

Ophiolite

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **50 (1957)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

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.

aus, der Silvrettagneiskeil ist hingegen von oben eingespitzt. In die geschaffene Bresche, die vielleicht von einem Seitenarm des oligomiocänen Ur-Inn in ihrer Anlage mitbestimmt und später erweitert wurde (R. STAUB, 1934, b), drang bei der spätalpinen Aufschiebung der Ötztalmasse auf Silvretta- und Scarl-Decke ein stirnwärtiges Schichtpaket der letzteren Decke. Gleichzeitig wurden Flyschanteile der liegenden Tasna-Decke von ihrer Unterlage abgeschert und nach NW verfrachtet, während die kristalline Unterlage der Scarl-Decke im SE zurückblieb. In diesem Sinne könnte der von J. CADISCH (1950) ausgesprochene Gedanke einer Reliefüberschiebung an der Basis der Stammer-Klippe verstanden werden.

Ist die Stammer-Decke – die Faziesvergleichsstudien lassen dies wahrscheinlich erscheinen – ein Abkömmling der Ortler-Decke, so ist die Verbindung an der Basis der Scarl-Decke und des Oberen Gneiszuges zu suchen. Tatsächlich könnten der Triasdolomitzug von Munt della Bescha (südlich Crap Putèr) und andere Dolomitschürflinge an der Basis der Silvretta-Decke als zurückgebliebene und aus dem Verband gerissene Verbindungsglieder eines mittelostalpinen Elementes angesprochen werden. Das periklinale Umbiegen der Flyschschiefer der unterostalpinen Basalschuppe wie auch der hochpenninischen Schiefermassen in der nordöstlichen Fensterdecke lässt sich indessen ebenso wenig wie im ersten Fall ohne Widersprüche erklären (vgl. W. HAMMER, 1914, p. 512 und J. CADISCH, 1953, p. 413).

Wird die Deckenrepetition im Fenster in eine frühorogene Phase vorverlegt, gestaltet sich deren Deutung wesentlich einfacher. Folgendes Schema des Bewegungsablaufes wäre denkbar:

a) Ein stirnwärtiger Anteil des oberostalpinen Ablagerungsraumes (mittelostalpine Stammer-Decke) wandert, bzw. gleitet über unterostalpinen und penninisches Faziesgebiet nach Norden. An der Basis der Schubmasse wird unterostalpiner Flysch (Flysch der unterostalpinen Basalschuppe) als Gleitmittel mitverschürft.

b) Unterostalpine und penninische Elemente gehen nun ihrerseits auf Wanderschaft, und ein mittlerer Teil des oberostalpinen Sedimentationsbezirkes (heutige Scarl-Decke), ebenfalls im Vormarsch begriffen, überfährt die nördliche Abspaltung der eigenen Decke und kommt auf der Linie Zernez–Nauders zum Stillstand, während die hochpenninischen Schiefer im NW eine enorme Stauchung erleiden. Innerhalb der Tasna-Decke wird deren jüngste Bildung, der Flysch, unter dem Einfluss der Silvretta-Überschiebung (heutiges Flyschgebiet vom Fimbartal–Zebblas–Höllenskar) von älteren Bildungen abgeschert und nach Norden verfrachtet.

c) Die endgültige Aufwölbung der Fensterantiklinale und die An- und Aufschiebung des Ötztal-Kristallins auf Scarl- und Silvretta-Decke vollzog sich nach J. CADISCH (1953) in spätorogener Zeit.

Da der tirolische Südostrand des Fensters, insbesondere der Abschnitt südöstlich Prutz, noch zu wenig erforscht ist, verzichten wir auf jeden weiteren Versuch, den Phasenablauf zu rekonstruieren.

Ophiolithe

Aus Raumgründen legen wir das Hauptgewicht unserer Darstellung auf die geologischen Gesichtspunkte. O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) haben sich mit der Petrographie der Ophiolithe des Fensterinnern

eingehender beschäftigt, der letztere nur mit den Diabasen. Das geologische Alter, sowie die Beziehungen zwischen den einzelnen Gliedern der Ophiolithsippe im Unterengadiner Fenster unterwarf neuerdings R. GEES (1956) einer kritischen Betrachtung. Das kartierte Gebiet enthält drei, bzw. zwei ophiolithische Gesteinstypen: Hornblendegabbro, Serpentin und spilitsche Diabase. Es bleibt das Verdienst von J. CADISCH (1934, b) die Ophiolithe des Unterengadins drei tektonischen Einheiten zugewiesen und damit eine erste, klare Gliederung, die wohl in Zukunft noch zu erweitern ist, geschaffen zu haben. Unsere spilitschen Gesteine verteilen sich wie folgt:

- a) Im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe als schwächliche Züge und isolierte Linsen auf basalen und obersten Niveaus weitgehend angereichert,
- b) Teils auf tektonischen Gleitbahnen in den Flysch der Tasna-Decke eingedrungene, z. T. effusive, tektonisch verschleppte Spilitgesteine, teils als wieder aufgearbeitetes, sedimentäres Fremdmaterial im Wildflysch,
- c) Neu ist das kleine, aber wichtige Vorkommen von Spilitschiefer auf einer Verschuppungsgleitfläche der Stammerspitz-Klippe.

Durch die enorme Verschuppung der Flyschschiefer war an ein eingehenderes Studium der primären Lagerungs- und Verbandsverhältnisse der tektonisierten Spilitgesteine nicht zu denken. Auch die maßstabgetreue Eintragung in die Feldblätter war bei den oft geringen Dimensionen der Vorkommen nicht immer möglich.

Der Serpentin schaltet sich zwischen der unterostalpinen Decke und der in der hinteren Val Lavèr stark reduzierten, hochpenninischen Schieferzone ein, gehört also keinem Deckenelement an.

Bei den spärlichen, im Serpentin isolierten Vorkommen von basischen Tiefengesteinen galt unser Interesse dem Problem: Sind diese Gabbros tektonisch abgesprengte Schubsetzen der altkristallinen Unterlage der Tasna-Decke, oder liegen jurassisch-kretazische Tiefenäquivalente der Diabase, also Ophiolithe, vor?

A. SERPENTIN

Er tritt im kartierten Gebiet nur in der hinteren Val Lavèr auf. Als mächtiges, nach N rasch auskeilendes, konkordantes Lager bildet er in der Ostflanke des Piz Tasna und nordwestlich Mot die Unterlage der Tasna-Decke, der hier präkretazische Schichtglieder fehlen. Die nördlichsten Aufschlüsse wurden am linken Hang der Val Davo Lais notiert. Durch einen schmalen Gips- und Rauhwaskezug, sowie durch Schürflinge von Tristelkalk, tonige Schiefer des ?Neocom und eine dünne Lamelle von unterostalpinem Flysch wird der Serpentin im Liegenden von den hochpenninischen Schiefermassen des Piz Roz getrennt. Gegen SSW steht er in direktem Zusammenhang mit den enormen Serpentinmassen des Piz Nair und der Fuorcla Champatsch.

Gesteinsbeschreibung

U. GRUBENMANN (1909) bearbeitete die Serpentine des Unterengadins gemeinsam, so wenig differiert der petrographische Charakter dieser Ultrabasite.

Im Handstück ist es ein massiges und dichtes, auf frischem Bruch mattes, schwarzgrünes Gestein, das fast immer von zahlreichen Rutscheln und schwarzglänzenden, polierten Rutschharnischen durchzogen wird und kleinsplittrig bricht.

Verschieftere Varietäten, die schon durch Fingerdruck zu Grus zerfallen, stellen sich in Randpartien ein. Porphyrtartig eingesprengte Mineralrelikte sind erst nach längerem Suchen zu finden. Hellgrünliche bis gelblichgrüne, parallelfaserige Abarten (Faserserpentin und Übergänge zu Asbest) sind Raritäten, die auffallen.

U.d.M. baut blassgrüner bis farbloser, feinfaseriger Chrysotil α eine prachtvolle Maschentextur auf. Anklänge an Gittergefüge sind als Strukturelikte von Orthaugit und Klinopyroxen zu betrachten. Das Innere der Maschen wird von einem isotropem, dichten Chrysotil eingenommen. Klüftchen aus blassblaugrünem γ -Chrysotil durchschlagen das Netzgefüge nach allen Richtungen. Spärliche, undeutliche Pseudomorphosen, von Erzstaub umsäumt und völlig serpentiniert, weisen ungefähr rechtwinklig zu einanderstehende Spaltrisse auf (?orthorhombische Pyroxene); andere zeigen die für Diallag charakteristische blättrige Absonderung nach (100). Als Akzessorien treten auf: Oktaederchen, feinste Körnchen und Staub aus Magnetit, unregelmässig begrenzte, grössere Körner von Magnetkies (bronzegelbe Reflexionsfarbe) und braun durchscheinende Schmitzen eines isotropen Minerals (Picotit?).

Ophikalzite (Serpentinkalzite)

Am Kontakt zum tonigen Nebengestein wurden weder eine makroskopisch erkennbare, metamorphe Einwirkung noch gegenseitige Durchdringung beobachtet. Die gesammelten Ophikalzite entstammen dem Innern der Serpentinmasse.

Dünnschliff:

Neben eckigen Bruchstücken von blassgrünem, sehr niedrig doppelbrechendem Serpentinmineral sind flatschenartige bis fahnenförmige Gebilde zu erkennen, die an verdriftete Gekappen erinnern und in einer kalzitischen Grundmasse schwimmen. Die serpentinosen Anteile sind von etwas Erz bestäubt und zum Teil von winzigen Kalzitkörnchen durchsetzt. Lokal geht der Serpentin in talkige Substanz über. Relikte eines gut spaltenden, proterogenen Minerals (?Pyroxen) fehlen nicht. Keine Kontaktminerale. Kalzit ist sekundär mobilisiert worden und dringt als feinste Verfärbungen ins Nebengestein ein.

Im vorliegenden Fall wird der Serpentin durch Kalzit verdrängt (rein lokale Metasomatose). Ob das Karbonat sedimentärer Abkunft oder primären, magmatischen Ursprungs ist, wissen wir nicht.

Soweit sich im kartierten Gebietsabschnitt überblicken lässt, ist der Serpentin syntektonisch und vielleicht syngenetisch in die Faltung einbezogen und passiv an der Basis der unterostalpinen Decke gegen N transportiert worden. Der Kontakt mit den Tonschiefern des ?Neocom ist durch keine makroskopisch sichtbare, stoffliche und mechanische Beeinflussung erfolgt. Hingegen sind diese unterkretazischen Tonschiefer in den obersten, an das Basiskonglomerat der Tristelschichten angrenzenden Teilen dislokationsmetamorph zu grünen Phylliten umgewandelt worden.

Alter der Serpentinintrusion: Wir verweisen auf p. 449.

B. SPILITE

1. Geologisches Auftreten, Verbandsverhältnisse und petrographische Charakterisierung

Auf den älteren Karten (G. THEOBALD, 1864; CHR. TARNUZZER, 1909; W. HAMMER, 1923) fehlen Eintragungen dieser wenig metamorphen Ophiolithe, zum Teil erfassen sie nur randliche Partien unseres Arbeitsgebietes.

a) Spilite der unterostalpinen Basalschuppe

Die Spilite sind als max. 100 m lange und 15 m mächtige Züge konkordant in die Flyschschiefer eingelagert (Taf. I):

1. 100 m südöstlich Fuorcla Chamins, max. 9 m dick und
2. auf Spi della Fuorcla (Siegfried-Karte), ca. 2600 m. Sie setzen aber meist ziemlich rasch aus und bilden kleine bis kleinste, linsenförmige Einschaltungen von oft nur einigen cm Länge:
3. Linsen in der oberen Val Chamins, direkt im Liegenden der hochpenninischen Schieferserie und in Gesellschaft von Kalk- und Quarzitlinsen (?Malm der Stammer-Serie),
4. An der Basis der Stammer-Klippe in verschwindend kleinen Fetzen von dm bis m Grössenordnung,
5. Verschiedene kleinere Vorkommen auf Spi della Fuorcla,
6. 500 m nördlich Alp Chöglias, P. 2054, eingeklemmt zwischen ?Malmkalken und -kalkschiefern der Stammer-Serie, vgl. Fig. 23,
7. In Fortsetzung der Flyschschiefer nordöstlich Chè d'Mutt (nicht näher untersucht).

Im Felskamin nordöstlich Fuorcla Chamins steckt auf 2750 m Höhe eine vollkommen gerundete Spilitkugel mit glatter Oberfläche (Phakoid!) und von etwa 1,5 m Durchmesser im Flyschschiefer. Chloritreiche, verschieferte Diabase sind oft nicht leicht von metamorphen Sedimenten zu unterscheiden. So erwiesen sich grasgrüne Schiefer aus den Gipstrichtern von Chè d'Mutt, aus den Flyschschiefern im Liegenden der Stammerspitze-Klippe und aus den basalen Teilen derselben Flyschschiefer südöstlich Mot (bei 2640 m) u. d. M. als epimetamorphe, schwach serizitische und chloritführende Tonschiefer, resp. Chloritphyllite (siehe auch p. 351).

Verteilung im Flyschschiefer

Teilweise sind die Spilite auf die Deckengrenze zwischen Roz-Schiefern und unterostalpinen Basalschuppe (so am linken Talhang der Val Chamins), teilweise an der Basis der letzteren konzentriert. Sie stellen sich aber auch inmitten der Flyschschiefer ein. Südwestlich Alp Chöglias sind sie nicht mehr auffindbar.

Wir stellen eine Anhäufung von spilitischem Magma im Norden des Stammerspitzes fest, wo die basalen Bündnerschiefer und unterostalpinen Flyschschiefer einen kleinen, zur zentralen Aufwölbung parallel verlaufenden Zweigsattel bilden.

Gesteinsinhalt (Gefüge und Mineralbestand)

Makroskopisch sind es aphanitische, gelbliche, lauch- bis sattgrüne, massig texturierte bis verschieferte Gesteinstypen, die sich zwanglos zu einer Gesteinsfamilie zusammenfassen lassen. Strukturell sind alle Übergänge von feinkörnigem, intersertal-divergentstrahligem zu arboreszierendem, sphärolithisch-variolitischem Spilit vertreten. Porphyritische Gesteine sind nicht selten. Tropfen- und linsenförmige, von Albit, Kalzit und Chlorit erfüllte Vakuolen (Mandeln) sind nur ausnahmsweise festzustellen.

Neben diesen massigen, bis mehr oder weniger verschieferten, gleichmässig ausgebildeten Gesteinen treten als Texturvarietäten eigentliche Variolite und Variolit-

schiefer auf. Abgeplattete, kleinste, tiefgrüne Linsen von isotropem, sehr schwach doppelbrechendem Chlorit gehen randlich in talkartige Substanz (oder Serizit; mikroskopisch sind beide nicht unterscheidbar) über. Sie liegen in einem Gemisch von Albit, Chlorit, Kalzit und gelblichem Pigment und begleiten chloriterfüllte, gepresste Vakuolen und Variolen mit radiaalfaseriger Reliktstruktur. Es handelt sich um die von M. VUAGNAT (1946) als «matrice interpillow» bezeichnete, zwischen den einzelnen Lavakissen sich einschaltende Zwischenmasse aus chloritisch-karbonatischer Paste. Leider fehlen bis heute in der Literatur genauere Angaben über diese Zwischenmasse. Andererseits geht eine nussgrosse Linse aus makroskopisch dichtem, intersertal-divergentstrahligem, linsig verschiefertem Spilit nach aussen in das eben beschriebene Mischgestein über ohne dass sich eine variolitische Randfazies bemerkbar macht. Brecciöse, sporadisch auftretende Gesteinsproben sind aus kantengerundeten bis gerundeten, massigen Fragmenten und einer dunkelgrünen, fluidal texturierten bis gelartigen Grundmasse zusammengesetzt. Eine kopfgrosse Linse aus massigem Spilit von Fuorcla Chamins ist von einem variolitischen Saum umgeben und wird durch mikropegmatitische Gängchen aus Quarz und Kalzit schollig aufgelöst. Vielleicht handelt es sich dabei um sekundäre, durch hydrothermale Lösungen zementierte Schrumpfrisse. Wir halten eine mechanische, postmagmatische Zetrümmerung und nachträgliche Ausheilung für wahrscheinlicher.

Gestützt auf die Arbeiten von H. GRUNAU (1947), M. VUAGNAT (1946), F. C. JAFFÉ (1955) können unsere Gesteine teilweise als aus dem primären Gesteinsverband gerissene Kissenlaven (submarine Effusiva mit pillow structure) gedeutet werden, die jetzt zusammenhanglos im unterostalpinen Flyschschiefer eingebettet sind, bzw. eingeschoben wurden. Da keine schlackigen Dachkontaktprodukte, keine Tuffe und Tuffite wie z. B. bei den permo-karbonischen Ergussgesteinen des Glarner Freiberges auftreten, ist an einer submarin-extrusiven Entstehung der pillows nicht zu zweifeln. Kolloiddisperse Systeme (wasserhaltige, amorphe Chlorit-substanzen mit gelartigen Eigenschaften) scheinen dabei eine Rolle zu spielen.

Auf den Mineralbestand kann nicht näher eingegangen werden, er wurde schon wiederholt und ausreichend beschrieben (M. VUAGNAT, 1946, G. C. AMSTUTZ, 1954 u. a.). Kleine und kleinste, idiomorphe Leistchen, ausgefranste und skelettartige Fasern und isometrische, xenomorphe Körner von saurem Plagioklas, in den Zwickeln primärer Chlorit und ein äusserst feinkörniges, mikroskopisch nicht diagnostizierbares Mineralgemenge von ?Titanit, Leukoxen, sekundärem Epidot-Zoisit, Rutil usw. stellen die Hauptgemengteile der grünen Spilittypen dar. Dazu treten als Nebengemengteile und akzessorisch Kalzit, Erz (Pyrit in Form kubischer Einsprenglinge, derber Kupferkies, zum Teil in Malachit umgewandelt, untergeordnet Hämatit), sekundärer Serizit etc. Bei den Diabasporphyriten stellen sich bis 3 mm lange, idiomorphe Plagioklase (zum Teil saussuritisert und pseudomorphosiert) ein. Dann und wann im Spilit auftretende, max. 5 mm grosse Knöllchen aus grobkörnigem Kalzitpflaster mit angereichertem Hämatitpigment sind, da die Spilitstruktur ungehindert durchgeht, zweifellos sekundär durch Infiltration entstanden.

Nach dem vorliegenden Mineralbestand und in Anlehnung an die von O. ZUEST (1905), U. GRUBENMANN (1909) und M. VUAGNAT (1946) veröffentlichten Analysen-

daten aus dem Unterengadiner Fenster, können unsere strukturell ausserordentlich variablen, genetisch aber verwandten Diabasgesteine als Chlorit-Albit-Spilitite bezeichnet werden, wobei natürlich infolge Fehlens eigener Gesteinsanalysen (die bei der starken Tektonisierung und überall wirksamen Infiltration aus dem Nebengestein ziemlich wertlos wären) saurere Glieder dieser Gesteinsfamilie (Keratophyre $si > ca. 200$) nicht ausgeschlossen, aber unwahrscheinlich sind. Geht der Chloritgehalt bei gleichzeitiger Zunahme des gelblichen bis farblos-weisslichen, stark licht- und zum Teil stark doppelbrechenden Pigmentes (feinkörniges Mineralgemengsel aus Epidot-Zoisit, leukoxenartigen Produkten und Sphen in wolkiger Verteilung über das ganze Schliffbild) stark zurück, resultieren grünlichgelbe bis orangegelbe Farbtöne. Nur eine röntgenographische Gemischanalyse könnte über die genaue Zusammensetzung dieses zum Teil amorphen (Leukoxen), zum Teil feinnadeligen (?Rutil) und feinstkörnigen (?Titanit) Mineralaggregates Aufschluss geben. In Anlehnung an die hier übliche Nomenklatur (vgl. F. C. JAFFÉ, 1955) sind diese seltenen Gesteinstypen je nach Vorherrschen von Leukoxen und Epidot-Zoisit als Leukoxen-Albit-, bzw. Epidot-Albit-Spilitite zu klassifizieren.

Mischgesteine an Kontakten

In fast allen Fällen sind die Kontaktflächen mit den Flyschsedimenten tektonischer Natur und scharf. Kleine Schöllchen von Spi della Fuorcla, ca. 2600 m, die quer durchschnitten wurden, zeigen im Kern massigen, schwach lentikular texturierten, divergent-strahlig-intersertal struierten Spilit, der kleine, zungenförmige Apophysen in die halbphyllitischen Tonschiefer sendet. Schlierenartige Durchdringung von kalkigem Substrat durch ophiolithogenes Material, wie sie auf Fuorcla Chamins, südöstlich P. 2818, beobachtet werden konnte, liess Mischgesteine (Ophimiktite) entstehen, deren Bildungsmechanismus nur bei einer plastischen Verformbarkeit der beiden Gesteinsarten (niedere Viskosität der spilitischen Lava und diagenetisch unverfestigter Kalkschlamm) verstanden werden kann.

Von diesen Mischgesteinen, sowie von Kalk einschlüssen wurden einige Dünnschliffe hergestellt, die neben einer Rekristallisation und geringen, räumlich eng begrenzten Einwanderung von Feldspat- und Chloritsubstanz keine weiteren Kontakterscheinungen erkennen liessen.

b) Spilitische Gesteine im Flysch der Tasna-Decke

Analog a) ist die Lagerungsweise im Flysch der Tasna-Decke. Ein 3 m mächtiger, gegen NE anschwellender Spilitzug zieht am Grat zwischen Bergli und Ravaischer Salas durch. Auf diesem breiten Bergkamm sind zwischen P. 2664–P. 2711 mindestens 7 Spilithorizonte gezählt worden, was auf eine enorme Verschuppung der Flyschschiefer hinweist. In den schlecht aufgeschlossenen Geländemulden von Bergli und Zebias treten verschiedentlich kleine Vorkommen spilitischer Gesteine auf, die infolge Schuttüberlagerung nicht in Zusammenhang gebracht werden konnten. Dasselbe war der Fall in Vesil und auf den flachen, rechtsseitigen Hängen der oberen Val Fenga. Ein kleineres Vorkommen wurde südöstlich P. 2542 (südwestlich Aua Naira), 2470 m und auf der Südseite der Spi d'Ursanna, 2850 m in Gestalt einiger grösserer Linsen im Wildflysch kartiert. Von besonderem Interesse ist ein kalotteförmiger Felskopf bei Davo Dieu, 2770 m [814,6/195,2], der ganz aus buntem Diabas

besteht und dem Schutt und Eis eines Flyschgebietes entragt. Südlich P. 2898 (Grat zwischen Piz Davo Lais und Fuorela Lavèr) sind die wildflyschartigen Schiefer gespickt voll von fladenförmigen Linsen und Geröllen aus Spilit, die Faustgrösse kaum übersteigen. Tektonisch wichtig sind die Vorkommen auf der W-Seite des Mot und in Val Davo Lais, 2680 m, die einer geringmächtigen Flyschlamelle als Meter dicke Lagen nicht überschreitende, konkordante Lager eingeschaltet sind. An der Grenze gegen die hochpenninischen Schiefer sind Zentimeter dicke, leuchtend dunkelgelb verwitternde, kalkig-dolomitische Schiefer mit eingesprengtem smaragdgrünem Mineral eingeklemmt, dessen nähere Untersuchung die Anwesenheit von Chromglimmer, Fuchsit ergab (qualitative Prüfung auf Cu und Ni negativ, Tüpfelreaktion mit Diphenylkarbazid positiv. Siehe F. FEIGL, 1954). Es liegen also nicht Taraspit (ein Nickelhydrosilikat) oder Malachit vor, wie anfänglich vermutet wurde.

Die laterale und vertikale Verteilung lässt eine gewisse, wenn auch nicht strenge Anhäufung in den basalen Anteilen des Flysch erkennen. Die in Wildflysch auftretenden Spilitgerölle sind einsedimentiert. Die Lagerungsverhältnisse sind im aufschlussarmen Gebiet schwierig zu entziffern. Primäre Kontakte sind tektonisch überprägt worden. Die Diabase des Felskopfes bei Davo Dieu wurden vermutlich auf einer tektonischen Naht hochgepresst.

Petrographische Beschreibung

Dem Mineralbestand nach lassen sich hämatitfreie und hämatitreiche («diabases albitochloritiques» und «diabases albitochloritiques à hématite» nach M. VUGNAT, 1946), im Felde rote und grüne Spilitvarietäten unterscheiden. Übergänge sind selten, aber vorhanden. Bei hämatitreichen Spiliten ist Chlorit Nebengemengteil, bei hämatitarmen oder -freien Hauptgemengteil. Epidot- und zoisitreiche, gelbliche Gesteine wie im Flysch der tektonisch tieferen Einheit fehlen. Neben variolitischen, sphärolithisch-arboreszierenden und divergentstrahligen Gesteinstypen ist bei Davo Dieu ein grobkörnigerer, intersertaler Spilitporphyrit aufgefunden worden. Kissenlaven sind häufig, oft mit unversehrten, kugeligen Variolen. Prachtvolle Blasentextur mit sekretionärer Kalzit-, Chlorit- und Albitfüllung weisen ein Mandelstein (grüner Chloritspilit) südwestlich Piz Val Gronda und ein hämatitreicher Spilit in Vesil südwestlich P. 2555 auf. Reich vertreten und in allen Spielarten ausgebildet sind Kalk-Spilit-Mischgesteine, die oft sehr dekorative Zeichnungen aufweisen. Davon sind kalkige Gesteine, in denen Chlorit-Hämatit-substanz ausgeschieden wurde, als Kontaktprodukte zu unterscheiden.

Als interessante Texturen aufweisende Gesteine sind Breccien mit eckigen und kantengerundeten Komponenten aus dichtem und variolitisch struiertem Spilit und einer deutlich fluidalen Zwischenklemmasse zu erwähnen. Es dürfte sich um bei der Verfestigung der sich noch fortbewegenden Lavamasse entstandene Effusivbreccien (zerborstene pillows) handeln. Im Flysch der Tasna-Decke überwiegen massige, unverschieferte Gesteine.

Hämatit liegt in Form von grösseren Körnern, teils als feinverteilter Staub vor. Leukoxen-Titanit tritt im Gegensatz zu den Spiliten des tektonisch tieferen Stockwerks (unterostalpine Basalschuppe) stark zurück. Magnetkies, Ilmenit usw. sind als Körner und Übergemengteile vorhanden. Plagioklasbestimmungen von einem

Spilitporphyrit von Davo Dieu ergaben auf dem Universal-Drehtisch 5–10% An. Es wurden sowohl Phänokristalle (bis 4 mm Länge) wie Feldspate der Grundmasse (von 0,3–0,7 mm Länge) ausgemessen. Nach M. REINHARD (1931) liegt die Fehlergrenze der Federow-Methode infolge Vernachlässigung des Or-Moleküls in den Plagioklas-Kristallen bei der Konstruktion der Stereogramme bei ungefähr 5% An. Die Methode mit Hilfe der maximalen Auslöschung ergab etwas saurere Albite (0–5% An). Um Zweideutigkeiten auszuschliessen wurden Körnerpräparate mit Einbettungsflüssigkeiten auf die Brechungsindizes hin überprüft.

Auf Dünnschliffbeschreibungen wird verzichtet.

c) *Der Spilitfund in der Stammerspitze-Klippe*

Über verkehrt gelagertem, unterem Rhät folgen in der Südwand der Stammerspitze gegen oben eine 1–2 m mächtige Breccie mit bunten Spatkalkfragmenten (oberer Lias) und massige Tüpfelschiefer mit Belemniten (unterer Lias). Der Spilit ist in das tonige Bindemittel dieser grobklastischen Ablagerung des oberen Lias eingepresst. Über dem Lias setzt wieder Rhät ein. Als auf der Karte nicht ausscheidbares Vorkommen ist dieser lauchgrüne, lentikular texturierte Chloritspilitschiefer zwischen mittlerer und unterer Schuppe eingeklemmt, liegt also auf einer tektonischen Grenzfläche. Fundort: Stammerspitze-Südwand, nahe Ostgrat, 3015 m, Koord. [821,87/198,69]. Vgl. Taf. X.

2. *Beziehungen zwischen Ophiolithen und Radiolariten*

Genetische Zusammenhänge zwischen den im Tasna-Flysch synsedimentär eingelagerten, schwächtigen Radiolariten und den spilitischen Effusiva sind nicht ausgeschlossen. Seit G. STEINMANN (1905) blieb das Interesse der Geologen für diese weltweite Assoziation kieseliger, radiolarienführender Schichtgesteine und kieselsäurearmer Erstarrungsgesteine wach. Vgl. H. GRUNAU (1947), E. WENK (1949) u. a.

Ergänzen wir die von GRUNAU (1947, Taf. 3) publizierte Zusammenstellung jurassischer und kretazischer Gesteine verschiedener penninischer und südalpiner Decken, bzw. Sedimentationsräume und in Hinblick auf ihre Vergesellschaftung mit Ophiolithen:

1. Im oberen Penninikum der Walliser Alpen stellt sich nur in der Hühnerknubel-Decke (Combin-Zone) ein 0–2 m mächtiger Radiolarit ein. Vgl. R. STAUB (1942) und W. B. ITEN (1948).

Schamser-Decken: Nur in der Martegnas-Serie und Curvèr-Serie von Ophiolithen begleitete, spärliche bis fragliche Radiolarite (V. STREIFF, 1939 und H. JAECKLI, 1941).

2. In der Tasna-Decke: Keine oberjurassischen Radiolarite.

Zusammenfassend kann auf Grund der geologischen Verteilung konstatiert werden, dass Radiolaritvorkommen und Ophiolithe auch im Unterengadin in keinem erkennbaren, gesetzmässigen Zusammenhang stehen.

3. Vergleich zwischen Spiliten der Basalschuppe und Tasna-Decke

Im folgenden seien Fein- und Grobgefüge, Mineralbestand, Verbandsverhältnisse usw. von den verschiedenen tektonischen Einheiten angehörenden spilitischen Gesteinen tabellarisch gegenübergestellt.

Spilite der unterostalpinen Basalschuppe	Spilite der Tasna-Decke
Grüne Chlorit-Albit-Spilite; Hämatitspilite selten, Titanit-Leukoxen und Epidot-Zoisit-Körnergemengsel als Nebengemengteil	Hämatitreiche Typen herrschen vor, grüne fehlen nicht. Gelbes Pigment aus Titanit-Leukoxen, Epidot-Zoisit tritt zurück
Chloritische Spilitkalzite, grün	Hämatitische Spilitkalzite und Kontaktprodukte, bunt
«Pillow structure» selten	Kissenlaven mit variolitischer Randfazies gut entwickelt (grüne Typen)
Geringe Vakuolenbildung	Mandelsteine häufig
Effusivbreccien sporadisch auftretend	Effusivbreccien
Feinkörnige Varietäten, teils porphyrkörnig	Wie in Basalschuppe. Grobkörniges Intersertalgefüge bei Davo Dieu
Verschieferung stark	Wenig tektonisiert, vorwiegend massig

Nach G. C. AMSTUTZ (1954) steht der Hämatitgehalt in direktem Zusammenhang mit der Extrusiv- (hämatitreiche Spilite), bzw. Intrusivnatur (Chloritspilite), in dessen M. VUAGNAT (1946) der Verteilung des Hämatits keine Bedeutung zumisst. Auf subaquatisch-effusive, oberflächennahe Entstehung deuten folgende Gefüge hin: Kissenlaven mit variolitischem Saum und geringe Deformation der Variolen, Mandelsteintextur, brecciöse Gesteine (Eruptivbreccien).

Auf das Unterengadin übertragen lassen diese Überlegungen interessante Schlussfolgerungen zu:

1. Die Förderung des spilitischen Magmas fand im Flysch der unterostalpinen Basalschuppe unter grösserer Massenüberlagerung und strenger an die tektonischen Gleitbahnen gebunden statt, während die Spilite der Tasna-Decke oberflächennaher bis sogar extrusiver Entstehung und auf ein grösseres Areal verteilt sind. Die Verbandsverhältnisse in der tieferen Einheit – Apophysen, gegenseitige Durchdringungen können kaum tektonisch entstanden sein – weisen in die gleiche Richtung. Gangartigen Charakters und wahrscheinlich auf einer Schwächezone aufgestiegen sind die mittelkörnigen, hypabyssischen Gesteine von Davo Dieu.

2. Hingegen kann aus den Übergängen und Analogien der beiden Vorkommen auf einen gemeinsamen Magmaherd geschlossen werden. Wir stellten (p. 347) bei den hochpenninischen Schieferserien in Richtung SW eine enorme Reduktion fest,

so dass im Gebiet von Tiral – leider durch ausgedehnte Schuttbildung der Beobachtung entzogen – die beiden unterostalpinen Flyschmassen aneinander grenzen dürften.

GEOLOGISCHES ALTER DER OPHIOLITHE

Der Mechanismus von ophiolithogenen Infiltrationen (Apophysen, schlierige bis stromatitische Durchdringung von Kalk), wie unsere Gesteine sie aufweisen, ist nur bei diagenetisch unverfestigtem Sediment zu verstehen, so dass wie beim Flysch auf ein alttertiäres, wahrscheinlich sogar postpaläozänes Alter der Spilite (siehe R. GEES, 1956) geschlossen werden darf. Im Gegensatz zu den von W. K. NABHOLZ (1945) untersuchten Mischgesteinen aus Westbünden, ist es im Unterengadin nur zu einer sehr schwachen Epimetamorphose (gelegentlich geringe Serizitbildung bei stärkerer Verschieferung) gekommen.

Einiges Licht in das Dunkel, in dem wir uns in Bezug auf die altersmässige Stellung des Serpentin und der spilitischen Ergüsse im Unterengadin befinden, brachte die Untersuchung einer bunten Feinbreccie einige m südlich P. 2711 (Berggrat zwischen Bergli und Ravaischer Salas, Samnaun).

Komponenten dieser Breccie

Neben wenig charakteristischen Fragmenten aus Quarz, Kalk, Dolomit usw. wurde ein kleines, eckiges Bruchstück aus serpentinarartiger oder chloritähnlicher Substanz gefunden. Das blass gelblichgrüne, nicht pleochroitische, vollkommen isotrope Mineral besitzt maschenartige Textur, die durch die Anordnung eines opaken, staubartigen Pigmentes (? Magnetit) zustande kommt, und erinnert sofort an aus Olivin hervorgegangenen Maschenserpentin. Ein weiteres Mineralkorn von hoher Lichtbrechung, isotropem Verhalten, brauner Farbe, durchscheinend und von schlechter Spaltbarkeit liess Picotit vermuten.

Um sichere Daten zu erhalten, wurde ein nussgrosses Stück der Gesteinsprobe auf 0,1–0,2 mm Korngrösse zerkleinert, mit Bromoform ($\gamma = 2,8$ ca.) die Schweremineralfraktion herausgeholt und diese u. d. M. auf die braunroten, picotitverdächtigen Körner untersucht. Schätzungsweise entfielen auf 1000 Mineralkörner Ausgangssubstanz 5–10 Körner Chromspinell. Durch Vergleich der Lichtbrechung (vgl. A. RITTMANN und O. GRÜTTER, 1939) und mittels einer Mikroreaktion auf Chrom (F. FEIGL, 1954, p. 159) wurde Picotit bestimmt. Uwarowit, der ausserdem smaragdgrüne Eigenfarbe besitzt, unterscheidet sich von Picotit ($\gamma = \pm 4,2$) durch niedrigere Dichte (3,85). Vgl. A. N. WINCHELL, 1951.

Mikroskopische Untersuchung des Bindemittels

Neben den üblichen Zementbestandteilen ist der in schlierigen Zügen auftretende Chlorit massgebend am Aufbau des Gesteins beteiligt (etwa 30–40%). In gleichmässiger Verteilung umschliesst er die Sandkörner und gröberen Partikel, ist also nicht an mechanische Scherflächen gebunden. Neben Chlorit ist ein weissliches bis gelbliches, zum Teil äusserst feinnadeliges Pigment vorhanden, das fast in jedem Spilitschliff auftritt und wohl aus einem Epidot-Zoisit, bzw. Leukoxen-Titanit-Rutil-Gemenge mit wechselnden Anteilen besteht.

Spilitisches Material, entweder in das noch unkonsolidierte Sediment eingedrungen oder wahrscheinlicher als Tuff (zerspratzte Lava) syngenetisch der klastischen Ablagerung beigemischt, bindet demnach aus dem Serpentin stammende Erosionsprodukte. Der chromhaltige Spinell befindet sich hier als hartes ($H. = 8$), widerstandsfähiges, schlecht spaltendes Mineral auf sekundärer, evtl. schon tertiärer Lagerstätte und ist nach heutiger Kenntnis (F. MACHATSCHKI, 1953) in ultrabasischen Eruptiva als Begleiter von Chromit sehr gemein. Er wird von allen Bearbeitern der Unterengadiner und Mittelbündner Serpentinorkommen (J. BALL, 1897; U. GRUBENMANN, 1909, H. GRUNAU, 1947, R. GEES, 1956) als Akzessorium oder sogar als Nebengemengteil ausdrücklich zitiert und ist stellenweise im Serpentinewebe angereichert. Gesteine der Spilitfamilie führen unseres Wissens dieses Mineral nicht.

Durch diese Beobachtungen ist das Alter wenigstens eines Teiles der spilitischen Effusiva und die obere Altersgrenze des Serpentin in Beziehung zum Flysch der Tasna-Decke fixiert. Der in Val Tuoi (vgl. Blatt Ardez 420, Geologischer Atlas der Schweiz, 1940) und andernorts, so z. B. am Bürkelkopf, Samnaun im Flysch der Tasna-Decke eingeschaltete Serpentin wird von J. CADISCH (1953) als primär eingelagert beschrieben. Er bildet nach J. CADISCH, P. BEARTH und F. SPAENHAUER (1941) mit Gabbro, Diabas und Variolit eine typische, gleichaltrige Gesteinsvergesellschaftung. Über die untere Altersgrenze der Serpentinintrusion im Unterengadiner hochpenninisch-unterostalpinen Grenzraum liegen bis heute keine gesicherten Resultate vor. Von sedimentpetrographischen Untersuchungen sind in Hinblick auf das Problem der zeitlichen Abfolge der einzelnen Glieder der Ophiolithsippe Erfolge zu erwarten. So sollte insbesondere bei klastischen Ablagerungen des «Gault» und des Tristelniveaus der Ardezer Schichtreihe der Gehalt an Schwere mineralien einer eingehenden qualitativen und quantitativen Analyse unterworfen werden.

C. HORNBLENDEGABBRO

Einige kleinere Linsen eines grünlichen, mittelkörnigen Gesteins von richtungslos massiger Textur sind auf der Ostseite des Piz Tasna im Serpentin eingeschlossen.

Mineralbestand

Die Schlifffläche wird ungefähr zu halben Teilen, wobei der Feldspat etwas überwiegt, von mehr oder weniger isometrischen, stark saussuritisierten Plagioklasen und bräunlichen Hornblenden eingenommen. Die polysynthetische Verzwilligung der Plagioklase ist infolge der fortgeschrittenen Zersetzung in ein kleinstkörniges Epidot-Zoisitgemengsel zum Teil zerstört, zum Teil verdeckt. Demzufolge sind von einer Anorthitgehalt-Bestimmung eher zu niedrige An-Werte zu erwarten. Durchschnitt von 3 Bestimmungen auf dem Universaldrehtisch: 28% An (basischer Oligoklas-Andesin). Die pleochroitischen, offenbar aus Diallag hervorgegangenen Hornblenden mit dem charakteristischen Spaltwinkel von 124° sind randlich zersetzt und gehen bei dem einen Schliff in Chlorit (Pseudomorphosen von Chlorit nach Hornblende) über. Auf Spaltrissen stellt sich ein stark lichtbrechendes Zersetzungsprodukt (leukoxenartige Substanz) ein. Akzessorisch: Zersetzter Magnetkies oder Ilmenit, Apatit, Chlorit.

Nach dem geologischen Befund ist dieses hypidiomorphe Tiefengestein zu den Ophiolithen zu stellen und mit dem Diallaggabbro des Äusseren Viderjochs (südlich Flimspitz, Samnaun) in direkten genetischen Zusammenhang zu bringen (vgl. auch R. GEES, 1956).

Andererseits steht auch in der Clemgiaschlucht südlich Clüsa (U. GRUBENMANN, 1909) unmittelbar nördlich der grossen Serpentinmasse ein Gabbrovorkommen an, dessen mineralogische Zusammensetzung mit dem eben beschriebenen völlig identisch ist. Nach neuerer Auffassung (H. EUGSTER, 1934; J. CADISCH, 1953) sind diese gabbroiden Gesteine der sog. «Phyllitformation» von GRUBENMANN dem Altkristallin der Tasna-Decke beizuordnen und prämesozoischen Alters. Die geologisch-tektonische Stellung des Hornblendegabbro auf der Ostseite des Piz Tasna bleibt, ehe eine eingehendere petrographische Bearbeitung der ophiolithischen Gabbrogesteine des Unterengadiner Fensters zum Vergleich vorliegt, unbestimmt. Wir belassen ihn deshalb vorläufig bei den Ophiolithen.