

Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. Wallis.

Von
Heinrich Preiswerk.

Mit 2 Tafeln.

Die grosse Mulde inneralpiner, mesozöischer Sedimente, die vom Bedrettal über den Nufenenpass ins Rhonetal hinüberstreicht, enthält an manchen Stellen Einlagerungen von amphibolitischen oder chloritischen „Grünschiefern“¹⁾ und von Serpentinegesteinen. Vom Nufenen an nach Westen finden sich diese Gesteine zuerst am Westabhang des Banhorns am Hohsandgletscher in einem einige 100 m. mächtigen Lager. Weiterhin erlangen sie wieder im Bimmental grössern Umfang, sowie am Saflischpass zwischen Binn und Brig. H. Gerlach hat auf Blatt XVIII der schweiz. geolog. Karte in 1:100,000 keines der genannten Vorkommen eingetragen. Die erste dahin gehörende Aufzeichnung ist die des

¹⁾ Der für diese Vorkommnisse gebräuchliche Name „Grünschiefer“ ist nicht immer zutreffend, da darunter Gesteine vorkommen, die keine Spur von Schieferstruktur aufweisen. In solchen Fällen wäre wohl der Name „Grünstein“ vorzuziehen. Die Bezeichnung *Prasinit* (V. Novarese: *nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle alpi occidentali* 1895) ist nur für einen Teil — wenn auch für den grössten — der zu besprechenden „Grünschiefer“ anwendbar, da die feldspatharmen- und -freien Varietäten darin nicht eingeschlossen sind. Mit dem Namen *Amphibolit* bezeichne ich die Amphibolprasinite.

grossen Serpentinlagers bei Visp. Dasselbe liegt an der Stelle, wo die Mulde der mesozoischen Schiefer sich in 3 Arme teilt, die von Visp an ostwärts, durch zwei Gneissmassen getrennt, einander parallel laufen. Wesentlich an den mittlern dieser Muldenzüge, der über Nanzlücke und Berisal auf den Kamm der Gneisskette zwischen Monte Leone und Ofenhorn zieht, sind die Grünschiefer gebunden. Gerlach gibt in dieser Mulde noch zwei kleine Serpentinlinsen an: am Südfuss des Gebidem und auf der Passhöhe der innern Nanzlücke. Die Verbreitung des Serpentin ist in Wirklichkeit eine grössere, auch finden sich in seiner Begleitschaft meist ausgedehnte Lager von Grünschiefern, die auf der Karte nicht eingezeichnet sind.

In den Sommern 1900 und 1901 hatte ich die Grünschiefer und Serpentine dieses Muldenzuges in Zusammenhang mit den erwähnten Grünschieferlagern im Binnental, die ich später beschreiben werde, geologisch aufgenommen und möchte im folgenden die Resultate ihrer geologischen und petrographischen Untersuchung mitteilen.

Die zu besprechenden Gesteine treten an folgenden Stellen zu Tage:

1. Südlich vom Dorfe Visp zu beiden Seiten des Baches (Profil I, Tafel I).

2. Am Südfuss des Gebidem zwischen Visperterbinen und dem Gamseki (Profil II).

3. Auf der West- und Ostseite der innern Nanzlücke (Profil III).

Die letzten Spuren von Grünschiefereinlagerungen in diesem Kalkphyllitzug zeigen sich auf dem Kamm zwischen Schienhorn und Staldhorn nordwestlich von der Simplonpasshöhe als nur wenige Meter mächtige

Amphibolitlagen und als kleine Linsen vom sog. „Giltstein“ oder „Ofenstein“, d. h. einem Dolomit oder Brennerit führenden Talkschiefer. (Profil IV.)

Das Gemeinschaftliche in den Lagerungsverhältnissen dieser Grünschiefereinlagerungen ist, dass sie sämtlich nahe der Grenze von Kalkschiefer und Gneiss jenem eingelagert erscheinen und zwar stets auf der südlichen Seite der Mulde. Demgemäss lagern sie bei Südfallen der Mulde im Hangenden der Schiefer. So von Visp bis zur Nanzlücke. Östlich des Schienhorns dagegen treten sie im Liegenden auf, da hier die Mulde durch eine Torsion Nordfallen angenommen hat. (Vgl. Profile III und IV.)

I. Visp.

In den obern Lagen der Kalkschiefer bei Visp, etwa 3 km. südlich vom Dorf, ist am westlichen Talgehänge eine grosse, keilförmige Serpentinmasse entblösst. Sie liegt, von kleinern Kalkschieferlagern begleitet, zwischen zwei, wahrscheinlich der Trias angehörenden, schroffen Fels-Bändern dolomitischen Kalkes eingeschlossen, von denen das liegende von der „Hohen Fluh“ am Visper Bach gegen „Kalkflüh“ hinaufzieht, das hangende als Abschluss der mesozoischen Sedimente gegen die darüber lagernden Gneisse und Glimmerschiefer den Steilabsturz östlich unter Schulmatten bildet. Die Kalkschichten und die eingeschlossene Serpentinlinse fallen mit ca. 30° nach SSW. Die ungewöhnliche Streichrichtung OSO entspricht der Richtung des schmalen Kalkschieferbandes, das hier auf der Südseite von der grossen Mulde abzweigt. Unten und oben ist der Serpentin durch Grünschiefer vom Kalk getrennt. Zwischen Hohe Fluh und Eich erreichen dieselben bis gegen 100 Meter Mächtigkeit. Sie wechsellagern hier stellenweise mit Kalkschiefern,

die von einer, offenbar der Trias angehörenden Glimmerquarzitschicht begleitet werden. Grosse Massen von Grünschiefer sind auch im Liegenden des Kalkbandes der Hohen Fluh den Kalkschiefern eingelagert. Am Fuss der Felswand lassen sie sich bis zum Katzhaus verfolgen, keilen aber höher am Gehänge allmählich aus. (Profil I).

Serpentingesteine.

Die oben als „Serpentin“ bezeichneten Gesteine sind verschiedenartige Umwandlungsprodukte von *peridotitischem Tiefengestein*. Den besten Einblick in dessen ursprüngliche Beschaffenheit gewährt ein Gestein, das im obern, westlichen Teile des Rebberges bei „Im Eich“ ansteht. Es besteht aus dunkelgrüner Serpentingrundmasse, in der zahlreiche gelblich-grüne bis weissliche Flecken augenartig eingelagert sind. Unter dem Mikroskop lassen sich die Flecken als mehr oder weniger frische Reste von monoklinem, schwach bräunlich gefärbtem *Pyroxen* bestimmen. Schnitte senkrecht zu c zeigen neben guter prismatischer Spaltbarkeit eine weniger gute nach dem Orthopinakoid. Die Auslöschungsschirfe auf 010 ist ca. 40°. Bei der Umwandlung dieser Pyroxene scheiden sich neben fein verteilten Eisenerzpartikelchen auch Rutilkörner in nicht unbeträchtlicher Menge auf den Spaltrissen aus. Der frische Pyroxen scheint demnach hohen Titangehalt zu besitzen.

Der Raum zwischen den Pyroxenen wird durch zusammenhängende Massen von Serpentin ausgefüllt, der bald als Antigorit, bald als Chrysotil in typischer Maschenstruktur auftritt. Die Maschen sind von Erzschnüren begleitet. Allem Anschein nach liegen hier Pseudomorphosen nach *Olivin* vor, der auch hie und da in kleinen Mengen innerhalb der Maschen erhalten zu sein scheint. Doch lassen die kleinen Reste keine sichere Bestim-

nung zu. Eisenerze sind auch ausserhalb der Olivin-pseudomorphosen reichlich vorhanden. Sie sind regelmässig von einem Hof anscheinend isotroper Substanz umgeben, die teilweise aus einem sehr feinen Gemisch von Antigorit- und optisch positiven Chloritschüppchen besteht.¹⁾

Die ursprüngliche Mineralkombination des Gesteins war nach obigem: Olivin, diallagartiger Pyroxen und Eisenerz, also die eines *Wehrlits*. Der Mangel des Pyroxens im grössten Teil der übrigen Serpentinmasse darf indessen wohl nicht nur der Zerstörung des Minerals durch Umwandlung, sondern wesentlich seinem Fehlen im Muttergestein zugeschrieben werden, das vermutlich seiner grössern Masse nach aus *Olivinfels* bestanden hat.

Das wechselreiche Aussehen der übrigen, diesem Gesteinskörper angehörenden Varietäten, die sich vom Muttergestein durch ihren ausgeprägten metamorphen Charakter mehr als die oben beschriebenen Typen entfernen, wird wesentlich durch das Mengenverhältnis und die Ausbildungsart der sekundären Minerale sowie durch den Grad der mechanischen Umwandlung bedingt.

¹⁾ Dieselbe Erscheinung findet sich in grosser Verbreitung auch in den Serpentinesteinen am Geisspfadpass. Vielleicht ist sie durch die Gegenwart eines serpentinarartigen Minerals bedingt, das ein kaum merklich doppelbrechendes Zwischenglied darstellen würde zwischen dem hier optisch positiven Chlorit und dem optisch negativen Antigorit. Bei beiden Mineralen ist ja in den Richtungen $\perp$ zur spitzen Bissektrix die Differenz der optischen Elastizitäten äusserst gering, sodass sie nur wenig vom Verhalten optisch einaxiger Minerale abweichen. Denkt man sich nun die Elastizität der Richtung a beim Antigorit abnehmen, die von c beim Chlorit zunehmen — ein Vorgang, der mit dem Wechsel im Aluminiumgehalt in Zusammenhang zu bringen wäre — so würde jeweilen ein Mineral von kaum wahrnehmbarer Doppelbrechung resultieren.

Das Serpentinmineral tritt hier nie mehr mit Maschenstruktur auf, sondern in wohl individualisierten *Antigoritblättern*, die die übrigen Gemengteile geradlinig in eckige Stücke zerschneiden. Schön ist diese Erscheinung namentlich an den Eisenerzen zu beobachten. (Vgl. Tafel V, Figur II.)

Entsprechend dem Kalkgehalt des Diallag erscheinen in den Umwandlungsprodukten Tremolit und Dolomit, die nesterweise um die Pyroxenreste herum sich ausbilden.

Durch intensive dynamische Wirkung bilden sich flasrige und schiefrige Strukturen heraus. Damit Hand in Hand geht die Bildung grösserer Individuen von Dolomit, deren spiegelnde Spaltflächen dann schon im Handstück bemerkbar werden. Das Eisenerz erleidet Umkrystallisation in Oktaeder, die erst in mikroskopischen, dann in mehrere Millimeter grossen Krystallen auftreten. An Stelle des Serpentin tritt oft Talg mit Magnesit oder Dolomit.

Als Endprodukte der Metamorphose gehen somit folgende Haupt-Gesteinstypen in buntem Wechsel hervor: *Serpentinschiefer mit Magnetitkrystallen*, *Serpentin-Talkschiefer mit Dolomitkrystallen*, *Talkschiefer mit Dolomitkrystallen* und *Talkschiefer mit Magnetitkrystallen*.

Grünschiefer.

Von den Serpentinegesteinen sind die sie begleitenden Grünschiefer petrographisch scharf getrennt. Sie zeigen hellgrüne Farben und stets deutlich schiefrige Struktur. Die Hauptbestandteile sind *Amphibol*, *Chlorit* und *Plagioklas*. Daneben treten auf: zweierlei *Epidotminerale*, *Titanit*, *Calcit* und selten etwas *brauner Glimmer*.

Der *Plagioklas* tritt in grössern, rundlichen Körnern auf, die von zahllosen Amphibolnadelchen durchschwärmt

werden. Seine Bestimmung ist nicht leicht, da durch die Einschlüsse die Spaltrisse undeutlich werden und Zwillingsbildung recht selten ist. In einigen Fällen konnte die Auslöschungsschiefe in der Zone $\perp 010$ gemessen werden. Sie beträgt im Maximum gegen 16° , was für *Albit* spricht.

Der Raum zwischen den Feldspäthen ist grossenteils von *Amphibol* und *Chlorit* ausgefüllt, die in ihrem gegenseitigen Mengenverhältnis stark schwanken. Durch diesen Wechsel sind auffallende Verschiedenheiten in der Gesteinsstruktur bedingt. Bei vorherrschendem *Amphibol* ist das Gefüge mehr fasrig, amphibolitartig, bei grössern *Chlorit*mengen körnelig durch die von *Chlorit*häuten umwickelten *Albit*knuern, die als zahlreiche Knötchen hervortreten. Es entspricht dieser Typ dem „*Ovardit*“ der italienischen Geologen.¹⁾

Der *Amphibol* bildet lange, büschelförmige Nadeln, die mehr oder weniger nach der Schieferichtung orientiert die andern Gemengteile durchspicken. Die Farbe ist ganz schwach grünlich $c : c$ beträgt 16° .

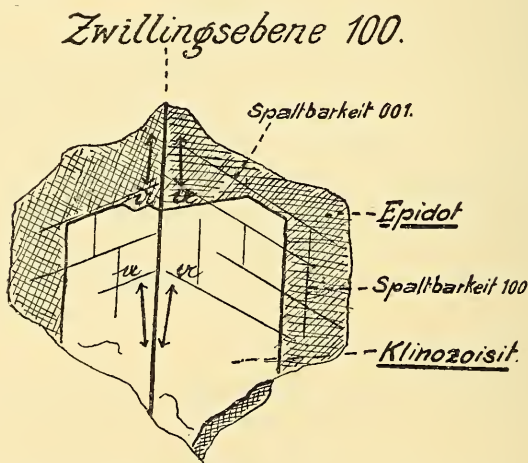
Der *Chlorit* zeigt stark grüne Farbe und deutlichen Pleochroismus: c = grünlichgelb, a und b = grün. Der optische Charakter ist $+$. Als Einschluss im Feldspath tritt *Chlorit* nur spärlich auf. Die chloritreichen Gesteinstypen zeigen daher einschlussärmere Feldspäthe als die amphibolreichen.

Die *Epidotmineralien* zeigen sich in grösserer Menge namentlich im amphibolitischen Typus, während bei Vorwalten des *Chlorit* ein grösserer Teil des Kalkes an Kohlensäure gebunden erscheint. An den stets unregelmässig begrenzten *Epidot*körnern sind sehr häufig verschiedene isomorphe Schichten erkennbar, die in ihren physikalischen Eigenschaften auffällig von einander abweichen.

¹⁾ V. Novarese l. c.

Die äussern Schichten zeichnen sich durch weit höhere Doppelbrechung — sie schwankt im nämlichen Individuum bei 0,035 mm. Schliffdicke oft zwischen gelbgrün II. O. und blaugrau I. O. also ca. zwischen 0,004 0,024 — ferner durch höhere Lichtbrechung und etwas gelbliche Farbe vor dem ganz farblosen Kerne aus. Die Kerne entsprechen der Mineralsubstanz, die von E. Weinschenk¹⁾ *Klinozoisit* genannt wurde, während die Randschichten aus eisenreicherem Epidot bestehen.

Ein geeigneter Schnitt im Dünnschliff ermöglichte es auch die Lage der optischen Elastizitätsachsen, die in den beiden Mineralsubstanzen eine verschiedene ist, zu bestimmen. Ein unregelmässig begrenztes Epidotkorn ist durch den Schliff parallel 010 durchschnitten, vgl. beistehende Figur.



In der Mitte liegt ein Kern von Klinozoisit, der durch die Trace der Flächen 100, 001 und eines Ortodomas gegen die Epidothülle scharf abgegrenzt ist. Hülle

¹⁾ E. Weinschenk, Über Epidot und Zoisit. Zeitschrift f. Kristallographie 1896, XXVI, 2

und Kern sind durch ein und dieselbe Zwillingsgrenze in 2 Teile geteilt. Ebenso setzen die Spaltrisse nach 001 und 100 ununterbrochen durch die beiden Mineralsubstanzen. Dagegen ändert sich von der einen zur andern mit den übrigen optischen Eigenschaften auch die Richtung der Auslöschung. Während in der Hülle α von c nur ca 1° im *spitzen* Winkel β abweicht, beträgt die Abweichung im Kern 2° bis 3° im *stumpfen* Winkel β . Die optische Elastizitätsaxe α erscheint demnach im Klinozoisit gegen ihre Lage im Epidot um $3\text{--}4^\circ$ gedreht und zwar aus dem spitzen Winkel β in den stumpfen hinein.

Neben den beschriebenen Gemengteilen findet sich stets *Titanit* in Schwärmen von kleinen Körnchen.

Die *chemische Zusammensetzung* der amphibolreichen Abart dieser Grünschiefer ist folgende:¹⁾

Si O ₂	= 49,39
Ti O ₂	= 0,53
Al ₂ O ₃	= 12,58
Fe ₂ O ₃	= —
Fe O	= 7,50
Ca O	= 12,18
Mg O	= 8,61
K ₂ O	= 2,45
Na ₂ O	= 3,16
H ₂ O	= 2,44
Sa.	= 98,84

Die Zusammensetzung ist die eines Diabases oder Gabbro, freilich mit etwas geringem Eisengehalt. Ausser dem chemischen Bestande weist auch die Analogie mit benachbarten Vorkommnissen im Binnental aufs deutlichste darauf hin, dass die den Visper Serpentin begleitenden Grünschiefer als Umwandlungsprodukte von

¹⁾ Anal. H. Preiswerk.

Diabas- resp. Gabbrogesteinen anzusehen sind, wenn schon weder in Struktur noch in Mineralbestand irgendwelche Reste des ursprünglichen Gesteins erhalten sind.

Kontaktgesteine.

Für die Auffassung der Grünschiefer als ehemalige Diabasgesteine würde es eine Stütze sein, wenn in den umgebenden Kalkschiefern noch primäre Kontaktmetamorphose nachweisbar wäre. Beim suchen darnach fiel mir ein dicht bis feinkrystallin aussehendes Gestein auf, das bei Eich und unter der „Hohen Fluh“, wo die Grünschiefer mit den Kalkschiefern häufig wechseln, ziemlich regelmässig eine etliche cm. bis dm. mächtige Lage an der Grenze der beiden Gesteinsarten bildet. Es besteht dieselbe aus einem feinkörnigen Gemenge von viel Quarz mit etwas Albit, Muscovit, strahlsteinartiger Hornblende, eisenarmem Epidot und Calcit. Das Gestein ist in seiner mineralogischen Zusammensetzung und auch im äussern Aussehen nicht unähnlich den Adinolen, jenen kiesel-säurereichen Gesteinen, die häufig in den Kontakthöfen der Diabase beobachtet werden. Das gleichartige im geologischen Auftreten beider Gebilde scheint mir auch analoge Bildungsweise wahrscheinlich zu machen.

Ferner weisen die Kalkschiefer in der Nähe der Grünschiefer mancherorts viele kleine Knötchen auf, die aus grössern Albitindividuen mit häufigen Einschlüssen von organischer Substanz bestehen. Auch diese Bildungen, die ich „*Albitschiefer*“ nennen will, enthalten viel Quarz; sind daher als Glied der Kalkschiefer auffallend hart und grobmuschelig brechend.

Ein höchst eigenartiges Kontaktgestein fand sich im Hangenden der Serpentinmasse in der Runse südwestlich über den Häusern „Im Eich“. Hier steht an der Grenze der Kalkschiefer gegen die Grünschiefer ein Gestein an, das bei völlig richtungslos-körniger Struk-

tur in einer gelblich-grünen feinkörnigen „Grundmasse“ zahlreiche dunkle Flecken mit hellem Rand, sowie hie und da Büschel von hellgrünen Amphibolnadeln aufweist. Die dunkeln Flecken samt dem hellen Rande erscheinen regelmässig von einer einheitlich spiegelnden Spaltfläche durchschnitten, die ca. 1 mm. grossen Plagioklasindividuen angehören. Zur genauern Bestimmung wurden gemessen:

1. Die Auslöschungsschiefen bezogen auf die Spalt-
risse von 001, in Schnitten senkrecht zur positiven Bis-
sektrix.

$$\left. \begin{array}{l} 21^{\circ} \\ 24^{\circ} \\ 22^{\circ} \\ 14^{\circ} \end{array} \right\} \text{Mittel } 20^{\circ}$$

2. Die Auslöschungsschiefen bezogen auf 010 in
Schnitten senkrecht zur negativen Bissektrix.

$$\left. \begin{array}{l} 18^{\circ} \\ 8^{\circ} \\ 23^{\circ} \end{array} \right\} \text{Mittel } 13^{\circ}$$

3. Die grössten Auslöschungsschiefen in Schnitten
senkrecht zu 010

16° , 16° , 12° , 9° , 14° , 17° , 12° , 14° , 13° , 10° , $15\frac{1}{2}^{\circ}$, 15°

Der Plagioklas ist dadurch als Albit bestimmt.

Die im Albit eingeschlossenen dunkeln Flecken bestehen aus kleinen Blättchen und Flittern kohlgiger Substanz,¹⁾ die eine sehr bemerkenswerte Anordnung zeigen: Die kleinen Blättchen sind meist zu feinen, parallelen Zügen vereinigt, die oft prachtvolle Fältelung aufweisen. Der ganze Komplex der kohlgigen Einschlüsse beschränkt sich stets auf das Zentrum des Albites und

¹⁾ Die mit schwerer Lösung isolierten Feldspathe wurden durch HFl und HCl zersetzt. Es hinterblieb ungelöst ein schwarzer Rückstand, aus dem die gelösten Stoffe durch Dekantieren entfernt wurden. Hierauf konnte der Rückstand durch Glühen gänzlich verbrannt werden.

ist von dem einschlussfreien Albitkorn durch meist scharfe, oft geradlinige und deutlich krystallogene Grenzen getrennt. Bisweilen findet sich im Innern der Flecken nochmals einschlussfreier Albit, sodass die kohlige Substanz auf eine beiderseits krystallartig begrenzte Zone beschränkt erscheint. (Vergl. Tafel V, Figur I.)

Es lässt dies aufs deutlichste die Abhängigkeit der Anordnung des kohligen Pigments von der Krystallisation des Albits erkennen. Die kohligen Partikel erscheinen aus ihrem frühern Zusammenhang durch den Prozess der Albitbildung herausgerissen und auf bestimmte Zonen des neugebildeten Minerals lokalisiert worden zu sein.

Neben den beschriebenen, grossen Albitindividuen treten auch noch kleinere Körner ohne kohlige Einschlüsse auf. Sie bilden zusammen mit den übrigen Gesteinsgemengteilen gleichsam eine Grundmasse um die grossen Albite herum. Alle Gemengteile ausser dem Albit haben idiomorphe Ausbildung. Darunter ist der hauptsächlichste der *Epidot*. Er ist reichlich in den Zwischenräumen zwischen den grossen Albiten und in deren äusseren Teilen vertreten. An den schwach gelblichen Durchschnitten sind die Formen 100, 001 und 102 häufig erkennbar.

Weitere Gesteinsgemengteile sind: *Amphibol* in Büscheln von langen Nadeln, die im Querschnitt die Formen 001, 010 und 110 erkennen lassen. Der Pleochroismus ist a = gelblich, b = grünlich, c = bläulich-grün. $c : c$ beträgt 12° bis 16° .

Granat in farblosen Rhombendodekaedern oder runden Körnern.

Titanit in zierlichen rautenförmigen Durchschnitten.

Spuren von *Eisenerz* und *Calcit*.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende :

Si O ₂	=	52,75 %
Ti O ₂	=	0,75 „
Al ₂ O ₃	=	24,44 „
Fe ₂ O ₃	=	4,04 „
Fe O	=	1,23 „
Mg O	=	0,81 „
Ca O	=	8,45 „
Mn O	=	0,42 „
Na ₂ O	=	5,71 „
K ₂ O	=	0,71 „
Glühverl.	=	1,20 „

Sa. = 100,53 %

Das Gestein enthält, aus der Analyse ¹⁾ berechnet, 50,4 % Albit und ca. 35 % Epidot. Man könnte es demnach etwa als *Albit-Epidotfels* bezeichnen.

Die Einschlüsse von kohligter Substanz und die Art ihrer Anordnung, sowie die Beziehungen zu den benachbarten, den Kalkschiefern zugehörnden Albitschiefern bestimmen mich, das Gestein der Formation der Kalkschiefer beizuzählen.

Entsprechend dem hohen Thonerde- und Kalkgehalt könnte man dasselbe als Umwandlungsprodukt eines Kalkthonschiefers betrachten. Dann bleibt aber noch der hohe Gehalt an Alkalien, namentlich Natron, noch zu erklären. Nun kennt man ja derartige Anreicherung von Natron in Sedimentgesteinen vielfach bei der sog. Spilit- , Desmosit- und Adinolebildung in den Kontakthöfen der Diabase. Zwar bilden sich dort dichte, splittrig brechende Gesteine, während die vorliegenden relativ grob krystallin sind. Doch dürfte dies bei der allgemeinen Umkrystallisation, die diese alpinen Gesteine erfahren haben, kein Hinderungsgrund sein, die beiden Bildungen in Parallele zu setzen.

¹⁾ Anal. Dr. F. Hinden mineralog. Institut Basel.

Die Richtigkeit dieser Auffassung wird durch die angegebenen Tatsachen freilich nur wahrscheinlich gemacht, noch nicht bewiesen. Es bleibt noch durch weitere geologische Beobachtungen darzutun, ob diese Bildungen auch an andern Orten mit der den kontakt-metamorphen Gebilden eigenen Gesetzmässigkeit auftreten.

II. Visperterbinen, Gebidem.

Auf dem rechten Ufer der Visp treten die Serpentin- und Grünschieferlager in bedeutend reduzierter Mächtigkeit auf. Zwei kleinere Grünschieferlinsen, die triasischen Marmorbänken eingelagert sind, schneidet der Weg südlich der Einmündung des Staldbaches an.¹⁾ Weiter südlich bei „Warthaus“ trifft man an der Strasse die Fortsetzung der Serpentinmasse des Westufers. Nach der Darstellung von Gerlach spaltet gewissermassen die Serpentinmasse den Kalkschieferzug in 2 Arme, die östlich der Visp getrennt bleiben, sodass der Serpentin an seinem Ostende rings von Gneiss und Glimmerschiefer umschlossen wird. Dies ist jedoch in Wirklichkeit nicht der Fall. Die von Gerlach östlich oberhalb Visperterbinen eingezeichneten Kalkschiefer lassen sich über Ried und Bitzenen bis zur Visp hinunter verfolgen. Sie enthalten hier als Einlagerung den rechtsufrigen Serpentin, der übrigens, im Gegensatz zu Gerlachs Angaben, auf das Nordufer des Riedbaches beschränkt ist und somit gegenüber der westlichen Fortsetzung eine Verschiebung zeigt, die auf eine *Verwerfung längs der Visp* hinweist.

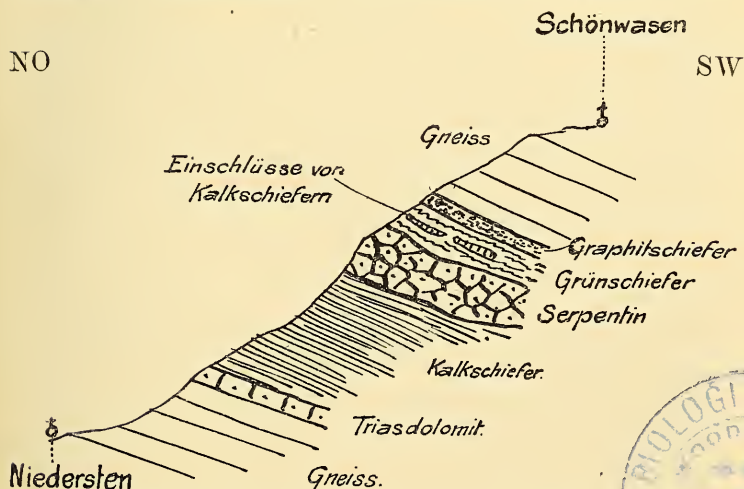
Auch die östliche Fortsetzung des mittlern an den Visperserpentin anschliessenden Kalkphyllituzuges ist überaus reich an Einlagerungen von Serpentin und Grünschiefern. Kleine Linsen davon treten bei Stalden ob

¹⁾ Vgl. Blatt 496 der topographischen Karte der Schweiz in 1 : 50,000.

Bitzenen und nördlich von Visperterbinen am Weg nach Ried zutage.

Grössere Ausdehnung erlangen diese Gebilde erst wieder auf der Passhöhe gegen das Gamseki (Profil II) bei dem kleinen See, auf dessen Ostseite die Gerlachsche Karte Serpentin angibt. Die ganze Zone der mesozoischen Sedimente ist hier sehr reduziert, sie tritt bei flachem Südfallen in einer Breite von nur etwa 400 m. zutage. Eine ca. 150 m. breite Linse von Serpentin mit dazwischen gelagerten Chlorit- und Amphibolgesteinen trennt zu beiden Seiten des Sees auf ca. 1 km. Länge die Kalkschiefer von den hangenden Gneissen. Verfolgt man die obere Grenze der Kalkschiefer ostwärts, so findet man weitere Serpentinlinsen — auf der Gerlachschen Karte sind sie nicht angegeben — in den Schluchten der Bäche, die von Schönwasen und der Passhöhe nach Niedersten fließen.¹⁾

Das Profil durch die ganze Kalkschiefermulde ist hier gut aufgeschlossen. (Vgl. beistehende Skizze).



¹⁾ Blatt 497 des topographischen Atlas 1 : 50,000.

Steigt man von Niedersten den Bach nordwestlich der Häuser empor, so trifft man in den untern Teilen der Runse *Triasdolomit*, der hier dem „*Gebidemgneiss*“ mit ca. 20° Südfallen auflagert. Über dem Dolomit stehen bis in halbe Höhe des Berghanges *Kalkschiefer* an. Darüber treten linsenförmige Massen von *Serpentin* zutage, die wiederum von *Grünschiefern* überlagert werden. Diese schliessen hie und da dünne Lagen eines harten, quarzitähnlichen Gesteines ein, das aus viel Quarz, aus Albit mit häufigen Einschlüssen kohligter Substanz, aus braunem Glimmer, Chlorit und reichlich Apatit besteht. Die mikroskopische Struktur ist dieselbe wie die der *Albitschiefer*, die im Kontakt mit den Grünschiefern bei Visp auftreten. Offenbar liegt hier ein durch den Faltungsprozess stark dislozierter Kalkschiefer-Grünsteinkontakt vor, bei welchem die Kalkschiefer bis auf geringe Reste ausgequetscht erscheinen. Zu oberst im Profil folgen die ältern krystallinen Schiefer und Gneisse, welche hier und auch weiter ostwärts in den untersten Partien dicht über dem Grünschiefer stark *graphithaltige Schichten* aufweisen. Hie und da finden sich faustgrosse Linsen fast reinen Graphits. Möglicherweise sind diese Graphitlager die östlichsten Spuren der *Carbonformation*, die ja vom Unterwallis her bis über Turtmann hinaus, d. h. bis auf eine Entfernung von ca. 3 Stunden von unserm Profil verfolgt werden kann.

Die *petrographische Ausbildung* der Grünsteine ist mit der der Vispergesteine identisch. Die Serpentine sind ungeschiefert. Ihr Hauptbestandteil ist *Antigorit* in wohlkrystallisierten Blättern. Daneben finden sich Reste von Pyroxen, sowie Eisenerze, die beide von den Antigorittafeln in eckige Stücke zerschnitten erscheinen. (Vgl. Tafel V, Fig. II.)

Die Grünschiefer sind stark geschiefert; sie gehören zum Typus der „*Ovardite*“.

III. Innere Nanzlücke.

Eine beträchtliche Verbreitung haben die Grünschiefer und Serpentine am Passübergang zwischen Gamsertal und Simplonpasshöhe, der innern Nanzlücke. Auf der Karte von Gerlach ist nur auf der Passhöhe eine kleine Serpentinlinse eingetragen. Ich habe jedoch dieses Gestein auf der westlichen Abdachung des Gebirgskammes bis nahe an den Talboden bei Bististafel verfolgen können als breite Zonen, die beiderseits von Grünschiefern begleitet wird. Der ganze Komplex der Serpentine und Grünschiefer, der ob Bistimatten 500 bis 600 Meter breit ist, hat dieselbe Lagerung wie die entsprechenden Gesteine am Gebidem, nämlich er bildet das Hangende des zwischen den Gneissen eingelagerten Kalkschieferzuges. Die Grenze gegen den obern Gneiss ist auch hier durch eine dünne Lage graphithaltiger Schiefer charakterisiert.

Serpentingesteine.

Die *petrographische Ausbildung* der Serpentingesteine ist sehr eintönig und identisch mit der am Gebidem. Ursprüngliche Gesteinsbestandteile sind nicht vorhanden. Die schiefrigen Abarten enthalten reichlich *Magnetitkrystalle*. Auch *Talkgesteine* finden sich, zum Teil — so auf der Passhöhe — mit schönen *Aktinolitkrystallen* durchspickt.

Grünschiefer.

Reicher an charakteristischen Gesteinstypen sind die Grünschiefer. Auch fehlt es nicht an Erscheinungen, die auf ihre ursprünglich eruptive Natur hindeuten. Die feldspathaltigen Arten d. h. die eigentlichen Prasinite lassen sich, noch schärfer als dies bei den Visper Gesteinen geschehen konnte in 2 Gruppen trennen.

1. Prasinit mit vorwiegendem Amphibol, also eigentlicher *Amphibolit* (nach der Definition von Rosenbusch,¹⁾)
2. Prasinit mit vorwiegendem *Chlorit* entspricht dem *Ovardit* der Italiener.

Die beiden Typen fallen schon im Handstück durch die verschiedenartige Struktur auf. Der Hornblendefilz verleiht dem Amphibolit einen mehr schaligen Bruch, während der Ovardit körnig-flasrige Struktur zeigt durch das hervortreten von Chloritumwickelten Feldspath-Knötchen auf der Bruchfläche.

1. Amphibolit.

Die Bestandteile des unter 1. erwähnten Typus sind:

1. Wasserhelle Körner von *Oligoklasalbit* oder *Albit* in mosaikartiger Anordnung. Zwillingsbildung ist selten.
2. Intensiv grüne *Hornblende* in unregelmässiger Verteilung. Gegen den Plagioklas zeigt sie idiomorphe Ausbildung in den Formen 100, 110 und 010. Der Pleochroismus ist kräftig.

a = hellgrün

b = grasgrün

c = blaugrün

c:c beträgt 16°.

3. *Zoisit* spärlich in rundlichen Körnern. Teilweise liegt wohl *Klinozoisit* vor.
4. Wenig *Chlorit* von optisch negativem Charakter.
5. Reichlich *Titanhaltiges Eisenerz*, das randlich beginnende Umwandlung in *Leucoxen* zeigt.

2. Ovardit.

Im Ovardit tritt der Plagiokals durchweg in grösseren, oft verzwillingten Individuen auf. Er lässt sich hier mit Sicherheit als *Albit* bestimmen.

¹⁾ Elemente der Gesteinslehre 1898 pag 511.

Die *Hornblende* ist dieselbe wie im Amphibolit, bleibt aber der Menge nach bedeutend hinter dem Chlorit zurück.

Der *Chlorit* zeigt äusserst schwache Doppelbrechung von wechselndem, vorwiegend positivem Charakter. Der Axenwinkel ist nahe 0° . Der kräftige Pleochroismus zeigt für a und b = grün

c = schwach grünlich gelb

Ein Unterschied gegenüber dem Amphibolit zeigt sich auch in dem reichlichen Auftreten von *Calcit*, sowie in der viel weiter vorgeschrittenen Umwandlung der Erze in *Lencoxen*.

Die beiden Gesteinstypen *Amphibolit* und *Ovardit* fasse ich als Derivate desselben diabas- oder gabbroartigen Eruptivgesteins auf, wobei der zweite Typus eine höhere Stufe der Umwandlung darstellt als der erste, aus dem er dadurch hervorgeht, dass aus dem Albitmosaik grössere Individuen auskrystallisieren, die Hornblende durch Chlorit und Calcit ersetzt wird und — dies scheint mir mit einer Stütze der Auffassung zu sein — dass die Lencoxenbildung bedeutend zunimmt. Als ein extremes Produkt der Metamorphose in dieser Richtung wären Gesteine wie die *Albitschiefer von Brusson*¹⁾ aufzufassen, in denen der Plagioklas bis zu 2 cm grossen Individuen anschwillt.

3. Amphibol-Klinozoisitschiefer.

Neben den genannten Gesteinstypen kommen auch feldspathfreie Gesteine vor, die wesentlich auf die Randpartien der Grünschiefermasse beschränkt erscheinen. Leider ist der Kontakt von Grünschiefern und Nebengestein meist schlecht aufgeschlossen oder schwer zu-

¹⁾ H. Preiswerk, Untersuchung eines Grünschiefers von Brusson (Piemont) Zentralblatt für Mineralogie 1901 No. 10.

zugänglich. Am besten ist er an einem Gesteinsblock sichtbar, der von den, an den Steilhängen östlich der Passhöhe anstehenden Grünschiefern losgebrochen ist. Der Block besteht zur Hälfte aus einem hellen grünlich weissen, epidotreichen Carbonatgestein, das wohl der Trias angehört. Mit scharfer Grenze stossen daran die Grünschiefer an. Etwa 1 Meter vom Kontakt entfernt besitzen sie eine mit den übrigen Grünschieferarten der Lokalität übereinstimmende Korngrösse. Mit der Annäherung gegen das Nebengestein wird das Korn allmählich feiner. Hart am Kontakt erscheint das Gestein ganz dicht und ist äusserst widerstandsfähig. Diese Abnahme der Korngrösse gegen den Kontakt ist sicherlich ein noch erhaltener *Rest der Struktur des ursprünglichen Eruptivgesteins*. Namentlich die feinkörnigen Varietäten haben noch ganz diabasartiges Aussehen. Damit übereinstimmend spricht auch der Mineralbestand und die mikroskopische Struktur für einen noch relativ ursprünglichen Gesteinstypus. Es tritt in dem Gestein nämlich ein *primärer Pyroxen* auf, den ich in den diabasartigen Grünschiefern der mesozoischen Sedimente vom Nufenen bis zur Visp sonst nirgends gefunden habe. Dieser Pyroxen ist stets von gleichorientierter blaugrüner Hornblende umwachsen. Häufig ist die Grenze zwischen beiden durch eine braunbestäubte Zone ausgezeichnet, was den Pyroxen im Dünnschliff rasch auffinden lässt. Seine Farbe ist bräunlich violett für parallel *b* und *c* schwingende Strahlen, *a* ist farblos. Nur die prismatische Spaltbarkeit ist deutlich. *c:c* beträgt 35°.

Die *Hornblende* kommt meist in grössern einheitlich orientierten garbenförmigen Büscheln vor, die vermutlich die Stelle der ursprünglichen Pyroxene einnehmen, aus denen sie grösstenteils durch Uralitisierung hervor-

gegangen sein dürften. Die Eigenschaften stimmen mit denen der Hornblenden in den oben beschriebenen Gesteins-Typen überein. Häufig treten stellenweise Umwandlungen in Tremolit, Chlorit und Talk ein.

Wohl über $\frac{1}{3}$ der Gesteinsmasse besteht aus Mineralien der Epidotgruppe und zwar weitaus zum grössten Teil aus *Klinozoisit*. Dieses Mineral zeigt neben den krystallographischen Eigenschaften des Epidot eine sehr schwache Doppelbrechung. Die Interferenzfarben steigen in Schliffen von ca. 0,03 mm Dicke selten bis Gelb I. O. Meist herrschen Farbentöne niedererer Ordnung vor, besonders ein eigentümliches Stahlblau, das durch die starke Dispersion entsteht. Als Klinozoisit charakterisiert das Mineral auch die Lage von α im stumpfen Winkel β .

Die Dispersion der Bissektrizen ist gross.

Der Winkel zwischen α und c beträgt:

für Lithiumlicht	1° 58' (Mittel a. 3 Mess.	Max. 2° 05' Min. 1° 50')
„ Natriumlicht	2° 28' (Mittel a. 4 Mess.	Max. 2° 45' Min. 2° 07')
„ Talliumlicht	3° 02' (Mittel a. 5 Mess.	Max. 3° 17' Min. 2° 52')
„ weisses Licht	2° 55' (Mittel a. 4 Mess.	Max. 3° 07' Min. 2° 45')

Die Messungen wurden an einem Gesteinsdünnschliff angestellt, der ein nach 100 verzwilligtes Klinozoisitkorn parallel 010 durchschneidet. In dieser Schnittlage erreicht die Interferenzfarbe bei einer Schliffdicke von 0,03 mm die untere Grenze des Gelb I. O. Die Doppelbrechung ist demnach ca. 0,01, also etwas höher als bei Zoisit. Die Bissektricendispersion ist leicht daran erkennbar, dass beim Drehen der Nikolhauptschnitte

aus der Dunkelstellung gegen die Trace von 100 hin zuerst blau, bei umgekehrtem Sinn der Drehung zuerst gelbe Farbentöne auftreten.

Am äusseren Rande der Klinozoisitkörner findet sich hie und da *Epidot* als schmale isomorphe Schicht.

Die übrigen Bestandteile des Gesteins sind: *Chlorit*, *Calcit*, sowie körniger *Titanit*. Feldspath fehlt gänzlich.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende¹⁾

Si O ₂	=	44,70	%
Ti O ₂	=	0,65	„
Al ₂ O ₃	=	16,89	„
Fe ₂ O ₃	=	3,48	„
Fe O	=	5,75	„
Mg O	=	5,38	„
Ca O	=	18,25	„
Na ₂ O	=	0,79	„
K ₂ O	=	0,17	„
H ₂ O	=	2,38	„
C O ₂	=	0,45	„
		98,89	%

Der chemische Bestand ist der eines Gabbrogesteins. Berechnet man die Typenformel nach Osann,²⁾ so erhält man

$$S = 50,3 \quad a = 0,5 \quad f = 14,5.$$

Die Zahlen entsprechen genau dem Typus Bagley Creek (l. c. pag 424). Das starke Vorwiegen des Kalkes über die Magnesia tritt ähnlich bei Gabbrogesteinen aus dem niederösterreichischen Waldviertel auf, die Osann unter dem „Typus Langenlois“ anführt (l. c. p. 425).

¹⁾ Analyse ausgeführt durch Dr. F. Hinden.

²⁾ Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tscharmak's miner. und petr. Mitteilungen Bd. XIX Heft 5/6, 1900.

Zusammenfassung.

Das Lager mesozoischer Sedimente, das auf der geologischen Dufourkarte Blatt XVIII zwischen Visperterbinen und Berisal eingetragen ist, steht mit der Hauptmulde der Bündnerschiefer bei Visp in ununterbrochener Verbindung. Die darin auftretenden linsenförmigen Einlagerungen von Serpentin und Grünschiefern sind geologisch identisch mit denen von Visp.

Hypothetisch stellt sich uns die Bildung dieser Einlagerungen und der sie begleitenden Gesteine folgendermassen dar. In die der Trias auflagernden thonigen und kalkigen Bündnerschiefer, teils auch in die Kalke der Trias selbst drang — zu einer zunächst nicht näher bestimmbaren Zeit — basisches Eruptivmagma von der Zusammensetzung der Diabase und Gabbrogesteine ein. Die umgebenden Gesteine erfuhren dabei stellenweise jene für Diabaskontakt charakteristische Veränderung, die in Vermehrung des Kieselsäure- und des Natrongehaltes besteht. Weitere Nachschübe von eruptivem Material brachten noch basischeres Magma, das innerhalb der Diabas- und Gabbromassen zu Peridotit, namentlich Wehrlit und Dunit erstarrte.

Ihre jetzige Gestalt erhielten die Gesteine dann durch die, die gebirgsbildenden Prozesse begleitende intensive Umwandlung der Struktur sowohl als auch der mineralogischen Zusammensetzung, wodurch der ursprüngliche Gesteinscharakter bis auf Spuren verschwand. In ihrem gegenwärtigen Zustand erinnern die Gesteine nur noch in folgenden Punkten an ihre eruptive Natur.

1. In der chemischen Zusammensetzung.
2. In der Struktur, z. B. Abnahme der Korngrösse mit Annäherung an das Nebengestein.

3. In den noch vorhandenen Resten primärer Mineralien; dem augitartigen Pyroxen in den Grünschiefern der Nanzlücke, dem Diallag und der Maschenstruktur als Olivinprendomorphose in den Serpentinegesteinen von Visp.

Die Mehrzahl der Gesteine bestehen jedoch durchweg aus neugebildeten Mineralien, die zu folgenden Gesteinsarten zusammentreten.

Aus dem Olivinfels und Wehrilit entstanden die ihrer Hauptmasse nach aus Antigorit bestehenden, bald massigen, bald schiefrigen Serpentine sowie vielgestaltige Talk-Tremolit- und Magnesiumcarbonathaltige Produkte.

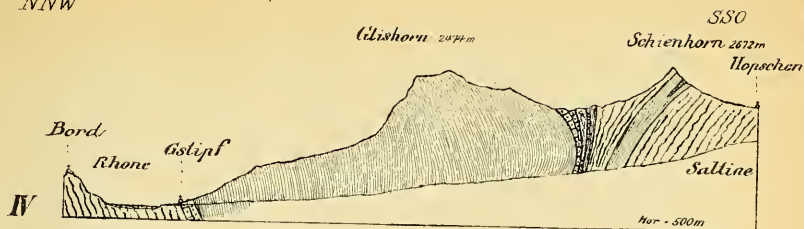
Die diabasartigen Gesteine lieferten bei ihrer Umwandlung folgende Hauptgesteinstypen: Amphibolprasinite (Amphibolit), Chloritprasinite (Ovardit) und Amphibol-Klinozoisitschiefer.

Die Ausbildungsweise der neugebildeten Mineralien ist von andern Gesetzen abhängig, als die der ursprünglichen Gesteinskomponenten; sie richtet sich nach der den verschiedenen Substanzen innewohnenden Krystallisationskraft. Die dadurch bedingte Struktur wird von Becke¹⁾ die krystalloblastische genannt.

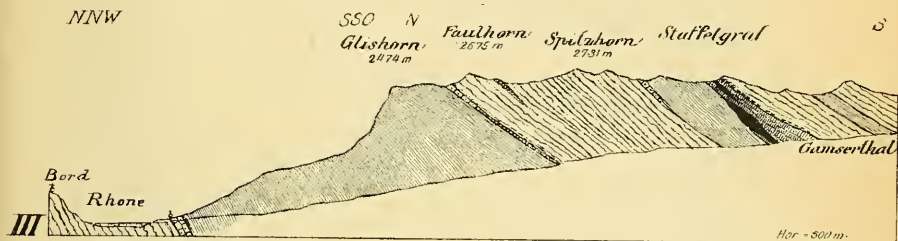
Eine wichtige Rolle spielt in dem neuen Mineralverband der Albit und zwar dieselbe in Gesteinen von ganz verschiedenem Ursprung. So tritt er in gleicher Weise in den umgewandelten Diabasgesteinen wie in den Kontaktprodukten der Kalkphyllite in Individuen auf, die gegen fast alle anderen Gesteinskomponenten allotriomorph begrenzt sind und deren Zahl mit fortschreitender Umwandlung des Gesteins sich vermindert, während die Grösse in gleichem Maasse zunimmt.

¹⁾ Sitzung der Wiener mineralog. Ges. 3 III 1902. Ref. Zentralblatt f. Mineralogie etc. 1902 No. 21 pag. 665.

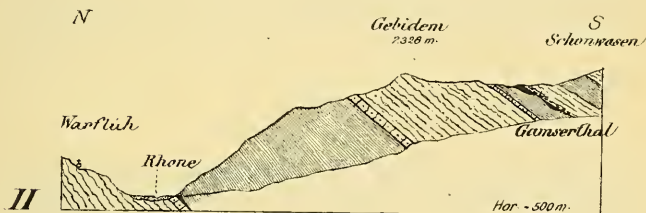
NNW



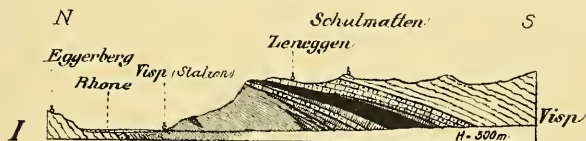
NNW



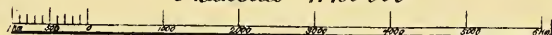
N



N



Maasstab 1:100 000



Legende



Gneiss



Graphitschiefer



Kalk, Dolomit, Quarzit & Gyps der Trias



Kalkphyllit (Bündnerschiefer)



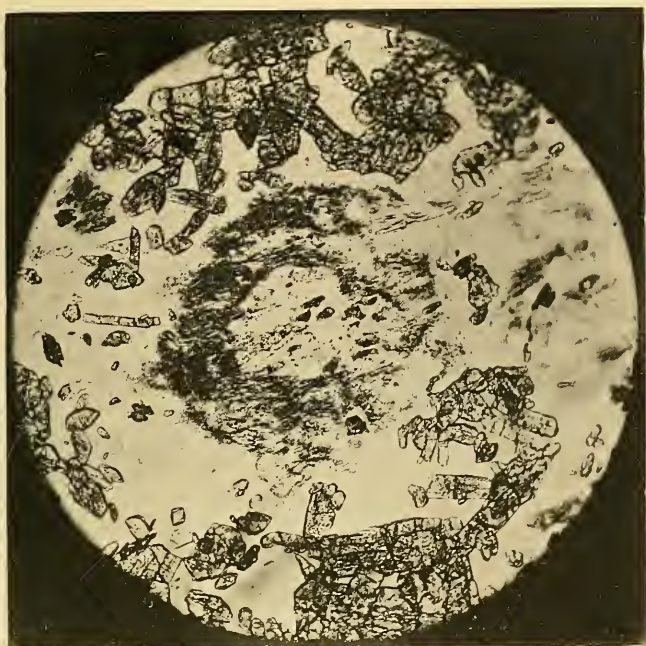
Grünschiefer



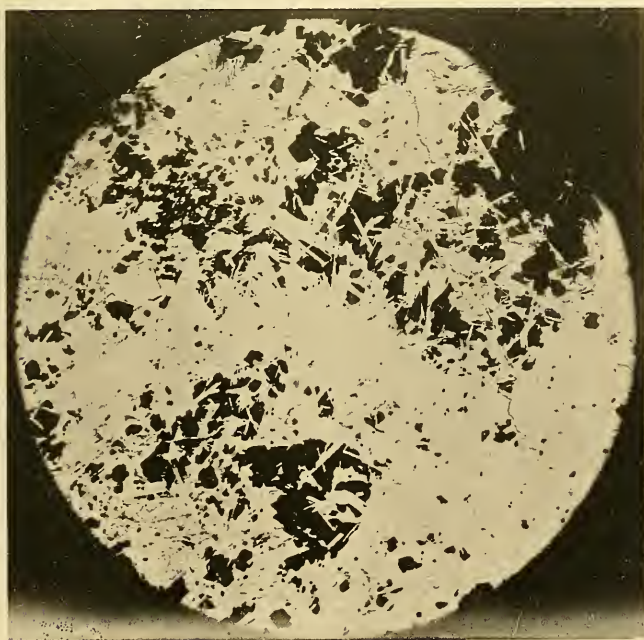
Serpentinagaine



Alluvium



I. Zone kohligter Einschlüsse in Albit. (vergl. pag. 304.)



II. Antigoritserpentin mit Eisenerzen. (vergl. pag. 298.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Basel](#)

Jahr/Year: 1904

Band/Volume: [15_1904](#)

Autor(en)/Author(s): Preiswerk Heinrich

Artikel/Article: [Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine in den Bündnerschiefern zwischen Visp und Brig. 293-316](#)