haben wir gesehen, daß der Lochseitenkalk, den wir somit in dieser Arbeit als tektonische Einheit betrachten, nicht nur einem einzelnen Schichtglied entspricht, sondern daß er aus verschiedenen kleinen Scherben besteht. Es läßt sich heute trotz der starken Tektonisierung noch feststellen, daß sich neben vorw. Quintnerkalk auch Rötidolomit, Schiltkalk, Troskalk, Schrattenkalk (?) und Seewerkalk am Aufbau beteiligt haben.

Es fällt dabei sofort auf, daß ausschließlich karbonatische Gesteine vorhanden sind. Und man kann nicht übersehen, daß von der Trias bis in die Kreide alle reineren K a l k e u n d D o l o m i t e vertreten sind,

daß aber alle irgendwie schiefrigen, mergeligen und sandigen Gesteine der Schichtreihen fehlen. Darf ich hier etwas vorgreifen und bemerken, daß in der Saßberg-Schuppe auf den westwärts (= stirnwärts) vorstellenden Felsnasen Quintnerkalk, Schrattenkalk und auch Seewerkalk auffallende Schwellingen aufweisen, während die schiefrigen, mergeligen und sandigen Zwischenglieder sehr stark reduziert werden. Was ist das anderes als der Beginn einer tektonischen Reduktion der Schichtreihe mit selektivem Charakter, die schließlich zu einem lochseitenkalkähnlichen Gebilde führen könnte? Und wird nicht durch die Überfahrung der Mürtschen-Decke aus der Chüetal-Schuppe ausgerechnet der Quintnerkalk zu einer ähnlichen Bildung (vgl. Abschnitt b) ausgewählt? Es scheint doch, daß der LK im heutigen Zustand lediglich ein Überrest einer einst sicher vollständigeren Serie ist, von der aber nur die reineren Karbonatgesteine einigermaßen die tektonische Belastung überstanden haben.

Zuweilen ist der LK auch in eine lose, z. T. aber auch schon wieder verfestigte Breccie zerfallen, die später noch erwähnt werden wird.

Eine spezielle Betrachtung wollen wir noch dem Dolomit im Dache der Einheit widmen, von dem wir bisher einfach angenommen haben, daß es sich um Rötidolomit handelt, wie es auch bisher allg. üblich war. Anlässlich einer Diskussion mit Herrn Prof. TRÜMPY und cand. geol. CONRAD, welcher letztere den Lochseitenkalk im Detail untersuchen wird, wurde die Frage aufgeworfen, ob es sich bei diesen Dolomiten nicht auch um sog. T-Dolomite handeln könnte, wie sie durch sekundäre Dolomitisierung längs tektonischen Linien gelegentlich entstehen. Ich habe diese Möglichkeit geprüft und dabei folgendes beobachtet:

Es fällt auf, daß der Dolomit nur vorhanden ist, wenn im Hangenden Verrucano vorkommt. Die Grenze zu diesem Verrucano ist meist scharf. In der Wichlenmatt wurde aber an einer Stelle beobachtet, wie der Verrucano die Oberfläche des Dolomites aufreißt und mit diesem verwalzt wird. Die Grenze dazwischen wird hier recht unscharf.

Auch mit dem Kalk im Liegenden scheint der Dolomit öfter verwalzt zu sein, so daß die Grenzen verwischt werden.

Von der Betrachtung ausscheiden möchte ich gleich jene Dolomitvorkommen im Inneren der Kalke, da es sich hierbei wahrscheinlich um die aus dem Quintnerkalk längst bekannten Sekundärdolomite handelt.

Die erwähnten Beobachtungen im Dolomit auf den Kalken lassen schon den Verdacht aufkommen, es könnte sich um T-Dolomite handeln. Als

wahrscheinlichster Lieferant von Mg-Ionen käme wohl nur der hangende Verrucano in Frage. Tatsächlich ist die Ausbildung des Verrucano auf dem LK leicht verändert. Wir haben hier eine bis 5 m dicke, stärker tektonisierte und stark ausgebleicht-grünliche Ausbildung, die vielleicht mit dem Plagioklasgneis (vgl. Abschnitt f) des Sernftales verglichen werden könnte, wie mir FISCH einmal persönlich bestätigte. Herr Dr. WEIBEL war so freundlich, den Ca- wie auch den Mg-Gehalt dieses «Plagioklasgneises» und von «normalen» Sernifiten zu bestimmen, wofür ich hier herzlich danken möchte. Ich habe dann die beiden Ergebnisse verglichen, wobei folgendes Bild entstand:

«Normaler» Sernifit:

	Cao %	MgO %
A 21	1,0	1,5
C 9	0,85	1,1
C 62	0,85	1,25
<hr/>		
Mittel	0,9	1,18

«Plagioklasgneis»:

	Cao %	MgO %
A 12	1,4	1,9
A 41	1,95	1,5
B 36	2,4	0,7
C 33	1,25	1,8
C 51	3,9	2,6
<hr/>		
Mittel	2,18	1,72

Wir kommen später im Zusammenhang mit dem «Plagioklasgneis» noch auf diese Tabelle zurück und wollen hier lediglich die Schlüsse im Bezug auf die Dolomite ziehen.

Gleich auf den ersten Blick sehen wir, daß eine Mg-Ionenzufuhr aus dem Verrucano unwahrscheinlich ist. Der «Plagioklasgneis» zeigt im Gegenteil keine Verminderung, sondern eine deutliche Vermehrung des Mg-Gehaltes gegenüber dem «normalen» Sernifit. Ebenso ist der Ca-Gehalt stark erhöht. Bei A 21 ist dabei schon die Nähe der Blattverschiebung zu bemerken, da, wie wir sehen werden, diese Ionenwanderung stark an tektonische Linien gebunden ist. Der über dem LK liegende Verrucano (es handelt sich durchwegs um tektonisierten Sernifit) hat also nicht etwa Mg-Ionen in den liegenden Kalk geliefert und ihn im Dache dolomitisiert. Der Dolomit im Dache des LK ist somit kein T-Dolomit, sondern ein echter, verwalzter Triasdolomit der Röti-Serie.

Ja es scheint sogar, daß die Ionenwanderung umgekehrt stattgefunden habe, daß also aus diesem Triasdolomit Mg-Ionen zusammen mit Ca-Ionen in den hangenden Verrucano abgewandert sind («Plagioklasgneis»). Nun ist es zwar eine allg. Erscheinung an tektonischen Linien, daß die benach-

barten Gesteine erhöhten Karbonatgehalt aufweisen, doch erhält diese Tatsache in unmittelbarem Zusammenhang mit dem LK erhöhte Bedeutung. Es ist wohl hier das naheliegendste, den Karbonatgehalt aus dem LK zu beziehen. Vielleicht bedeuten die erhöhten Karbonatgehalte an vielen tektonischen Linien nichts anderes, als daß hier zwischengeschaltete karbonatische Gesteine völlig verwalzt und aufgelöst worden sind. Neben den üblichen Reduktions- und Auflösungserscheinungen im LK, unter welchen auch undeutliche Stylolithe auftreten, müssen wir noch die Möglichkeit ins Auge fassen, daß ein Teil des Rötidolomites im Dache dieser Einheit entdolomitisiert worden ist. Und zwar scheint dieser Vorgang während den tektonischen Bewegungen geschehen zu sein. Daß wir aber im ganzen Untersuchungsgebiet nirgends Dolomit im LK unter mesozoischen Gesteinen der helvetischen Schuppen finden können, hat seinen Grund nicht etwa in der erwähnten Entdolomitisierung, sondern in der speziellen Beziehung der Einheiten untereinander (vgl. Tektonik).

Man könnte nun evtl. noch den Einwand machen, daß die Stoffwanderung nicht einfach von einem Gestein ins andere, sondern längs tektonischen Linien beidseitig gewirkt haben könnte. Nun können wir aber den LK samt dem «Plagioklasgneis» im Hangenden über so gewaltige Strecken verfolgen, daß von außen eingedrungene Lösungen doch einen recht unwahrscheinlich weiten Weg zurücklegen müßten, um diesen Einwand zu bestätigen.

b. Basis der Mürtschen-Decke

Auf der W-Seite des Linthtales ist eine lochseitenkalkähnliche Bildung an der Basis der Mürtschen-Decke schon seit längerer Zeit bekannt (OBERHOLZER, 1933, SCHINDLER, 1959). Wir finden nun auch auf dem Saßberg einen tektonisierten Kalk in analoger Stellung.

Es ist ein dunkler, teilweise marmorisierter, recht zäher und massiger, deutlich tektonisierter Kalk. Zuweilen ist er inwendig recht hell.

Der Kalk ist lochseitenkalkähnlich (oberer LK von SCHINDLER), hat aber mit dem Typuslochseitenkalk überhaupt nichts zu tun. Wir können das schmale Kalkband gegen E zurückverfolgen bis zu seiner «Wurzel». Es entsteht ohne Zweifel aus dem Quintnerkalk der Chüetal-Schuppe, wobei die hellen Zonen auch aus dem Troskalk gebildet sein könnten, und weist somit auf eine mögliche Entstehungsart solcher Kalkmylonite hin.

Auffallend ist noch ein löchriges, dolomitisches, fast rauhwackeähnliches Gestein, das diesen Mylonit oft im Dache begleitet. Es entspricht wahrscheinlich dem Dolomitband auf dem LK und stammt aus den Triasfalten unter dem Bützistock.

c. Basis der Salengrat-Schuppe

Die unterste, direkt auf der Schönau-Schuppe liegende Zone des verkehrt gelagerten Eisensandsteins in der Blabrus ist wiederum lochseitenkalkähnlich. Wir sehen dabei erstmals mit Sicherheit, daß auch die kalkärmeren Gesteine des Doggers ein lochseitenkalkähnliches Aussehen erhalten können bei entsprechenden äußeren Bedingungen. Unser Mylonit unterscheidet sich vom typischen LK nur geringfügig im lithologischen Charakter.

In tektonischer Hinsicht kommt diesem Fund insofern Bedeutung zu, als bisher allg. die losen Kakirite (unten) der Salengrat-Schuppe bekannt waren, die ganz andere Bewegungs- und Belastungsbedingungen verlangen.

d. Lose Kakirite

Die losen Gesteine in der Salengrat-Schuppe sind schon von OBERHOLZER (1933) ausgezeichnet geschildert worden, worauf ich im allg. verweisen möchte.

Die Zerstörungen sind sehr wenig regeneriert und haben alle Gesteinsarten erfaßt. Die Komponenten sind eckig und meist recht groß. Die Füllung der Poren wird von einem feinen Gesteinsmehl übernommen, wobei aber viele Hohlräume übriggeblieben sind.

Die Zerstörung ist nicht etwa an einen bestimmten Horizont gebunden, etwa an die Basis der Schuppe, sondern tritt auch plötzlich mitten in ruhigen Zonen auf. OBERHOLZER erwähnt verschiedentlich Verrucanogerölle in solchen Kakiriten, doch müssen wir hier eine klare Unterscheidung treffen:

In den Kakiriten, die im Anstehenden auftreten, sind stets nur Komponenten aus dem Lias, und zwar stets aus dem unmittelbar benachbarten Gestein, zu finden.

Nur in den Kakiriten, die wir in den großen Sackungsmassen beidseitig des Grates finden, treten Verrucanogerölle auf, die aber wahrscheinlich erst während dem Abgleiten dieser Komplexe auf der Verrucanounterlage aufgenommen worden sind.

Das spröde Verhalten der Liasgesteine der Salengrat-Schuppe bei der Kakiritisierung ist wohl weniger gesteinsbedingt, als eher auf bestimmte Bewegungs- und Belastungsbedingungen zurückzuführen (vgl. Tektonik).

Das zeigt schon das Auftreten ähnlicher Kakirite in den schönen Malmkalken der Bodenrus-Schuppe. Schon OBERHOLZER (1933) erwähnt in der Bodenrus über dem LK den stark dynamometamorphen Kalk, der parallel-epipedisch zerfällt.

Es handelt sich dabei um vollständig kakiritisierten Quintnerkalk. Die alte Bankung schimmert oft noch schwach durch, doch ist die allg. Textur eher richtungslos. Die Regeneration ist nur schwach, das feine Kalkmehl der Füllmasse lässt oft noch kleinere Hohlräume offen.

Die Kakirite der Bodenrus-Schuppe sind stets an die Basis der Schuppe gebunden, wo sie durch eine scharfe Fläche vom LK getrennt sind. Die Art und Weise deren Entstehung dürfte aber von derjenigen der Kakirite der Salengrat-Schuppe nur wenig verschieden sein.

e. Chüetalmattschiefer

Der Name dieser Tektonite (AMSTUTZ, 1957) im Verrucano drängt sich von selbst auf, stehen diese doch auf einer weiten Fläche der Chüetalmatt unter der kärglichen Grasnabre an. Sie bilden sich auf dem Rücken der Glarner-Decke im Verrucano bei der Überfahrung durch die Mürtschen-Decke. Die Ausbildung fehlt an kleineren Verschuppungen oder ist zumindest nicht typisch.

Die Bildung beschränkt sich auf den Verrucano und ist hier nicht an bestimmte Serien gebunden. Wir finden sie in Sernifiten und Knollenschiefern, gelegentlich auch in Sernifitschiefern.

Typisch sind zähe, intensiv fein verfältelte, stark von Quarz-Chlorit-Äderchen parallel der Fältelung durchzogene, rote, sandige Tonschiefer.

Die Chüetalmattschiefer konnten nur bei größeren Bewegungen unter großen Drucken entstehen, weshalb sie auch an die Mürtschenüberschiebung gebunden sind.

f. «Plagioklasgneis»

Die Bezeichnung stammt von BLUMENTHAL (1911), der die basale Abteilung des Verrucano in der Ringel-Segnes-Gruppe, die aus einem lauchgrünen, schiefrigen Gestein mit Feldspat- und Quarzeinsprenglingen besteht, so benannte. Es handelt sich nicht um einen eigentlichen Gneis, sondern um eine sedimentäre Bildung, wie dann auch aus dem Übergang dieses Gesteins in den Sernifit hervorgeht. FISCH (1961) bringt diesen «Plagioklasgneis» mit dem unteren Sernifit in Verbindung.

Wo nun der Verrucano direkt auf dem LK liegt, finden wir auch im Untersuchungsgebiet eine ähnliche Bildung an der Basis der helvetischen Decken, die ich hier vorläufig mit dem «Plagioklasgneis» vergleichen möchte. Diese tektonische Fazies hängt mit Sicherheit ebenfalls mit dem Sernifit zusammen, der hier in verkehrter Lagerung darauf liegt.

Es handelt sich um einen tektonisierten Sernifit. Das grünliche, ausgebleichte Gestein ist oft leicht verschiefert. Die Beanspruchung zeigt sich auch in den Einsprenglingen, die sehr stark zerdrückt oder gar zerstört sind. Dabei handelt es sich vorw. um Quarze und wenige Feldspäte, wobei sich aber noch alte Strukturen von vollkommen verwalzten Spilitfetzen zeigen.

Im Zusammenhang mit der Dolomitfrage im LK bin ich auf eine interessante Abfolge gestoßen, indem nämlich der Gehalt an Mg von Westen nach Osten rasch zuzunehmen scheint. Der Gehalt an Ca wird davon nicht betroffen. Diese Abfolge hängt wahrscheinlich eng mit der tektonischen Konzeption zusammen, indem unter den rückwärtigen Teilen der Decken der Grad einer konstruktiven Metamorphose rasch zuzunehmen scheint. In den stirnnahen Partien (Westen) zeigen sich nämlich erst geringe Serizitbildungen, etwas weiter gegen Osten zurück tritt schon viel Chlorit neben starken Serizitbildungen auf und schließlich findet man in den östlichsten Ausläufern meines Gebietes am Kärf S-Sporn im Plagioklasgneis seifig anzufühlende Gesteine mit einem enormen Gehalt an Serizit und Chlorit. Vielleicht gipfelt diese Entwicklung im typischen «Plagioklasgneis» des Sernftales mit seinen Serizit- und Chloritphylliten. Als Lieferant der Mg-Ionen, die zu dieser konstruktiven Metamorphose gebraucht werden, kommt natürlich der Dolomit auf dem LK in Frage (vgl. S. 133), wobei offensichtlich größere Drucke (Osten) die Stoffwanderung stark begünstigten. Wahrscheinlich aber stammt auch ein Teil der zu Neubildungen benötigten Stoffe aus dem Gestein selbst.