

Der subalpine Flysch

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **57 (1964)**

Heft 1

PDF erstellt am: **23.09.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern. Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

SW-NE-Richtung. In vereinzelt Aufschlüssen konnte festgestellt werden, dass dieser Kamm von zähen Sandsteinen der Ralligschuppe gebildet wird, die gegenüber den weichen Flyschsedimenten orographisch hervortreten. Die Kante lässt sich bis in das durch Schutt und Bergsturz bedeckte Gebiet der Oberen Matte verfolgen.

Weiter südlich im Gerstengraben sind die schon oben erwähnten Rupélien-tone aufgeschlossen.

Nahe beim Randflysch sind erst oberhalb Ralligen am Thunersee wieder Molassegesteine aufgeschlossen. Anstehend sind dort Sandsteine der Ralligschuppe (Ralligschichten), ferner eine mächtige Nagelfluhmasse. Letztere dürfte tektonisch der Beichlen-Honegg-Schuppe angehören (vgl. tektonische Übersichtskarte).

Der subalpine Flysch

Der subalpine Flysch zeigt sich als eine nach S einfallende Serie von schiefrigen Mergeln und groben bis feinkörnigen, glimmerreichen bis siltigen Sandsteinen, in die fremdartige Gesteine eingelagert sind. Das über 1000 m mächtige Schichtpaket ist tektonisch stark beansprucht. Kleinfältelung, Zerreißen, Knickung, Durchsetzung mit Kalzitadern, Laminierung etc. sind an vielen Aufschlüssen zu beobachten. Nirgends konnte eine Gliederung in Falten oder gar Schichtgruppen nachgewiesen werden.

In der oben kurz skizzierten Sedimentserie treten manchmal mächtige, meist grünliche Sandsteinbänke auf, die vulkanisches Material führen, die sog. Taveyannazsandsteine. Aus Gründen, die weiter unten aufgeführt werden, betrachten wir den Taveyannazsandstein als echtes Flyschgestein (vgl. p. 105 und FURRER (1949), p. 124)). Wie der Karte zu entnehmen ist, befinden sich alle Taveyannazsandstein-Vorkommen, von einigen Ausnahmen abgesehen, in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch.

Im N der Schrattenfluh treten fossilführende Brekzien (sog. Grobsand-facies KAUFMANN'S) auf. Wir finden sie auch im Randflysch des Hohgants, allerdings nur als Blockschutt in Bächen. Wir betrachten diese Brekzien als unterste Lage eines Sedimentationsrhythmus, aus der durch allmähliche Korngrößenabnahme Sandsteine und schliesslich Mergel – sie machen die Hauptmasse des Randflyschs aus – hervorgehen. Aus dem subalpinen Flysch der Schrattenfluh sind Schürflinge (FURRER (1949), p. 132)) bekannt. Es sind Kalke und Quarzite kretazischen-tertiären Alters. Lithologisch und altersmässig analoge Gesteine treten ebenfalls im N des Hohgants auf. Sie sind aber kleiner und weniger ausgedehnt. Charakterisiert ist der subalpine Flysch der Schrattenfluh und des Hohgants durch das Fehlen kristalliner Elemente, sei es als Blöcke im Flysch, sei es als Komponenten von Brekzien oder Sandsteinen.

Der Randflysch im N des Sigriswilergrates, zwischen Sulzigraben und Thunersee, hingegen ist gekennzeichnet durch das Vorkommen grosser kristalliner und mesozoischer Gesteinspakete. Auffallend sind ferner Brekzien und Konglomerate, deren Komponenten z. T. Trümmer der oben erwähnten Gesteinspakete sind. Diese manchmal riesigen Blöcke sind somit nicht tektonisch in den Randflysch eingespiess worden, sondern müssen als in das Flyschmilieu eingerutschte

und eingesedimentierte Schollen aufgefasst werden. Tektonisch in den Randflysch eingespiesste Schürflinge kretazischen-tertiären Alters, analog denjenigen im N der Schrattenfluh und des Hohgants, fehlen zwischen Sulzigraben und Thunersee vollkommen.

Es sei betont, dass Siltsteine und Mergel im ganzen Untersuchungsgebiet weit- aus die Hauptmasse des subalpinen Flyschs ausmachen. Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, inwieweit die meist schiefrigen Mergel als eine Folge langsam abgesetzter pelagischer Sedimente im Sinne SUJKOWSKIS (1957) aufzufassen sind, oder inwieweit sie als oberste Lagen von Sedimentationsrhythmen zu betrachten sind. Es kann vorläufig nicht entschieden werden, welche Ablagerungsart tatsächlich vorliegt. Man kann sich vorstellen, dass in der Natur beide Fälle zusammen verwirklicht sind. Sowohl in horizontaler als auch in vertikaler Richtung wechseln die Mergel ständig ihren Aspekt, indem sich Farbunterschiede einstellen, oder indem der Gehalt an Glimmer ändert. Eine wichtige Rolle spielt auch der Ton- und Kalkgehalt. Eine bestimmte Mergelfacies ist nicht auf eine bestimmte Zone im Randflysch beschränkt. Lithologisch verschiedene Mergelschiefer treten regellos überall auf.

Für die Beschreibung des subalpinen Flyschs haben wir uns folgender Einteilung bedient:

A. Der Taveyannazsandstein:

Er stellt eine Besonderheit innerhalb der eigentlichen Flyschgesteine dar. Ferner kommt er im ganzen Untersuchungsgebiet häufig vor.

B. Der subalpine Flysch im N des Hohgants und der Sohlflühe.

C. Der subalpine Flysch im N des Sigriswilergrates.

Die Flyschgesteine der Abschnitte B und C unterscheiden sich durch die Komponenten.

A. Der Taveyannazsandstein

Wir betrachten, wie FURRER (1949), den Taveyannazsandstein als echtes Flyschgestein. Dafür spricht nicht nur seine Ablagerungsart (Turbidit, Bottom structures etc.), sondern auch seine Verfälschung mit den von allen Autoren als Flysch bezeichneten Gesteine. Es ist auffallend, dass fast alle älteren Autoren (RÜTIMEYER 1850, STUDER 1853, KAUFMANN 1886) Übergänge von Flysch in Taveyannazsandstein beobachtet haben. So schreibt z. B. KAUFMANN wörtlich (p. 334):

«Man hat Macigno, dazwischen schwärzliche, teilweise auch graue weiche Mergelschiefer, dann ein fussedickes Sandsteinlager, welches vom Macigno bis zu Taviglianazsandstein Übergänge bildet.»

Offenbar wurde später diese Beobachtung übersehen (BECK 1911, SCHIDER 1913, HAUS 1937). Man betrachtete die Taveyannazsandsteine als tektonisch in den Randflysch eingespiesste Schürflinge, als deren Heimat die Diablerets-Decke bezeichnet wurde.

Wie die Karte zeigt, haben die Taveyannazsandsteine in unserem Gebiet eine grosse Verbreitung. Über grosse Strecken ist es sogar das einzige aufgeschlossene

Flyschgestein (z. B. in der Gegend der Wimmisalp im N des Hohgants), da der Taveyannazsandstein vermöge seines klotzigen Aufbaues der Erosion grösseren Widerstand entgegenbringt und nicht so schnell verwittert, wie die aufblätternden Mergel und Siltsteine. In unserem Untersuchungsgebiet fanden wir ungefähr dreissig kleinere und grössere Vorkommen. Das grösste im N des Hohgants dürfte dasjenige oberhalb Kemmeribodenbad sein. Im N des Sigriswilergrates nennen wir als grösstes Vorkommen die Tanzbodenfluh und die Dallenfluh oberhalb Merligen.

Von einigen Ausnahmen (z. B. Aufschluss Kirchweg Merligen-Sigriswil) abgesehen, befinden sich alle Taveyannazsandsteinlagen in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch.

Die Farbe des Gesteins ist grau bis intensiv lauchgrün oder dunkelgrün, die der Anwitterungsrinde ist meist braungrau oder braungrün.

Das Gestein ist felsig, die Grundmasse im allgemeinen feinkörnig. Makroskopisch sind vereinzelt Einsprenglinge (Feldspäte und Quarz) sichtbar.

Sowohl FURRER (1949, p. 125) als auch HAUS (1937, p. 52) bemerken, dass dem Taveyannazsandstein aus dem Randflysch die anderwärts so typische Flammung und Fleckung fehle. Wir haben aber im Verlaufe unserer Untersuchungen verschiedene Aufschlüsse gefunden (z. B. Bach SE Jurten im N des Hohgants oder an der Dallenfluh im N von Merligen), wo die Ausbildung des Taveyannazsandsteins nicht sonderlich von der des Typgebietes abweicht. Die Flammung und Fleckung ist nur weniger ausgeprägt. Genaue petrographische Untersuchungen der Taveyannazsandsteine aus dem Randflysch stehen noch aus. Die Hauptmasse der Gesteine in unserem Gebiet entspricht dem Strukturtypus C und D von DE QUERVAIN (1928, p. 35) (Heteroklastische Gesteine mit Korn 0,5–2 mm resp. 0,5–6 mm).

Wir analysierten Dünnschliffe von folgenden Vorkommen auf ihren Mineralbestand und ihre Struktur hin:

Aus dem Randflysch nördlich des Hohgants:

Aus dem Bach W Kemmeribodenbad (Wassergraben).
Bach N Glunti.
Wimmisalp.

Aus dem Randflysch N Sigriswilergrat:

Schörizegg,
Hubelhörnli,
Zettenalp,
Dallenfluh,
Kirchweg Merligen-Sigriswil.

Alle diese Taveyannazsandsteine gehören nach der Klassifikation von VUAGNAT (1952) in die Gruppe II.

Bei den vulkanischen Komponenten handelt es sich um felsitische Hornblende-Augit-Spiliten oder um Hornblende-Augit-Spilit mit einer intermediären Struktur zwischen vitrophyrisch und grobfelsitisch. Häufig sind albitochloristische Spiliten von felsitischer, hyalopilitischer oder vitrophyrischer Struktur.

Vulkanische Mineralien:

Albit, alkalischer Feldspat meist perthitisch, Augit, Hornblende, Clorit, Quarz, Kalzit z. T. durch Verwitterung von Plagioklas, Erze.

Nicht-vulkanische Mineralien:

Quarz, Quarz-Feldspat (Albit-Oligoklas), Aggregate mit Biotit und Kalifeldspattrümmer wahrscheinlich granitischen Ursprungs.

Feinkörniger kalkiger Sandstein, Kalkbruchstücke, Kalzit in groben Kristallen, Quarzite (?).

Die Taveyannazsandsteine lagern oft in Bänken, 20 cm bis 2 m dick, getrennt durch dünne schwarze Mergel- oder Siltlagen, die in ihrer Mächtigkeit stark schwanken oder sogar verschwinden. Im allgemeinen ist das Korn der Sandsteinbänke schlecht sortiert. Grobes Material tritt manchmal in einer unregelmässigen Zone mitten in einer Sandsteinbank auf. Häufig lässt sich beobachten, dass das feine Material im oberen Teil einer Bank überwiegt. «Bottom structures» konnten festgestellt werden.

In mehreren Fällen war die Zufuhr und Anhäufung von Sand innerhalb relativ kurzer Zeit so gross, dass sich mergelige Zwischenlagen nicht bilden konnten, oder vom nächsten Turbidity Current weggeschwemmt wurde. So werden die sog. Composite Beds aufgebaut, die mehrere Zehner von Metern mächtig werden können (vgl. KUENEN 1951, DZULYNSKI und SLACZKA 1959). Die Sedimentationsart darf für die Entstehung der riesigen Taveyannazsandsteinmassen der Dallenfluh und Tanzbodenfluh, oberhalb Merligen, angenommen werden.

Ein anderes Profil, in dem der lithologische Aufbau der Taveyannazsandsteine – vor allem aber auch der Übergang Taveyannazsandstein- eigentliche Flyschgesteine – studiert werden konnte, befand sich im Bach nördlich Glunti, am N-Fusse des Hohgants. Wir haben diesen Aufschluss 1959 aufgemessen. Im regenreichen Sommer 1960 wurde er durch Rutsche der Uferhänge total zugeeckt.

Das Profil begann oberhalb des Weges, der von Obersti Buhütte (P. 1166) zum Glunti führt und den Bach auf Quote 1208 m kreuzt. In der Bachrunse zeigten sich folgende Gesteine (von unten nach oben):

Die untersten 50 m wurden von schlecht aufgeschlossenen, z. T. verschütteten Siltbänken und schwarzen Mergeln, mit harten dunklen Linsen von etwa 2 cm Dicke und 50 cm Länge, gebildet. Im Schriff kann eine leichte Grünfärbung festgestellt werden, die wohl von feinverteiltem Eruptivmaterial herrührt. Kohlenschmitzen sind häufig, selten hingegen Globigerinen- oder Bryozoenreste.

Nach 20 m Schutt folgte die erste, 10 m mächtige, feinkörnige Taveyannazsandsteinbank, aufgebaut aus Lagen von etwa 1,5 m Dicke. Darüber lagerte eine etwa 20 cm mächtige Globigerinenführende Mergelschicht. In diesen Mergeln konnte nur noch sehr wenig Eruptivmaterial festgestellt werden.

Der Übergang Taveyannazsandstein-Mergel vollzog sich abrupt, innerhalb 1–1,5 cm.

Darüber folgten schlecht aufgeschlossen Siltbänke (mit scharfer Untergrenze) übergehend in schwarze Mergel. Gegen oben wurden die Mergel häufiger. Ihre Schichtung war ganz verwischt, weil sie aufblättern und bis tief hinein angewittert waren. Im Schriff zeigte es sich, dass in diesen Mergeln und Siltbänken eruptives Material kaum noch festgestellt werden konnte. Hingegen fanden wir Trümmer von Nummuliten Discocyclusen und Globigerinen.

Darüber lag eine 7 m mächtige Taveyannazsandsteinbank, aus der sich infolge allmählicher Korngrößenabnahme feinkörnige Sandsteine schliesslich Mergel entwickelten. (Die Untergrenze der Taveyannazsandsteinbank war nicht sichtbar). Der Taveyannazsandstein enthält nicht viel Sedimentmaterial und keine Fossilien. Gegen oben scheint der Anteil an Sedimentbruchstücken zuzunehmen, das Eruptivmaterial tritt zurück. In den Mergeln, in denen lagenweise Globigerinen auftreten, kann nur noch eine lichte Grünfärbung festgestellt werden, die wohl von feinverteiltem vulkanischem Material herrühren dürfte.

Wir haben oben bereits erwähnt, dass wir den Taveyannazsandstein unseres Gebietes als Ablagerungsprodukt von Turbidity Currents betrachten. Vorerst haben wir beschrieben, wie die Bildung schlechtsortierter Taveyannazsandsteinmassen (Dallenfluh, Tanzbodenfluh) zu erklären ist. Im Bach N Glunti konnten nun Bänke mit besserer vertikaler Kornsortierung gefunden werden. Es sind dabei zwei Arten von Graded Bedding zu unterscheiden, beide in der Literatur oft beschrieben (vgl. KUENEN 1952 und 1958, KSIĄZKIEWICZ 1952, RADOMSKI 1958), weshalb wir nicht weiter darauf eintreten werden:

1. Discontinuous graded bedding: Plötzlicher Wechsel der Korngrösse beim Übergang von Sandsteinen zu schiefrigen Mergeln.
2. Continuous graded bedding: allmählicher und stetiger Übergang von der grössten zur kleinsten Korngrösse.

Wir haben bei der Beschreibung des Profils von Glunti auf eine andere Besonderheit aufmerksam gemacht, nämlich dass der Anteil an Eruptivmaterial zu schwanken scheint. Dies ist besonders gut im Bach unterhalb Hubelhörnli (NW-Fuss des Sigriswilergrates) zu beobachten. Dort entspricht eine untere psephitische Lage jeweils dem Taveyannazsandstein, während der psammitisch-pelitische Teil aus Silten oder Mergeln besteht, die manchmal Foraminiferentrümmer führen und in denen Eruptivmaterial nur noch als leichte Grünfärbung festgestellt werden kann.

Ob nun die psammitische Lage tatsächlich weniger Relikte vulkanischen Ursprungs enthält, ist ausserordentlich schwierig zu entscheiden. Es könnte sein, dass das Eruptivmaterial wegen der Kleinheit des Kornes dieser Mergel im Mikroskop nicht als solches erkannt werden kann.

Man kann sich aber auch vorstellen, dass nicht jeder Rhythmus Sandstein-Mergel das Produkt eines einzigen Turbidity Current ist, sondern dass ein grosser Teil der feinkörnigeren Lagen aus einer normalen pelagischen Sedimentation hervorgegangen sind. So wäre eine Abnahme des Eruptivmaterialgehalts und das Auftreten von Foraminiferen führenden Silten und Mergeln erklärbar. In unregelmässigen Zeitabständen wäre diese pelagische Sedimentation unterbrochen worden von Turbidity Currents, die verhältnismässig rasch Sand mit Eruptivmaterial aufschütteten. Die rasche Ablagerung hätte auch die in der Natur beobachtete schlechte Kornsortierung der Taveyannazsandsteine zur Folge.

Es sei erwähnt, dass z. B. SUJIKOWSKI (1957) für die Entstehung von Flyschkomplexen in den Karpathen eine analoge Sedimentationsart annimmt.

Die Taveyannazsandsteine sind also echte klastische Sedimente, deren Hauptbestandteile Trümmer von Lava-, Kristallin- und Sedimentgesteinen sind (vgl. DE QUERVAIN (1928, p. 71). Auf dem Transport hat sich nicht-vulkanisches Material in mehr oder weniger grosser Menge zugesellt und lagerte sich vermischt mit dem eruptiven ab.

Die Ablagerung erfolgte vorerst in der Strand- oder Schelfregion, zumindest aber in Landnähe, denn die oft auftretenden Pflanzenreste (vgl. p. 107 und HEER, 1875) deuten darauf hin. In einem späteren Zeitpunkt wurde das Material durch Turbidity Currents in die Tiefe verfrachtet, wobei wahrscheinlich noch weiteres

nichtvulkanisches Material mitgerissen wurde. So könnte der hohe Anteil an Sedimentgesteinen in den Taveyannazsandsteinen erklärt werden.

Im 19. Jahrhundert wurden auf Veranlassung OOSTERS Fossilien aus den Taveyannazsandsteinmassen der Tanzbodenfluh und der Dallenfluh gesammelt. Die Sammlung wird heute im Naturhistorischen Museum Bern aufbewahrt. Wir haben auf eine Revision der Bestimmungen OOSTERS (1870) verzichtet, weil die Fossilien sehr schlecht erhalten sind.

In typischen Taveyannazsandsteinen sind Fossilien äusserst selten. Foraminiferen konnten etwas öfters in Übergangsgesteinen gefunden werden, in Gesteinen, in welchen das Vulkanmaterial gegenüber den Komponenten sedimentären Ursprungs zurücktritt. Wir stellten folgende Foraminiferen fest:

Nummuliten-Reste	selten
Discocyclinen-Reste	sehr selten
Gümbelinen	sehr selten
Globigerinen	häufig
Globotruncanen	sehr selten
Globigerinoides (?)	sehr selten

Ferner:

Gastropoden-Reste
Bryozoen-Reste
Lithothamnien

Zu erwähnen sind vor allem bestimmbare Pflanzen, (vgl. HEER 1875, p. 169 und Tafel LXIX). Es handelt sich dabei um Equiseten-Reste.

Da der Taveyannazsandstein stratigraphisch mit dem Randflysch durch mannigfaltige Übergänge verbunden ist, darf für beide Gesteinsorten gleiches Alter angenommen werden (Obereocaen, vgl. p. 131).

Im Zusammenhang mit den Taveyannazsandsteinen stellt sich die Frage nach dem Alter des Vulkanismus, der die Klastika vulkanischen Ursprungs in diese Sandsteine geliefert hat.

Untersuchungen an den Komponenten der Taveyannazsandsteine und Überlegungen paleogeographischer Natur führen VUAGNAT (1952) zu folgender Hypothese: «Au Cretacé supérieur sans doute le géosynclinal situé devant le front du grand géantyclinal des Crisonides est bien près d'être comblé; il s'y dépose encore des boues marneuse, souvent riches en silice, qui constitueront certains Flysch penniques et préalpines. A la faveur des surfaces listriques engendrées par les mouvements orogéniques de la phase austrienne, un magma spilitique monte des profondeurs» (p. 90). Laut VUAGNAT hätte dieses Magma mächtige Schichten aufgebaut. Die Epoche der Flyschbildung sei charakterisiert «par la destruction de la partie supérieure de l'édifice volcanique. Le rivage sud ou sud-est de la mer du Flysch nordhelvétique est alors une terre presque entièrement constituée d'épaisse coulées d'andésites ou de spilites à augite et hornblende fraîches» . . . etc. (p. 91).

BEUF, BIJU-DUVAL, GUBLER (1961) und einige andere Autoren glauben aber im Gegensatz zu VUAGNAT zeigen zu können, dass Flyschbildung und vulkanische Tätigkeit gleichalterig seien. Gestützt wurde diese Hypothese durch sedimentologische Beobachtungen. Die Ausbildung des Überganges eigentlicher Flysch-Taveyannazsandstein sei dabei ausschlaggebend. Dieser sei sowohl in horizontaler

wie auch vertikaler Richtung immer sehr abrupt. Diese Tatsache haben die oben zitierten Autoren dazu geführt, den Kontakt Flysch-Taveyannazsandstein genau zu verfolgen und zu analysieren. Die Untersuchungen und Analysen ergaben nun zwei wichtige Argumente für die Synchronisation von vulkanischer Tätigkeit-Flyschbildung:

1. Die Existenz von Fluxo-Turbiditen (vgl. KUENEN 1958), aufgebaut aus einer Mischung von einflussendem detritischem Material und vulkanischen Einlagerungen.
2. Die Absenz von vulkanischen Elementen in denjenigen Schichten, die an die Ablagerungen der Fluxo-Turbidite angrenzen (p. 144).

Wir haben bereits gesehen, dass der Taveyannazsandstein im Randflysch durch mannigfaltige Übergänge mit dem eigentlichen Flysch verbunden ist. Sedimentologische Besonderheiten, wie sie BEUF, BIJU-DUVAL, GUBLER (1961) beschreiben und auf p. 145 (Fig. 1) darstellen, treten in unserem Untersuchungsgebiet nicht auf.

Ob das vulkanische Material im subalpinen Flysch aus älteren aberodierten Schichten des Hinterlandes stammt (vgl. VUAGNAT) oder ob es gleichzeitig mit der Ablagerung am Schelf gefördert wurde, können wir nicht entscheiden. Die endgültige Lösung dieses Problems muss künftigen Untersuchungen überlassen bleiben.

B. Der subalpine Flysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe bis zum Sulzigraben

Weitaus die Hauptmasse der aufgeschlossenen Sedimente besteht aus Mergeln oder Siltsteinen. Abgesehen von den Taveyannazsandsteinen sind Gesteine mit einem Körngrössendurchmesser von mehr als 1 mm selten. Der subalpine Flysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe kann deshalb auf folgende Art charakterisiert werden:

Eine nach S einfallende (bis 1000 m mächtige) Serie von tonigen Mergeln und Siltsteinen, in denen tektonisch eingespiesste, «fremd» erscheinende Gesteine (sog. Schürflinge) stecken.

Die Flyschmergel sind z. T. schiefrig, aber immer kalkarm und sehr weich ausgebildet. Durch die tektonische Beanspruchung sind die Flyschsedimente oft arg zerrissen, geknickt, verfaltet, aufgeblättert und mit Calcitadern und Rutschharnischen durchsetzt, so dass die Schichtung ganz verwischt ist. Dies bietet natürlich der Verwitterung die besten Bedingungen, weil die Mergel durch die ausgeprägte Verscherung in millimeter- bis centimeter-dicke Schuppen zerfallen.

Vertikalsortierte Mergel- und Sandsteinbänke (graded bedding) gelten als ein Charakteristikum jeder Flyschablagerung. Da die Hauptmasse des Randflyschs aus Mergeln und Siltsteinen besteht, kann infolge des geringfügigen Krongrössenunterschiedes graded bedding im Felde nur selten beobachtet werden. Einer der wenigen Aufschlüsse, in welchem graded bedding festgestellt werden kann, befindet sich im Bach, der unmittelbar W Baumgarten (W oberhalb Kemmeribodenbad) entspringt. Das für den Randflysch so typische Profil dieses Baches werden wir im folgenden etwas detaillierter beschreiben. Der Aufschluss beginnt bei der Bachgabelung auf Quote 1000 m.

Quote 1000–1060 m:

Über 100 m dunkle Mergelschiefer, die stellenweise vereinzelte Globigerinen führen, sonst aber steril sind. Sie sind stark verfaltet, zerrissen, verknetet und geknickt. In diese Mergelschiefer eingelagert finden sich zähere plattige Partien, centimeter-mächtig (selten über 10 cm), die sich nie über mehrere Meter in horizontaler Richtung verfolgen lassen. Meistens sind sie aus dem Schichtverband herausgerissen und stecken als «Phakoide» in den gequälten Flyschmergeln.

Nach oben werden Teile der Mergelschiefer allmählich kompakter und bilden sandig siltige Lagen von unterschiedlicher Mächtigkeit. Sie sind ganz wirr gelagert und ragen aus den aufgeblättern zerfallenen Mergeln heraus. Ein etwa zwei Meter dicker solcher Siltsteinklotz befindet sich auf Quote 1060 m. Das Schlibbild zeigt eine grünliche (vulkanisch?) fast undurchsichtige Grundmasse, worin teils gerundete teils eckige Quarzkörner eingelagert sind. Selten sind Kalk, Pyrit, Glaukonit und Feldspat. Kein organisches Material.

Quote 1060–1120 m:

Die Mergel zeigen hier ruhigere Lagerung und gute Schichtung. Weiter oben treten mit scharfer Untergrenze feinkörnige Sandsteinbänke auf, die allmählich in Mergel übergehen. Solche Sandsteinbänke sind im unteren Teil selten, werden aber nach oben häufiger.

Auf eine eingehende Beschreibung aller anderen Aufschlüsse verzichten wir. Doch wollen wir auf einige Besonderheiten aufmerksam machen.

Wir haben bei der allgemeinen Charakterisierung der Randflyschsedimente geschrieben, dass durch die tektonische Beanspruchung die Gesteine oft arg zerrissen, geknickt oder verfaltet sind, so dass die Schichtung ganz verwischt ist. Es finden sich aber auch Partien, in welchen die Sedimente ungestört erscheinen oder infolge ihrer hohen Plastizität keine tektonische Beanspruchung zeigen. Eine solche ruhig gelagerte Partie ist am Emmeufer 500 m östlich Schwand aufgeschlossen.

Andere ähnliche Aufschlüsse befinden sich im Bach westlich Jurteneggli auf Quote 1050 m, wo ganz ruhig gelagerte schwarze Mergel ohne jede härtere oder grobkörnigere Zwischenlage anstehen.

Analoge Verhältnisse treffen wir im Schutzbach östlich Gustiweidli oberhalb der Überschiebungslinie Flysch-Molasse. Hier tritt gut ausgebildet noch eine Indere, häufig zu beobachtende Eigenart des Randflysches auf. In den Mergeln sind manchmal dunkle, selten mehr als 5 cm mächtige Siltsteinbänke eingesagert. Vergleicht man Mergel- und Siltstein im Felde, so kann kein Korngrößenunterschied festgestellt werden. Im Schlib zeigen die Mergel eine amorphe, fast undurchsichtige Grundmasse, aufgebaut aus ausserordentlich feinem detritischem Material. Darin eingebettet befinden sich meistens gerundete Quarzkörner. Die Siltbänke weisen gleiche Grundmasse und gleiche Korngrösse auf, sie enthalten aber mehr Quarzkörner. Meistens sind beide steril, besonders die dunkelsten Varietäten; doch konnten wir winzige Trümmer von organischem Material nachweisen, am häufigsten Bruchstücke von Lithothamnien und Globigerinen, seltener von Nummuliten und Discocyclinen. Bemerkenswert an den Siltsteinen ist ihre scharfe Untergrenze, und dass sie nach oben allmählich in die Mergel übergehen. Wir können also annehmen, dass die Siltsteinbänke den Beginn eines neuen Sedimentationsrhythmus anzeigen.

Eine andere auffallende Varietät innerhalb der Mergelmassen sind die sogenannten Fleckenmergel. Es handelt sich um hellgraue, manchmal etwas grün-

liche Mergel mit grau-braunen Schlieren und Flecken. Sie treten ganz regellos in den dunkelgefärbten Mergelmassen auf, zentimeter bis metermächtig. Sie enthalten ungleich viel mehr Kalk, nämlich 25–30%, während normalerweise der Kalkgehalt der Flyschmergel um 10% schwankt. Das Gestein zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit den sogenannten Leimernschichten im Habkerntal. Es enthält jedoch keine Globotruncanen, sondern eine bemerkenswerte Globigerinenfauna, auf die wir im paläontologischen Teil (p. 132) noch zu sprechen kommen werden.

Fleckenmergel stehen im Bach westlich Schwand, im östlichen Ast, auf Quote 1120 m an. Dort sind sie besonders weich ausgebildet, so dass es uns gelang, aus diesen Mergeln die Kleinforaminiferenfauna nach dem Aufbereitungsverfahren von ECKERT (1960) zu isolieren und zu reinigen. Es sei vorweggenommen, dass wir keine aufgearbeiteten Kleinforaminiferen in den Fleckenmergeln gefunden haben. Ebenfalls konnte in diesen Mergeln auch kein graded bedding festgestellt werden. Wir müssen uns darum vorstellen, dass diese Fleckenmergel das Produkt einer normalen pelagischen Sedimentation sind (vgl. SUJKOWSKI, 1957 p. 551).

Wir fanden keine Kalke, die am Aufbau des subalpinen Flysch beteiligt wären. HAUS (1937) erwähnt zwar Kieselkalke aus dem Zweigbach des Büetschibaches (p. 51). Wie Schliftuntersuchungen ergaben, handelt es sich dabei um quarzreiche Siltsteine.

Aus dieser Sedimentbeschreibung geht hervor, dass der Randflysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe von den gleichen Gesteinen aufgebaut wird, wie die Flyschmasse nördlich der Schrattenfluh (vgl. FURRER 1949 (p. 119–124)).

FLYSCHFREMDE KOMPLEXE IM N DES HOHGANTS UND DER SOHLFLÜHE

Wir bezeichnen als Schürflinge Gesteine, die im Randflysch stecken, sich aber durch ihren Aufbau deutlich von den Flyschgesteinen unterscheiden.

Wir kennen drei solche Vorkommen, die bereits von KAUFMANN 1886 (p. 325) und HAUS (1937) eingehend beschrieben wurden. Es handelt sich um den Lithothamnienkalk 300 m SE Jurtenalp, den Lithothamnienkalk oberhalb Gepsli und um den rot-braunen quarzitischen Sandstein 300 m E Jurtenalp.

Beide Lithothamnienkalke führen Nummuliten und Discocyclinen. Mit Recht vergleicht KAUFMANN (1886) diese Vorkommen mit den Nummuliten- und Alveolinenkalken im Randflysch der Schrattenfluh (vgl. FURRER 1949, p. 132–146), von welchen sie sich lithologisch und altersmässig nicht unterscheiden lassen. Allerdings beruht die Altersbestimmung nicht auf den Nummuliten, sie konnten nicht isoliert werden, sondern auf Alveolinen, die in diesen Kalken im N der Schrattenfluh nesterweise auftreten. HOTTINGER 1960 (p. 158) stellt diese Alveolinen (*A. rütimyeri* HOTTINGER) ins untere-mittlere Cuisien. Über die Einlagerungsart der beiden Lithothamnienkalke im N des Hohgants kann nichts ausgesagt werden. Sie ragen gleich Riffen aus dem Weideboden.

Ganz in der Nähe des Lithothamnienkalkes SE Jurtenalp steht ein braun-roter quarzitischer Sandstein an. Die rot-braune Färbung rührt von Eisenhaltigem Zement her. Im Schliff konnten Nummuliten (Gruppe *N. incrassatus?*),

Discocyclinen und *Halkyardia* sp. gefunden werden. Dieser quarzitischer Sandstein und die von FURRER beschriebenen Quarzsandsteine aus dem N der Schrattenfluh dürften einander analog sein. Dort treten sie in Verbindung mit Nummuliten führenden Lithothamnienkalken auf (FURRER 1949, p. 144).

Für diese flyschfremden Gesteine müssen wir als ursprüngliche Heimat den südlichen Teil der Drusbergdecke annehmen, wie das bereits von verschiedenen Autoren (KAUFMANN 1886, FURRER 1949 etc.) ausgesprochen wurde. Sie sind, worauf besonders FURRER hinweist, nicht stratigraphisch in den subalpinen Flysch eingelagert, sondern tektonisch in diesen eingespiesst worden. Die Frage, ob solche Nummuliten führende Kalke auch als Komponenten in den Brekzien vorkommen werden wir auf den folgenden Seiten diskutieren.

Herkunft des detritischen Materials

Um die Herkunft des detritischen Materials festzustellen, sind die Mergel und Sandsteine wenig geeignet. Wir müssen möglichst grobkörnige Brekzien, mit Hilfe von Schliffen, untersuchen. Solche Brekzien kommen in der Randflyschzone nördlich des Hohgants und der Sohlflühe lediglich als Schutt vor, z. B. im Bach westlich Schwand. Es handelt sich um die sog. Grobsandfacies KAUFMANN'S (1886, p. 345). In der Flyschzone nördlich der Schrattenfluh stehen solche Brekzien recht häufig an, obwohl auch dort weitaus die Hauptmasse des Flysches aus Mergeln und Siltsandsteinen aufgebaut wird. Die Brekzien sind wohl nichts anderes als die unterste Lage eines Sedimentationszyklus.

Laut FURRER (1949) ist eine solche Brekzie folgendermassen aufgebaut (p. 120):

Zoogener Kalk als Grundmasse (Nummuliten, Discocyclinen, Lithothamnien etc.),
 Quarzkörner z. T. gerollt,
 Glaukonit, Körner selten angewittert,
 Seewerkalk, Körner eckig,
 Schrattenkalk, unter 3 mm Dm.,
 Mergel bis 2 cm Dm.

Aus dieser Zusammenstellung schliesst FURRER auf Herkunftsort der Komponenten aus dem helvetischen Faciesbereich. Er stellt ferner fest, dass die tektonischen Schürflinge nördlich der Schrattenfluh keine Klastika in den Grobsand geliefert haben (p. 133).

Auf Grund eigener Untersuchungen an den Komponenten dieser Brekzien, die wie oben erwähnt, aus dem Schutt stammen, können wir uns nicht so bestimmt ausdrücken wie FURRER. Wir konnten nicht entscheiden, ob die Gesteinsbruchstücke dem helvetischen oder dem ultrahelvetischen Faciesbereich entstammen.

Schrattenkalk: Es gibt wohl Bruchstücke von schrattenkalkartigen Kalken. Es fehlen aber typische Leitformen wie Orbitolinen, Neotrocholinen, Cuneolinen etc.

Ebenso unsicher ist die Zuordnung von Globotruncanen führenden Kalkkomponenten zum Seewerkalk. Es fehlt in den meisten kleinen Bruchstücken die nötige Anzahl bestimmbarer Globotruncanen. Lithologisch gleichen diese Komponenten sowohl den Leimernschichten (ultrahelvetisch) wie auch dem Seewerkalk (helvetisch).

Ganz selten treten als Komponenten der Brekzien auch Malmkalke, mit Calpionellen auf. Die Bruchstücke sind eher klein, aber wenig gerollt. Eigenartigerweise erwähnt FURRER solche Malmkalke nicht. Sie scheinen an der Schratzenfluh noch zu fehlen, setzen dann bei Schwand an der Emme ein und werden in Richtung Thunersee häufiger.

BUXTORF (1917) beschreibt eine Malmscholle aus dem subalpinen Flysch des Pilatusgebietes. Aus der Abbildung dieses Autors und aus den angegebenen Massen geht hervor, dass bei diesen Calpionellen, wie in unserem Gebiet, die Art *Calpionella alpina* Lorenz vorliegt. BUXTORF vergleicht dieses Malmstück mit Gesteinen der Sattelzone. Calpionellen-Vorkommen aus dem helvetischen Faciesbezirk kennen wir eine ganze Anzahl: am Gemmipass (STEINMANN 1913), im oberen Quintnerkalk und in den unteren Zementsandsteinschichten im Walenseegebiet (ARN. HEIM 1910–17) oder im Malm des Gonzen (FICHTER 1931). Im ultrahelvetischen Faciesbezirk sind Calpionellenkalke überaus häufig. WEISS (1949) gibt auf Tabelle 11 eine Zusammenstellung ihrer räumlichen und stratigraphischen Stellung. Daraus lässt sich ersehen, dass dieses Leitfossil des Malms bei fast allen tektonischen Einheiten der Schweiz vorkommt.

Auch die Malmbruchstücke im subalpinen Flysch gestatten uns demnach nicht die Herkunft der Komponenten zu bestimmen.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von Alveolinen-Bruchstücken, die eine auffallende Ähnlichkeit mit denjenigen der Flyschzone nördlich der Schratzenfluh aufweisen. Dort treten Alveolinen nesterweise in Nummulitenkalken auf. Diese Kalke sind nicht in den Flysch eingesedimentiert, sondern tektonisch eingespiesst worden. Als ursprüngliche Heimat dieses flyschfremden Komplexes wird im allgemeinen der südliche Teil der Drusbergdecke angegeben.

Wenn wir – im Gegensatz zu früheren Untersuchungen – glauben, dass Teile von Schürflingen auch als Komponenten von Brekzien vorkommen können, dann ist dies der einzige Anhaltspunkt, der uns erlaubt, eine Materialschüttung aus dem helvetischen Deckenbereich anzunehmen. Bruchstücke von Alveolinen sind jedoch so selten und die Schnitte eher mangelhaft, dass wir mit dieser Schlussfolgerung sehr vorsichtig sein müssen.

Zusammenfassend halten wir fest, dass wir noch immer nicht sicher wissen, woher die Komponenten der Brekzien stammen, mindestens für die im Randflysch nördlich des Hohgants. Allerdings zeigen die Komponenten lithologische Anklänge an den helvetischen Faciesbereich und sind darum viel eher mit diesem, als z. B. mit dem der Klippen in Zusammenhang zu bringen.

C. Der subalpine Flysch nördlich des Sigriswilergrates vom Sulzigraben bis zum Thunersee

Die Hauptmasse des Randflyschs am Nordfuss des Sigriswilergrates wird, wie im N des Hohgants und der Sohlflühe, ebenfalls von Siltsteinen und Mergeln aufgebaut. Es kommen aber auch häufig Sandsteine und polygene Brekzien vor. Charakteristisch für die Zone sind jedoch kristalline und mesozoische Gesteinspakete. Es sind Gesteine, die am Nordfuss des Hohgants und der Schratzenfluh fehlen oder nur ganz selten vorkommen. Auffallend ist, dass sich Trümmer dieser Schollen als Komponenten am Aufbau der Brekzien und Sandsteine beteiligen. Wir haben sie demnach nicht als tektonisch in den subalpinen Flysch eingespiesste Schürflinge, sondern als eingesedimentierte Einschlüsse zu bezeichnen.

SCHÖRIZEGG

Die wohl interessantesten Aufschlüsse unseres gesamten Untersuchungsgebietes befinden sich auf der Schörizegg (Fig. 2). Die Schörizegg ist ein etwa 1 km langer Weiderücken, der sich am N-Ende des Sigriswilergrates in N-S Richtung erstreckt. Die dort aufgeschlossenen Flyschgesteine haben W-E-Streichen und S-Fallen. Der Betrag des Einfallens wechselt ständig, was mit der starken tektonischen Beanspruchung der Randflyschzone im Zusammenhang stehen dürfte. Das Streichen ist weniger starken Änderungen unterworfen.

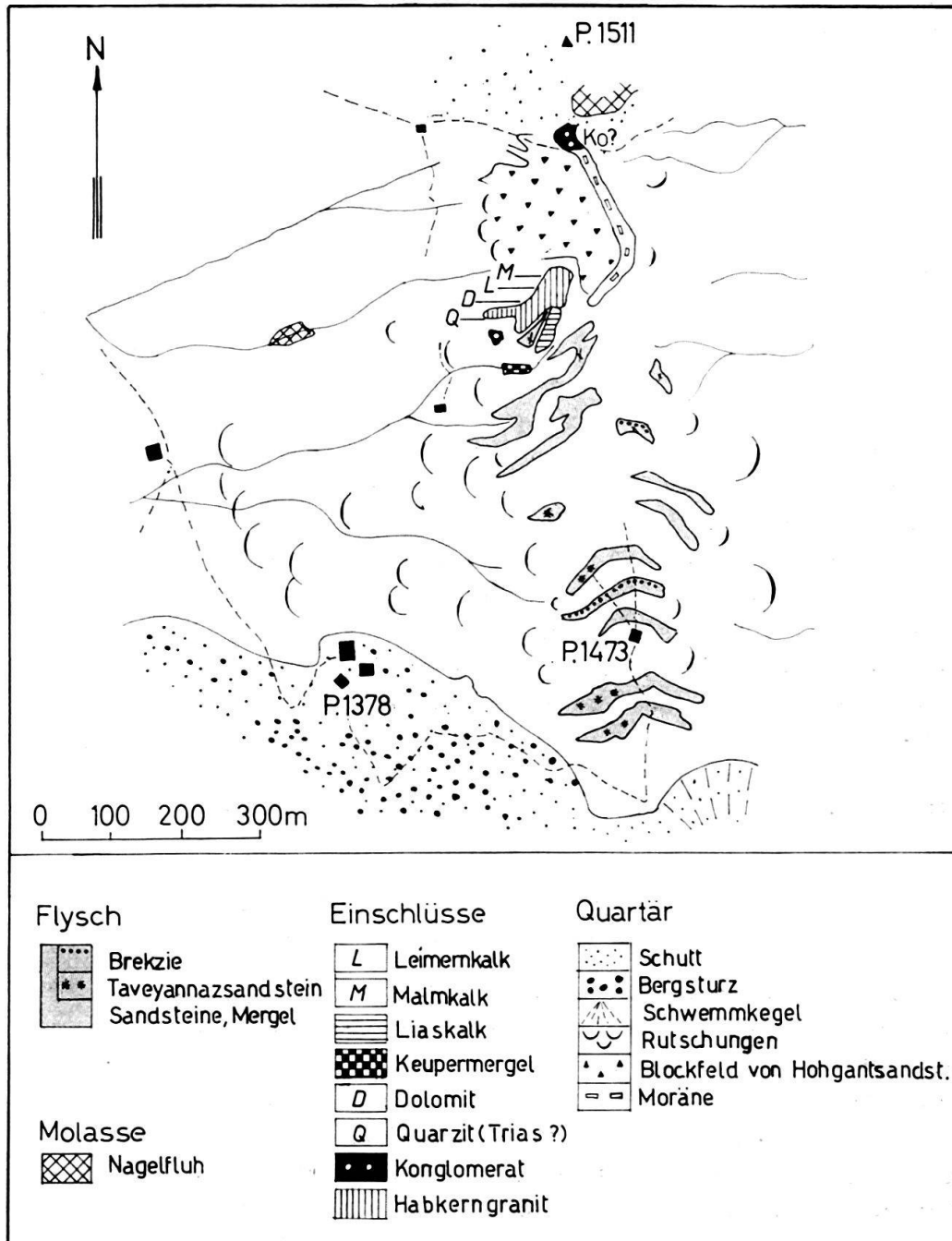


Fig. 2. Geologische Detailskizze der Schörizegg

Die Aufschlüsse sind eher lückenhaft und beschränken sich auf eine etwa 200 m breite Zone des Grates. Die anschliessenden Hänge sind verrutscht, weisen aber Gesteinsblöcke auf, die auf dem Grat anstehen. Rund um P. 1473 treten die eigentlichen Flyschgesteine zutage (Mergel, Siltsteine, Brekzien und Taveyannazsandsteine). Die tonig-mergeligen Flyschsedimente sind meist bis tief hinein verwittert und neigen zu häufigen Rutschungen.

Etwa halbwegs zwischen P. 1473 und P. 1511 beobachtet man Einschlüsse (Fig. 3) in Form von kristallinen oder kalkigen Gesteinspaketen.

Alle die dort auftretenden Gesteine sind auf p. 116–121 unter a bis l beschrieben.

Wie Fig. 2 zeigt, wird das Hügelchen P. 1511 von Molasse-Nagelfluh aufgebaut. Südlich davon ist die Weide übersät von Hohgantsandsteinblöcken (um 1 m³). Es handelt sich um eine Moräne (vgl. p. 140). Der auf Fig. 2 mit «Ko?» angegebene Aufschluss wird auf p. 116 unter b beschrieben. Für die Beschreibung haben wir uns folgender Einteilung bedient:

- A. Die eigentlichen Flyschgesteine (ohne Taveyannazsandstein, der auf p. 103–108 besprochen ist).
- B. Einschlüsse.

A. DIE EIGENTLICHEN FLYSCHGESTEINE

1. *Flyschmergel*

Schwarze bis schwarzgraue, manchmal etwas bräunliche, schiefrige z. T. tonige Mergel. Sie sind sehr weich und blättern auf, was der Solifluktion Vorschub leistet (vgl. p. 142). Die Flyschmergel-Aufschlüsse auf Schörizegg sind lückenhaft. Die Mergel sind meistens steril, doch konnten Trümmer von Foraminiferen festgestellt werden.

Wir haben keinen Unterschied zwischen den Mergeln der Schörizegg und denjenigen am Nordfuss der Hohgantkette gefunden. Ausser kleinen eckigen Quarzkörnchen sind keine anderen Komponenten bestimmbar. Da aber der grösste Teil der Mergel zusammen mit den Sandsteinen und Brekzien abgelagert wurde (Turbidity Current), darf angenommen werden, dass die Bestandteile, die sich am Aufbau sowohl der Mergel, als auch der Sandsteine und Brekzien beteiligen, die gleichen sind.

2. *Flyschsandsteine*

Sie zeigen einen mikrobrekziösen Aufbau und enthalten oft Trümmer von Foraminiferen (Nummuliten, Discocyclinen, Globigerinen Operculinen etc.) Es ist die gleiche Fauna wie in den Brekzien. Weitere Komponenten sind: Quarz, Dolomit, Malmkalk mit Calpionellen, Kalke mit Echinodermenresten, Feldspat-Quarz-Relikte und Glaukonit. Das Bindemittel Kalzit ist zu groben Körnern rekristallisiert und hatte auf die Kalkkomponenten und auf den Glaukonit eine korrosive Wirkung. Es bildet ein Netz von feinen Äderchen, in die manchmal Quarz, Glaukonit und Kalkbruchstücke eingeschlossen sind.

3. *Flyschbrekzien*

Polygene Brekzien stechen auf Schörizegg in zwei kleinen Aufschlüssen aus dem Weideboden, 100 m resp. 300 m N P. 1473.

Komponenten dieser Brekzien:

Organismen und Organismenreste: Nummuliten, Assilinen, Discoeyclinen, Gypsinen, Rotaliden oder Anomalinen, Globigerinen, Globotruncanen etc.

Quarzkörner, eckig bis angerundet.

Granite, eckig, im Schliff analog den Habkerngraniten.

Dolomite, eckig, steril. Leicht erkennbar an der gelben Anwitterungsrinde.

Echinodermenkalke, eckig. Sie sind eher selten. Sie können auf Grund von Schliffvergleichen zum Lias gestellt werden (vgl. p. 119).

Malmkalke mit Calpionellen, eckig bis angerundet, recht zahlreich.

Kreidekalke, sehr selten. Die Bruchstücke enthalten gerollte Trocholinen oder Orbitolinen.

Bemerkenswert ist, dass keine Kalke mit Globotruncanen als Komponenten der Brekzien auftreten. In der Grundmasse sind indessen Globotruncanen (hauptsächlich der *lapparenti*-Gruppe) nicht besonders selten (Aufarbeitung!).

Glaukonit, häufig. Gerundet oder eckig, manchmal auch interstitiale Stellung.

Kalzit als Bindemittel.

Die Kornsortierung dieser Brekzien ist im allgemeinen auffallend schlecht, was für eine rasche Ablagerung spricht. Manchmal sind die Komponenten sehr dicht gepackt und Organismenreste selten.

Anzeichen tektonischer Beanspruchung der Komponenten konnte nicht festgestellt werden.

B. EINSCHLÜSSE

In den Flysch eingesedimentierte Einschlüsse treten auf Schörizegg in einem Areal auf, das etwa 150 m lang und 100 m breit ist. Es sind zwei kleine Hügelzüge mit einförmiger Abdachung nach S (Fig. 3). Wir können drei Zonen auseinander-



Fig. 3. Einschlüsse der Schörizegg.

halten, deren Kontakte unter sich und mit dem Flysch nicht feststellbar sind. Auf Fig. 3 befindet sich links die Zone, in welcher Habkerngranite überwiegen. Rechts von der unteren Tannengruppe sehen wir die Kante der Echinodermenkalke (Lias). Dazwischen treten Flyschsedimente auf, die senkrecht stehen, oder gegen S und unter dem Liaskalk einfallen. Sie lassen keine Verbindung mit den anderen Zonen erkennen. In der unteren Tannengruppe liegen ferner zwei, mehrere m³ grosse Blöcke, deren Alter und Herkunftsort wir nicht bestimmen konnten. Sie sind unter k) und l) auf p. 120 beschrieben.

Neben den Habkerngraniten und Echinodermenkalken, die weitaus am verbreitetsten sind, findet man die verschiedenen Gesteine, die regellos zerstreut als Blöcke im ganzen Areal herumliegen. Es handelt sich um Dolomite, Quarzite, Malmkalke und Kalke mit Globotruncanen (Leimernkalke der Legende zu Fig. 2 und Tafel 1).

Besonders zu erwähnen sind noch 2 weitere Einschlüsse; nämlich Kristallinkonglomerat und Keupermergel. Beide Vorkommen treten etwas abseits (20–30 m) von der Hauptmasse der Einschlüsse auf. Wir haben sie im folgenden unter b) resp. e) beschrieben.

a) *Habkerngranit*

Die Hauptmasse der Einschlüsse auf Schörizegg wird von typischem, schon oft beschriebenem (z. B. SODER 1949, p. 79), rotem grobkristallinem Habkerngranit gebildet. Aus dem Aufschluss ist nicht ersichtlich, ob es sich dabei um eine einzige, riesige zusammenhängende Scholle handelt, oder ob es eine Ansammlung von grossen Blöcken ist. Verschiedene etwas isoliert aus dem Weideboden herausstehende Blöcke deuten eher auf eine Anhäufung von Granitpaketen.

Zusammen dürften die Habkerngranite mehrere tausend Kubikmeter messen. Besondere Erwähnung verdient eine feinkörnige, grau-schwarze vererzte Abart von Habkerngranit. Wie das Schliffbild zeigt, ist er vollkommen frisch, muster-gültig auskristallisiert, mit schönem hypidiomorphem Gefüge.

Feldspat: Oligoklas gegenüber Kanadabalsam schwach positiv. Polysyntetisch verzwillingt.

Quarz: Vollständig intakt, selten undulöse Auslöschung. Jüngster Gemengteil. Kann mehrere Plagioklaskörner umschlingen.

Biotit: In breiten Blättern, teilweise in Chlorit umgewandelt.

Diese feinkörnigen Granite stehen in der auf (Fig. 3) zuoberst gelegenen Tannengruppe an. Ob eine Verbindung zu den normalen roten grobkristallinen Habkerngraniten besteht, ist aus dem Aufschluss nicht ersichtlich.

b) *Konglomerat* (Fig. 4)

Etwa 18–20 m unterhalb der untersten Tannengruppe (vgl. Fig. 3) sticht aus dem Weideboden ein Konglomerat hervor. Der Aufschluss ist nur klein und wenig ausgedehnt (ca. 1 m²).

Komponenten: Habkerngranite, gut gerundet.

Grundmasse: Die gerundeten Habkerngranite sind in eine feinkörnige Grundmasse eingebettet. Die feinen Körner dieser Grundmasse sind ebenfalls Granittrümmer. Bindemittel: Kalzit. Sedimentäre Komponenten konnten keine gefunden werden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob wir hier einen eingerutschten grösseren Konglomeratkomplex vor uns haben, oder ob es sich um

Habkerngranitgerölle handelt, die während der Flyschbildung zusammengeschwemmt wurden (GIGON 1952, p. 107).

Die feinkbrekziöse Grundmasse lässt eher vermuten, dass wir es mit einer Bildung zu tun haben, die der von SODER 1949 (pp. 79–85) aus dem Wildflysch ausführlich beschriebenen analog ist. Aus dem Bärselbach beschreibt SODER «eine etwa 16 m mächtige Serie von Brekzien mit eingestreuten faust- bis kopfgrossen Komponenten, die stellenweise zu einem echten Konglomerat zusammen-treten... Die Komponenten der Brekzien und Konglomerate sind ihrer Zusammensetzung nach zum Teil mit dem Granit des grossen Blockes identisch» (p. 80).



Fig. 4: Konglomerat der Schörizegg.

Weder im Handstück noch im Schliff ist das Vorkommen der Schörizegg von den auf SODERS Fig. 9 (p. 80) unter c oder e eingezeichneten Konglomeratbänken zu unterscheiden. Zwar sind aus der Grundmasse der Brekzien und Konglomerate im Bärselbache Foraminiferen und sedimentäre Komponenten bekannt, die bei Schörizegg fehlen. Sie treten jedoch auch im Bärselbach erst relativ weit vom eigentlichen Habkerngranit entfernt auf (f in der Fig. 9 SODERS).

Die Konglomerate sind sicher in Küstennähe abgelagert worden. Die grossen Habkerngranitpakete sind entweder ein Stück Granitküste, auf die vor dem Abgleiten in das Flyschmilieu ein Konglomerat transgredierte, oder ein in unmittel-

barer Küstennähe in ein Konglomerat einsedimentierter Block. Konglomerate und Granitblöcke sind dann in einem späteren Zeitpunkt in die Tiefe verfrachtet worden.

Es scheint uns unwahrscheinlich, dass es sich bei diesen Konglomeraten um zufällig im Flyschtrog zusammengeschwemmte Gerölle handelt, die sich gleichzeitig mit den eigentlichen Flyschgesteinen verfestigten. Wäre dies der Fall, dann wäre der Zement wahrscheinlich seiner Zusammensetzung nach nicht mit den Geröllen identisch. Es wären reichlich sedimentäre Komponenten zu erwarten, ferner ist anzunehmen, dass sich bei einer solchen Bildungsart Mergel- und Siltpartien einschalten würden.

Bei der auf Fig. 1 mit Ko? bezeichneten Stelle beobachtet man einen lockeren granitischen Grus, in dem zahlreiche, bis kopfgrosse Habkerngranitgerölle herumliegen. Es handelt sich dabei um verwitterte Brekzienbänke, mit gut gerundeten Geröllen oder um ein verwittertes Konglomerat, analog dem oben beschriebenen, wo der spärliche Kalzit, das Bindemittel, weggelöst wurde. Das Material hat sich mit dem darüberliegenden Moränen- und Verwitterungsschutt vermischt.

Es sei betont, dass die südlich P. 1511 anstehende Molasse-Nagelfluh keine Habkerngranite führt.

c) *Dolomit (Trias)*

Mehrere bis 0,5 m³ grosse Dolomitblöcke findet man auf dem ganzen Einschlussareal zerstreut herumliegen.

Der Dolomit ist feinkristallin, zuckerkörnig, weisslich und wittert gelb oder gelb-braun an. Stellenweise sehr porös. Häufig ist auch, meist nur als kleine Blöcke, die zellige, löcherige Abart des Dolomits, die sog. Rauh- oder Rauchwacke.

Im Schriff zeigt sich der Dolomit in unregelmässigen kleinen Körnern. Kalk ist sehr wenig vorhanden, wahrscheinlich nachdiagenetisch, metasomatisch eingedungen. Ebenso der Quarz, der jetzt die Wände der Poren auskleidet oder sogar ganz ausfüllt.

d) *Quarzit (Trias?)*

Relativ selten treten weisse oder graue Blöcke auf, die an der Oberfläche eine lichte gelbliche Anwitterungsrinde aufweisen. Nach CAYEUX (1929) sind sie unter die Silexe von nicht kryptokristalliner Struktur zu reihen.

Im Schriff zeigt es sich, dass das Gestein ursprünglich ein Echinodermenkalk gewesen sein dürfte, denn die Siebstruktur der Echinodermen und Crinoidenstielglieder können erkannt werden. Die Verkieselung fand nach der Diagenese statt, wie durch einige immer noch vorhandene Kalkreste belegt wird. Der Quarz lagerte sich konkretionär in feinen Nadeln ab, und ordnete sich dort zu vollständigen oder unvollständigen Sphaerolithen, wo der Kalk eine runde Struktur (Crinoidenstielglieder oder vielleicht Oolithe) besass.

e) *Bunte Keupertone*

Bunte Tone sind in einem kleinen Drainage-Graben etwa 30 m unterhalb der Echinodermenkalk-Kante aufgeschlossen. Das Vorkommen ist isoliert und die Verbindung Tone-Flysch oder Tone – andere Einschlüsse sind nicht sichtbar.

Schliffbild: Feinkörnige, gleichmässig dichte Struktur.

f) und g) *Lias*

Neben dem Habkerngranit sind liasische Einschlüsse am verbreitetsten. Weisse oder hellgraue Kalke (vgl. f) bilden die auf der Fig. 3 rechts von der unteren Tannengruppe sichtbare Platte. Diese Platte zeigt das S-Fallen und die Streichrichtung der Flyschsedimente. Zusammengenommen messen diese Echinodermenkalke einige tausend Kubikmeter.

Rot-weiss gebänderte oder ganz rote Kalke, führen Belemniten und Ammoniten, treten als kubikmetergrosse Blöcke vorwiegend an der N-Flanke der Habkerngranitzone auf (links von den Tannen auf Fig. 3).

f) *Echinodermenkalk (Lias)*

Rot bis weinrot, manchmal weiss oder hellgrau mit rötlicher bis bräunlicher Tönung, selten mit gelblichen Partien. Auffallend sind weiss-rot gebänderte Kalke, ferner die extreme Spätigkeit und die herauswitternden Crinoidenstielglieder.

Es besteht kein lithologischer Unterschied zwischen den noch zu besprechenden (vgl. p. 127) Liaskalken der Zettenalp und Bodmi, und denjenigen der Schörizegg.

Im Schliff sehen wir eine dichte kalkige Grundmasse mit zahlreichen Resten von Crinoidenstielgliedern und Echinodermenplatten. Teilweise ist die Siebstruktur der Echinodermen infolge Imprägnation mit Eisenlösung noch gut sichtbar, teilweise hat bereits eine Umkristallisation der Fossilreste stattgefunden. Quarz in kleinen eckigen Körnern.

g) *Oolithische Kalke (Lias)*

Sie zeigen Molluskenreste und Echinodermenstrukturen, die stark umkristallisiert sind. Im Schliff beobachtet man ferner Textulariden, Milioliden und Lageniden.

Sowohl im Handstück als auch im Schliff stimmen diese Gesteine mit Hettangien-Kalken des Stanserhorns überein (vgl. CHRIST 1920 und GEIGER 1957).

h) *Calcaire concrétionné (Malm)*

Hellgraue, manchmal weissliche knollige Kalkbrekzie mit etwas dunklerer, dichter, kalkiger Grundmasse.

Im Schliff sind ziemlich viele, relativ grosse, gut gerundete Quarzkörner erkennbar. Fossilien: Spongiennadeln, Schalenquerschnitte von Bivalven oder Ostrakoden (meist stark umkristallisiert).

Sehr grosse Ähnlichkeit weist das Gestein sowohl makroskopisch, als auch mikroskopisch mit Gesteinen von Argovien-Alter vom Stanserhorn auf (GEIGER 1957, p. 447).

i) *Kalke mit Globotruncanen (Turon-Senon) (Leimernkalke der Fig. 2)*

Sie treten nur in kleinen Blöcken und nur ganz selten auf. Es sind grau-weiße, dichte Kalke, mit manchmal etwas grünlicher Anwitterungsrinde, meist durchzogen von einem feinen Kalzitadernetz.

Das Alter dieser Kalke konnte nicht genau festgelegt werden. Alle darin vorkommenden Globotruncanen gehören der *lapparenti*-Gruppe an. Das Gestein ist ferner ausserordentlich reich an Fissurinen; seltener sind grosse Heteroheliciden und Globigerinellen.

Es ist schwierig zu entscheiden, ob diese Globotruncanen führenden Kalkblöcke der Schörizegg zum Seewerkalk oder zu den Leimernschichten gestellt werden sollen. Nach Alter und Ausbildung könnten sie beides sein.

Seewerkalk ist aus der Randkette nicht bekannt. Dort transgrediert das Tertiär unmittelbar auf den oberen oder unteren Schrattenkalk. Anders sind die Verhältnisse am Waldeggewölbe (zwischen Habkernthal und Niederhorn), wo das Tertiär auf Seewerkalk liegt. Weiter im E am Harder NE Interlaken, fehlt der Seewerkalk offenbar. Er tritt erst wieder am Augstmatthorn als Liegendes der Wangschichten auf, über welchen das Tertiär folgt. Vom Seewerkalk muss angenommen werden, dass er Schichten vom Cénomani bis zum unteren Sénonien umfasst (BOLLI 1954, p. 239). Seewerkalk käme also, was Ausbildung und Alter anbelangt, als Lieferant der Kalkblöcke der Schörizegg in Frage.

Gegen die Deutung als Seewerkalk spricht aber, dass im gesamten Randflysch zwischen Sulzigraben und Thunersee keine anderen Gesteine der helvetischen Serie als Komponenten der Flyschbrekzien oder als Blöcke gefunden wurden (ausgenommen die Taveyannazsandsteine). Das Auftreten der Kalkblöcke mit Globotruncanen auf Schörizegg, zusammen mit Habkerngraniten und Gesteinen, die, wie wir gesehen haben, eher mit den zentralschweizerischen Klippen im Zusammenhang stehen, deutet an, dass sie einem südlichen Faciesbereich entstammen. Deshalb stellen wir die Globotruncanen führenden Kalkblöcke der Schörizegg zu den Leimernschichten (= Couches rouges? (GIGON 1952).

Dabei stellt sich wieder einmal das Problem des stratigraphischen Wertes der Kreidefissurinen, die in den Kalken der Schörizegg so zahlreich auftreten. Ihre systematische Stellung und ihr Leitwert sind immer noch umstritten. Man hat beobachtet, dass im Seewerkalk die Globotruncanen manchmal durch die Fissurinen fast verdrängt werden, während in den typischen Leimernkalken das Verhältnis umgekehrt zu sein scheint. Diese Beobachtung kann in Fällen, wo aus tektonischen Gründen sowohl Seewerkalk als auch Leimernschichten vorhanden sein könnte, als Indiz dienen, nicht aber als zwingenden Beweis. Denn Dünn- und Schliffe von Leimernschichten aus dem Habkernflysch vom Schlierli bei Alpnach zeigen, dass Fissurinen auch in Leimernschichten in grosser Zahl auftreten.

Schliesslich seien im folgenden noch 2 Einschlüsse beschrieben, deren Herkunftsort und Alter unbekannt sind (vgl. p. 116). Sie befinden sich zwischen der Habkerngranitzone und der Kante der Echinodermenkalke.

k) *Silexknollen in sandiger Grundmasse*

Der Inhalt des Blockes beträgt ca. 5 m³. Das Gestein besteht aus eng aneinanderliegenden, grossen, schwarzen Silexknollen, die in eine sandige Grundmasse eingebettet sind. Diese ist aufgebaut aus kleinen eckigen bis angerundeten Quarzkörnchen, Glaukonit und Feldspat, die in einen kalkigen Zement eingelagert sind.

Fossilien oder Fossilreste sind keine vorhanden.

1) *Dichter, grau-schwarzer mergeliger Kalk*

Die Anwitterungsrinde ist braun. Das Gestein ist in tafelartigen Bänken von 0,5–5 cm Dicke geschichtet, die beim Anklopfen klirrend auseinanderbrechen.

Im Schliff sehen wir ein dichtes, sehr feinkörniges Gefüge, in dem feine, eckige Quarzkörnchen und Glaukonit zu erkennen sind. Auch in diesem Gestein gibt es offenbar keine Fossilien oder Organismenreste.

OBERSCHÖRIZ

Die ganze E-Flanke der Schörizegg weist eine derart mächtige Schuttbedeckung auf, dass nur einige Aufschlüsse rund um die Alphütten Oberschöriz (P. 1356) beobachtet werden können. Es stehen dort polygene Brekzien an (200 m N Oberschöriz). Sie sind von der gleichen Art wie diejenigen der Schörizegg (siehe p. 114) aber wesentlich gröber. Sie enthalten bis kopfgrosse, in das Flyschmilieu eingeschwemmte Granitgerölle.

Zu erwähnen sind ferner zwei grosse Habkerngranitschollen, die 400 m N Oberschöriz aus dem Weideboden ragen. Der grössere dieser Blöcke misst um die 100 m³. Kleinere Habkerngranitblöcke, meist stark angewittert und deshalb dunkel-rotbraun sind überall rund um Oberschöriz zu finden.

Der Schutt der Bäche führt eine mannigfaltige Auslese verschiedenster Flyschgesteine. Besondere Erwähnung verdient das Auftreten von Alberese und Ölquarziten, Gesteine, die sowohl im Habkernflysch als auch im Schlierenflysch vorkommen. Leider gibt es keinen Aufschluss, der die Verbindung dieser Gesteine mit den eigentlichen Flyschsedimenten aufzeigt.

Alberese:

GUEMBEL beschrieb 1861 (p. 622) den Alberese als «ein licht-graues, dünnbankiges Gestein von ausgezeichnet bröckelig-muscheligem Bruche, häufig von Kalkspatadern durchzogen, an der Oberfläche stark ausbleichend und sich dann von eigentlichen, feinen Linien durchzogen zeigend.» Diese Beschreibung ist auch für die hier auftretenden Albereseblöcke sehr zutreffend. Doch kann das Gestein leicht mit Malm- oder Leimernkalken verwechselt werden. Alberese ist aber ein vollkommen steriles Sediment, was einen Irrtum vermeiden lässt.

Ölquarzite:

Feinkörnige, dunkelgrüne, manchmal etwas bräunlich-schwarze, fettglänzende, harte Quarzite.

SULZIGRABEN

Unterhalb Oberschöriz im Sulzigraben sticht aus dem Bachufer ein Block hervor (Quote 1230 m). Es handelt sich um eine organogene Brekzie, die bis kopfgrosse gerundete Kristallin- und kleinere Kalkgerölle führt. Es konnte nicht abgeklärt werden, ob dieser Block zum Anstehenden zu zählen ist, oder ob er aus dem Schichtverband herausgebrochen und durch Rutschungen in den Sulzigraben hinter verfrachtet wurde.

Die Brekzie setzt sich aus folgenden Komponenten zusammen:

Organismen und Organismenreste: Nummuliten, Discoeyclinen, Asteroeyclinen, Operculinen, Globigerinen, Globotruncanen (Aufarbeitung!), Textulariden, Pellatispiren (??). Alveolinen (sehr selten), Gypsinen (selten).

Quarzkörner, eckig oder angerundet, manchmal etwas milchig.

Kalkbruchstücke mit *Calpionella alpina* LORENZ (Malm).

Kalkbruchstücke mit umkristallisierten Echinodermenresten oder Spongiennadeln.

Kalkbruchstücke mit Globotruncanen.

Dolomit.

Granit.

Glaukonit, rund oder eckig, z. T. interstitiale Stellung.

Die in diese Brekzie eingelagerten, gerundeten, bis kopfgrossen Komponenten sind wahrscheinlich in den Flyschtrog eingeschwemmte Gerölle, die dann in diese Brekzie eingesedimentiert wurden. Die Kalkgerölle sind rekristallisiert und fossilleer, so dass ihr Alter nicht bestimmt werden konnte. Unter den Kristallingeröllen konnten folgende drei Typen unterschieden werden:

1. Grauer, vererzter, frischer Granit, mit roter Verwitterungsrinde.
2. Grobkörniges Quarz-Albit-Gemenge mit einigen Chloritfetzchen. Quarz schwach undulös, Albit leicht serizitisiert.
3. Grus granitischen Ursprungs, Quarzrelikte und Feldspatüberbleibsel, Mafite stark vererzt oder chloritisiert. 1 cm dicke rote Verwitterungsrinde.

Zusammenfassend kann von der Region Schörizegg–Oberschöriz–Sulzibach folgendes gesagt werden:

Im subalpinen Flysch treten grosse kristalline und mesozoische Schollen auf. Trümmer der gleichen Gesteine beteiligen sich am Aufbau der Flyschbrekzien und Sandsteine. Die Schollen sind infolgedessen als echte Einschlüsse und nicht als tektonische Schürflinge zu deuten. Diese Einschlüsse zeigen z. T. eine auffallende lithologische Übereinstimmung mit Gesteinen der Klippendecke. E des Sulzibachs, im Randflysch des Hohgants-Sohlflühe, fehlen diese mesozoischen und kristallinen Elemente offenbar. Einzig der Taveyannazsandstein ist sowohl im Randflysch des Hohgants und der Sohlflühe, als auch im Randflysch des Sigriswilergrates anzutreffen.

HUBELHÖRNLI

Im Gebiete unmittelbar SW Schörizegg verhindert die ausgedehnte quartäre Überdeckung die Beobachtung der Flyschsedimente auf weite Strecken.

Erst in einem Zweigbach des Horrenbachs bei Hubelhörnli treffen wir wieder auf einen Flyschaufschluss.

Das kleine Hügelchen, auf dem die Alphütte Hubelhörnli steht, wird von einem ausgedehnten Vorkommen von Taveyannazsandstein gebildet, der unmittelbar unterhalb der Hütte im Horrenbach auf eine kurze Distanz aufgeschlossen ist (vgl. p. 104).

Zwischen der Molasse und dem Taveyannazsandstein liegen Flyschmergel:

Die dunkelgrauen bis schwarzen Mergel sind tektonisch stark verwalzt, von Kalzitadern durchsetzt und von Rutschharnischen durchzogen. Durch ausgeprägte Zerschering ist die Schichtung ganz verwischt. Härtere Siltbänke treten auf. Vereinzelt konnten Globigerinen gefunden werden. BECK (1911, p. 45) beschreibt aus diesem Bach tektonisch stark gepressten Dolomit, bunten Ton, Gips und Schieferkalk in direkter Berührung mit Flysch. Leider ist dieser Aufschluss ganz verschwunden.

OBERE UND UNTERE ZETTENALP

Grosse Massen von Einschlüssen im Flysch befinden sich auf der Oberen- und Unteren Zettenalp (Fig. 5). Die Obere Zettenalp (P. 1520) ist wie die Schörizegg

ein in ungefähr N-S Richtung verlaufender Weiderücken, von den Anwohnern Hochschwandgrat genannt. Hauptsächlich an seiner E-Flanke ist Randflysch lückenhaft aufgeschlossen.

Die Hauptmasse des subalpinen Flyschs wird auch hier von Mergeln und Silten gebildet. Diese sind oft stark verbogen, verknetet, mit Kalzitadern durchzogen und neigen zu häufigen Rutschungen. Die in diesen mergeligen Sedimenten auftretenden Sandstein-, Brekzien- und Taveyannazsandsteinbänke sind zerbrochen und stechen ohne Verbindung mit den umliegenden Mergeln und Silten aus dem Hang. Die ganze Serie hat SW-NE-Streichen und fällt gegen S ein. Das Einfallen und Streichen wechselt ständig.

Schon lange bekannt sind die riesigen Einschlüsse (vorwiegend Lias) der Zettenalp (KAUFMANN 1886 (p. 285), BECK 1911 (p. 47 und p. 61)). Wie auf der Schörizegg findet man die Hauptmasse der Einschlüsse im nördlichen Teil des Randflyschs, nahe an der Überschiebungslinie subalpiner Flysch-Molasse. Wie Fig. 5 aber zeigt, treten ausgedehnte Keuper- und Liasschollen auch in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch auf.

Bei der Beschreibung der verschiedenen Gesteine der Zettenalp folgen wir dem für die Gesteine der Schörizegg gewählten Schema:

- A. Die eigentlichen Flyschgesteine (ohne Taveyannazsandstein (vgl. p. 103–108)).
- B. Die Einschlüsse.

A. DIE EIGENTLICHEN FLYSCHGESTEINE

Die Hauptmasse der Flyschgesteine besteht auch hier aus Mergeln. Sie sind wirr gelagert, tief verwittert und neigen zu häufigen Rutschungen. Westlich von P. 1520 stechen aus diesen mergeligen Sedimenten zusammenhanglos Sandstein-, seltener Brekzien- oder Taveyannazsandsteinbänke heraus. Diese Bänke lassen sich auf der Oberen Zettenalp selten weiter als 10 m in der Streichrichtung verfolgen. SE P. 1562 bedingen harte Brekzienbänke manchmal Rippen im Weideboden.

Lückenhaft aufgeschlossen, aber orographisch als Kante im W der Unteren Zettenalp aus dem Gelände hervortretend und über 300 m im Streichen verfolgbar, unterlagern mehrere, bis 2 m mächtige, polygene Brekzienbänke einen sehr grossen Habkerngranit und drei kleinere Lias-Einschlüsse. Der Kontakt dieser Einschlüsse mit dem Flysch ist nirgends sichtbar. Bemerkenswert ist aber, dass in den Brekzien mehr oder weniger gut gerundete Komponenten verschiedenster Art, mit Durchmesser von 2–30 cm eingesedimentiert sind.

- Gerundete Komponenten:
- Habkerngranit
 - Dunkle, Granat führende Glimmerschiefer
 - Liaskalke
 - Dolomite
 - Feinkörnige, dunkelgraue Sandsteine
 - Dichte sterile Kalke
 - Alberese
 - Malmkalke mit Calpionellen?

Ihrer Zusammensetzung nach entspricht die Brekzie ungefähr denjenigen der Oberen Zettenalp, die weiter unten besprochen werden. Auffallend häufig ist

Dolomit vorhanden, ihm gegenüber treten die anderen Komponenten dieser Brekzie stark zurück.

Ein Aufschluss am Weg, unterhalb des Habkerngranits, zeigt, dass diese polygenen Brekzien in grobe Sandsteine, schliesslich in Mergel (rhythmische Gliederung) übergehen. Ferner treten innerhalb der Brekzie auch Linsen und Schlieren von schwarzen Mergeln auf. All dies weist darauf hin, dass die mächtigen Brekzienbänke mit den gut gerundeten Geröllen sehr rasch abgelagert wurden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob das unterhalb P. 1562 aus dem Weideboden stehende Konglomerat (siehe p. 126 unter c)) mit diesen Brekzien in Verbindung zu bringen ist. Man kann sich vorstellen, dass die Zahl der eingeschwemmten Gerölle lokal so stark zunimmt, dass sie zu einem echten Konglomerat werden. Die Verfestigung der Konglomerate und der Flyschsedimente dürfte gleichzeitig erfolgt sein (vgl. p. 126). Es sei aber betont, dass im Gelände eine Verbindung zwischen den polygenen Brekzien 200 m W P. 1453 (Untere Zettenalp) und dem Konglomerat unterhalb P. 1562 nicht nachgewiesen werden kann.

Wie die Skizze Fig. 5 zeigt, treten die Brekzien und Konglomerate nahe an der Überschiebungslinie Randflysch-Molasse auf. Ob es sich dabei tatsächlich um die Basis des subalpinen Flyschs handelt, oder ob diese Brekzien infolge intensiver tektonischer Verschuppung des Randflyschs zufällig in diese tektonische Lage gelangt sind, kann nicht entschieden werden. Immerhin ist es eigenartig, dass ebenfalls auf Schörizegg in analoger Lage Brekzienbänke oder Konglomerate erscheinen (auf Fig. 2 mit Ko? bezeichnet; vgl. p. 116 unter b)).

Die Flyschgesteine der Zettenalp werden im allgemeinen von denselben Komponenten aufgebaut, wie diejenigen der Schörizegg (vgl. p. 114). Darum erübrigt sich eine detaillierte lithologische Beschreibung. Es sei im folgenden nur auf einige Besonderheiten aufmerksam gemacht.

In den Brekzien und Sandsteinen sind neben Dolomit auffallend viele Bruchstücke von Calpionellenkalk zu finden. Ganz selten tritt onkolithischer Kalk in eckigen Trümmern auf. WEISS 1949 (Mikrophotographie Nr. 1) beschreibt einen gleichen Kalk aus dem Klippenmalm (Préalpes médianes) des Abendbergs im Diemtigtal. Die Grundmasse ist kalkzitisch. Die einzelnen Onkoide sind linsenförmig z. T. zusammenhängend und parallel angeordnet. Laut WEISS kommen solche Kalke im unteren Tithon oder mittleren Malm vor.

Im Gegensatz zu den Flyschgesteinen der Schörizegg, in welchen Leimernkalk-Bruchstücke offenbar fehlen, treten sie, wenn auch nur selten in den Flyschgesteinen der Zettenalp auf. Die Globotruncanen dürften zur *Stuarti*-Gruppe gehören.

Fast in jedem Schriff konnte Schwefeleisen (Pyrit oder Markasit) und Glaukonit, etwas seltener Siderit festgestellt werden. Kalzit, das Bindemittel der Mergel, Sandsteine und Brekzien, ist oft zu groben Körnern rekristallisiert. Bemerkenswert ist die extreme korrosive Wirkung des Kalzits. Er greift den Glaukonit an, dringt längs den Feldspatleisten ein, zersetzt die Kalk- und Dolomitkomponenten.

B. EINSCHLÜSSE (vgl. Fig. 5)

Schon lange bekannt sind die Lias-Einschlüsse der Zettenalp (KAUFMANN 1886, p. 285). Die Hauptmasse liasischer Echinodermenkalk-Einschlüsse findet man in ausgedehnten Vorkommen zwischen Oberer Zettenalp und P. 1404 und in der Nähe der Überschiebungslinie Randflysch-Molasse. Der Kontakt Lias-Flysch ist nirgends aufgeschlossen (vgl. p. 127 unter g).

Südlich vor P. 1562 und W Untere Zettenalp stösst man neben kleineren Liasschollen auf Dolomit, Malmkalk, Habkerngranit, Alberese und Ölquarzite. Die zuletzt aufgezählten Gesteine treten nur als Blöcke auf, die selten über 1 m³ messen und die kleine Verbindung mit dem Flysch aufzeigen.

Drei verschiedene Vorkommen von Gips zeigen, dass dieses Gestein ebenfalls am Aufbau der Randflyschzone beteiligt ist. Zwei auffallende kreisrunde 3 bis 5 m tiefe Löcher von ca. 10 m Durchmesser deuten wir als Einsturztrichter einer weggelösten Gipsscholle. Sie befinden sich ebenfalls südlich von P. 1562 (siehe p. 126 unter d).

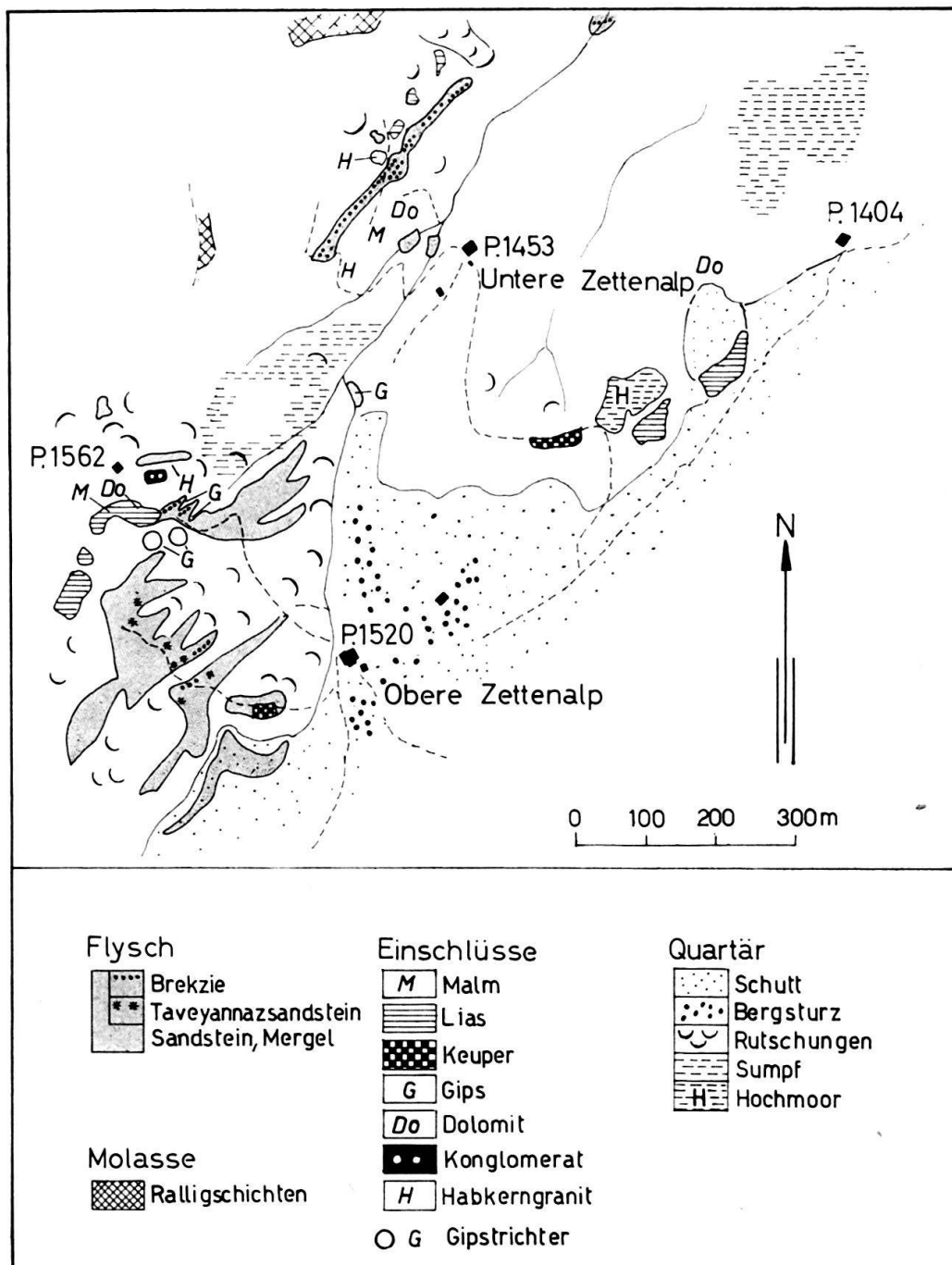


Fig. 5. Geologische Detailskizze der Zettenalp

Wie Fig. 5 zeigt, treten auch Keupertone auf der Zettenalp auf. Wie auf Schörizegg liegen auch sie etwas abseits der übrigen Einschlüsse.

Auf der Zettenalp findet man Habkerngranite eher selten, im Gegensatz zur Schörizegg, wo sie die Hauptmasse der Einschlüsse ausmachen. Blöcke von Kopfgrösse können zwar im Schutt der Bäche recht oft beobachtet werden, doch Schollen von mehr als Kubikmetergrösse sind nicht zahlreich. Grössere Vorkommen haben wir auf Fig. 5 mit H bezeichnet und unter a) beschrieben.

a) *Habkerngranit*

Der weitaus massigste Habkerngranit-Einschluss, seiner Grösse nach mit den Vorkommen der Schörizegg vergleichbar, tritt ca. 200 m westlich der Unteren Zettenalp in einer Tannengruppe auf. Der Block steht im Hangenden mächtiger Flyschbrekzien an, doch ist aus dem Aufschluss nicht ersichtlich, in welcher Beziehung er mit den Flyschgesteinen steht. Es kann aber festgestellt werden, dass gut gerundete Habkerngranitgerölle in die Brekzien eingelagert sind (vgl. p. 123). Solche Gerölle findet man auch häufig im Schutt der Bäche, besonders zahlreich W Untere Zettenalp.

Südöstlich P. 1562 ragen 2 Habkerngranitblöcke von über 1 m³ zusammenhangslos aus dem Weideboden (mit H auf Fig. 5). Weder im Handstück noch im Schliff sind die Habkerngranite der Zettenalp von denjenigen der Schörizegg oder des Habkerntales zu unterscheiden.

b) *Aplitgranite und Granat führende Glimmerschiefer*

Im W-Teil der Unteren Zettenalp finden sich im Schutt Gerölle, faust- bis kopfgrosse, wie sie auch in der Brekzie (p. 123) selber vorkommen.

c) *Konglomerat*

Unmittelbar unterhalb P. 1562 sticht das schon im Zusammenhang mit den Flyschbrekzien erwähnte Konglomerat aus dem Weideboden (p. 124). Der kleine Aufschluss zeigt gut gerundete Kalk- und Granitgerölle von 2–10 cm Durchmesser. Gegenüber den Kalkkomponenten (grösstenteils Lias) treten die Granitgerölle zurück. Die meist kalzitische Grundmasse führt kleine eckige Dolomit- und Quarzkörner, ferner Glaukonit und Foraminiferen, und entspricht also weitgehend den sandigen Flyschmergeln. Deshalb vermuten wir, dass dieses Konglomerat ein Bestandteil des Flysches ist, und nicht als ein eingerutschter Konglomeratkomplex aufzufassen ist (vgl. p. 116. Siehe auch SODER 1949, p. 80; GIGON 1952, p. 107).

d) *Gips*

Gips tritt an verschiedenen Stellen zutage. Der beste Aufschluss befindet sich im Bach halbwegs zwischen der Oberen und der Unteren Zettenalp. Dort sticht ein Gipspaket aus dem Bachufer hervor, und steht im Verband mit Relikten von grünlichem oder rötlichem Anhydrit und von gelb-bräunlichen dolomitischen Mergeln (Keuper?) an. Der Gips ist weiss bis grau, feingeschichtet und zuckerkörnig und zeigt intensive Kleinfältelung.

Zwei weitere ganz kleine Gipsaufschlüsse befinden sich unterhalb P. 1562 (vgl. Fig. 3). Beide Aufschlüsse sind wenig ausgedehnt und geben keine Auskunft über die Einlagerung in den Flysch.

Zwei kreisrunde Löcher von 3–5 m Tiefe und etwa 10 m Durchmesser deuten wir als Gipstrichter. Sie liegen höchstens 50 m von den beiden kleinen Gipsvorkommen entfernt. Sie zeugen wohl von einem einst ausgedehnten Gipspaket.

Wir sind der Ansicht, dass diese Gipsvorkommen eingerutschte Triaspakete sind und nicht syngenetisch mit dem Flysch gebildet wurden. Dafür spricht das Auftreten in Schollen und der Umstand, dass, verknüpft mit Gips, Gesteine, wie Dolomit, gelbbraune dolomitische Mergel und Rauchwacken (vgl. BECK 1914, p. 45) gefunden wurden.

e) *Bunte Keupertone*

Keupertone können auf der Zettenalp an zwei verschiedenen, von den übrigen Einschlüssen etwas abgelegenen Stellen beobachtet werden. Der eine Aufschluss befindet sich 150 m oberhalb P. 1520, der andere 500 m südöstlich von P. 1453 (vgl. Fig. 5).

Im Handstück wie im Schriff sind die Gesteine mit denjenigen der Schörizegg identisch (vgl. p. 118).

f) *Dolomit*

Dolomit tritt meist nur in relativ kleinen Blöcken auf, die selten mehr als 0,5 m³ messen. Wie wir bei der Beschreibung der eigentlichen Flyschgesteine bemerkt haben, bildet er einen Hauptbestandteil der Flyschbrekzien. Viele der faust- bis kopfgrossen, zerstreut in der Weide herumliegenden und im Schutt der Bäche mitgeführten Blöcke dürften ursprünglich aus solchen Brekzien stammen. Dolomit ist darum besonders häufig in der Nähe der Brekzien im Westteil der Unteren Zettenalp. Bei einigen der grösseren, teilweise über 1 m³ messenden Schollen könnte es sich um echte Einschlüsse handeln. Da sie isoliert auftreten, ist keine eindeutige Aussage möglich. Es konnten auch keine Beziehungen zu den unter d) und e) genannten Triasschollen festgestellt werden.

g) *Lias*

Die liasischen Echinodermenkalke der Zettenalp messen viele tausend Kubikmeter. Besonders imposant ist das auf Fig. 5 am westlichsten gelegene Vorkommen. Es ist ein Kalkklotz von ca. 20 auf 50 m, der die Umgebung um 8–10 m überragt.

Wie Fig. 5 zeigt, treten die Liaseinschlüsse in zwei verschiedenen tektonischen Lagen auf. Die meisten stellen sich nahe der Überschiebungslinie Flysch-Molasse ein, andere in der Nähe der Überschiebungslinie Randkette-Flysch. Dies ist vermutlich auf die tektonische Verschuppung der Randflyschzone zurückzuführen. Bei keinem dieser Vorkommen ist der Übergang Liaskalk-Flysch aufgeschlossen. Die Kalke ragen gleich Riffen aus dem Weideboden, oder aus dem Gehängeschutt der Randkette. Lithologisch entsprechen sie den Liasvorkommen der Schörizegg. Sie sind spätig, weiss oder hellgrau, mit roter oder brauner Tönung, selten mit gelblichen Partien. Es fehlen auf der Zettenalp jedoch die auf Schörizegg (p. 119) auftretenden weiss-rot gebänderten oder roten spätigen Kalke.

Im Naturhistorischen Museum in Bern wird eine Sammlung von Fossilien aufbewahrt, die auf Veranlassung von OOSTER im 19. Jahrhundert in den Lias-

kalken der Zettenalp gesammelt wurden. Herr F. WOLTERS DORF bestimmte folgende Fauna:

Rynchonella sp.
Avicula (Oxystoma) inaequalis var. *interlaevigata* QUENSTEDT
Lima escalata TERQUEM
Plagiostoma duplum QUENSTEDT
Aequipecten strionatis (QUENSTEDT)
Entolium liasinus (NYST)
Entolium hehli D'ORBIGNY
Entolium securis DUMORTIER
Anomya schafhütli WINKLER
Unicardium rugosum DUNKER
Chlamys (Pecten) humberti DUMORTIER
 Korallenreste

Aus den Sammlungsetiketten lässt sich nicht ersehen, aus welchen der verschiedenen Liasvorkommen der Zettenalp diese Versteinerung geschlagen wurde.

KAUFMANN (1886 (p. 285–286)) gibt eine ganze Reihe weiterer Fossilnamen an. Sie beziehen sich auf Exemplare, deren schlechter Erhaltungszustand keine sichere Bestimmung zulässt, oder auf solche, die aus der Sammlung entfernt wurden.

h) Malmkalke

Malmkalke treten als Blöcke (selten über 1 m³) S P. 1562 und W Untere Zettenalp auf. Das Gestein ist im Handstück leicht mit Alberese oder Leimernkalken zu verwechseln.

Das Schlibfbild aber zeigt Calpionellen (hauptsächlich *Calpionella alpina* LORENZ), was eine eindeutige Bestimmung ermöglicht.

Diese Capionellenkalke entsprechen auch lithologisch genau den Tithonkalken der Klippendecke (WEISS 1949).

i) Alberese

Im Gegensatz zu Schörizegg, wo Albereseblöcke fehlen, treten sie auf Zettenalp häufig auf, besonders südlich P. 1562 und westlich der Unteren Zettenalp (Lithologie, Schlibfbild etc. vgl. p. 121).

k) Ölquarzite

Ölquarzite konnten lediglich im Schutt der Bäche gefunden werden.

Zusammenfassend kann von den Aufschlüssen der Zettenalp folgendes gesagt werden:

Auffallend sind die vielen z. T. sehr grossen liasischen Echinodermenkalk-Einschlüsse. Gegenüber diesen Liaskalken treten die anderen in den Flysch eingesedimentierten Schollen (Habkerngranit, Keuper, Dolomit, Malm etc.) stark zurück. Besondere Erwähnung verdienen die Gipsvorkommen der Zettenalp. Gips tritt sonst im Randflysch zwischen Emme und Thunersee nirgends mehr zutage (vgl. p. 130).

DALLENFLUH UND OPPETENBACH

Zwischen der Zettenalp bis zum Thunersee fehlen infolge der quartären Schuttbedeckung Flyschaufschlüsse fast ganz. Nur der Taveyannazsandstein steht dank seines felsigen Aufbaues häufig an. Schwarze Flyschmergel erscheinen nur noch an zwei Orten. Nämlich an der Dallenfluh (an der Strasse Sigriswil-Justital) und im Oppetenbach zwischen Merligen und Tanzbodenfluh. Beide Aufschlüsse zeigen stark gepresste, zerscherte dunkle Flyschmergel. Beide Aufschlüsse liegen nahe an der Überschiebungslinie Randkette-Flysch. Die ursprüngliche Schichtung ist infolge der tektonischen Beanspruchung ganz verwischt.

Geringmächtige, dünnbankige Globotruncanen führende Kalke und graugrüne Mergel in Form von dezimeterdicken Schuppen von höchstens 1 m Länge sind im Oppetenbach in die dunklen Flyschmergel eingelagert. Die im Dünnschliff bestimmten Globotruncanen weisen auf Turon-Senon-Grenze bis unteres Senon. Lithologisch und altersmässig können diese Kalke und Mergel mit Gesteinen der Typlokalität Leimern im Habkernthal verglichen werden.

Es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, ob diese Leimernpakete in den Flysch eingesedimentiert sind.

Der Übergang Leimern-Flysch ist abrupt. Manchmal werden die grünen kalkigen Mergel und die hellen harten Kalke getrennt durch eine dünne Lage von schwarzen Flyschmergeln. Die Flyschmergel umschliessen die Leimernpakete allseitig. Die Leimernmergel zeigen öfters tektonisch bedingtes «Ausschwänzen» in den Flysch.

Der Aspekt des Aufschlusses entspricht genau den von SODER (1949) ausführlich geschilderten Verhältnisse im Bärselbach (SODERS Fig. 10 und 11, p. 83). SODER gelangt zur Ansicht, dass für die oft dezimetergrossen Linsen von Leimernkalk eine tektonische Einlagerung kaum in Frage komme (p. 83–85).

BODMI

Neben dem Leimerneinschluss sind aus dem Gebiete zwischen Zettenalp und Thunersee noch andere Schollen bekannt. Auf Bodmi ragen zwei mächtige Liaskalk-Einschlüsse gleich Riffen aus dem durch Gesteine der Randkette verschuteten Boden. Diese beiden Vorkommen lieferten viele Fossilien (vgl. FISCHER-OOSTER (1870). Sie wurden von Herrn WOLTERS DORF neu bestimmt.

- Pentacrinus cf. basaltiformis* MILLER
- Cyclocrinus hausmanni* (ROEMER)
- Spiriferina möschi* HAAS
- Rynchonella plicatissima* QUENSTEDT
- Rynchonella calcicosta* QUENSTEDT
- Terebratula cf. psilonoti* QUENSTEDT
- Astarte subtetragona* MÜNSTER
- Unicardium rugosum* DUNKER
- Pleuromya striatula* AGASSIZ
- Homomya ventricosa* AGASSIZ
- Pholadomya corrugata* KOCH et DUNKER
- Avicula (Oxystoma) cygnipes* PHILLIP

Avicula (Oxystoma) delata DUMORTIER
Avicula (Oxystoma) inaequalis SOWERBY
Avicula (Oxystoma) oxynoti QUENSTEDT
Pinna sturi TRAUTH
Lima (Mantellum) cf. pectinoides SOWERBY
Plagiostoma exaltata TERQUEM
Plagiostoma acusticosta QUENSTEDT
Plagiostoma punctata SOWERBY
Chlamys textorius (SCHLOTHEIM)
Chlamys humberti DUMORTIER
Pseudopecten aequalis (SOWERBY)
Aequipecten acutiradiatus (MÜNSTER)
Aequipecten strionatis QUENSTEDT
Aequipecten priscus (SCHLOTHEIM)
Entolium cf. hehlii D'ORBIGNY
Entolium liasinus (NYST)
Variamussium pumilus (LAMARCK)
Plicatula cf. arietis QUENSTEDT
Anomya striatula OPPEL
Ostrea sportella DUMORTIER
Ostrea cf. arietis QUENSTEDT
Myochoncha psilonoti QUENSTEDT
Modiola psilonoti QUENSTEDT
Mytilus psilonoti QUENSTEDT
Belemnites (Passalotheuthis) cf. paxillosus SCHLOTHEIM

Die Sammlung, sie ist im Naturhistorischen Museum Bern deponiert, enthält auch Ammoniten. Der Erhaltungszustand ist derart schlecht, dass eindeutige Bestimmungen nicht möglich sind.

? *Psiloceras cf. planorbis* SOWERBY od. *miserabilis* QUENSTEDT
 ? *Lytoceras cf. fimbriatum* SOWERBY var. *interruptum* QUENSTEDT
 ? *Echioceras cf. falcaries* QUENSTEDT
 ? *Eugassiceras sauzeanum* D'ORBIGNY

Die übrigen von FISCHER-OOSTER (1870), KAUFMANN (1886, pp. 282–286) und BECK (1911, pp. 47–48) aufgezählten Fossilien konnten nicht mehr eindeutig bestimmt werden.

Die Fossiliste zeigt, dass es sich bei diesen Einschlüssen um Gesteine von Hettangien-Sinémurien- (möglicherweise bis Plinsbachien-) Alter handelt.

Zwischen Bodmi und Thunersee sind aus der Literatur noch andere weitere grosse Einschlüsse bekannt geworden. So ist immer wieder RÜTIMEYERS (1850 pp. 48–50) grossartige Beschreibung der «Gipsklippe von Rotbühl» zitiert worden (KAUFMANN 1886 (p. 247)), BECK 1911, (p. 45), FURRER 1949 (p. 146), CADISCH 1953 (p. 178) u. a. Rotbühl liegt NE oberhalb Ralligen, auf unserer Karte (Tafel 1) beim n von Dallenfluh. Das Vorkommen ist längst abgebaut, und heute ist davon gar nichts mehr zu sehen.

RÜTIMEYER (1850 (p. 46)) erwähnt auch den «Châtelkalk von Bärenegg». Als Bärenegg bezeichnen die Anwohner den bewaldeten Rücken, der oberhalb des Taveyanazsandstein-Vorkommens NE Ralligen liegt. In diesem Wäldchen treten weisse Kalke auf. KAUFMANN 1886 (p. 276) vergleicht sie mit Seewer- oder Leimernschichten. BECK 1911 (p. 49) hingegen stellt sie zum Klippenmalm. Schliffuntersuchungen zeigen einen Globotruncanen führenden Kalk. Die Globotruncanen weisen auf oberes Cénomaniens–unteres Turonien. Wir haben ihn infolgedessen nicht als Leimerneinschluss, sondern als glazial verschleppten Seewerkalkblock anzusehen.

Das Alter des subalpinen Flyschs

Grossforaminiferen

Der subalpine Flysch ist bald dem Untereocaen, bald dem Obereocaen zugewiesen worden. Dabei stützten sich die meisten Altersbestimmungen auf Grossforaminiferen, hauptsächlich auf Nummuliten, die aus fossilführenden Brekzien isoliert werden konnten. Vor allem aus dem Grobsand der Thoregg, im N der Schrattenfluh, wurde eine reiche Grossforaminiferenfauna gewonnen. FURRER (1949, p. 128), der Bearbeiter dieser Gegend, hat gezeigt, dass die meisten in diesen Brekzien gefundenen Fossilien aufgearbeitet sind. Er weist den gesamten Randflysch dem Priabonien zu und zwar auf Grund folgender Foraminiferenfunde:

Nummulites fabianii
Pellatispira madarasi HANTKEN
Heterostegina cf. helvetica KAUFMANN
Fabiania SILVESTRI
Halkyardia minima LIEBUS
Linderina cf. brugesi SCHLUMBERGER

Im Verlaufe unserer Untersuchungen gelang es uns nicht, Grossforaminiferen zu isolieren. Die von uns aufgefundenen fossilführenden Brekzien sind zu zähe, ihre Komponenten zu fest zusammengekittet, als dass Fossilien herauswittern könnten. Im weiteren sind diese Brekzien in der von uns untersuchten Gegend selten.

So konnte im Randflysch nördlich des Hohgants und der Sohlflühe solche Brekzien nur im Bachschutt W Schwand gefunden werden. Wir stellen folgende Fauna fest:

Discocyclinen:

Ausserordentlich zahlreich.

Nummuliten:

Nummuliten, die entweder in die *N. irregularis*-Gruppe (*N. cf. millecaput?*) oder in die *N. laevigatus*-Gruppe zu stellen sind. N der *partschi*-Gruppe konnten festgestellt werden. Grosse Formen dürften aus dem Lutétien aufgearbeitet sein.

Kleine radiate Formen könnten vom Obereocaen zugewiesen werden.

Unsicher ist auch die Zuordnung von 2 schiefen Axialschnitten zu *N. fabianii*.