

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 2 (1922)
Heft: 1-2

Artikel: Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen
Autor: Staub, Rudolf
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-4370>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 10.12.2025

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

Ueber die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen.

Von **Rudolf Staub** (Fex).

(Manuskript eingegangen 19. April 1922.)

In gewaltigen Massen ziehen die Ophiolithe unserer Alpen vom Mittelmeer über Wallis und Bünden bis weit nach Kärnten hinein. Auf dieser ganzen Strecke, auf eine Länge von gegen 1000 km, begleiten sie stets die penninische Facies des alpinen Mesozoikums; im Westen die Schistes lustrés des Wallis und Piemont, in den rätischen Alpen die Bündnerschiefer, in den Ostalpen die Kalkphyllite der Hohen Tauern. Bald sind es nur vereinzelte Lagen grünen Schiefers, die als leuchtend grüne Bänder weithin die einförmigen Bündnerschiefer durchziehen, bald wiederum sind die Ophiolithe zu ganzen Gebirgen getürrt und ragen als fremdartige Massen weit über die Schiefergebirge hinaus. Ueberall aber verleihen sie dem Gebirge einen ganz eigenen Reiz, und die Ophiolithgebiete unserer Alpen gehören wohl zu den schönsten und interessantesten der ganzen Kette. Eine stattliche Reihe der mächtigsten Berggestalten der West- und der Ostalpen werden von diesen Ophiolithen aufgebaut, es sei nur an Monte Viso, Grivola, Zermatter Breithorn und die Strahlhörner, an den Monte della Disgrazia, den Piz Platta, den Großglockner erinnert. Gewaltige Eckpfeiler im Alpengebäude, die weithin die niedrigeren Schiefergebirge beherrschen, bilden alle diese Ophiolithgipfel, und an Formenschönheit und Eleganz werden sie kaum übertroffen. Prasinite, Gabbro und Serpentin sind die verbreitetsten Glieder der Ophiolithformation, und unter diesen ist wiederum der Serpentin das auffallendste Gestein, das weithin erkennbar die übrigen Glieder durchzieht, glänzend und schimmernd im Sonnenlicht, phantastisch in Formen und Farben, in bunter Regellosigkeit durch das ganze Gebirge zerstreut. Hier schwarze Haufwerke auf öden Felsen-

wüsten, schauerlich wilde gottverlassene Hochplateaus, dort ganze Gebirge in goldener Bronze, von schimmerndem Eis überflossen, in leuchtender Farbenpracht zum tiefblauen Himmel strebend, oder wiederum schwarze Felsengipfel von grenzenloser Einsamkeit und grauenvoller Oede, Landschaften zu Dantes Inferno, das sind die Serpentinlandschaften unserer Alpen, an Mannigfaltigkeit der Formen unerschöpflich wie das Gestein, der Serpentin.

Der Serpentin war es denn auch, der schon von den ältesten Forschern als das wichtigste Glied der Ophiolithgruppe besonders beachtet und studiert wurde, und es gab eine Epoche in der Erkenntnisgeschichte unserer Alpen, wo die Serpentingebiete mit den Zentralmassiven zusammen zu den aktiven Bildnern des Gebirges gezählt wurden, wo das Studium der Serpentinegebiete in besonders hoher Blüte stand, zu einer Zeit, wo die Kenntnis der sedimentären Außenzonen noch ganz in den Anfängen steckte. Die Rätsel der Serpentinegebiete zogen die besten Forscher jener Zeit in ihren Bann, und von ihnen aus gingen stets mächtige Impulse zur weiteren Erforschung der gesamten Zentralzone. Nicht zum mindesten ihnen ist es zu verdanken, wenn die Erforschung der Zentralalpen in jenen ersten Zeiten der Alpengeologie im Vordergrund des Interesses stand und zu so hoher Blüte gelangte. Studer, Escher, Gerlach, Theobald sind die glänzenden Namen dieser Zeit. Dann aber kam auch für die Ophiolithgebiete jener lange Stillstand in der Erforschung der Zentralalpen, der bis in unsere Tage hineingereicht hat. Man begnügte sich mit den Resultaten der alten Alpengeologen und hoffte in diesen Ophiolithgebieten auf keine wichtigeren neuen Ergebnisse mehr. Schien doch dort das Chaos der Gesteine vollkommen und die Verteilung derselben ohne jedes Gesetz.

Erst die neuen Gesichtspunkte der Deckenlehre haben auch frische Impulse in die Erforschung der Ophiolithgebiete gebracht. Man erkannte bald deren Bedeutung für die genauere Abgrenzung der großen kristallinen Decken der inneren Alpentteile, schritt zu deren genauerer Verfolgung, und heute haben endlich detailliertere Kartenaufnahmen in den verschiedenen Alpentteilen etwelches Licht in die verwickelte Struktur dieser Zonen gebracht.

So erkannte man, daß die Ophiolithe gegen die inneren zentralen Teile der penninischen Decken mehr und mehr zunahmen, um schließlich die Sedimente derselben, die Schistes

lustrés, fast völlig zu verdrängen. In den nördlichen penninischen Decken schienen sie zu fehlen oder doch sehr zurückzutreten; die Schistes lustrés beherrschen jene äußeren Gebiete der penninischen Geosynklinale völlig. Erst auf dem Rücken der Bernharddecke stellten die Ophiolithe in größeren zusammenhängenden Massen sich ein, um dann in den Umhüllungen der Monterosadecke und an der Basis der Dentblanche zum ganze Gebirge auftürmenden Elemente zu werden. Die Verhältnisse des Wallis schienen so eine stetige gleichmäßige Zunahme der Ophiolithe von Norden gegen Süden durch den penninischen Raum hindurch aufzudecken, und dies blieb im großen auch die einzige Gesetzmäßigkeit, die man bisher in der Verteilung der penninischen Ophiolithe entdecken konnte. Das Verhältnis der Serpentine zu den übrigen Ophiolithen blieb unerkannt, und die Verteilung derselben schien bedingt durch lokale basischere Schlieren im Ophiolithmagma, die scheinbar regellos überall auftreten konnten. Die Vorstellung von der Verteilung der Serpentine blieb ungefähr dieselbe wie zu Studers und Theobalds Zeiten, und das Bild der Karten von Theobald und Gerlach schien sich in dieser Hinsicht völlig mit den neueren Anschauungen zu decken.

Die vorliegenden Studien befassen sich zunächst mit der Verteilung der Ophiolithe in den rätischen Alpen, d. h. in Graubünden und den angrenzenden Gegenden. Sie sind das Ergebnis langjähriger Beobachtungen und Kartierungen im südlichen Bünden, im Veltlin und im Tessin. Sie fußen zum weitaus größten Teil auf eigenen Beobachtungen. Dieselben haben mehr und mehr ergeben, daß die Verteilung der Serpentine in den übrigen Ophiolithen, wie die Verbreitung der Ophiolithe überhaupt, keine zufällige ist, sondern daß in dieser Verteilung ein ganz bestimmtes Gesetz zur Geltung kommt. So wurde in erster Linie erkannt, *daß die Ophiolithe den Stirngebieten aller großen penninischen Decken fehlen, daß sie sich aber jeweilen in einer gewissen Entfernung von diesen Stirnen in der Unterlage und auf dem Rücken der Decken einstellen und von da gegen Süden bis in die Wurzelgebiete beständig an Mannigfaltigkeit und Mächtigkeit zunehmen. Das Maximum der Ophiolithe liegt in den innersten Winkeln der die Deckenkerne trennenden Synklinalen.*

Dies ist das eine Resultat. Das andere zeigte *die stetige Zunahme der ultrabasischen Glieder der Reihe, der Serpentine, innerhalb der Ophiolithe gegen Süden. Die saureren Glieder*

der Ophiolithe, Diabase, Gabbros, und deren Derivate, die Prasinite, zeigten ihre Hauptverbreitung im Norden, an den äußeren Enden der Ophiolithzonen, gegen die Stirn der Decken hin, sie nahmen ab gegen die Wurzelsynklinalen zu, sie wurden dort verdrängt von den ultrabasischen Gliedern der Serpentine.

Zunächst zeigte sich diese Regel in großartiger Einfachheit in den weiten Ophiolithgebieten der Surettadecke, zwischen Avers und Malenco. Von dieser Zone wurde sie denn auch als mit Sicherheit zu Recht bestehend schon vor Jahresfrist mitgeteilt. Die Ophiolithgebiete der Aduladecke zwischen Vals und Chiavenna zeigten ähnliche Erscheinungen, auf die gleichfalls schon damals hingewiesen wurde. Völlig regellos aber schien zunächst noch die Verteilung der Ophiolithe in den weiten mesozoischen Gebieten der obersten penninischen Decke zu sein, in der Margnadecke. Das Oberhalbstein schien jeder Regel zu spotten. Genauere Aufnahmen fehlten; die Angaben von Escher und Studer, die Karte von Theobald, die Mitteilungen von Cornelius und eigene kursorische Begehungen ergaben vielmehr die völlige Gesetzlosigkeit in der Verteilung der Serpentine. Sie erschienen ja überall, im Norden, im Süden, im Westen, im Osten, vom Piz Curvér bis hinein in die Wurzelzone und dazwischen in jedem beliebigen Ophiolithprofil. Die genaue Aufnahme der Oberhalbsteiner Ophiolithgebiete brachte aber auch hier des Rätsels Lösung, und die in der Surettadecke gefundenen Gesetze beherrschen auch hier in ausgezeichneter Weise das scheinbare Chaos. Erstreckt sich auch meine Aufnahme nur über die Gebirge westlich des Oberhalbsteins, so ergibt sie doch ein Bild der Gesamtheit der Ophiolithzone, da das westliche Oberhalbstein eben doch alle tektonischen Zonen der Margnadecke von den Schamersschuppen bis hinauf an die Basis der ostalpinen Schubmassen umfaßt. Das Studium des Piz Platta und seiner Umgebung, der Fallergebirge der alten Autoren, brachte die Lösung.

Die großen penninischen Decken Graubündens, von der Adula bis zur Margna, zeigen alle die gleichen Gesetze in der Verteilung der Serpentine. *Die großen ultrabasischen Massen sind primär auf die südlichen innern Teile der Ophiolithlakkolithen beschränkt, die saureren gabbroiden Glieder der Prasinite und Gabbros nehmen mehr die äußeren nördlichen Teile derselben ein. Der Herd der Intrusion lag überall im Süden, bei jeder Decke, die schwereren basischen Magmen blieben dort in den tieferen Teilen des Lakkolithen zurück, die saureren gab-*

broiden als die leichteren wanderten mehr in die äußeren Teile, gegen Norden hin.

Diese Regel wird nun zunächst in den einzelnen Deckengebieten Graubündens im Detail darzulegen sein. Dann aber scheint es mir nützlich, die in Bünden gefundene Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Serpentine auch in andern Ophiolithgebieten der penninischen Decken auf ihre Gültigkeit nachzuprüfen, oder wenigstens auch für jene Gebiete zur Diskussion zu stellen. Als solche Vergleichsgebiete fallen zunächst in Betracht die nächstgelegenen im Westen und im Osten, d. h. die penninischen Alpen des Wallis, und die Hohen Tauern, daneben die penninischen Wurzelgebiete im Tessin und Piemont. Endlich erscheint ein Vergleich mit älteren paläozoischen Gebirgen von hohem Interesse.

Die *R e s u l t a t e* dieser Untersuchungen ergeben ein bekanntes einfaches *petrographisches Gesetz*, das der *Differentiation der Massen nach dem spezifischen Gewicht*. *Die schwereren Massen bleiben in den zentralen Tiefen des Lakkolithen, die saureren wandern nach außen.* Die *M e t h o d e* der Untersuchung hingegen ist größtenteils *tektonischer Art*; sie bestand in der Beobachtung der Gesamtheit der zutage tretenden Gesteinsgruppen und deren räumlicher Verteilung. So führten letzten Endes auch hier tektonische Studien zum Verständnis der petrographischen Erscheinungen, so war es auch hier der Verbindung der beiden Disziplinen vorbehalten, wie so oft schon in ein verwickeltes Problem der Alpengeologie endgültige Klarheit zu bringen.

Wir beginnen nun mit der Betrachtung der

I. Verhältnisse in den penninischen Decken Graubündens.

Zunächst sei das Ophiolithgebiet der Surettadecke, wo die Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der basischen Massen am deutlichsten zutage tritt und wo sie auch zuerst erkannt wurde, beschrieben. Daraufhin betrachten wir das Gebiet der Adula-Ophiolithe und schließlich die Ophiolithmassen der Margnadecke, speziell diejenigen des Oberhalbsteins. Die Verhältnisse im Oberengadin werden mit zu berücksichtigen sein, darauf diejenigen im Unterengadin, im Arosergebirge und im Rätikon. Endlich sind auch die Wurzelgebiete im Tessin und am Comersee auf die neuen Gesichtspunkte zu prüfen.

1. Die Verteilung der Ophiolithe in der Surettadecke.

Als Surettadecke bezeichne ich nach wie vor die ganze große tektonische Einheit, die sich aus den Wurzelgebieten von Malenco und Masino auf 50 km Länge bis hinaus nach Andeer verfolgen läßt. Im Norden umfaßt dieselbe den Roffnaporphyr, weiter im Süden die Gneise und Glimmerschiefer des Stella-Galleggione-Massivs, die Bündnerschiefer des Avers und Bergells und endlich die Ophiolithe von Malenco. Eine Abtrennung des Roffnaporphyr von den südlichen Deckenteilen und eine eigene Benennung derselben ist bisher noch in keiner Weise gerechtfertigt, worauf ich in nächster Zeit eingehender zurückkommen werde. Für die hier zu verfolgenden Zusammenhänge bleibt dies übrigens ohne Belang. Mit der Tambodecke zusammen bildet diese gewaltige Einheit die bündnerischen Äquivalente der Monterosadecke.

Verbreitung der Suretta-Ophiolithe im allgemeinen.

Die Bündnerschiefer, die im Rheinwald von San Bernardino her durch Val Vignone, das Areuetal und den Guggernüll bis Splügen und Andeer die Stirnen der Tambo- und Surettadecke umhüllen, sind, wie schon die ältesten Beobachtungen von Escher und Studer, von Theobald und Albert Heim ergeben haben, völlig frei von Ophiolithen. Die neueren Aufnahmen von Heydweiller und Grenouillet haben dies bestätigt. Auch nördlich des Tales, zwischen Splügen und Andeer, fehlen die Ophiolithe den Bündnerschiefern in der Basis der Splügenerkalkberge. Einzig von der Steilenalp ob Sufers erwähnt Albert Heim eine Linse von Serpentin. Diese gehört aber keinesfalls in die normale Bündnerschieferreihe der Surettastirn, sondern ist aufs engste mit den Gesteinen der Kalkberge, d. h. der höheren Margnadecke verbunden. Der Serpentin der Steilenalp, den übrigens Welter nicht mehr finden konnte, scheint mir ein Analogon der Serpentine am Piz Alv und Saletschajoch im mittleren Avers zu sein, auf deren Stellung ich später zurückkommen werde.

Die Ophiolithe fehlen also den Bündnerschiefern der Tambo- und der Suretta-Deckenstirn von San Bernardino bis nach Andeer.

Die Ostseite des Schams und der Ferrerataler zeigt bis hinein nach Innerferrera zunächst noch dasselbe Bild. Ueberall, wo wir hier die sicheren Surettabündnerschiefer unter

den überschobenen Massen der Schamserdecken finden, fehlen die Ophiolithe. Oberhalb Innerferrera jedoch, wo ein gewaltiger Felsriegel mit schauerlichen Schluchten die tieferen Täler von Schams und Ferrera von den Hochtälern des Avers trennt, hier, an der Grenze von Ferrera und Avers, wo Volkstamm und Sprache, Sitten und Gebräuche wechseln, da ändert sich auch das Bild in Bezug auf die Ophiolithe. Hier stellen die ersten grünen Gesteine sich in den Bündnerschiefern ein. Es sind die altbekannten Vorkommnisse der Val Starlera und des Cucalnaire. Prasinite und Glaukophangesteine durchziehen in mehreren wenig mächtigen Lagen weithin den Bündnerschiefer von der Alp Starlera bis in die Gegend ob den Platten im Avers. Serpentine fehlen. Ein einziges noch unsicheres Vorkommen von Prasiniten greift nördlich über Val Starlera hinaus; es betrifft dies eine kleine grünliche Linse in den Bündnerschiefern des Piz Starlera, die ich aus Val d'Emmet zu beobachten glaubte. Sonst keilen alle diese Prasinitvorkommnisse sowohl nach Norden wie nach Süden rasch aus, und die erdrückende Hauptmasse des Mesozoikums bilden auch hier noch immer die Bündnerschiefer.¹

So bleibt es durch das ganze mittlere Avers und Madrisertal. Die Bündnerschiefer beherrschen den ganzen weiten Raum zwischen der Surettatrias im Madris und den überschobenen Marmormassen des Averser Weißberges, und die Ophiolithe fehlen auf große Strecken ganz. Erst im mittleren Madris und im südlichen Avers, im Bregalgatal stellen sich, wenn auch noch sehr spärlich, die Ophiolithe wieder ein. Dünne Lager von Prasiniten durchziehen, weithin sichtbar, in vollkommener Konkordanz die braunen Bündnerschieferabstürze der östlichen Madriserberge bis hinüber in den Hintergrund von Bregalga. Hie und da schwellen sie an zu mächtigeren Linsen wie die Glaukophangesteine am Westabsturz des Kleinhorns, und dazwischen hinein gesellen sich die ersten Haufwerke von Serpentin. Südöstlich vom Tscheischhorn am Hohenbühl erlangen dieselben erstmals größere Bedeutung. Am Grate zwischen Tscheischhorn und Bregalger Weißberg erscheinen die Prasinite scharenweise, aber durchwegs nur als schwächliche, oft in Linsen zerrissene Lagen im weit vorherrschenden Bündnerschiefer. Ueber die Osthänge

¹ Hier und im folgenden vergleiche die im Druck befindliche geologische Karte des Avers.

des Bregalgatales lassen sich diese Verhältnisse nach Val Maroz und Bergell hinüber verfolgen. Die im Madrisertal und in der Tscheischhornkette noch in Linsen vereinzeltten Vorkommnisse der Prasinite schließen sich hier immer mehr zu geschlossenen, weithin durch das Gebirge verfolgbaren kontinuierlichen Bändern zusammen, und von der Bregalgaalp ziehen dieselben in geschlossenem Zuge südwärts in die Gruppe der Gletscherhörner hinauf. Serpentine fehlen keineswegs, sie begleiten sowohl unter Belgiardin als an der Predarossa die gemeinen Prasinite. Zwischen mittlerem Gletscherhorn und Piz Piot quert diese erste Ophiolithzone, die wir nach der Alp Bregalga die Bregalgazone nennen wollen, den Grat nach Val Maroz. Im obersten Kessel dieses wilden Tales, in dem einsamen Zirkus von Mungiroli, nehmen nun diese Ophiolithlager an Zahl und Mächtigkeit plötzlich zu, so daß wir an Stelle der 4—6 Prasinitbänder in Bregalga nun deren 12—15 vor uns sehen. Durch die unteren Abstürze des Piz Piot und des Piz Maeder, den Kessel von Maroz dent ziehen dieselben, weithin sichtbar, nach Osten, dem Ausgang des Septimers zu. Zahlreiche kleine Linsen von Serpentin begleiten oft die Prasinite oder stecken unvermittelt in den Bündnerschiefern, und statt der zwei Horizonte in Bregalga haben wir in Val Maroz bereits deren vier oder fünf. Die geologische Karte der Val Bregaglia gibt das allgemeine Bild. Ueber den Piz Furcella zieht diese Zone hinüber ins Bergell.

Es läßt sich also kartographisch feststellen, daß die Zone von Ophiolithen, die wir erstmals im mittleren Madris an den Wänden des Kleinhorns getroffen haben, über das Bregalgatal und die Gruppe der Gletscherhörner, den Hintergrund von Val Maroz gegen das Bergell hin ständig an Zahl und Mächtigkeit der Lager zunimmt, so daß am Piz Furcella ob Roticcio im Bergell die Ophiolithe schon zur Hälfte die Bündnerschiefer verdrängt haben. *Eine Zunahme der Ophiolithe gegen Süden tritt also in dieser Bregalgazone überaus klar zutage.* Das Phänomen ist aber noch viel großartiger.

Betrachten wir das Profil der Gletscherhörner zwischen Avers und Maroz. Ueber den mannigfachen Triasschuppen an der Basis derselben sehen wir die ganze Masse des inneren und mittleren Gletscherhorns aus den Bündnerschiefern gebildet. Nur zwei winzige Prasinitlinsen in der Südostwand des inneren Gletscherhorns stören die grandiose Einheitlichkeit dieser Felsengipfel. Verfolgen wir aber diese un-

terste Bündnerschieferzone der Surettadecke weiter nach Osten, so finden wir, wie sich nördlich Val Duan, auf der kurzen Strecke bis zum Duansee, auch in dieser im Avers noch völlig ophiolithfreien Bündnerschieferzone Prasinite einstellen, und betrachten wir das mächtige Felsgestell des Piz Duan, so sehen wir bald diese unterste Ophiolithzone gewaltige Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erlangen. Die Ophiolithe haben im Duanstock schon solche Bedeutung, daß Theobald auf Blatt XX denselben als ganz aus Grünschiefern bestehend dargestellt hat. Die Zunahme der Ophiolithe am Piz Duan ist jedoch keine so plötzliche, daß dieselben die Bündnerschiefer schon ganz zu verdrängen imstande wären. Vielmehr bilden die Gesteine des Bündnerschiefers die Grundmasse, in welchen die Ophiolithe in mächtigen Lagern sich einschieben. Die Ostwand des Piz Duan und der wilde Felsenkessel unter dem Duansee zeigen diese mannigfaltige Struktur in großartiger Weise. Jenseits Val di Camp setzt diese Ophiolithzone, wir nennen sie nach dem Piz Duan die *Duanzone*, in reicher Entwicklung am Piz del Camp fort, und wenn wir dessen Bergeller Abstürze eingehender studieren, so sehen wir, wie immer neue Lager von Prasiniten sich im Bündnerschiefer einstellen, wie solche einzelne Lager schließlich zu größeren Massen sich vereinigen und auf diese Weise immer mehr die Sedimente, die Bündnerschiefer verdrängen. Es sei hiefür wiederum auf die Darstellung auf Blatt Bregaglia der geologischen Karte der Schweiz hingewiesen.

Kehren wir zurück ins Avers. Abermals wandern wir von Cresta durch das Tal hinein zur Alp Bregalga. Kurz vor der hintern Alp queren die Ophiolithe unserer Bregalgazone das Tal; über Predarossa ziehen sie hinauf zu den Gletscherhörnern.

Betrachten wir nun das Gebirge über dieser Ophiolithzone näher. Vom Tal hinauf bis zu den Gräten des Wängahorns überblicken wir die Gesteinsfolge an den nackten Abhängen mühelos. Bündnerschiefer und wieder Bündnerschiefer, in braunvioletten Wänden, keine Spur eines grünen Gesteins. Und wandern wir über das Wängahorn hinüber nach Juf, so bleiben wir auch auf der Ostseite dieser Kette immer im Bündnerschiefer. Es ist die Fortsetzung der großen Bündnerschieferkette, die das Haupttal von Avers im Westen begrenzt. Wir sind in der Region, wo *der Bündnerschiefer die ganze Zone zwischen Suretta- und Margnadecke absolut beherrscht*.

Keine 2 km weiter südlich ändert sich das Bild wieder mit einem Schlage. Da ragen aus den braunen Schiefergehängen als grüne fremdartige kühne Klippen die Gipfel des Schinetta- und Mingalunhorns empor, die Ophiolithe. Die Hauptmasse bildet der Gabbro des Schinettahorns, der sich als gewaltige Linse in die Bündnerschiefer einschiebt. Weithin bedecken seine hellgrünen Schutthalden das tiefere Schiefergebirge. Nördlich des Mingalunhorns gesellen sich schwächere Lagen von Prasiniten zu den Gabbros, sich wie jene nach kurzer Zeit im Bündnerschiefer des Wängahorns verlierend. Der Gipfel des Mingalunhorns besteht wieder aus einer mächtigen Platte von kalkigem Bündnerschiefer, darunter folgt, mit mehreren Einlagerungen von Serpentin, der Gabbro des Schinettahorns. Am Nordgrat dieses Berges zieht derselbe in die Höhe, und nur wenige Meter unterhalb des Gipfels erscheinen darunter die ihn unterteufenden Bündnerschiefer seiner Basis. Sie bilden den Gipfel und die phantastischen Türme des Südgrates. Am Fuße des großen Turmes folgen zwei Bänder von Prasiniten, in der Scharte darunter, und nun anhaltend bis an den Fuß des Berges am Juferjoch, wiederum eine mächtige Masse von Gabbro, wie die Gabbromasse im Norden gleichfalls durch Serpentinlinsen gegliedert. Am Juferjoch tritt unter demselben der Bündnerschiefer des Piz Piot hervor, der das normale Hangende der Bregalgaophiolithe bildet.

Wir haben also in den Schinettahörnern eine dritte mächtige Ophiolithzone vor uns, die von den tieferen Ophiolithen von Bregalga durch mächtige Bündnerschiefer getrennt ist. Sie bildet die höchste Ophiolithzone der Surettadecke im Avers. Nach ihrer größten Mächtigkeit in diesen Bergen nennen wir sie die Schinettazone.

Vom Juferjoch verfolgen wir diese Schinettazone hinab in den Hintergrund der Juferalp, und jenseits des Rheins sehen wir dieselbe unter dem Pizzo Turba durch die Wasserscheide an der Forcella di Vallunga erreichen. Auch dort die gleichen typischen Gesteine, die Hauptmasse ein Gabbro, mit Linsen und Lagen von Prasiniten und Serpentin. Ueber den einsamen See im obersten Val Lunga streicht die Zone, schmaler werdend, zum Grat zwischen Pizzo Turba und Pizzo Macdero, den sie wenig südlich der Furkel erreicht.

Wo liegt ihre weitere Fortsetzung? Die Entscheidung dieser Frage läßt sich, so wichtig dies wäre, im Terrain vor-

derhand infolge der großen Schuttbedeckung in Val Turba nicht durchführen. Entweder erreicht unsere Schinettazone über den Ostgrat des Pizzo Maedero die Prasinite und Serpentine im Kessel von Murtaröl und des weiteren die Serpentine in der Bocchetta di Val d'Inferno westlich des Piz Maroz, oder aber, was mir beinahe wahrscheinlicher erscheint, die Schinettazone setzt, vielleicht nach kurzer Unterbrechung, in die nun im Süden immer gewaltiger werdende Grünschiefermasse des Piz Lizzun und Maroz fort. Das Vorkommen von Gabbro am Piz Lizzun, von gleicher Art wie am Schinettahorn, scheint stark für diese Kombination zu sprechen. Die definitive Lösung dieser Frage ist übrigens für unsere Zusammenhänge von geringer Bedeutung. Die Hauptsache ist folgendes:

Die Bündnerschiefer des Piz Piot und des Wängahorns, die im Norden den ganzen Raum zwischen den Bregalgaophiolithen und der Margnadecke einnehmen, verlieren gegen Süden zu beständig an Mächtigkeit. Je weiter wir nach Süden vordringen, um so zahlreicher stellen die Ophiolithe sich ein. Waren Bregalga- und Schinettazone im Norden durch den mächtigen Bündnerschiefer des Piz Piot getrennt, so sehen wir im Süden, in den Bergen der Lizzunkette, die Bregalgaophiolithe in die nächste Nähe der Lizzunophiolithe gerückt. Dazwischen schalten sich, vom Pizzo Maedero an, beständig neue Ophiolithlager ein. Eine Zunahme der Ophiolithe zeigt sich also auch in diesen obersten Bündnerschiefermassen des Avers.

Die Bündnerschiefer des Avers, die zwischen dem Hohen Haus im Madris und Cresta noch völlig ophiolithfrei waren, nehmen also gegen Süden mehr und mehr Ophiolithe auf. Im Val Maroz beginnen dieselben immer mehr die Bündnerschiefer zu verdrängen, und im oberen Bergell sehen wir die Ophiolithe schon auf große Strecken die Hauptmasse des Gebirges bilden und die Bündnerschiefer auf schmale Bänder zwischen denselben beschränkt.

Die Zunahme der Ophiolithe vom Avers bis ins Bergell ist also eine enorme.

Diese Verhältnisse setzen sich nun fort in den Bergellgranit hinein, der jenseits des Tales alle diese Gesteinszonen vom Surettagneis bis hinauf zum Margnakristallin abschneidet und durchbricht. Wo wir diese mesozoischen Zonen jenseits des Granites im Fornotal aber wieder treffen, sind die Bündnerschiefer bis auf kleine Relikte völlig verschwunden.

und die gabbroiden Gesteine der Ophiolithe füllen von nun an fast den ganzen mächtigen Raum zwischen den altkristallinen Deckenkernen der Suretta und der Margna. Die Ophiolithmassen der Duan-, der Bregalga- und der Schinettazone sind hier unlösbar verschmolzen mit der einheitlichen Ophiolithplatte des Piz Lizzun, und nur die schmalen Bündnerschieferbänder, die vereinzelt am Monte del Forno noch zu treffen sind, bezeugen, daß die Zerschlitzung des basischen Lakkolithen durch die Bündnerschiefer bis tief nach Süden hinein noch immer vorhanden ist. Die letzten größeren Bündnerschieferzüge finden sich, hochmetamorph durch die Ophiolithe, und mit diesen zusammen durch den Bergellergranit verändert, im Gipfelbau des Monte del Forno, ihre letzten Reste in Val Bona unter dem Monte Rosso. *Von da nach Süden erscheint die Ophiolithmasse einheitlich, sie bildet in Val Malenco den ganzen gewaltigen mesozoischen Raum zwischen Surettatrias und Margnakristallin.*

Während bisher, von Val Starlera im Avers bis hinein zum Murettopaß die gabbroiden Glieder der Ophiolithsippe, die Prasinite, die Amphibolite, die Gabbros, die Glaukophangesteine das herrschende Glied der Reihe waren, beginnt in der nördlichen Zone von Malenco die Vorherrschaft des Serpentin. Wohl kennen wir auch nördlich des Bergells und bis hinaus ins Avers eine ganze Reihe von Serpentinvorkommnissen, doch handelt es sich durchwegs um kleine Linsen, und treten dieselben mehr durch die Eigenart ihres Gesteins als durch ihre Masse im Gebirge hervor. In den Ophiolithmassen des Piz Lizzun fehlt der Serpentin bis auf eine schwächliche Linse am Grunde der Margnadecke ob dem Cranc da Sett völlig, dergleichen in den Bergen zwischen Bergell und Fornotal. In der Kette des Monte del Forno herrschen nach wie vor die Prasinite und Amphibolite, und ist der Serpentin auf ein kleines Vorkommen nordwestlich des Pizzo dei Rossi beschränkt. Erst in der südlichen Fornogruppe, an den Osthängen der Cima di Vazzeda, in der Gegend der Alp Sissone, auf der Alpe di Vazzeda, stellen sich größere Linsen von Serpentin in den Amphiboliten der Fornokette ein; in Val Sissone verdrängen dieselben die Amphibolite immer mehr, und südlich dieses Tales treten wir endlich in den unbestrittenen Bereich des Serpentin von Val Malenco. Die ganze Disgraziagruppe besteht in ihrem Mesozoikum beinahe ausschließlich aus Serpentin.

Die Verhältnisse in Malenco lassen sich aber noch präzisieren. Die tektonischen Untersuchungen der letzten Jahre haben gezeigt, daß dort die kristalline Basis der Margnadecke weit zwischen die Serpentine eingewickelt worden ist. Durch diese Einkeilung zerfällt die Zone des Malencoserpentins in zwei Verbreitungsbezirke, die um das Ende jener Einwicklungskeile herum miteinander in Verbindung stehen. Die obere einwickelnde Serpentinmasse des Monte Braccia-Monte Nero stellt den südlicheren Faciesbezirk dar, sie steht in unmittelbarer Verbindung mit der Wurzelzone; der die Einwicklungskeile unterteufende normal liegende untere Serpentin des Monte della Disgrazia-Monte Motta kommt, abgewickelt, ursprünglich nördlich des oberen Serpentins zu liegen und steht in direkter Verbindung mit den Ophiolithen der Fornokette und des Bergells.

Die beiden Faciesbezirke des Malencoserpentins zeigen nun, bei aller Vorherrschaft des Serpentins an beiden Orten, doch noch interessante Unterschiede. So beobachten wir im nördlichen Bezirk noch etwelche Gliederung der Serpentinmassen. In derselben schwimmen an mehreren Orten noch schmale metamorphe Bündnerschieferreste und erlangen hie und da gabbroide Gesteine noch einige Bedeutung. Hieher gehört der Bündnerschieferzug von Val Ventina-Val Sassersa, die Bündnerschieferreste an der Basis der Serpentine unterhalb Franscia und auf Cima Sassa ob Lanzada am Monte Motta. Die gabbroiden Gesteine kennen wir noch als Amphibolite und Prasinite aus der Gegend der Corni Bruciati und vom Cassan-dragletscher südlich der Disgrazia, im Osten vom Monte Motta. Im südlich daran anschließenden *oberen Serpentinbezirk des Monte Nero-Monte Braccia jedoch fehlen alle diese fremden Einlagerungen völlig; der Serpentin ist das alleinherrschende Gestein, und wir sind im einheitlichen ultrabasischen Kern des Ophiolithlakkolithen angelangt, der den Raum bis hinab in die Wurzel erfüllt.*

Ueberblicken wir nun nochmals die Verteilung der Ophiolithe in den mesozoischen Gebieten der Surettadecke, so ergibt sich folgendes Bild:

Die Stirn der Decke ist gänzlich frei von Ophiolithen. Erst 20 km weiter im Rücken der Decke, im südlichen Avers, stellen sich die ersten zusammenhängend verfolgbaren Ophiolithhorizonte ein und nehmen nun über die Duangruppe gegen das Ber-

gell zu an Zahl und Mächtigkeit mehr und mehr zu. Südlich des Bergells vereinigen sich alle diese Lager zu einem großen einheitlichen Lakkolithen, der nur noch selten etwa durch ein Bündnerschieferband zerlappt ist. In der Disgraziagruppe endlich verlieren sich auch die letzten Bündnerschieferkeile im Ophiolithlakkolithen, und derselbe füllt nun im südlichen Malenco den ganzen weiten Raum zwischen den altkristallinen Deckenkernen der Suretta und der Margna als durch und durch einheitliche Masse.

Die Ophiolithe bilden demnach im Süden einen einheitlichen Kern, der sich vielfach gegen Norden mit den Bündnerschiefern verfangert und im Süden dieselben ersetzt. Gegen Norden verlieren sie sich in einzelnen Lagern in den Bündnerschiefermassen des Avers, und die Stirn der Decke erreichen auch diese letzten Ausläufer nicht.

Aus dieser Verteilung der Ophiolithe zwischen Avers und Malenco ergibt sich deutlich, daß der Herd der basischen Intrusion im Süden, in Val Malenco lag. Dort drangen die basischen Magmen in die Bündnerschiefer ein, dort finden wir daher auch die größten Massen der Ophiolithe. Von dort stießen dieselben weit nach Norden in die Bündnerschiefer hinaus, sich mehr und mehr zerteilend und schließlich zwischen denselben verlierend. Dreißig Kilometer weit lassen sich die Ophiolithe von hier aus zusammenhängend zwischen den Bündnerschiefermassen nach Norden verfolgen, ja die isolierten äußersten Vorposten in Val Starlera liegen an die 40 km nördlich des Intrusionsherdes in Malenco.

Wir stellen also fest: *die Ophiolithe der Surettadecke entstammen einem gewaltigen weitverzweigten Lakkolithen großen Stils. Der Herd der Intrusion lag im Süden in der Synklinale zwischen den altkristallinen Deckenkernen der Suretta und der Margna.*

Sehen wir uns nun die Verteilung der Serpentine in diesen Ophiolithgebieten näher an, so gelangen wir zur petrographischen Bestätigung der eben auf tektonischem Wege gefundenen Resultate.

Die Verteilung der Serpentine in der Surettadecke.

Zunächst erkennen wir ohne Schwierigkeiten, daß die großen Massen der ultrabasischen Gesteine, die Hauptmasse der Serpentine, in Val Malenco, im ein-

heitlichen Kern des Lakkolithen liegen. Dieser Zusammenhang wird sofort klar. Die große Hauptmasse der Serpentine ist auf die inneren Teile des Ophiolithlakkolithen beschränkt; die Hauptmasse der Serpentine liegt am Herd der Intrusion selbst. Hier in den tieferen Teilen des Lakkolithen sammelten sich die schwereren basischen Massen der Peridotite und Pyroxenite; hier auch finden wir die größte Häufung von Erzen wie Magnetit, Chromit, Kupfererzen usw. Leider jedoch blieb die Förderung dieser tiefsten metallischen Teile des Lakkolithen in den Anfängen stecken, so daß wir nur ihre Spuren angedeutet finden, in den vielen diffus im Malencoserpentin des südlichen Faciesbezirkes verstreuten Kupfer-, Chrom- und Eisenerzen. Möglich, daß in den tieferen Teilen der Malenkerwurzel die Erzführung eine bedeutendere war, analog etwa den nickelerzführenden Gesteinen der Peridotite am Nordrand der Ivreazone; doch sind leider gerade diese tieferen Teile durch die Bergeller Granitmasse aufgeschmolzen und entfernt worden. — Alle diese ultrabasischen Gesteine wurden in der Folge weitgehend metamorphosiert; die Peridotite und Pyroxenite wurden zu den Serpentin, die wir heute in so gewaltiger Mächtigkeit beobachten können.

Die sauren Glieder der Ophiolithreihe dagegen, die in der Hauptsache gabbroid-dibasischen, in seltenen Fällen auch theralitischen Charakter besaßen, wanderten als die leichteren Magmen in die höheren und entfernteren Teile des Lakkolithen, und ihre Umwandlungsprodukte begegnen uns heute als Prasinite und Amphibolite in den mannigfachen Ophiolithgebieten im Avers und Bergell. Speziell die sauersten Glieder der Reihe, die Theralithe und die Gabbros, wanderten am weitesten vom Intrusivzentrum fort; sie finden wir nur in den nördlichsten Ophiolithgebieten, zwischen Avers und Bergell. Es sei nur an die Gabbros der Schinettahörner, die Glaukophangesteine des Duan, des Madris und von Starlera erinnert. Liegen die Gabbros des Schinettahorns tatsächlich in der nördlichen Fortsetzung der Lizzunophiolithe, wie zu vermuten ist, so ergibt sich daraus, daß die reinen Gabbros als die leichtesten Glieder der Reihe nur in die höchste Verzweigung des Lakkolithen gelangten.

Das allgemeine Bild ist also das, *daß die sauren gabbroiden Glieder der Ophiolithreihe nach Norden abwanderten, in die mannigfachen Verzweigungen des Lakkolithen, während die*

ultrabasischen Peridotite im Süden zurückblieben als der schwerere einheitliche Kern desselben.

Im großen ist dieses Gesetz für das ganze Ophiolithgebiet der Surettadecke gültig. Die großen Massen gehorchen demselben vollständig, und der Grundzug in der Verteilung der Serpentine, der Prasinite und Gabbros zeigt dieses Gesetz in prachtvoller Klarheit. Allein im Detail wachsen auch hier die Komplikationen. So sahen wir schon in den nördlichen Ophiolithzügen des Avers, dann wiederum in Val Maroz und an den Schinettahörnern wohl die Hauptmasse der Ophiolithe aus Prasiniten und Gabbros bestehen, daneben aber auch eine ganze Menge kleiner Vorkommnisse von Serpentin. Wie sind nun diese nördlichen kleinen Serpentinmassen zu erklären? Verstoßen nun diese nicht gegen das im großen so deutlich hervortretende Gesetz, daß die basischen Massen auf die Nähe des Intrusivherdes konzentriert seien und nur die saureren Magmen ihren Weg so weit nach Norden gefunden hätten? Eine nähere Betrachtung zeigt die Lösung dieser Fragen ohne weiteres.

Zunächst können diese kleineren Serpentinvorkommnisse nördlich des Bergells einfach als weitere sekundäre basische Differentiationsprodukte der gabbroiden Magmen, die hier in die Bündnerschiefer eingedrungen sind, gelten. Dieselben hatten auf dem langen Wege von Malenco her bis gegen das Avers wohl hinreichend Zeit, sich nochmals weiter zu differenzieren, basische Schlieren von peridotitischem Chemismus abzuscheiden, die später dann serpentiniert wurden. Einige solche Fälle sind überaus deutlich, wo wir kleine Serpentinlinsen, oft auch kleine stockförmige Massen, als basische Kerne größerer Prasinitlager erkennen können. Ich habe solche sowohl am Piz Furcella im vorderen Val Maroz als auch an den Gletscherhörnern und in Vallunga gesehen, und ähnliches dürfte bei den Serpentinmassen vorliegen, die dem Gabbro der Schinettahörner eingeschaltet sind. Dort scheint besonders die Basis des Gabbrolakkolithen aus Serpentin zu bestehen, eine Erscheinung, die wir uns durch Teildifferentiation des ophiolithischen Magmas an Ort und Stelle sehr wohl erklären können.

Die kleinen Serpentinlinsen in den äußeren Teilen des Ophiolithlakkolithen lassen sich also sehr wohl durch sekundäre Differentiation in den Zweiglakkolithen und einzelnen Lagern erklären, sie verstoßen nicht gegen das oben aufgestellte Gesetz.

Dann aber zeigt sich auch in der Verteilung dieser kleineren Serpentinlinsen das gleiche Gesetz. Die Serpentine fehlen nämlich auch hier im kleinen den ursprünglich nördlichsten Regionen; sie erscheinen erst in den primär südlicher gelegenen Zonen. Betrachten wir die Verhältnisse näher.

Zu äußerst im Norden, in Val Starlera, fehlen die Serpentine völlig; die Prasinite und Glaukophangesteine beherrschen das Feld. Im Madrisertal, den Ausläufern der Bregalgazone, fehlen sie ebenfalls. Erst am Hohenbühl stellen sie sich ein und bilden von hier weg bis ins Bergell eine zwar oft unterbrochene, aber doch durchgehende Zone von Vorkommnissen. Predarossa, die Gegend zwischen den äußern und mittleren Gletscherhörnern, der Hintergrund des Marozkessels, die Furcella di Roticcio markieren einzelne Punkte im Verlauf dieser Serpentinorkommnisse. Sie bilden eine deutliche Zone. Zum Teil stecken sie isoliert im Bündnerschiefer, zum andern Teil sind es deutliche basische Schlieren in den Prasiniten. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch in den höheren Ophiolithlagern am Piz Piot. Die Serpentine der Schinettahörner hingegen zeigen deutlich ihre Natur als ultrabasische Sohle, als Basis des Gabbrolakkolithen. In den Ophiolithen des Duanzuges endlich fehlen die Serpentine ganz.

Die Serpentinorkommnisse zwischen Avers und Bergell verteilen sich also auf die oberen zwei Ophiolithzonen, die von Bregalga und diejenige der Schinettahörner. Die unterste Zone, die des Piz Duan, ist serpentinfrei.

Angesichts der Gesetzmäßigkeit, die sich in der Verteilung der Serpentine im großen zeigte, begann sich in mir nun der Verdacht zu regen, es möchten vielleicht die serpentinführenden Zonen von Bregalga und Schinettahorn auch ursprünglich weiter aus dem Süden herkommen als die serpentinfreie Duanzone. Sie mußten dann in höheren Schuppen des Bündnerschiefers liegen als die Zone des Piz Duan, und ich begann, die Bündnerschiefermasse zwischen Avers und Bergell auf diese Frage zu prüfen. Die weitere Untersuchung hat nun tatsächlich ergeben, daß *die serpentinführenden Ophiolithzonen von Bregalga und Schinettahorn in tektonisch höheren Bündnerschieferschuppen liegen als die serpentinfreien Ophiolithe des Piz Duan*. Folgende Tatsachen zeigen dies zur Genüge.

An den Gletscherhörnern erkennen wir deutlich eine tektonische Wiederholung im Bündnerschiefer. Ueber den Trias-

schuppen am Südfuß des höchsten inneren Hornes folgen in senkrechten hellbraunen Wänden die unteren Partien des Bündnerschiefers, wie am Duan aus massigen Kalkmarmoren und Kalkglimmerschiefern bestehend. In ihnen liegen auch die zwei winzigen Prasinitlager, die weiter oben erwähnt wurden und die die letzten Ausläufer der Duanophiolithe darstellen. Darüber folgt, den Gipfel des Berges bildend, eine mannigfaltige Serie von dünnblättrigen Phylliten mehr tonigen Charakters, dieselben, die auch weiter im Norden am Piz Piot, am Pizzo Turba, des weiteren überall in den oberen Teilen des Averser Bündnerschiefers sich finden. Diese Teilung des Bündnerschiefers in einen unteren mehr kalkigen und einen oberen mehr tonigen Horizont zeigt sich auch anderswo in Bünden, so sehr deutlich in der Misoxermulde und zum Teil in der Umgebung von Vals, dann wiederum in manchen Teilen des Wallis und der Hohen Tauern. Die tonigen Bündnerschiefer erscheinen daher als das höhere Glied der Reihe. Nördlich des inneren Gletscherhorns folgt nun auf diesen jüngeren Bündnerschiefer abermals der ältere mehr kalkige Horizont, wie wir ihn eben aus der südlichen Basis des Berges beschrieben haben. Er bildet das zweite, mittlere Gletscherhorn, und in diesem Bündnerschiefer nun, der in Bezug auf die Bündnerschiefer des südlichen Gletscherhornes, die die Duanophiolithe enthalten, deutlich eine höhere Schuppe darstellt, in diesem tektonisch höheren Bündnerschiefer liegt die serpentinführende Zone von Bregalga. Ueberall auf der ganzen Strecke von den Gletscherhörnern bis zur Furcella sehen wir die Duanzone unter die der Gletscherhörner und von Bregalga einschießen, und die Verhältnisse an den Gletscherhörnern zeigen uns, daß diese Grenze eine tektonische ist. Die serpentinführenden Ophiolithe der Bregalgazone haben also ihre Heimat südlich der serpentinfreien Duanzone; die Serpentine stellen sich also auch hier im kleinen erst allmählich gegen Süden zu ein, und sie fehlen den nördlichsten Ausläufern, den tiefsten Schuppen.

Daß in den Bergen des südlichen Avers verschiedene Schuppen von Bündnerschiefer tatsächlich übereinanderliegen, zeigt auch eine Reihe von isolierten Triaslinsen in denselben. Auf der geologischen Karte der Val Bregaglia sind deren zwei verzeichnet, die eine zwischen Gletscherhörnern und Piz Piot, die andere am Ausgang der Vallunga. Die Dolomitlinsen am Piz Lizzun scheinen ähnliche Bedeutung zu haben, und drüben im Avers markieren die Triaslinsen am Tscheischhorn und im

Bannwald bei Cresta weitere Teilungen der gewaltigen Bündnerschiefermassen.

Wichtig für unsere Studie scheint uns die *Zuweisung der serpentinführenden Ophiolithzonen zwischen Avers und Bergell zu tektonisch höheren Schuppen und deren Einordnung in ursprünglich südlichere Zonen*. Die Serpentine stellen sich demnach auch hier erst allmählich gegen Süden, gegen den Herd der Intrusion zu, ein, und *damit fügen sich auch die kleinen Serpentinlinsen zwischen Avers und Bergell harmonisch in das große Gesamtbild, das die ultrabasischen Glieder der Ophiolithe primär auf den Süden beschränkt*.

Eine merkwürdige Ausnahme schien endlich weit im Norden eine Reihe von Serpentinlinsen zu bilden, die hoch über dem Tal von Starlera am Piz Alv zwischen den Surettabündnerschiefern und der Trias der Schamserdecken zum Teil innerhalb derselben eingeklemmt liegen. In ähnlichem Verband liegt wohl auch jene Serpentinlinse in den Splügenerkalkbergen, die Albert Heim seinerzeit gefunden hat. Gegen Süden fand sich ein Äquivalent dieses Zuges an der Bandfluh ob Cresta und wenig unter dem Gipfel des Pizzo Turba.

Diese Serpentine gehören mit Sicherheit zur Surettadecke. Sie gehören aber nicht, wie dies zunächst schien, dem Bündnerschiefer jener Gebiete als normale Einlagerungen an, sondern sie sind als *höchste Schuppen* in der mesozoischen Hülle der Suretta zu deuten, deren Heimat weit im Süden lag. Sie stammen vielleicht direkt aus den Serpentinmassen von Malenco und sind durch die hangende Margnadecke, an deren Basis, so weit nach Norden verschleppt worden. Auf keinen Fall dürfen sie als ein Gegenargument zu obigen Ausführungen herangezogen werden.

Das Studium der Ophiolithgebiete der Surettadecke zeigt also, im großen wie im kleinen, daß *die nördlichen Teile derselben ursprünglich frei von Serpentin waren, dort herrschen die gabbroiden Glieder der Reihe*. Gegen Süden stellen die Serpentine sich allmählich ein, bis sie in Malenco die Prasinite und Amphibolite völlig verdrängt haben und dort den einheitlichen Kern des Lakkolithen bilden.

Die Serpentine bilden den einheitlichen Kern des Ophiolithlakkolithen, Grünschiefer und Gabbros dessen vielverzweigten randlichen Teile.

In der Surettadecke zeigte sich dieses Gesetz in großartiger Klarheit und deutete die scheinbar so verwickelten Ver-

hältnisse auf so einfache natürliche Weise, daß die Frage auftauchte, ob nicht vielleicht auch andere Ophiolithgebiete der rätschen Alpen in ähnlicher Weise gebaut seien. Das Studium der Ophiolithgebiete der Adula- und der Margnadecke zeigt in der Tat die gleichen Gesetzmäßigkeiten.

Betrachten wir zunächst

2. Die Ophiolithgebiete der Aduladecke.

Das Adulamassiv ist der äußerste Vorposten der rätschen Alpen gegen Westen. Die neueren Untersuchungen haben immer deutlicher ergeben, daß dieses weitausgedehnte Bergland aus einer ganzen Anzahl mächtiger übereinander getürmter, vielfach miteinander verfalteter Decken besteht, deren untere Abteilung als Ganzes den Simplondecken, deren obere Hauptmasse der Decke des Großen St. Bernhard äquivalent ist. Speziell konnte in den letzten Jahren eine immer größere Ausbreitung der Bernharddecke nachgewiesen werden, wie die sorgfältigen Studien von Jenny, Frischknecht und Kopp heraus klar zeigen.

Die tieferen Decken sind wie diejenigen des Simplon im allgemeinen frei von Ophiolithen, doch fehlen solche der Unterlage der Bernharddecke in der Adula so wenig wie im Wallis. Immerhin treten diese Ophiolithvorkommnisse in den tieferen Teilen der Adula an Bedeutung gegenüber den Ophiolithen der normalen Hülle der Bernharddecke so zurück, daß wir sie hier vernachlässigen können. Dies um so mehr als die Studien der oben genannten drei Adulaforscher in Bälde abgeschlossen und veröffentlicht werden können. Wir beschäftigen uns daher hier lediglich mit den Ophiolithgebieten der Bernharddecke in der Adula. Das ist nach meinem Dafürhalten, auch nach den einläßlichen Studien der letzten Jahre, jene gewaltige Einheit, die das ganze zentrale Gebirge um das Rheinwaldhorn von der komplizierten Zone der Zapportmarmore bis hinauf zur Tambodecke aufbaut, jene Einheit, die ich vor drei Jahren als die eigentliche Rheinwalddecke bezeichnet und definiert habe.

Die mesozoische Hülle dieser Decke zieht von Olivone her durch den Hintergrund des Lugnetz und die Masse des Piz Aul hinüber ins Valsertal, von dort südwärts über den Valserberg ins Rheinwald und über den San Bernardin hinein ins Misox.

Ueber Valle della Forcola und den gleichnamigen Paß verfolgen wir deren enggepreßten Reste unter dem kristallinen Kern der Tambodecke hinab in den Piano di Chiavenna, den sie in der Gegend von Gordona erreichen. In Chiavenna selbst treffen wir unsere Zone wieder und sehen sie nun durch die südlichen Gehänge des unteren Bergells nochmals weit nach Osten streichen, bis sie in Val Bondasca vom Bergellergranit abgeschnitten wird.

Die Verteilung der Ophiolithe im allgemeinen.

Aus der Gegend von Olivone bis hinüber nach Vals und hinauf gegen den Valserberg fehlen dem Bündnerschiefer, der hier die gewaltige Nordstirn der Adula umhüllt, die Ophiolithe gänzlich. Erst am Valserberg stellen sich die ersten Prasinite ein. Das ist wie für die ersten Ophiolithvorkommnisse hinter der Surettastirn in Val Starlera ungefähr 10 km hinter der Stirn der Decke. Die altbekannten Grünschiefermassen des Piz Aul gehören, wie die neueren Untersuchungen gezeigt haben, nicht in den normalen Sedimentmantel der Adulastirn, sie liegen in höheren Schuppen, in südlicheren Abspaltungen des Adularückens und stammen weither aus dem Rheinwald und Misox. Sie zeigen daher die Facies des südlichen Deckenrückens. Auf diesem sind südlich des Valserberges, bei Hinterrhein und im Misox, die Ophiolithe weit verbreitet, und zwar bis hinab in den Piano di Chiavenna in der Form der Prasinite. Serpentine fehlen auf dieser Strecke fast völlig. Den ophiolithfreien Bündnerschiefern der Adulastirn stehen diese prasinitführenden Schiefer des Misox und der höheren Valerschuppen scharf gegenüber. Südlich von Hinterrhein und bis hinab ins Misox zählen wir stets zwei bis vier bald dünn ausgewalzte, bald zu größeren Lagern anschwellende Prasinitbänder. In der Gegend von Mesocco gibt Heidweiller mindestens drei Prasinit Horizonte an. Ueber den Passo della Forcola streichen diese Prasinite weiter.

Wir sehen also, daß genau wie in der Surettadecke die Ophiolithe der Stirn der Adula fehlen und daß sie sich erst allmählich auf dem Rücken derselben einstellen.

Noch mächtiger werden diese Prasinit Horizonte der Adula jedoch in ihren oberen Abspaltungen, den Schuppen von Vals. Dort erlangen sie in den Bergen des Piz Aul, bei Buccarischuna und Campo im Valsertal, am Bärenhorn, am Piz Tomül, im Hintergrund von Safien große regionale Bedeutung.

Die höheren Schuppen der Adulahülle zeigen also gleichfalls eine Zunahme der Ophiolithe gegenüber den Stirnregionen der Decke.

Zwischen Passo della Forcola und dem Piano di Chiavenna fehlen noch genauere Untersuchungen; wahrscheinlich ist dort die ganze mesozoische Zone in Linsen gequetscht und der kontinuierliche Zusammenhang unterbrochen. Wie gestalten sich nun die Verhältnisse jenseits des Meratales im Bergell?

In Chiavenna treffen wir unsere mesozoische Zone, die Fortsetzung der Mulde von Misox, wieder. Die Bündnerschiefer aber sind vollständig verschwunden; die ganze Muldenzone besteht nur noch aus Ophiolithen. Und von hier weg das gleiche Bild bis hinein in den Bergellergranit. Nirgends eine Spur von Bündnerschiefer; die ganze langgestreckte schmale Zone zeigt bis hinein nach Val Bondasca nur mehr Ophiolithe. Tagelang habe ich in diesem Ophiolithzuge sowohl bei Chiavenna wie in Val Bondasca und in den Tobeln ob Castasegna nach Bündnerschiefern gesucht. Vergebens! Serpentin, Talkschiefer, Lavezstein, daneben vereinzelt Chloritschiefer, Amphibolite, Prasinite, das war alles. *Die Ophiolithe füllen hier im Süden den ganzen Raum zwischen den kristallinen Deckenkernen der Adula- und der Tambodecke, und wir stehen hier im einheitlichen Kern des Ophiolithlakkolithen der Misoxerzone.* Genau dasselbe wie in Val Malenco.

Die Verteilung der Ophiolithe in der Adula ist die gleiche wie in der Surettadecke. Auch hier stammen sie aus einem einheitlichen Lakkolithen, der im Süden den ganzen Raum zwischen den kristallinen Deckenkernen einnimmt, gegen Norden sich vielfach in die Bündnerschiefer hineinverzweigt und dessen nördlichste Spuren sich endlich in den Bündnerschiefern verlieren. Der Herd der Intrusion lag auch hier im Süden; hier finden wir die größten Massen der Ophiolithe, und von da gegen Norden nehmen sie beständig ab.

Die Ophiolithe der Aduladecke entstammen dem einheitlichen Lakkolithen von Chiavenna; der Herd der Intrusion liegt auch hier in der Synklinale zwischen den altkristallinen Deckenkernen.

Betrachten wir die

Verteilung der Serpentine in der Adula.

In den Ophiolithgebieten der Adula liegen die Verhältnisse ganz bedeutend einfacher als in der großen weitverzweigten Ophiolithregion der Surettadecke. Die großen Massen der Ser-

pentine finden sich wie dort auch hier nur im Süden. Die Hauptmasse der Serpentine ist auf die Zone von Chiavenna beschränkt. Dort bilden die ultrabasischen Gesteine, die Serpentine, Lavezsteine, Chloritschiefer, Pyroxenite fast die ganze Ophiolithzone, und in Val Bondasca habe ich vergebens nach irgendwelchen Andeutungen von Prasiniten oder Amphiboliten gesucht.

Die Serpentine von Chiavenna bilden den einheitlichen Kern des Lakkolithen der Adula-Ophiolithe.

Vom Misox bis hinüber nach Vals herrschen die Prasinite unumschränkt, kein einziges Serpentinvorkommen ist aus dieser ganzen 30 km langen Strecke je bekannt geworden. Erst nördlich von Vals hat Roothaan an mehreren Stellen unter der Alp Rischuna und am Horn östlich Vals-Platz spärliche Linsen von Serpentin und Chloritschiefern entdeckt. Es sind dies die einzigen Serpentine im Ophiolithgebiet der Adula nördlich von Chiavenna. Wie bei den Vorkommnissen zwischen Avers und Bergell handelt es sich auch hier nur um äußerst untergeordnete Massen innerhalb der Prasinitregion, und zudem gehören gerade die Zonen von Horn und Rischuna in die ursprünglich südlicheren Teile des Adularückens, in höhere Schuppen desselben, wo sich Serpentine sehr wohl als die Ausläufer derer von Chiavenna einstellen konnten.

Die Hauptmassen der äußern Teile des Adula-Ophiolithlakkolithen werden wie in der Surettadecke von den leichteren gabbroiden Gliedern der Reihe, den Prasiniten gebildet.

Damit stoßen wir auf dieselben Gesetze in der Verteilung der Serpentine und Prasinite wie in der Surettadecke. *Die Serpentine bilden den einheitlichen Kern des Lakkolithen im Süden, die Grünschiefer dessen randlichen Teile und seine Ausläufer.*

Adula- und Surettadecke zeigen also durchaus analoge Erscheinungen in der Verteilung der Ophiolithe, und die Rolle der Serpentine ist in beiden Einheiten dieselbe. Wie verhält es sich nun in der dritten großen penninischen Stammdecke Bündens, in der Margnadecke?

3. Die Ophiolithgebiete der Margnadecke.

In gewaltigen Massen ziehen die Gesteine dieser obersten penninischen Decke der rätischen Alpen von den nördlichen Veltlinertälern, von Masino, Malenco und Puschlav durch das obere Engadin, das Avers, Schams und Oberhalbstein quer

durch ganz Bünden hindurch bis hinaus ins Prättigau und unter den ostalpinen Decken hinweg bis hinab ins Unterengadin und Tirol. Von allen penninischen Decken weist diese oberste Einheit die reichste und mannigfaltigste Schichtreihe, die komplizierteste Struktur, die größte Ausdehnung auf. Wir kennen Sedimente dieser Decke vom unteren Paläozoikum bis hinauf ins ältere Tertiär, dazu gesellt sich eine prachtvolle Serie altkristalliner Schiefer, es sei nur an den fast unerschöpflichen Reichtum der Fedoz-Valpellingesteine erinnert, und endlich noch die ganze Reihe der Ophiolithe. Gewaltige Massen von grünen Gesteinen beherrschen weithin die Physiognomie des Gebirges, vom Piz Corvatsch bis hinaus nach Savognin, und im Oberhalbstein sind dieselben zu hohen Gebirgen getürmt. Diese Ophiolithmasse des Oberhalbsteins steht an Ausdehnung und orographischer Bedeutung nur wenig hinter der der Surettadecke zurück, sie ist im ganzen penninischen Gebiete nur noch mit der von Malenco zu vergleichen.

Mit dieser gewaltigen Ophiolithmasse des Oberhalbsteins haben wir uns nun in erster Linie zu beschäftigen. Hier werden wir zu untersuchen haben, inwieweit die Gesetze, die wir für die Verteilung der Ophiolithe und der Serpentine in den tieferen Decken der Suretta und der Adula gefunden haben, auch im obersten Penninikum noch Geltung haben. Hier, in dieser kompliziertesten Ophiolithregion des ganzen östlichen Penninikums können unsere Regeln und Gesetze ihre Feuerprobe bestehen; hier werden sie auf ihre allgemeine Gültigkeit geprüft werden können. Die Lösung dieser Aufgabe im Felde gehört zu meinen schönsten Erinnerungen in den Alpen. Sie war wiederum nur möglich durch die Beobachtung der Gesamtheit der Erscheinungen innerhalb der ganzen tektonischen Einheit, und so führten denn nur ausgedehnte Studien über den Bau des ganzen Gebirges von Malenco und Puschlav bis hinaus ins Domleschg letzten Endes zum Verständnis und zur Harmonie.

Wir werfen daher zunächst einen kurzen Blick auf

Bau und Gliederung der Margnadecke im südlichen Bünden.

Die Studien der letzten Jahre haben die komplexe Natur dieser obersten penninischen Einheit immer mehr aufgedeckt. In schmalem Zuge steigen am Südrand des weiten Serpentingebietes von Val Malenco auf der ganzen Strecke zwischen Masino und Puschlav die altkristallinen Kerne aus

der Tiefe empor. Ueber das Gewölbe des Passo d'Uer legen sie sich flach nach Norden und tauchen, eng gepreßt, unter die gewaltigen Massen des Berninagebirges ein. Ueberall überlagern sie die jungen Serpentine der Surettadecke, sowohl im Süden in der Scalino- wie im Norden in der Berninagruppe. Dann greift plötzlich der basale Serpentin in Form einer mächtigen liegenden Falte tief in die kristallinen Kerne unserer Decke ein, dieselben weit unter sich einwickelnd und an seiner Nordstirn vor sich her zu gewaltigen Massen häufend. Die mächtigen Kerne von Fex und Fedoz sind die angehäuften Massen des Margnakristallins vor der Serpentin- und von Malenco. Dieselben sind weitgehend durch Trias-Bündnerschiefersynklinalen zerschlitzt, und nördlich des Engadins am Piz Lunghin und am Septimer verlieren sie sich rasch zwischen den mesozoischen Massen der Decke. Ueber der durch zwei Triaszüge in drei Lappen zerteilten Hauptmasse des altkristallinen Kernes folgen auf der ganzen Strecke von Val Masino und Malenco über das Puschlav, die Südseite der Bernina und Val Fex bis hinaus ins Oberengadin und an den Septimer eine ganze Anzahl höchst komplizierter Schuppen von Kristallin, Trias und Lias, und über den Septimer und den Pizzo Turba stehen dieselben in sicherer Verbindung mit den Uberschiebungsmassen von Trias und Lias am Averser Weißberg, den Schamserdecken. In kompliziertem Zuge streichen dieselben bis hinaus in die Splügenerkalkberge und an den Piz Beverin, und über Tiefencastel, Alvaschein und Obervatz verfolgen wir sie ohne Unterbruch bis in die Westflanke der Stätzerhornkette in den Hintergrund von Domleschg. Die äußersten Ausläufer dieses langen Zuges bilden vielleicht jene Triasgesteine in den Alluvionen des Rheins bei Rodels. Die kristallinen Kerne der Decke sind im Süden am Septimer zurückgeblieben, und so bildet denn diese Schuppenzone von Puschlav, Fex und Oberengadin auf eine Breite von über 30 km als Schamserdecken das tiefste Element der Margnadecke vom Avers bis ins Domleschg.

Von besonderer Wichtigkeit für unsere Studien werden nun die über dieser wilden Schuppenzone folgenden höheren Teilelemente der Margnadecke. Da liegt zunächst über dem Mesozoikum der oberen Schamserdecken der Flysch von Tiefencastel und Lenz, der über die Heide und Parpan in ununterbrochener Verbindung mit dem tertiären Flysch des Schanfigg und des Prättigaus steht. Nach Süden verfolgen wir ihn über

den Piz Curvér, Val Nandrò und die Forbisch-Arblatschgruppe bis weit unter den Piz Platta und in das obere Avers hinein. Ueberall liegt er normal auf den Schuppen von Schams. Gehört nun aber dieser Flysch nur der obersten Schuppe der Schamserdecken an? Ist nicht vielmehr seine Mächtigkeit draußen im Schanfigg und Prättigau viel zu gewaltig, als daß wir ihn nur gerade von einer solch schwächtigen Zone wie die oberen Schamsereschuppen dies sind, herleiten dürfen? Und bestehen nicht gerade dort, wo die sicheren Trias- und Liasgesteine nördlich Obervatz auskeilen, enorme Schwierigkeiten, den oberen „Flysch“ vom unteren „Bündnerschiefer“ zu trennen? Ich glaube daher heute vielmehr, *der Prättigauflysch sei nicht nur der tertiäre Mantel der obersten Schamsereschuppe, sondern die Flyschhülle der gesamten Schamserdecken überhaupt.* Nach dieser Annahme brauchten wir nördlich von Obervatz keine tiefgründige Grenze zu finden, der Flysch des Prättigaus würde sich dort einfach teilen in einen oberen Zweig im Hangenden der oberen Schamsereschuppen, den Oberhalbsteinerflysch, und einen tiefern Teil, der sich weitgehend zwischen die Schamserdecken hinein verfingern würde. Die Viamalaschiefer könnten sogar noch hierher gehören; sie werden ja übrigens neuerdings von vielen Forschern, wie Buxtorf, Wilhelm usw., als Kreideflysch bezeichnet, und Buxtorf glaubt überdies noch an eine Beteiligung des Tertiärs. Die geologische Aufnahme des Avers hat nun in dieser Beziehung auch nähere Anhaltspunkte für eine Verfingern des Flysches in die Schamserdecken hinein gebracht. So finden sich Gesteine, Breccien, Sandsteine, Quarzite, Tonschiefer, ununterscheidbar vom Flysch der Forbischgruppe, von Savognin, von Tiefencastel und Lenz, auch in den tieferen Schamsereschuppen. Ich traf solche am Averser Weißberg, im Hintergrund von Val Gronda, zwischen Piz Alv und Piz Mezz in Val Nandrò und anderswo. Daraus geht hervor, daß der Flysch des Prättigaus die enorm zusammengestaute und zum Teil von seiner Unterlage im Süden abgescherte Flyschhülle der Schamserdecken darstellt. Die riesige Mächtigkeit desselben und die Unmöglichkeit einer Abgrenzung nach unten wird dadurch verständlich. Zugleich aber sehen wir, daß der Flysch des Prättigaus als die Stirnfacies unserer Margnadecke aufzufassen ist. *Schamserdecken und Prättigauflysch samt dem Flysch des Oberhalbsteins gehören in die stirnnahen Partien der Decke.* Eine Feststellung, die für die Beurteilung unserer

Frage nach der Verteilung der Ophiolithe von fundamentaler Bedeutung ist.

Schamserdecken und Flysch verfolgen wir von Norden ununterbrochen bis hinein ins südliche Avers nach Juf. Darüber folgen im Oberhalbstein die Ophiolithe des Piz Platta.

Von der Motta Palousa am Nordfuß des Piz Michél über Tinzen und Savognin durch Val d'Err, die Falotta, die Terrassen von Flix, Val Faller, den Piz Platta, den Stallerberg, die Forcellina verfolgen wir diese mannigfache Ophiolithzone hinauf zum Septimer und über den Lunghin hinab ins Engadin. Südlich Juf keilt der liegende Flysch aus, und deshalb liegen vom Septimer an die Ophiolithe direkt auf der Schamsereschuppenzone. Vom Silvaplanersee ziehen sie über Alp Mortéls in die Basis des Piz Corvatsch hinauf, wo sie von den Graniten der ostalpinen Decken abgeschnitten werden. Am Lej Sgrischus keilt diese gewaltige Ophiolithzone aus, und die tieferen Schuppen der Decke bilden von hier bis in die Wurzeln hinab das höchste Glied des Penninikums. Erst weit im Süden, am Lago di Mezzola und in den Tälern des oberen Comersees, im hintern Val Traversagna und Val d'Arbedo, treffen wir die Spuren unserer Ophiolithe wieder.

Das Auskeilen der Ophiolithe am Piz Corvatsch ist deutlich tektonischer Art. Die Ophiolithe haben auch südlich des Lej Sgrischus und in den Wurzelgebieten der Decke, wie gerade die eben erwähnten Vorkommnisse am oberen Comersee zeigen, nicht primär gefehlt, sie sind nur durch den gewaltigen Traineau der ostalpinen Granitmassen der Sella-, Err- und Berninadecken von ihrer normalen Unterlage, den tieferen Elementen der Margnadecke, abgeschert und passiv nach Norden geschoben worden. Und fragte man sich, wo denn diese hier fehlenden Massen hingeraten seien, so wandte sich der Blick unwillkürlich von jeher hinüber zu dem stolzen Riesen des Piz Platta, wo die Ophiolithe in so enormer Mächtigkeit gehäuft erschienen. So waren denn von vornherein in jenen Oberhalbsteiner Ophiolithgebieten verwickelte tektonische Verhältnisse zu erwarten, lag doch dort, so vermutete man wenigstens, das ganze südlich des Engadins fehlende Ophiolithpaket der südlichen Deckenteile, d. h. ein Schichtenkomplex von sicher über 25 km ursprünglicher Breite zusammengestaut auf wenig mehr als 15 km.

Ueberaus wichtig ist nun die untere Grenze, die Basis der Oberhalbsteiner Ophiolithe. Vom Crap Sees

am Eingang des Tales durch die untere Val d'Err zieht dieselbe über Roffna und die Südhänge der Arblatschkette hinein nach Tgà in Val Faller, dann um den Nordfuß des gewaltigen Piz Platta herum und hinüber ins obere Avers. Vom Südwestgrat dieses Berges verfolgen wir sie als scharfe Linie unter Jupperhorn, Mazzerspitz, Fopperhorn durch, bis sie wenig hinter Juf den Talboden erreicht. Am Pizzo Turba sehen wir sie mit scharfem Schnitt die Basis des Forcellinahorns bilden.

Schon der äußere Charakter dieser Grenze zeigt deren tektonische Natur. Die nähere Untersuchung zeigt, daß es sich tatsächlich um eine Ueberschiebungsfläche großen Stiles handelt, längs welcher die Ophiolithe mitsamt ihren Lias- und Malmgesteinen dem basalen tertiären Flysch aufgeschoben sind. Die Ophiolithe sind hier nicht in Form eines Lagerganges tertiären Alters intrusiv oder effusiv über den Flysch hinausgetreten, sondern dieselben stellen mit ihren Einschaltungen von Radiolarit und Liasbündnerschiefern eine deutlich ältere mesozoische, wohl oberjurassische Gesteinsserie dar, die dem jüngeren Flysch überschoben aufliegt. So begleiten denn hie und da Fetzen älterer Gesteine, Trias und altkristalline Schiefer, diese gewaltige Basis der Ophiolithe. Erstere traf ich beispielsweise an der Basis der Ophiolithe nördlich Arnoz in Val Faller, hieher gehören weiter die Triaslinsen von Tinzen und Savognin, die den Flysch der Arblatschkette von der tief nach Val Nandrò eingewickelten Ophiolithserie trennen, und endlich jene Triasvorkommnisse, die draußen am Piz Curvér als dessen oberstes Rauhwackenband die Prättigauschiefer überlagern. Kristalline Gesteine glaubte ich in der Basis des Mazzerspitzes zu erkennen, und am Forcellinahorn sehen wir ja die ganze Grünschiefermasse des Oberhalbsteins durch eine gewaltige Schuppenzone von Gneis und Trias von den tieferen Bündnerschiefern und Ophiolithen des Lunghin getrennt. Daraus ergibt sich also deutlich das für unsere Untersuchungen so wichtige erste Resultat:

Die Basis der Oberhalbsteiner Ophiolithe ist eine Ueberschiebungsfläche. Die Oberhalbsteiner Ophiolithe stellen gegenüber Schamserdecken und Prättigauflysch eine höhere Schuppe erster Ordnung innerhalb der Margnadecke dar. Es ist die Plattadecke.

Sehen wir weiter zu. Ueber den Ophiolithen folgt, besonders im Süden, am Piz Scalotta und in den Bergen südöstlich Bivio, jener Schieferkomplex von Bündnerschie-

fer, Aptychenkalk und Radiolarit, der bisher stets als das höchste Glied der Margnadecke aufgefaßt worden ist. Nördlich der Fuorcla Lunghin, am Septimer, südlich der Motta da Sett, des weiteren nördlich des Pian Canfèr, dann wiederum südlich der Fallerfurka, an den Montagnas d'ìls Lajets, am Piz Scalotta, zum Teil auch östlich der Julia an den Cugnets oder an den Castellins sehen wir, wie sich an der Basis dieser obern jurassischen Schiefer abermals Linsen älterer Gesteine, meist in Form von Triasdolomiten, doch fehlen auch kristalline Gesteine keineswegs, einschieben. Dasselbe beobachten wir im Engadin, sowohl bei Gravasalvas als auch südlich von Surlej. Dieser oberste Schieferkomplex ist also deutlich auf einer älteren, allerdings vielfach in Linsen zerrissenen Basis von Trias und Kristallin den Ophiolithen, Radiolariten und Bündnerschiefern der Plattadecke aufgeschoben. *Der Schieferkomplex bedeutet also abermals eine höhere Schuppe über den Ophiolithen des Oberhalbsteins.*

Woher ist nun dieselbe abzuleiten? Zunächst ist dieser Schieferkomplex völlig ophiolithfrei. Schon dies ist auffallend. Dann aber zeigen auch seine Gesteine andern Charakter als die tieferen Bündnerschiefer. Die Metamorphose derselben finden wir hier nicht oder kaum, trotz enormen Komplikationen an der Basis der ostalpinen Granitmassen. Die Liasschiefer dieser Zone nähern sich auffallend den Gesteinen der Errdecke, und Aptychenkalk und Radiolarite derselben könnte schon Cornelius von den analogen Gesteinen der Samadener Zone nicht unterscheiden. Nach Süden verfolgen wir diese Serie wie die Ophiolithe bis unter den Piz Corvatsch. Südlich Furtschellas scheint diese Zone aber völlig zu fehlen. Sicher ist, daß dieser Schieferkomplex aus einer südlicheren Zone stammt als die Ophiolithe. Ob er aber noch zum Penninikum zu rechnen ist, wie dies bisher geschah, das ist eine Frage, die hier im Süden kaum zu lösen sein wird. Die Möglichkeit ist schon hier stark ins Auge zu fassen, *daß dieser Schieferkomplex des Oberengadins und Oberhalbsteins den von der Errdecke nach Norden verschleppten Sedimentmantel der Selladecke darstellt.* Die Tektonik der Gegend zwischen Chapütschin und dem Lej Sgrischus schließt diese Möglichkeit keineswegs aus, und der eigenartig ostalpine Charakter der Schieferkomplexgesteine erscheint dafür als eine starke Stütze. Mit Sicherheit jedoch erkennen wir die ostalpine Abstammung des Schieferkomplexes im Norden, in der Errgruppe und an der Scalottaklippe.

Dort sehen wir nämlich die kristalline Basis desselben nach Norden in den grünen Granit der Albuladecke hinaus streichen, und erscheint das Ganze als die Serie der sogenannten Albuladecke, deren ostalpiner Charakter von niemand angezweifelt wird. So finden wir z. B. zwischen Falotta und den Castellins am Westfuß des Piz d'Err die Gesteine des Schieferkomplexes nicht wie im Süden in der Gravasalvaskette stets zwischen den Ophiolithen der Plattadecke und dem ostalpinen Kristallin, sondern der Albulagranit liegt direkt auf den höchsten Serpentinmassen der Falotta und der Schieferkomplex liegt hoch über demselben an den Castellins. Auch am Westgrat des Piz d'Err und unter dem Piz da Cucarnegl bis hinein in den Fuß der Cugnets liegt stets verdrücktes Kristallin der Albuladecke meist direkt auf den obersten Serpentin von Flix, und die Gesteine des Schieferkomplexes, Dolomite, Lias und Radiolarite, erscheinen erst darüber, wie im Süden stets an der Basis der eigentlichen Errdecke. Am Piz Scalotta endlich schiebt sich gleichfalls an verschiedenen Orten typischer Albulagranit zwischen die Ophiolithe und den Schieferkomplex ein.

Wir trennen daher den sogenannten „Schieferkomplex“ der alten „rätischen“ Decke heute vom Penninikum ab und betrachten ihn als natürliches Glied der untersten ostalpinen Elemente. Er scheint direkt Albula- und Selladecke zu verbinden.

Damit greift das ostalpine Gebiet noch etwas weiter nach Westen als bisher. Es reicht nun über die Motta da Sett bis knapp an den Septimer; Roccabella und Piz d'Emmat sind nun ostalpin, und nördlich der Errgruppe endlich jene mächtigen Radiolaritgebiete der mittleren Val d'Err.

Als penninisch-ostalpine Grenze ergibt sich überall der obere Rand der Platta-Ophiolithe.

Diese neue Grenze der Ostalpen entfernt sich bedeutend von der 1915 auf der tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen zum Ausdruck gebrachten. Vor allem fallen die tiefen penninischen Buchten des Julierpasses, von Val d'Err und Val Mulix und Rots definitiv weg. Die ostalpin-penninische Grenze zieht vom Septimer längs dem Ostrand des Pian Canfèr nach Boëgia an der Julierstraße, von da um den Piz Brascheng in die Westflanke der Errgruppe. Zwischen Carungas und den Castellins zieht eine schmale Ophiolithbucht bis in die Alp Err hinab, dann aber streicht die ostalpine Basis in fast gerader Linie über die Westhänge der Carungas, den Boden

von Pensa und die Terrassen von Battagliang und Tusagn ob Tinzen und Savognin hinaus in die Motta Palousa und den Conterserstein.

Damit haben wir nun in knappsten Zügen die großartige Struktur der Margnadecke im südlichen Bünden umrissen und damit die Grundlagen gewonnen, auf denen wir an die Lösung unserer eigentlichen Aufgabe, die Frage nach der Verteilung der Ophiolithe, herantreten können.

Die Verteilung der Ophiolithe in der Margnadecke des südlichen Bündens.

Der normalen Umhüllung der altkristallinen Kerne fehlen sowohl im Engadin wie in Malenco die Ophiolithe ganz. Ein einziges kleines Vorkommen von Serpentin zeigt sich in der Basis der Trias westlich des Margnagipfels. Mit den Ophiolithen in den Bündnerschiefern jedoch hat dieser Serpentin nichts zu tun. Die Ophiolithe, die am Septimer über den Malojagneisen liegen, gehören nicht zum normalen Hangenden der großen Malojagneismassen der Deckenstirn. Deren nähere Verfolgung zeigt vielmehr deutlich ihre Abstammung von höheren Schuppen der Decke; die Bergellerkarte zeigt dies ohne weiteres. Nirgends auch greifen die Ophiolithe in die komplizierten Stirndigitationen der Decke ein, wo immer wir auch den Bündnerschiefer zwischen die Malojagneise eingeklemmt sehen. Desgleichen fehlen die Ophiolithe der ganzen Region der Schamserdecken von Obervatz bis hinein nach Juf, desgleichen fehlen sie dem Prättigauflysch. Die Linsen von Serpentin an der Basis der Weißbergzone, am Piz Alv und an der Bandfluh im Avers, und der Serpentin der Steilenalp ob Sufers sind eingeschobene südliche Teile des unterliegenden Surettamesozoikums, wie ihre Verbindung mit Bündnerschiefer deutlich zeigt. Die Serpentinlinsen am Piz Curvér, die nördlichsten des ganzen Gebietes, gehören gleichfalls nicht zu den Schamserdecken, sie sind, wie ihre Verfolgung nach Süden zeigt, deutliche Ausläufer der großen Oberhalbsteinerophiolithe, der Plattadecke.

Die ursprünglich nördlichsten Gebiete der Margnadecke, d. h. die Umhüllung der kristallinen Stirnen, die Schamserdecken und der Prättigauflysch, desgleichen bis weit nach Süden hinein die Schuppenzone, sind also genau wie die nördlichen Regionen der anderen penninischen Decken ophiolithfrei.

Erst in den südlichen Partien der Schuppenzone stellen sich spärliche Linsen von grünen Gesteinen ein, so jene Ser-

pentinmasse auf Marmorè und die Grünschiefer des Piz Chüern im Fextal. Dies sind aber auch die einzigen mir bekannten Ophiolithe innerhalb der Margnaschuppenzone.

Am Nordfuß des Piz Platta setzen nun mit den höheren Elementen der Decke auch die Ophiolithe mächtig ein. Und doch ist dieses Einsetzen nicht ein unvermitteltes, wie es etwa die gewaltigen Wände des Piz Platta erwarten ließen. Die viele Hundert Meter mächtigen Prasinite dieses Berges sind eben keineswegs das tiefste Schuppenelement der Plattadecke, der Ophiolithzone, sondern unter ihnen liegen, zwischen sie und den Flysch eingeklemmt, noch mehrere Schuppen von Bündnerschiefern und Radiolariten, in denen sich im Norden spärliche, gegen Süden mehr und mehr anschwellende Prasinitlager einstellen. Diese Verhältnisse zeigen sich sehr schön an der Berclafurka und unter dem Jupperhorn. In der Gegend ob Juf, am Fopperhorn, sind diese unteren Prasinitzüge zu bedeutender Mächtigkeit angewachsen, und in dieser Gegend auch scheinen sie mit den darüber liegenden ersten großen Prasiniteschuppen des Piz Platta zu verschmelzen.¹

Die Ophiolithe setzen also am Piz Platta keineswegs unvermittelt ein, sondern nehmen wie in der Surettadecke ganz allmählich von Norden gegen Süden, von den tieferen zu den höheren Elementen der Decke zu.

Die nördlichen Ausläufer der Plattadecke, als die wir die unter den Arblatschflysch eingewickelten ophiolithführenden Bündnerschiefer von Savognin, Val Nandrò und vom Piz Curvér betrachten müssen, zeigen die letzten Ausläufer der Oberhalbsteiner Ophiolithe in Form von Gabbros in Val Nandrò, Diabasen, Prasiniten und Serpentinaen an den Martegnas und am Piz Curvér. Von hier gegen Süden nehmen die Ophiolithe beständig zu, bis sie in den Schuppen des Piz Platta jene gewaltige regionale Bedeutung erlangt haben, die sie ganze Bergstöcke aufbauen läßt.

In der Nordwand des Piz Platta, desgleichen auch am Thälihorn, sehen wir die Ophiolithmassen noch zerschlitzt durch Bündnerschiefer und Radiolaritkeile; aber schon wenige Kilometer weiter südlich, am Jupperhorn, am Mazzerspitz werden diese primären Einschaltungen in den Ophiolithen selten, und in der Gegend des Stallerberges, der Valletta, der Forcellina verschwinden dieselben ganz. Was dort an Einschaltungen von Bündnerschiefern erscheint, geht zusammen mit Trias und Alt-

¹ Vergleiche im folgenden stets die geologische Karte des Avers (im Druck).

kristallin und bildet keine stratigraphischen, sondern tektonische Einschiebsel, durch welche die ganze Ophiolithmasse in ein System von einzelnen Schuppen zerteilt wird. Eine bedeutende primär intrusive Zerschlitung der Ophiolithe läßt sich südlich des Forcellina nirgends mehr nachweisen.

Im Engadin treffen wir dieselben Verhältnisse. Auch dort liegt der Charakter der Ophiolithgebiete als höhere Schuppen der Decke klar zutage. Deren Basis besteht durchwegs aus Gneis, der den tieferen ophiolithfreien Schuppen von Fex und Gravasalvas aufgeschoben ist. Die Stellung der Ophiolithzone als höhere Schuppe der gleichen tektonischen Einheit, aber mit derselben aus weit südlicheren Faciesgebieten der Decke stammend, erscheint heute viel natürlicher als jene einstige Vorstellung von Cornelius und mir, die Ophiolithe seien gerade nur auf diesem Horizonte primär intrusiv vorgedrungen.

Der direkte Kontakt von Ophiolith und Gneis, das Fehlen der Trias dazwischen, das Fehlen oft auch der Bündnerschiefer, ist uns heute ohne weiteres verständlich. Wir sind hier eben schon tief im Süden des Mognadeckenrückens, wo die Ophiolithe beinahe das ganze Mesozoikum einnehmen, wie in der Surettadecke im Bergell und in der Misoxerzone bei Chiavenna. Und was das Fehlen der sicheren dolomitischen Trias betrifft, so kann dies als Ausdruck dafür gelten, daß in diesen südlichen Faciesbezirken der Decke die neritische Triasfacies ersetzt worden sei durch die bathyale der Schistes lustrés, und diese wiederum verdrängt worden seien durch die Ophiolithe.

Daß gerade im Engadin der Charakter der Ophiolithzone als höhere Schuppe der Gesamtdecke sehr schön zum Ausdruck kommt, das zeigen die Profile von Cornelius durch das Gebiet von Gravasalvas, das zeigt die geologische Karte des Bergells für das Gebiet des Piz Lunghin, das zeigen auch seit langem die Profile durch den Piz Corvatsch. Und hier wiederum, im südlichsten Teil der Ophiolithzone des Piz Platta, sehen wir auf das deutlichste, wie sozusagen das ganze Mesozoikum durch die Ophiolithe allein repräsentiert wird.

Dieser kurze allgemeine Ueberblick über die Verteilung der Ophiolithe in der Mognadecke des südlichen Bündens zeigt schon zur Genüge, daß auch hier *die nördlichen stirnnahen Partien der Decke frei sind von Ophiolithen, daß dieselben sich gegen Süden zu immer mehr einstellen, und endlich alle übrigen mesozoischen Glieder verdrängen.* Die Extreme bilden die Gebiete der Schamserdecken

einerseits, die Ophiolithgebiete von Oberhalbstein und Engadin anderseits; die vermittelnden Uebergänge finden wir in den untersten Schuppen des Piz Platta und deren Ausläufern in Val Nandrò.

Es folgt die große an die 25 km breite Lücke über den Scheitel der Decken in die Wurzeln hinab. Ueber die Zusammensetzung dieser Zone geben uns nun die höheren Schuppen der Plattadecke, der Oberhalbsteinerophiolithe, treffliche Auskunft. *Die Ophiolithe der Plattadecke bilden nämlich, wie zum Teil schon angedeutet wurde, weder im Oberhalbstein noch im Engadin eine einheitliche Masse, sondern das große Ophiolithgebiet zerfällt nach unsern nunmehrigen Aufnahmen in den Fallergebirgen wiederum in eine ganze Anzahl sekundärer, aber zum Teil recht mächtiger Schuppen.* Eine nähere Betrachtung der Gebirge um den Piz Platta und den Mazzerspitz soll dies illustrieren.

Ueber dem basalen Flysch des Thäligrates, in dem u. a. die beiden Bandseen liegen, folgt eine erste höhere Schuppe, die der Berclafurka. Zwei schwächige Lagen von Prasiniten in den Bündnerschiefern der Scharte, darüber Radiolarit. Gegen Süden nehmen die Prasinite an Mächtigkeit zu, die Bündnerschiefer ab. An der Furka selbst ist diese Serie schwach antiklinal aufgewölbt. Ueber dem Radiolarit der Berclafurka nun erscheint abermals Bündnerschiefer, d. h. Lias über Malm, die Basis einer höheren Schuppe. Ueber dieser schmalen Basis von Bündnerschiefern folgt die mächtige Prasinitserie des Thälihorn, durch Bündnerschiefer sekundär zerschlitzt. Im Nordgrat dieses Berges finden wir darüber wenige Meter Bündnerschiefer, dann abermals Radiolarit, den normalen Malm dieser Schuppe. Darüber folgt abermals Bündnerschiefer als Liasbasis einer neuen Schuppe, und auf diesem Lias endlich schwimmt die ganze Gipfelkappe des Piz Platta, Prasinit und Gabbro. Deren Basis von Bündnerschiefern und Radiolariten verfolgen wir auf schwindligen Bändern hoch über dem gewaltigen Nordabsturz des Berges durch die ganze Nordwand desselben hindurch bis auf die Ostseite des Gipfels und von dort wiederum zurück an den Südfuß desselben. *Der Gipfelkopf des Piz Platta ist also eine prachtvolle Klippe von Prasinit und Gabbro auf Bündnerschiefer und Radiolarit.*

Im Detail sind die Verhältnisse am Piz Platta aber noch viel komplizierter. Die Prasinite des Thälihorn setzen mit-

samt ihren vereinzelt Bündnerschieferlagen in den gewaltigen wohl 500 m hohen Sockel des Piz Platta fort. Darüber folgen wie am Thälihorn teils direkt, teils mit einer dünnen Zwischenlage von Bündnerschiefer, die Radiolarite. Dann abermals Bündnerschiefer als die Basis der Ophiolithklippe des Piz Plattagipfels. In der Plattanordwand erreichen diese Bündnerschiefer und die darüber folgenden Prasinite bedeutende Mächtigkeit; im Westgrat des Berges und in der südlichen Unterlage des Gipfels schrumpft diese Serie auf wenige Meter zusammen. Ueber den Prasiniten dieser unteren Plattagipfelschuppe folgt abermals Radiolarit, der nun seinerseits die eigentliche Gipfelkappe des Berges trägt. Deren Basis besteht wiederum aus Bündnerschiefern, die kontinuierlich über dem in Linsen zerrissenen Radiolaritbande durchziehen und die in ihren unteren Teilen eine schmale Lage von Prasiniten führen. Darüber legen sich endlich die Prasinite und Gabbros des höchsten Gipfels, wenige Meter unterhalb desselben nochmals von einem leuchtend roten Band von Radiolarit durchzogen. Ein herrliches Farbenspiel.

Das ist der Bau des Piz Platta, ein Schuppenpaket von Ophiolithen. Die Basis des Ganzen der Prättigauflysch, darüber ein mächtiger Sockel von Prasiniten, der Gipfel eine herrliche Klippe von Gabbro auf Bündnerschiefern und Radiolarit.

Die Schuppen des Piz Platta setzen gegen Süden fort. Der Sockel des Berges zieht über die Thälihornprasinite in die gewaltige in sich gefaltete Masse des Jupperhorns und in die Basis des Mazzerspitz. In der Scharte zwischen diesen beiden Bergen treffen wir die Radiolarit- und Bündnerschieferzone, die im Norden den Plattagipfel umzieht, wieder, und die Prasinitwand, die wie eine Mauer den Mazzerspitzgipfel umzieht, ist das Aequivalent der Gipfelkappe des Piz Platta. Darüber folgt, von diesen Prasiniten abermals durch Bündnerschiefer getrennt, mit scharfer Unterfläche der Serpentin des Mazzerspitzgipfels.

Es war an einem herrlichen Sommerabend. Vom einsamen Gipfel des Mazzerspitz schaute ich lange hinüber zu den wildzerrissenen Bergen der Scalottakette und hinab in die düstern Tiefen der Val Bercla. Serpentin und Prasinit bis hinüber an die Basis des Schieferkomplexes an der Fallerfurka und die Scalottaklippen, Serpentin und Prasinit in den Tiefen der Val Bercla und Val Faller, und Prasinit und wieder Prasinit die gewaltigen Felsgestelle des Jupperhorns und des Piz Platta. Ich

war zufrieden mit meinem Tagewerk, das mich von Westen her schließlich auf diesen Gipfel gebracht hatte und genoß den wundervollen Abend in vollen Zügen. Erhabene Einsamkeit ringsum in diesen düstern Felsgebieten; kaum dringt das Rauschen der Wasser und von Avers her etwa der Ruf eines Hirten bis hinauf zu mir. Fern im Süden ragen im goldenen Abendlichte die Eisgebirge der Bernina in blendender Pracht in den blauen Himmel hinein, wie Inseln aus einem Meer von Gipfeln, darüber segeln weiße Wolken langsam dem Süden zu. Ueber den schon im Schatten ruhenden Hochflächen des Septimers reckt die Disgrazia ihr wildes Felsenhaupt in die italienische Bläue empor, und daneben reiht sich, Gipfel an Gipfel, Turm an Turm, das Bergeller Felsengebirge. In unglaublicher Kühnheit stehen sie alle da, von der klassischen Nadel der Cima del Largo bis hinüber zur schaurigen Schaufel des Badile. Im Sonnengold liegen weit unter mir die grünen Matten des Avers, jäh abgeschnitten von der zackigen Silhouette des Jupperhorns. Da rauscht in majestätischem Fluge ein Adler langsam durch die tiefeingerissene Scharte vor dem Jupperhorn. Um die Nordwand meines Gipfels zieht er der Fallerfurka zu. Gespannt verfolge ich den Flug des herrlichen Tieres. Jetzt schießt er wie ein Pfeil in sausendem Fluge auf das kleine Gletscherchen nieder, das gegen Bercla sich senkt, und hinter schwarzen Serpentinfelsen ist er verschwunden. Doch halt, was war denn das? Dort sind ja helle leuchtend gelbe Felsen mitten im Serpentin. War dies am Ende Trias? Jäh hat der Adler mich aus meiner abendlichen Gipfelrast gerüttelt, und mein ganzes Interesse konzentriert sich nun auf jene Felsen. Sollte ich noch hinüber? Vor mir zieht ein Grat in wilden Türmen gegen jene Stelle hin, und bald verliert er sich ins Unbekannte. Sollte ich nicht bei sinkender Nacht lieber auf geradestem Wege hinab vom Gipfel? Was wollte ich da noch in unbekannten Felsen weit nach Osten hinabsteigen. Ich überlegte. In einer Stunde besten Falles konnte ich bei jenen Felsen sein, dann war es schon halb 8 Uhr, und ich stand noch immer zu oberst in Val Bercla, und der Weg nach Cresta war mühsam und weit. Und wie sah der Abstieg aus? Da fuhr es mir durch den Kopf, der alte Theobald hat ohne sonderliche Mühe von dieser Seite den Mazzerspitz bestiegen, also konnte es nicht sehr schwierig sein. Ich war entschlossen, und vorsichtig ging ich ans Werk. Ueber lose Serpentinhalden, gespickt mit Kalksilikatfelsen, eilte ich abwärts auf den Grat, dann rechts durch ein wildes Kamin über

glatte Prasinite hinunter und hinüber zu der wilden Scharte östlich des Gipfels, zur *Mazzerfurka*. Wie staunte ich da. Trias! Richtige normale, nicht metamorphe Trias. Und über derselben wieder Serpentin in schwarzen Felsengipfeln, mit Bändern von Bündnerschiefern, und in der Tiefe gegen die Mazzerseen und die westliche Fallerfurka hinab abermals Trias. Und im letzten Licht der scheidenden Sonne erkenne ich jenseits derselben gegen die Scalottaklippen hinauf wieder Ophiolithe und Radiolarite, Bündnerschiefer und Serpentine bis zur Basis des Schieferkomplexes. Eine Ophiolithschuppe über der andern. So sah also die „einheitliche“ Masse der Oberhalbsteiner Ophiolithe aus. An jenem Abend kam ich erst spät hinab nach Cresta.

Wir erkennen also über den Gipfelschuppen des Piz Platta diejenige des *Mazzerspitzes*, darüber, an der Basis mit Trias, die *Serpentine der Mazzerfurka*. Ueber denselben folgt, an der Basis mit Trias und Kristallin, Carbon und Verrucano, die Ophiolithmasse der *Flühseen*, mit Bündnerschiefern und Radiolariten, und über diesen letzteren endlich die Bündnerschiefer und Ophiolithe der *Fallerfurka* und die Basis des Schieferkomplexes.

Damit können wir zwischen Piz Platta und Fallerfurka von oben nach unten folgende sieben Schuppen ausscheiden:

1. *die Schuppe der Fallerfurka;*
2. *die Schuppe der Flühseen;*
3. *die Schuppe der Mazzerfurka;*
4. *die Schuppe des Mazzerspitz;*
5. *die Gipfelschuppen des Piz Platta;*
6. *die Schuppe des Jupperhorns;*
7. *die Schuppen der Berclafurka.*

Die drei unteren Elemente fassen wir zusammen als die *Plattaschuppen*, die mittleren zwei als die *Mazzerschuppen*, die oberen als die *Fallerschuppen*.

Diese zum Teil viele Hundert Meter mächtigen Komplexe verfolgen wir nun weithin nach Süden und nach Norden. In Val Faller, in der Scalottakette, an der Forcellina, auf *Sopra il Cant* treffen wir ganz ähnliche Verhältnisse wie in der Platta-Mazzerspitzgruppe.

So folgt im Süden über den Ophiolithen des Piz Lunghin die gewaltige Schuppe des *Forcellinahorns*, Prasinite mit einer Basis aus Trias und Kristallin. Auf der ein-

samen Höhe der Forcellina finden wir am Westende des kleinen Sees auf dem Passe selbst eine winzige Linse kontakt-metamorpher Trias zwischen den Prasiniten des Forcellinahorns und dem Serpentin der Forcellina selbst. Verfolgen wir die Basis dieses Serpentins nur wenige Hundert Meter weit nach Osten, so treffen wir im Streichen der Forcellinatrias auch Bündnerschiefer und Kristallin. Die ganze Südwand des Gipfels von Sopra il Cant ist eine neue Ophiolithschuppe mit einer Basis von Trias und Kristallin. Sie besteht aus Prasiniten und den Serpentin der Forcellina. Darüber folgt am Gipfel des Berges abermals Kristallin, wenig weiter nördlich Trias, Lias, Serpentin und dann die ganze gewaltige Prasinitmasse der Fuorcla la Valletta und des Stallerberges. Dieselbe steht wohl in sicherer Verbindung mit den Plattaschuppen am Mazzerspitz.

Weniger klar zu überblicken sind diese Verhältnisse in Val Faller und in der Scalottakette. Doch finden wir auch hier ausgezeichneten Schuppenbau. So liegen die Serpentine von Muttangs ob Mühlen mit einer Basis von Trias und Kristallin den Prasiniten der Forschella auf, und diese wiederum ruhen auf den Radiolariten der Prasinitzone von Sblox, der Fortsetzung der Jupperhornschuppe. Auf den Radiolariten südlich der Alp Promiez erscheinen als höhere Schuppe die Ophiolithe und Bündnerschiefer der Alp Starscheins und der Montagnas d'ils Lajets, und schließlich folgt über deren Radiolariten abermals Bündnerschiefer und Serpentin an der Basis des Schieferkomplexes unter den Scalottaklippen. Genau wie an der Fallerfurka. Und jenseits des Oberhalbsteins scheinen in der verwickelten Zone von Flix und an der Falotta ganz ähnliche Verhältnisse zu herrschen, wie ich aus mündlichen Mitteilungen von Cornelius und eigenen kursorischen Begehungen zu schließen berechtigt bin.

Diese wenigen Daten zeigen nun zur Genüge, daß *im Oberhalbstein die Ophiolithe nicht im mindesten eine einheitliche Masse bilden, sondern daß dieselben in einer ganzen Reihe von komplizierten Schuppen aufeinander liegen. Hier haben wir tatsächlich jene südlichen Teile der Margna-Ophiolithe vor uns, die heute im Berninagebirge und in Val Malenco fehlen.* Und aus was bestehen nun diese Schuppen? Zu 90 % aus Ophiolithen, daneben spärlichen Resten von Bündnerschiefer und Radiolarit. Das war die Zusammensetzung der südlichen

mesozoischen Gebiete der Margnadecke zwischen dem Piz Corvatsch und den Wurzeln. Die Ophiolithe erfüllen auch hier fast den ganzen mesozoischen Raum, und die normalen penninischen Sedimente, die Bündnerschiefer, treten ganz zurück.

Die Entwirrung der Tektonik der Oberhalbsteiner Ophiolithgebiete enthüllt also gleichfalls, auch hier im obersten Penninikum, eine mächtige Zunahme der Ophiolithe gegen Süden.

Wie steht es nun in den Wurzelzonen? Vom Puschlav durch Malenco und Masino bis in den Bergellergranit hinein fehlen dem Südrand der Margnadecke die Ophiolithe ganz. Auch aus diesen südlichen Teilen haben die ostalpinen Decken die basischen Eruptiva mitgeschleppt und nach Norden ins Oberhalbstein verfrachtet. Am Lago di Mezzola jedoch treffen wir unsere Ophiolithe im Serpentinzug von Dascio von neuem. *Ein langer Zug von Serpentin bildet nun vom Lago di Mezzola durch die Lirotäler und die Ganda Rossa bis hinüber nach Val Traversagna und Arbedo im Tessin die südliche Begrenzung der Margnadecke.* Jenseits derselben folgen überall die altkristallinen Schiefer der ostalpinen Wurzeln der Tonalezone, unsere alte Zone von Bellinzona, und jenseits derselben Verrucano und Trias des San Jorio und Sass Pell, nördlich das Altkristallin der Margnawurzel, hie und da mit Valpellinegesteinen. Nach Norden ist dasselbe begrenzt durch die enggepreßten und geschuppten Triaszüge der Alpe di Camedo, und jenseits derselben erkennen wir endlich die sicheren Monterosagneise der Tambo-Surettawurzel, die dann schließlich im Hintergrund der Val Bodengo ihrerseits die Adulagneise überlagern. Die Wurzelgliederung ist in diesen Tälern am nördlichen Comersee eine überaus klare.

In dieser Wurzelzone der Margnadecke westlich des Comersees besteht nun wiederum wie bei Chiavenna oder in Val Malenco das ganze Mesozoikum der Decke nur noch aus Ophiolithen. Sämtliche Sedimente sind verdrängt. Keine Bündnerschiefer, keine Trias, keine Radiolarite, nichts als Serpentin und wieder Serpentin.

Damit sind wir endlich am Südende der Margnadecke angelangt und können unsere Resultate zusammenfassen.

Die Ophiolithe fehlen den nördlichen stirnnahen Teilen der Decke. In ihrem Rücken und in den höheren südlicheren Teilelementen derselben stellen sie sich immer mehr ein, und in der Wurzel füllen sie endlich den ganzen Raum zwischen den kristallinen Deckenkernen.

Auch hier also das gleiche Bild wie in der Suretta- und in der Aduladecke: *Die Ophiolithe bilden im Süden eine einheitliche Masse, die sich auf dem Rücken der Decke gegen Norden in die Bündnerschiefer hinaus verzweigt und schließlich in denselben verliert.*

Betrachten wir nun

Die Verteilung der Serpentine in der Margnadecke.

Vergeblich suchen wir in den Schuppen der Berclafurka, des Jupperhorns, des Piz Platta nach Serpentin. Gabbros und Prasinite sind dort und bis weit über den Stallerberg und die Valletta hinaus die einzigen Vertreter der Ophiolithe. Erst nördlich der Forcellina stellen die ersten Serpentine in diesen unteren Schuppen sich ein. Hingegen sehen wir den Serpentin zu großer Bedeutung gelangen in den oberen ursprünglich südlicheren Schuppen des Oberhalbsteins, und in den allerobersten herrscht er allein. Die Mazzerschuppen, im Osten die Schuppen von Muttangs, von Starscheins, die Schuppe der Muntagnas d'Il Lajets, diejenige der Fallerfurka, sie alle zeigen neben den Prasiniten und Gabbros den Serpentin in großen Massen. Zur ausschließlichen Herrschaft gelangt er schließlich in den allerobersten Schuppen unter der Ueberschiebung der ostalpinen Decken am Piz Scalotta, an der Fallerfurka und vor allem jenseits des Oberhalbsteins in der westlichen Errgruppe. Unter den Castellins von Val d'Err bis nach Flix, unter dem Piz d'Err, dem Piz da Cucarnegl, am Malpaß, an den Cugnets ruhen stets die ostalpinen Gesteine der Albuladecke auf dem mächtigen Serpentin der obersten Schuppen der Plattadecke.

Weiter im Süden am Piz Lunghin herrschen die Serpentine; am Silvaplanersee sind die unteren Ophiolithschuppen arm oder frei von Serpentin, in den oberen tritt er mehr und mehr hervor, und an der Basis des Schieferkomplexes ob Surlej herrscht er völlig. In den Wurzeln endlich erscheint wie in Malenco und bei Chiavenna der Serpentin als das einzige Glied der Ophiolithreihe.

Wenn auch die Beobachtungen noch lange nicht hinreichen zu einem vollständigen Bilde der Serpentinverteilung in den weiten und verworren gebauten Ophiolithschuppen der Margnadecke, so steht doch folgendes fest:

Der Serpentin fehlt den nördlichsten Teilen der Margna-Ophiolithe, er fehlt vor allem den tieferen Schuppen der Plattadecke. In den höheren ursprünglich südlicher gelegenen Zonen

derselben gewinnt er immer mehr an Bedeutung, in den höchsten südlichsten Schuppen sehen wir ihn allein herrschen, und in der Wurzelzone beherrscht er den ganzen mesozoischen Raum. Dort bildet er den einheitlichen tieferen Kern des gewaltigen Ophiolithlakkolithen.

Damit gewinnen wir auch für die Margnadecke im großen dasselbe Bild wie für Suretta und Adula.

Die Serpentine bilden die inneren Kerne des Ophiolithlakkolithen, die Grünschiefer und Gabbros dessen äußere Teile.

Betrachten wir nun weiter

Die Ophiolithgebiete der Margnadecke im Unterengadin.

Auch hier *im Fenster des Unterengadins* sehen wir im großen Ganzen den Serpentin auf die obersten Schuppen der Decke unter den ostalpinen Massen beschränkt. Die Prasinite, Diabase usw. folgen erst in den tieferen ursprünglich nördlicheren Elementen. Die Schuppen der Alp Champatsch und die Gegend von Schloß Tarasp zeigen diese Verteilung der Massen sehr schön. Längs des Südrandes des Fensters treffen wir die Hauptmasse der Serpentine, längs dem Nordrand und im Innern am Piz Mondin, bei Finstermünz usw. die Prasinite und Diabase. Unsere Regel von der Verteilung der Serpentine bewährt sich also auch im Unterengadin.

Die Ophiolithgebiete um Arosa und Davos.

Die Verteilung der Ophiolithe und innerhalb derselben wiederum der Serpentine im penninischen Deckensystem Graubündens hat uns gezeigt, daß

1. die Ophiolithe nie in den Stirnregionen auftreten;
2. die Serpentine stets aus den innersten südlichen Teilen der Ophiolithlakkolithen stammen;
3. die Ophiolithe nirgends in den Geantiklinalgebieten vorkommen, sondern stets an die Geosynklinalen, die Winkel zwischen den kristallinen Deckenkernen, gewissermaßen die großen Vortiefen der Decken, geknüpft sind.

Diese Resultate veranlassen mich nun, erneut die Frage der Ophiolithe im Arosengebirge und der Totalpserpentine zu diskutieren. Diese großen Ophiolithmassen können keine Ausnahme von der Regel bilden, nachdem wir durch ausgedehnte Untersuchungen im südlichen Bünden die Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung der Ophiolithe, und der Serpentine im besonderen, in solch harmonischer Art

aufdecken konnten. Sollten nun auf einmal die Serpentine hier an der Totalp an eine Deckenstirn gebunden sein, sich normal in eine neritische Geantiklinalregion eingeschaltet finden? Ohne jede Beigabe von Prasiniten unvermittelt in normalen Sedimenten liegen? Wo doch sonst alle Serpentine nur aus den innersten Tiefen von Geosynklinalen stammen? Ist es da nicht natürlicher, die Ophiolithe des Arosergebirges, das sowieso, ob die Ophiolithe noch ostalpin seien oder nicht, eine wilde Schuppenstruktur besitzt, aus dem ostalpinen Schuppenverbande zu lösen und sie für penninisch zu erklären, als das sie bis vor kurzem auch allgemein galten? Zwingende Gründe gegen die penninische Natur der Aroser Ophiolithe existieren gar keine. Sichere Kontaktmetamorphose an den umgebenden Sedimenten kann nirgends nachgewiesen werden, ja den Kontakt des Totalpserpentins an der Parsennfurka hat schon St u d e r in seiner ersten Arbeit über Davos als einen mechanischen erklärt. „Ein metamorphischer Einfluß des Serpentin auf den Kalkstein scheint jedoch nicht stattgefunden zu haben.“ Und wenn auch Aptychenkalke und Radiolarite, auch Liasschiefer, zum Beispiel im Urdentäli, mit den Ophiolithen in normalem Kontakt stehen sollten, wer sagt denn, daß diese Formationen nicht samt und sonders auch südpenninischen Ursprungs sein können? Sehen wir nicht gerade im Oberhalbstein Radiolarite, Aptychenkalke und Liasschiefer aufs engste mit den Ophiolithen verknüpft? Und wenn auch Hauptdolomit und sogar Verrucano in stratigraphischem Verband mit diesen Schieferen am Ophiolithkontakt stehen, so ist dies noch immer kein Gegenbeweis gegen eine südpenninische Abkunft. Kennen wir doch den „Hauptdolomit“ auch schon aus den südlichen Partien der Margnadecke, sehen wir doch gerade auch bei Flix Dolomite vom Charakter des Hauptdolomits in sicherem Verband mit den penninischen Ophiolithen, und fehlt auch der Verrucano nicht ganz.

Gegen die penninische Abkunft der Aroser Ophiolithe läßt sich nichts vorbringen als ihre Stellung über den ostalpinen Schuppen der Falknis- und Sulzfluhzone, und das will bei der tektonischen Komplikation jener Gebiete nicht viel heißen. Da ist die sichere in den ruhigeren Gebieten Südbündens erworbene Erkenntnis vom Fehlen der Ophiolithe in den stirnwärtigen Geantiklinalregionen der Decken viel entscheidender und damit auch die Herleitung der Aroser Ophiolithe aus dem südlichen Penninikum viel natürlicher. *Wir zählen daher die Aroser*

Ophiolithe immer bestimmter zu den ortsfremden Abkömmlingen des Penninikums, die ihre Lage über Falknis- und Sulzfluhzone durch Ueberholung dieser von ihren südlichen Stammorten abgetrennten Serien im Raume zwischen Oberhalbstein und Parpan erlangt haben.

Die Ophiolithe von Arosa und Davos sind penninisch; sie stehen auch, wie aus den Untersuchungen von Brauchli und den eben publizierten Angaben von Ott hervorgeht, durch die Basis des Lenzerhorns und des Piz Michél in ununterbrochener Verbindung mit den Ophiolithen der Plattadecke in Val d'Err. Aroser und Davoser Ophiolithe sind also verschleppte Abkömmlinge der Plattadecke.

Betrachten wir nun auch hier die Stellung der Serpentine.

Die Verteilung der Serpentine in der Aroserzone.

Die Untersuchungen von Cadisch ergeben auch für die Zone von Arosa das gleiche Resultat in Bezug auf die Verteilung der Serpentine wie in der Plattadecke. Dieselben fehlen den nördlichen tieferen Schuppen zum größten Teil; sie erlangen ihre größte Bedeutung in den höheren tektonischen Elementen. Die Gegend des Urdenfürkli, oder das Profil vom Aroser Weißhorn zum Tschirpen, oder wiederum die Profile durch die Weißfluhgruppe zeigen dies in überzeugender Weise. So erkennen wir im Profil der Weißfluh eine deutliche Zerteilung der ophiolithischen Gesteine. In der oberen Ophiolithschuppe der Totalp sehen wir den Serpentin in gewaltiger Mächtigkeit als das alleinherrschende Glied der Ophiolithreihe, in den unteren Schuppen der Zähnjeflüh und der Schwärzi hat einerseits die Mächtigkeit des Serpentin schon bedeutend abgenommen, und anderseits stellen sich in diesen untern Schuppen gegen Norden allmählich die Diabase, die gabbroiden Glieder ein. Die Zunahme der Serpentine von den tieferen zu den höheren Schuppen, die wir im Süden nun allgemein kennen, zeigt sich also auch hier sehr schön.

Die größte Serpentinmasse des Gebietes liegt in der obersten Schuppe der Zone, direkt unter der Campodecke. Es ist der Serpentin der Totalp. In demselben finden wir auch die Nester von Pyroxenit, die sonst nur in den innersten südlichen Kernen der Ophiolithlakkolithen vorkommen. *Wir erblicken daher in der Totalpmasse die verschleppten Reste der südlichsten ultrabasischen Teile des Lakkolithen der Margnadecke.*

Ueber das Ende des Davosersees, Laret und Monbiel er-

reichen diese verschleppten Reste den Rätikon. Auch hier dasselbe Bild. Ueberall in diesen Ophiolithschuppen, die wir als die höchsten südlichsten penninischen Teilelemente betrachten müssen, spielen die Serpentine die größte Rolle, und die gabbroiden Glieder der Diabase und Diabasporphyrite treten gegenüber denselben zurück. Wenn auch die Verteilung der Serpentine im Rätikon wegen der enormen Verschuppung in der Aroserzone noch nicht so überblickt werden kann wie in den südlichen Gebieten, so bleibt doch das eine sichere Resultat, daß die Serpentine des Rätikons nur zu den höchsten Teilschuppen der Margna gehören können und daß sie damit wie die übrigen ultrabasischen Gesteine den tiefsten Kernen der penninischen Ophiolithzone entstammen.

Damit haben wir nun einen allgemeinen Ueberblick über die Verteilung der Serpentine in den Ophiolithgebieten und die Verteilung der Ophiolithe in den Deckengebieten Graubündens überhaupt gewonnen. Unsere Resultate fassen wir zu folgenden Sätzen zusammen.

A. Zur Verteilung der Ophiolithe.

1. Die Ophiolithe fehlen den Stirngebieten der Decken, sie fehlen also den großen Geantiklinalgebieten, sie fehlen deshalb auch primär der helvetischen und der ostalpinen Region.

2. Die Ophiolithe sind auf die Geosynklinalgebiete beschränkt; sie finden sich deshalb primär nur im Penninikum der Alpen. Aber auch hier fehlen sie den sekundären Geantiklinalgebieten, den einzelnen Deckenstirnen. Sie stellen sich immer in einiger Entfernung von den penninischen Stirnen vereinzelt ein, nehmen dann gegen Süden an Zahl und Mächtigkeit der Lager stetig zu, bis sie schließlich in den inneren Teilen der Decken einheitliche Massen bilden und endlich die Sedimente ganz verdrängen.

3. Wo größere tektonische Komplikationen herrschen, sehen wir die Ophiolithe von den tieferen nach den höheren Schuppen, d. h. wiederum von den ursprünglich nördlicheren nach den ursprünglich südlicheren Deckenteilen zunehmen.

4. Die Ophiolithe entstammen großen einheitlichen Lakkolithen in den südlichsten Winkeln zwischen den penninischen Deckenkernen; nach Norden breiten sie sich mit mannigfachen

Verästlungen über die Deckenrücken aus, bis sie schließlich sich in den normalen Bündnerschiefern der vordern Deckenteile verlieren.

5. Die Ophiolithe der penninischen Zone nehmen nicht kontinuierlich von den tieferen nach den höchsten Decken zu; sie entstammen nicht einem einzigen südpenninischen Lakkolithen, sondern besitzen getrennte Intrusionsherde.

6. Es läßt sich also nicht eine einzige große Ophiolithzone des Penninikums feststellen, sondern deren drei; jede derselben hat ihren eigenen Herd, jede derselben ihr eigenes Verbreitungsgebiet.

7. Jede große penninische Stammdecke besitzt ihre eigene Ophiolithzone; deren Intrusionsherd liegt jeweilen im südlichsten Teil ihres Deckenrückens, in der Vortiefe der nächsthöheren Decke.

8. Die Ophiolithe Graubündens zerfallen in drei getrennte Zonen, die der Adula-, die der Tambo-Suretta- und die der Margnadecke.

9. Zur Aduladecke gehört die Ophiolithzone des Misox, herstammend aus dem basischen Kern von Chiavenna-Val Bondasca.

10. Die Tambo-Surettadecke beherbergt die Ophiolithmassen der Zone Avers-Malenco; deren Herd liegt in Malenco.

11. Die Margnadecke endlich führt die Ophiolithe des Oberhalbsteins und Engadins, von Arosa und Davos; deren Herd erkennen wir in der basischen Zone Lago di Mezzola-Val Traversagna.

12. Die Ophiolithe sind also nicht gleichmäßig über das Penninikum verteilt; sie besitzen verschiedene getrennte Verbreitungsbezirke.

B. Zur Verteilung der Serpentine.

1. Die Serpentine fehlen den nördlichsten Ausläufern der Ophiolithzonen; dort herrschen die gabbroiden Glieder der Ophiolithreihe unumschränkt.

2. Die Serpentine nehmen innerhalb der Ophiolithe gegen Süden beständig an Bedeutung zu.

3. Die Zahl und Mächtigkeit der Serpentine wächst mit der Annäherung an den Herd der Ophiolithintrusionen.

4. Die großen Serpentinmassen finden sich ausschließlich in den südlicheren Teilen der Ophiolithzonen, in der Nähe des Herdes.

5. Die zentralen Teile der Ophiolithlakkolithen werden ganz oder weitaus überwiegend von Serpentin gebildet.

6. Wo größere tektonische Komplikationen sich einstellen, sehen wir stets die tieferen Schuppen der Ophiolithzonen frei von Serpentin, in den höheren Elementen stellen sich dieselben ein, und in den höchsten sind sie das alleinige Glied der Reihe. Auch hier also Zunahme der Serpentine von den ursprünglich nördlichen zu den ursprünglich südlichen Teilen der Ophiolithzonen.

7. Im einheitlichen Kern der Ophiolithlakkolithen sehen wir daher die schwereren ultrabasischen Massen konzentriert, die leichteren saureren Glieder der Reihe hingegen in den äußeren vielverzweigten Teilen und den letzten Ausläufern der Lakkolithen.

8. Die basischen Serpentinegebiete sind als die tieferen Kernteile der Ophiolithlakkolithen aufzufassen, in denen die schwereren ultrabasischen Magmen der Peridotite und Pyroxenite sich sammelten und zurückblieben, während die leichteren Massen der Diabase, Gabbros und Theralithe in die entfernteren Teile der Lakkolithen wanderten.

9. Auf Grund dieser einfachen Differenzierung des ophiolithischen Magmas nach dem Prinzip der Schwere treffen wir heute die Derivate der gabbroiden Zweige in den äußeren Teilen der Lakkolithen; dort ist das Reich der Prasinite, der Gabbros, der Glaukophangesteine, der Amphibolite, und die Derivate der großen ultrabasischen Massen, die Serpentine, sind daher so auffallend an die innern tiefen Kerne der Ophiolithzonen gebunden.

10. Die kleineren Serpentinlager der Prasinitgebiete endlich sind als rein lokale sekundäre Differenzierungen der Prasinitlager, resp. der ehemaligen Diabase an Ort und Stelle aufzufassen.

Aus diesen Resultaten geht weiter hervor:

1. Die Ophiolithlakkolithen sind einseitig gebaut.

2. Die Ophiolithe sind nicht so sehr an die großen Ueberschiebungen als an die tiefen Geosynklinalen gebunden.

3. Die Ophiolithe entstammen jenen Regionen, die den Deckenembryonen als Vortiefen dienten.

4. Dem einseitigen assymmetrischen Charakter der Vortiefen einerseits, dem Vorrücken der Deckenembryonen anderseits verdanken die Ophiolithlakkolithen ihre einseitige Gestalt.

5. *Die Intrusion der Ophiolithe ist bedeutend älter als der tertiäre Hauptparoxysmus der alpinen Deckenbildung, der sie in gleicher Weise wie alle andern alpinen Gesteine passiv erfaßt hat. Sie zeigt aber Beziehungen zu den embryonalen Stadien der Alpenfaltung, und ist daher in diese embryonalen Phasen der Faltung zu verlegen. Das Alter der Intrusion ist wahrscheinlich cretacisch.*

6. *Die Ophiolithe sind nicht die Derivate umgeschmolzener Sedimente, sondern sie sind magmatischen Ursprungs, wie die nachgewiesene Differentiation innerhalb der Lakkolithen zeigt; sie stammen aus der gewaltigen basischen Magmenzone des irdischen Sima.*

Das sind im großen die Resultate, zu denen uns die Verfolgung der bündnerischen Ophiolithgebiete geführt hat. Die Gesteinsverteilung ist auch in diesen Eruptivgesteinen eine durchaus gesetzmäßige, und das scheinbare Chaos hat sich aufgelöst in volle Harmonie. *Die Verteilung der Facies nach großen Gesetzen, die für die alpinen Sedimente schon vor Jahren dargelegt wurden, sie zeigt sich in gleicher Weise und in denselben Ursachen begründet auch in diesen Derivaten der magmatischen Gesteinsserien. Hier wie dort spielt die räumliche Verteilung der Deckenembryonen, der Geantiklinalen, der geosynklinalen Vortiefen eine entscheidende Rolle, und hier wie dort hat also schon das werdende Alpengebirge die Verteilung seiner Bausteine selbst in weitgehendem Maße geordnet.*

Die Gesetze, die sich in Bünden in der Verteilung der Ophiolithe, und der Serpentine im besondern, in so auffallender und durch das ganze weite Deckengebiet übereinstimmender Art offenbaren, sind so einfach und so allgemein, daß die Frage berechtigt ist, ob sie nicht auch in den benachbarten Deckengebieten der West- und Ostalpen, im Wallis, in den Hohen Tauern, sich wiederfinden, ob sie nicht vielleicht für die ganze Alpenkette gültig sind. Wohl ist noch vieles dunkel in jenen ausgedehnten Ophiolithgebieten, doch genügen vielleicht schon einige wenige bekannte Tatsachen, die Existenz unserer Gesetze auch in jenen Gebieten wenigstens wahrscheinlich zu machen oder doch die Forschung auf diese Phänomene hinzuweisen. Mir persönlich scheint es zweifellos, daß so große Gesetze nicht an den Grenzen Rätens Halt machen, sondern daß sie durchgreifende Bedeutung und allgemeine Gültigkeit haben müssen.

II. Die Ophiolithgebiete des Wallis.

Schon die klassischen Aufnahmen von Gerlach geben von der Verbreitung und Bedeutung der Ophiolithe im südlichen Wallis ein treffliches Bild. Schritt auf Schritt begegnen wir unsern Bündnerverhältnissen wieder, und seit Argand uns in meisterhafter Weise den großartigen Bau der penninischen Alpen verstehen gelehrt hat, erkennen wir mehr und mehr die grandiose Analogie zwischen Wallis und Graubünden. Allerdings sind die weit ausgedehnten neuen Aufnahmen von Argand noch immer in vollem Gange und noch keineswegs abgeschlossen, doch gestatten seine mannigfachen Hinweise und seine Karte der Dentblanche schon heute, zusammen mit den alten Aufnahmen von Gerlach, ein übersichtliches Bild zu gewinnen von der

Verteilung der Ophiolithe in den penninischen Alpen.

Das Wallis ist in jeder Hinsicht das getreue Spiegelbild Graubündens; das zeigt sich auch in der Verteilung der Ophiolithe. Genau wie in Bünden finden wir die ersten geringfügigen Reste von basischen Gesteinen in der Vortiefe vor der Bernhardstirn. Im Westen sind es die schwächtigen Vorkommnisse des Binnentales und von Visp, im Osten die schwächtigen Ophiolithlinsen in der Zone der Zapportmarmore ob Olivone. Die daran anschließende Stirn der Bernhardsdecke ist auf ihrer ganzen gewaltigen Länge vom Simplon bis zum Großen St. Bernhard und weiter in die Westalpen hinein völlig frei von Ophiolithen, genau wie in Bünden die Stirn der Adula. Erst über 15 km weit im Rücken dieser gewaltigsten westalpinen Einheit stellen die ersten zusammenhängenden größeren Ophiolithmassen sich ein. In den südlichen Partien der Zone du Combin, die zum Teil außerdem noch zu höheren Schuppen des Bernhardmesozoikums gehören, nehmen dieselben stark zu und erlangen immer größere Mächtigkeit. Argands Dentblanchekarte gibt davon ein überzeugendes Bild. Die Gegend von Zinal, der Hintergrund von Moiry, der Kessel von Evolène und Haudères, die Gegend der Aiguilles Rouges, der Hintergrund der Val des Dix und die Gegend von Chanrion und Mont Avril am Col de Fenêtre zeigen diese Verhältnisse in schönster Weise. Und wenn diese Prasinitvorkommnisse in den Ostabstürzen der Weißhorngruppe zum Teil wieder fehlen oder zurücktreten, so ist dies wohl auf tektonische Ursachen zurückzu-

führen, ist doch dort die ganze Combinzone überhaupt nur schwach entwickelt im Vergleich zum Nordrand der Dentblanchemasse. In der Gegend von Zermatt und in der Basis des Matterhorns bis hinüber nach Valtournanche jedoch nehmen die Ophiolithe in der Zone du Combin einen hervorragenden Platz ein.

Die südlichsten Teile der Zone du Combin treffen wir in der „Mulde von Antrona“ als enggepreßte Reste zwischen dem kristallinen Stiel der Bernhard- und der gewaltigen Masse der Monterosadecke. Von Zwischenbergen über die Wasserscheide hinüber nach Val Bognanco nehmen hier die Ophiolithe in gewaltigem Maße zu; die Bündnerschiefer verlieren sich mehr und mehr, und in Val Antrona endlich sehen wir dasselbe wie drüben in Bünden bei Chiavenna, die Ophiolithe füllen den ganzen mesozoischen Raum.

Die Analogie zwischen Bernhard- und Aduladecke ist also auch in den Ophiolithen vollkommen.

Wie verhält es sich nun weiter in den höheren Decken des Wallis? Ueber die Stirnregion der Monterosadecke sind wir zurzeit nur sehr spärlich unterrichtet; die Verhältnisse sind dort sowieso sehr kompliziert durch das Hineinbohren der Monterosastirn in den Mischabelfächer, und an eine so einfache Zone, wie wir sie an den Tambo-Surettastirnen drüben im Rheinwald finden, ist hier gar nicht zu denken. Immerhin scheint es, daß die Ophiolithe auf gewissen Strecken am Nordrand der Monterosagneise fehlen oder doch stark zurücktreten. Nach den Aufnahmen von Gerlach fehlen sie z. B. bei Saas und westlich vom Zwischenbergenpaß, und dasselbe scheint der Fall zu sein in den unteren Digitationen der Decke am Gornergrat. Doch müssen wir hierüber noch die genauen Aufnahmen Argands abwarten. Die großartige Verbreitung der Ophiolithe im normalen Schenkel der Decke hingegen ist altbekannt, von Saas und Zermatt bis hinüber nach Val d'Aosta und in den Gran Paradiso hinein, es sei nur an die gewaltigen Massen von Strahl-, Rimpfisch- und Allalinhörnern im Saasgrat, an das Zermatter Breithorn und die Berge um Châtillon erinnert. Ueber den Hintergrund von Gressoney und Alagna dringen diese Ophiolithe in die Wurzelsynklinale der Decke hinab, und in deren Fortsetzung jenseits des Ossola scheinen dieselben auch hier allein zu herrschen.

Die Verteilung der Ophiolithe in der Monterosadecke scheint also derjenigen in der Tambo-Surettadecke zum min-

desten sehr ähnlich zu sein. *Jedenfalls nehmen auch hier die Ophiolithe vom Stirnrand gegen Süden hin zu.*

Von der *Dentblanche* decke kennen wir im Wallis nur den alten Kern, die Basis und die Stirn. Die Basis ist wie in Bünden reich an Ophiolithen, es sind die Gesteine der Geosynklinale der Monterosahülle. Die Stirn der Dentblanche jedoch zeigt, wiederum wie in Bünden, nicht die Spur von Ophiolithen.

Die Verteilung der Ophiolithe folgt im Wallis denselben Gesetzen wie in Graubünden. Die Deckenstirnen sind primär frei von Ophiolithen, gegen die tiefen Geosynklinalräume auf den Deckenrücken stellen sie sich ein und nehmen gegen die Wurzelsynklinalen mehr und mehr zu, bis sie schließlich die Alleinherrschaft gewinnen.

Die Analogien werden noch größer durch die

Verteilung der Serpentine in den penninischen Alpen.

Auch im Wallis fehlen die Serpentine bis auf geringe Reste den nördlichen äußeren Partien der Ophiolithzonen; sie stellen sich erst weiter gegen Süden oder in höheren Teilschuppen der Ophiolithe ein. In deren südlichen Teilen bilden die Serpentine große einheitliche Massen. Eine kurze Uebersicht genügt, die Gültigkeit dieses Gesetzes auch für das Wallis zu zeigen.

Betrachten wir zunächst wieder die an Details fast unerschöpfliche und doch so herrlich klare Karte der Dentblanche von Argand.

Im Hintergrund von Turtmann fehlen der *Zone du Combin* die Serpentine; Prasinite und Gabbros beherrschen dort die schmale Zone der Ophiolithe. Im Querschnitt von Zinal jedoch treffen wir bereits die ersten Serpentine. Sie sind aber beschränkt auf die obersten Prasinitischuppen im Kessel südlich des Col de Tracuit, und die tieferen nördlichen Schistes lustrés beidseits Zinal und an der Garde de Bordon zeigen nur Prasinite. Die Kessel von Moiry und Haudères zeigen dieselben Verhältnisse. An beiden Orten stellen sich die großen Serpentinmassen der Zone erst im südlichen inneren Teil derselben ein, es sei nur an die Stellung der Serpentine von Serraine und Sépey gegenüber den Prasiniten und Gabbros von Haudères erinnert. Westlich des Arollatales begleitet Serpentin fast direkt die Basis der Dentblanche unter dem Montrouge, im Norden unterlagert von den Gabbros der Aiguilles Rouges.

Der Serpentin der Tête noire liegt im selben Niveau, und dasselbe können wir von den Serpentin im Hintergrunde von Chanrion vermuten. In der Gegend von Zermatt sehen wir in der Combinzone den Serpentin nur in den höchsten Prasiniten der Matterhornbasis, die Gabbros und Prasinite gleichfalls erst in den tieferen nördlichen Teilen. Die größten Massen von Serpentin jedoch liegen im südlichsten Teil der ganzen Zone, bei Antrona. Zwar herrschen sie hier nicht vollständig wie bei Chiavenna, sie bilden aber doch die größten Massen in der ganzen großen Combinzone.

Die gewaltige Verbreitung der Serpentine in der ganzen Montersahülle ist bekannt, doch gestatten die bisherigen Aufnahmen über die Verteilung derselben im einzelnen noch kein abschließendes Urteil. Immerhin scheinen z. B. die Gabbros des Allalingerbietes auf den Norden der Zone beschränkt zu sein und folgen die größten Massen von Serpentin eher erst gegen Süden zu (Gornergrat, Leichenbretter, Breithorn, Gressoney usw.). Auch scheint an vielen Orten der Serpentin die Basis der Prasinite zu bilden, so an den Leichenbrettern, nördlich des Findelengletschers und anderswo. Die größten Massen von Serpentin liegen aber zweifellos im südlichen Rücken der Decke um Châtillon.

Die Herleitung der ultrabasischen Massen in der Region zwischen Saas und Zermatt von einem nördlich gelegenen Intrusivzentrum aus, wie dies vor kurzem Schnell ausgesprochen hat, entbehrt meines Erachtens der tektonischen Grundlage. Schnell übersieht einerseits die tiefgreifende tektonische Trennung zwischen den Ophiolithgebieten von Binn und Mischabel-Monte Rosa, wenn er die letzteren mit den ersteren in solch direkten Zusammenhang bringen will, und trägt sicherlich auch der gewaltigen inneren Komplikation der Mischabel und Monte Rosa trennenden Synklinale zu wenig Rechnung. Wenn er dabei findet, daß die Prasinite hier südlich, die Serpentine nördlich liegen, so kann doch daraus nicht ohne weiteres geschlossen werden, daß das ultrabasische Intrusivzentrum sich auch im Norden befunden hat. Gerade die mannigfaltige Serie, die Schnell selber vom Gornergrat beschreibt, wo Prasinite, Serpentine und Kalkschiefer beständig mit Gneisen und Quarziten wechseln, zeigt, welche große Komplikationen innerhalb dieser Ophiolithzone herrschen, und daß es nur einer eingehenden geologischen Aufnahme, wie sie Argand zwar schon durchgeführt, aber noch nicht veröffentlicht hat, gelingen kann,

einen Einblick in das ursprüngliche Nebeneinander der Ophiolithe zu gewinnen. Es scheint mir die in Frage stehende nördliche Serpentinzone dieser Region eine höhere Schuppe der Ophiolithe darzustellen, die von südlicheren Partien des Deckenrückens hergeleitet werden muß. Die im Gange befindlichen Untersuchungen von Argand werden dies wohl bald entscheiden. Jedenfalls aber steht die Annahme von Schnell in diametralem Gegensatz zu allen bisher in Bünden und Wallis gefundenen Regeln.

Für die *Dentblanchedecke* haben wir im Wallis gar keine Anhaltspunkte, als daß ihre Stirnpartien am Mont Dolin ophiolithfrei sind. Der ganze für unsere Fragen so wichtige mesozoische Deckenrücken ist durch Erosion entfernt. Wo wir jedoch am *Südrand der Sesiazone* das Hangende der Dentblanchegneise wieder treffen, finden wir die ultrabasischen Gesteine des Monte Basso di Lanzo. Falls diese wirklich, wie es scheint, tatsächlich in die mesozoische Hülle der Sesiagneise, der Dentblanchewurzel, gehören, so sehen wir auch hier am Süden der Dentblanchedecke die ultrabasischen Gesteine herrschen. Und in durchaus analoger Stellung finden wir dem ganzen Nordrand der Ivreazone, zwischen diese, das Canavese und die Sesiazone eingekeilt, noch eine Menge von ultrabasischen Gesteinen, Peridotiten und Serpentin, von Rivara und Baldissero Canavese am Rand der piemontesischen Ebene über die Berge zwischen Biella und Ivrea, die Bocchetta di Boscarolo und Scopetta bis hinüber nach Finero an der tessinischen Grenze. Diese letzte große basische Linse verfolgen wir durchs ganze Centovalli bis hinaus ob den Lago Maggiore, und keine 30 km weiter östlich gelangen wir in den basischen Wurzelzug der Margnadecke.

Der lange Zug basischer Gesteine, der vom Monte Basso di Lanzo längs dem Südostrand der Dentblanchewurzel bis in den Tessin hineinzieht, ist ohne Zweifel das Aequivalent des Serpentinzuges Mezzola-Traversagna. Auch hier enthält er nur Peridotite und Serpentine.

Damit schließen wir unsere Betrachtungen über die penninischen Alpen. Dieselben zeigen die gleichen gesetzmäßigen Erscheinungen in der Verteilung der Ophiolithe und der Serpentine wie die Gebirge Bündens, und wir können somit diese Gesetzmäßigkeiten mit um so größerer Bestimmtheit auch in den entfernteren Gebieten der West- und der Ostalpen erwarten.

Werfen wir nun einen kurzen Blick auf

III. Die Ophiolithgebiete der piemontesischen Alpen.

Die grandiose tektonische Gliederung der Westalpen durch Argand und die herrliche Uebersichtskarte des R. Ufficio geologico Italiano ermöglichen hier, in diesem klassischen Gebiet der *Pietre verdi*, eine weitgehende Orientierung. Ohne Schwierigkeiten verfolgen wir auf der Argandschen Karte die tektonischen Elemente der penninischen Alpen bis hinab ans Mittelmeer, und die Karte der Italiener zeigt uns in prachtvoller Klarheit die Verteilung der Ophiolithe.

Die Stirn der *Bernharddecke*, die in gewaltigem Bogen als der große axiale Karbonfächer mit wenig Unterbrüchen aus Val d'Aosta über Briançon hinab nach Savona zieht, ist sozusagen auf der ganzen Strecke vom St. Bernhard bis nach Ligurien hinab frei von Ophiolithen. Die vereinzelt Reste von grünen Gesteinen, die etwa am Kleinen St. Bernhard und bei Briançon den Außenrand dieser Stirn begleiten, sind als Äquivalente jener spärlichen Ophiolithe von Visp und vom Binnental aufzufassen; sie gehören in die Basis der Decke. Die Stirn selbst ist ophiolithfrei. Wie im Wallis, wie in Bünden stellen sich auch hier die *Pietre verdi* erst zwischen 10 und 20 km innerhalb der Deckenstirn ein. Die italienische Karte zeigt dies überaus deutlich. Hingegen ist die Zunahme der grünen Gesteine gegen den inneren Teil des Deckenrückens viel weniger deutlich ausgesprochen als in Wallis und Bünden. Es kommt dies aber daher, daß eben der innere ophiolithreiche Teil der Zone du Combin schon von Valsavaranche an unter den Massen des Gran Paradiso, des Massif d'Ambin und deren mesozoischer Hülle begraben liegt. Aber wo wir einen größeren Querschnitt durch den Rücken der Bernharddecke entblößt sehen, beispielsweise zwischen Kleinem St. Bernhard, Val de Rhêmes und Valsavaranche, da sehen wir auch hier deutlich die Zunahme der Ophiolithe von außen gegen innen. Man vergleiche nur die Zone von Courmayeur mit Val de Rhêmes und Grivola.

In der Gegend des Mont Cenis sind die Ophiolithe spärlich; erst am Mont Genève und südlich Susa stellen sie sich wieder ein. Auch hier eine mehr regellose Verteilung. Die größten Massen liegen am Mont Genève selbst; doch könnte es sich hier eventuell um höhere Teilelemente handeln.

Klarer liegen die Verhältnisse in den Cottischen Alpen im Querschnitt des Monte Viso. Hier ist die allmähliche Zunahme der Pietre verdi vom Außenrand des axialen Fächers bis zum Monte Viso überaus deutlich. Am Monte Viso liegen die größten Ophiolithmassen der südlichen piemontesischen Alpen überhaupt. Dieselben gehören wohl am ehesten an den Innenrand der Zone du Combin. Ihre scheinbare Stellung über dem Massiv der Dora-Maira verdanken sie der auch hier immer noch wirksamen Rückfaltung der Bernharddecke über die Monterosastirn, d. h. der Fortsetzung des Mischabelfächers. In einer gewaltigen Linse von über 40 km Länge und 8 km Breite schwenken in diesen Bergen die „östlichen“ Ophiolithe der Bernharddecke um das Massiv der Dora-Maira herum in die Tiefe. Ihre östliche Fortsetzung kennen wir nicht; denn wo jenseits des Doramairamassivs die Bernharddecke unter demselben nochmals erscheint, fehlt das trennende Mesozoikum schon vollständig (Argand). Sehr schön zeigt sich am Monte Viso die *Beschränkung der großen Serpentinmassen auf den innern Teil der Pietre verdi*, während die *Hauptmasse der gabbroiden Glieder* gegen den Außenrand zu folgt. — An der ligurischen Küste endlich sehen wir gleichfalls die äußere Zone des Karbonfächers, die Stirn der Bernharddecke, frei von Ophiolithen, während sie sich am Innenrand desselben, von Varazze gegen Norden, immer mächtiger einstellen.

Betrachten wir nun die Fortsetzung der Monterosadecke in den Westalpen. Im Gran Paradiso, im Massif d'Ambin, im Doramairamassiv tritt deren altkristalliner Kern in gewaltigen Kuppeln wieder zutage, und um dieselben herum verfolgen wir die mesozoische Hülle der Decke vom stirnnahen äußeren Rand über den gewölbten Rücken bis hinab in die Wurzelzonen.

Da sehen wir denn zunächst an den Quellen des Arc bei Bonneval eine jener Digitationen, zwischen die von unten herauf wie östlich von Saas die mesozoische Basis der Decke greift. Wie im Wallis führt dieselbe auch hier Ophiolithe. Dann aber fehlen dem ganzen Außenrand des Gran Paradiso entlang bis hinauf nach Valsavaranche die Ophiolithe am kristallinen Rande völlig. Von Bonneval bis an die italienische Grenze fehlen sie überhaupt; dann stellen sie sich allmählich in den höheren Teilen der Hülle ein und nehmen nun über Valsavaranche, die Grivola und Cogne bis an die Innenseite der Paradisokuppel beständig zu. Und auf dieser ganzen Strecke

fehlen dem Außenrand entlang die Serpentine; dieselben erlangen erst östlich von Cogne größere Bedeutung. Auch in der Unterlage der Dentblancheklippen des Mont Emilius und Mont Rafrè sehen wir die allmähliche Zunahme der Ophiolithe, und der Serpentine im besondern, gegen die Sesiazone hin.

Die Südseite des Gran Paradiso zeigt das Phänomen gleichfalls in großartiger Weise. In der Umhüllung des Massif d'Ambin und zwischen Mont Cenis und der Rocciamelone fehlen die Ophiolithe fast völlig. Oestlich des Grenzkammes aber, von Susa bis hinab in die Ebene und von der Uja Ciamarella bis hinab in die Wurzelsynklinale von Locana nehmen sie gewaltig zu und bilden schließlich eine einheitliche Masse. Auch hier stellen die Serpentine sich erst weiter wurzelwärts und allem Anschein nach auch in höheren Schuppen in großen Massen ein, und nördlich Locana sind sie in der Wurzel wieder das herrschende Gestein.

Die Umhüllung des Gran Paradiso zeigt also die Zunahme der Ophiolithe und innerhalb derselben der Serpentine von der Stirn zur Wurzel hin in wahrhaft klassischer Weise.

Betrachten wir endlich noch den südlichsten Ausläufer der Monterosadecke, das Massiv der D o r a m a i r a. Zwischen der Dora im Norden und der Maira im Süden bildet dieses Massiv auf eine Länge von 80 km die letzten Ausläufer des Monte Rosa. Oestlich Susa sehen wir die kristallinen Gesteine unter der mesozoischen Hülle der Sturatäler wieder erscheinen, und von da nach Süden verfolgen wir sie in geschlossenem Zuge bis gegen die Ebene von Cuneo. Argand besonders hat den Bau dieser Berge eingehender studiert und weitgehende Analogien mit dem Monte Rosa gefunden. Ein Zweifel am Zusammenhang dieses Massivs mit dem Gran Paradiso und weiter mit dem Monte Rosa kann übrigens gar nicht aufkommen. Argand hat gezeigt, daß es sich um mehrere gegen den Monte Viso in die Tiefe sinkende Tauchdecken handelt, die weitgehend von unten nach oben zerschlitzt sind. Nördlich Pinerolo ist die ganze Deckenkuppel wie am Monte Rosa und am Gran Paradiso erhalten; wir gelangen dort ohne Unterbruch in der mesozoischen Hülle von der Stirn der Decke bei Susa über deren Rücken und Scheitel hinweg in die steilgestellte Wurzel bei Cumiana. Südlich Pinerolo jedoch fehlt die Verbindung; Scheitel und Wurzel sind im Tertiär und den Alluvionen der Ebene begraben. Erst von Saluzzo das Varaita- und Mairatal hinauf erscheinen wieder Teile des Deckenrückens. Die Stirn liegt in der Tiefe unter dem Monte Viso.

Die gesetzmäßige Verteilung der Ophiolithe zeigt sich wie im Gran Paradiso in aller wünschenswerten Deutlichkeit. Der ganze Außenrand von San Damiano im Tal der Maira bis hinauf zum Chisone, und wiederum die südliche Umhüllung des Massif d'Ambin sind frei von Ophiolithen. Die Stirn des Hauptlappens zwischen Susa und Bussoleno zeigt dasselbe. Sobald wir aber nur wenige Kilometer auf den Rücken der Decke vordringen, setzen die Pietre verdi ein und nehmen dann rasch gewaltig zu. Die Strecke vom Colle delle Finestre bis östlich der Rocciavré zeigt dies trefflich. Nördlich der Dora verfolgen wir die Zunahme der Ophiolithe in der mesozoischen Kuppel von Susa hinab nach Condove auf das schönste, und gleichzeitig nehmen auch hier die Serpentine gegen Osten zu. Die Wurzelstiele bei Cumiana bestehen zum großen Teil aus Ophiolithen, in denen die Serpentine eine hervorragende Rolle spielen. Im Süden des Massivs endlich erkennen wir eine schwache Zunahme der grünen Gesteine von San Damiano gegen Saluzzo hin.

Damit haben wir in knappsten Zügen auch die Ophiolithgebiete der Westalpen vom Wallis bis nach Ligurien hinab auf die in Bünden gefundenen Gesetze geprüft. Dieselben sind auch hier in glänzender Weise verwirklicht, und weiteres Studium wird, des bin ich sicher, die Analogien noch mehr. Wenn einmal die ganze verwickelte Detailtektonik der Zone der Pietre verdi im Piemont aufgelöst sein wird, dann werden wir die Verteilung der Serpentine, die schon jetzt in den Hauptzügen sich den Erfahrungen in Bünden sehr schön fügt, noch viel feiner verfolgen können. Auf jeden Fall aber sehen wir in den Untersuchungen der westalpinen Geologen eine glänzende Bestätigung der in Bünden gewonnenen Resultate. Wir schließen damit unsere Betrachtungen über die Westalpen ab.

Vom Mittelmeer bis hinauf in die rätischen Alpen haben wir nun die Gesetzmäßigkeit in der Verteilung der Ophiolithe, der Serpentine vor allem, erkannt. *Ueberall gehören die Ophiolithe den inneren geosynklinalen Teilen der Decken an, überall fehlen sie den Deckenstirnen, überall fehlen sie damit den Geantiklinalen, überall nehmen sie gegen die Wurzelgebiete in dem Maße zu, daß sie schließlich zu einheitlichen Massen verschmelzen und die übrigen mesozoischen Glieder, die Sedimente verdrängen. Ueberall erkennen wir den Herd der Intrusionen in den rückwärtigsten Teilen der Geosynklinalen, in den Vortiefen vor den jeweiligen nächst-*

höheren Decken, und überall endlich sehen wir die Hauptmasse der Prasinite und Gabbros auf die äußeren, die Hauptmasse der Serpentine auf die inneren Teile der Ophiolithzonen beschränkt, überall erscheinen die ultrabasischen Gesteine in den tiefen Kernen der Lakkolithen. Vom Mittelmeer bis hinauf an die Grenze der Ostalpen am Fuße des Bernina erkennen wir diese Gesetze; auf einer Strecke von vielen Hundert Kilometern haben wir ihnen nachgespürt und sie immer wieder bestätigt gefunden; wir müssen sie daher endlich auch noch in den penninischen Gebieten der Ostalpen, in den Hohen Tauern, wiederfinden.

IV. Die penninischen Gebiete der Hohen Tauern.

In gewaltigen Massen steigt am Brenner das westalpine Gebirge abermals unter den ostalpinen Decken hervor und bildet auf eine Länge von über 150 km die Zentralzone der Ostalpen. Ein Glied Graubündens nach dem andern erscheint unter den kristallinen Schiefern der Oetztaleralpen wieder, die mittel-, die unterostalpinen, die oberen penninischen Decken. Tribulaun, Tarntalerköpfe, die Radstätter Tauern, die Zone von Mauls, Kalkstein usw. enthalten Glieder der mittel- und unterostalpinen Deckengruppe, darunter erlangen die penninischen Decken gewaltige Mächtigkeit. Wenn auch die Parallelisierung der penninischen Decken der Hohen Tauern mit denen Graubündens und der Westalpen heute noch nicht in allen Teilen durchführbar ist, so kann doch schon mit Bestimmtheit gesagt werden, daß von den penninischen Decken in erster Linie die zwei obersten Elemente, Dentblanche und Monte Rosa, oder Margna und Tambo-Suretta zu erwarten sind. Weder ein Wiederauftauchen der Simplon- noch der Bernharddecke ist hier, wie es z. B. Kober annimmt, wahrscheinlich. Die ganze Art des Auftretens und der Abgrenzung des Zentralgneises der Zillertaler- und Venedigerkerne, des Ankogel- und Hochalpmassivs, endlich die petrographische Beschaffenheit des Zentralgneises selbst, läßt mich in diesen mächtigsten penninischen Gliedern der Hohen Tauern am ehesten die Monterosadecke vermuten.

Kuppelförmig steigen die altkristallinen Kerne allseitig unter ihrer Schieferhülle hervor, genau wie Gran Paradiso und Doramairamassiv. Die Zerschlitzung in Tauchdecken er-

innert ganz besonders an das Doramairamassiv. Der Sonnenblickkern und seine höheren Teildecken bilden das höchste penninische Glied der Tauern; sie mögen daher am ehesten der Marna-Dentblanchedecke entsprechen. Das Auffinden der alten Marmorserie von Valpelline und Fedoz wäre hier von entscheidender Bedeutung. Gegen die Anwesenheit der Bernharddecke in den Tauern ließe sich vieles sagen, es sei nur an das Fehlen des Karbons, das Fehlen der neritischen Elemente erinnert. Soviel ich aus der Literatur ersehen kann, zeigen die Tauern die weitaus größten Analogien mit den Gebieten der Monterosa-Tambo-Surettadecke der Westalpen. Die genaue Parallelisierung des Bündner und des Tauern Penninikums wäre wohl eine dankbare Aufgabe der Zukunft, die vielleicht in mancher Hinsicht Früchte tragen würde.

Zurzeit kann aber von solch einer restlosen Parallelisierung, wie wir sie für die Westalpen nun von der Bernina bis ans Mittelmeer hinab besitzen, nicht die Rede sein. Wir können deshalb auch die Analogien zwischen den Ophiolithgebieten der Tauern und denen Graubündens nicht so auf die Spitze treiben, wie wir dies von Graubünden weg bis nach Ligurien hinunter tun konnten, sondern wir werden uns begnügen müssen, in den Tauern die Verteilung der Ophiolithe in allgemeinen Zügen zu prüfen. Dies ist um so gleichgültiger, als ja eben sehr wahrscheinlich die Zentralkette der Tauern in der Hauptsache nur einer Decke großen Stiles angehört. Wir werden daher sofort sehen, ob die Verteilung der Ophiolithe im Prinzip dieselbe ist wie in den Westalpen oder nicht.

Für das Gebiet der westlichen Tauern besitzen wir in den sorgfältigen Aufnahmen von Sander, den Schriften von Termier und der Karte des Brenners von Frech genügende Grundlagen. Da tritt uns zunächst auf der letzteren unsere Regel von der Verteilung der Ophiolithe sehr schön entgegen. Die mesozoischen Gebiete im Norden des Tuxerkernes, vom Olperer bis zu den Tarntalerköpfen, sind von Ophiolithen beinahe völlig frei. Sander hat neuerdings einige kleine Prasinitvorkommnisse in jenen Bergen entdeckt, im übrigen aber herrschen die Kalkphyllite, die Bündnerschiefer unumschränkt. Zu allererst an der Basis der ostalpinen Massen der Tarntalerköpfe finden wir die Serpentine des Reckner, vom Mieslloch und von Matrei. Dieselben sind aber in völliger Analogie mit den Serpentinien am Westhang der Errgruppe oder analog

denen am Grunde der Schamserdecken, als Schubfetzen an der Basis von höheren Decken aus südlicheren Gebieten des Penninikums mitgerissen worden. Es sind keine normalen Einschaltungen im Kalkphyllit nördlich des Brenners, dieselben sind primär fast völlig ophiolithfrei.

Gehen wir nun über den Brenner um das nach Westen sinkende Ende des Tuxerkerns und seiner zahlreichen Digitationen herum in dessen Rücken, so treffen wir bereits am Brenner selbst die ersten größeren Ophiolithe in Form von Grünschiefern, und dringen wir hinein ins Pfitschtal, so sehen wir diese Grünschiefer der Schieferhülle immer größere Bedeutung erlangen. Weiter südlich im Rücken des Zillertalerkerns erreichen dieselben ihr Maximum. Im südlichsten Teil der Kalkphyllite endlich finden wir die Serpentine, die ultrabasischen Massen. Es sei nur an den langen Zug von Sprechenstein erinnert.

Zu einer solchen Häufung der Ophiolithe wie in den Westalpen, oder zur Bildung einer eigentlichen einheitlichen Ophiolithmasse, die die übrigen Glieder des Penninikums vollständig verdrängt, kommt es hier nicht. Wir wissen aber nicht, was sich unter den ostalpinen Massen im Süden der Tauern noch alles verbirgt; denn dies scheint sicher, *daß das Penninikum der Tauern nur scheinbar zu einer Wurzel untertaucht und sich nach kurzer Steilstellung und Ueberkipfung in dieser sogenannten Wurzelzone wohl noch weit flach unter den ostalpinen Massen und den Dinariden nach Süden, vielleicht bis nach Bosnien, Serbien und Griechenland fortsetzt.* Das südliche Ende, die Spitzen der die Decken trennenden Synklinalen, kennen wir in den Tauern nicht.

Das aber ergibt schon die kurze Betrachtung des Tauernwestendes, *daß auch hier die nördlicheren stirnnahen Deckenteile fast frei von Ophiolithen sind und daß dieselben im Rücken der Zentralgneisdecken gegen Süden hin zunehmen. Der Serpentin ist primär gleich wie in den übrigen Alpen auf die südlichen inneren Teile der Ophiolithgebiete beschränkt.*

Im Profil des Groß Venedigers sehen wir gleichfalls die Hauptmasse der Serpentine auf den Südrand beschränkt, und dasselbe beobachten wir noch weiter im Osten im Profil des Großglockners. Die großen Massen von Serpentin finden wir im Süden, im Becken von Heiligenblut, von Windisch-Matrei, von Mallnitz, weiter

östlich im Zederhaustal. Die Grünschiefer halten sich auch hier mehr an den Norden. Gerade das Profil über den Großglockner nach Heiligenblut zeigt dies sehr schön. Die Karte der Radstätter Tauern von Frech verzeichnet in der nördlichen Abdachung des Gebirges nicht einen Ophiolithzug, hier herrschen die Kalkphyllite bis hinaus an die Basis der ostalpinen Massen beinahe unbeschränkt, und die „Chloritschiefer“, unsere Prasinite, stellen sich erst weit im Süden im hinteren Arl- und im Zederhaustale ein. Die Serpentine endlich erscheinen erst in den südlichsten Prasinitzügen.

Am Ostende der Tauern zeigen uns die Beckeschen Aufnahmen am Katschberg das gleiche Bild. Die Ophiolithe sind dort besonders auf höhere Schuppen der Schieferhülle beschränkt, und zu oberst an der Basis der unterostalpinen Radstätterdecken finden wir den Serpentin, in Linsen auseinandergerissen, genau wie unter den Ueberschiebungen in Bünden. Das Profil durch den Katschberg und die Stubeckgruppe zeigt diese Verhältnisse sehr schön.

Damit schließen wir für heute unsere Betrachtungen über die Ophiolithverteilung in den Hohen Tauern. Sind auch die sichern Angaben spärlich, wie denn überhaupt die tektonische Erforschung der zentralen Tauern im besondern noch in den Anfängen steckt, so ergeben doch schon diese wenigen Anhaltspunkte mit Sicherheit, *daß in den Tauern dasselbe Gesetz die Ophiolithverteilung beherrscht wie im übrigen Penninikum.* Aufgabe der Zukunft wird es sein, diese Gesetzmäßigkeiten hier weiter zu verfolgen und die näheren Einzelheiten derselben in ihrer Abhängigkeit von Bau und Struktur dieses Gebirges aufzudecken, wie wir dies in den Westalpen vom Meer bis nach Graubünden und an die Grenzen Tirols tun konnten. Nur ausgedehnte und genaue Kartierungen können hier zu sichern Resultaten führen.

Damit wären wir am Ende unserer Reise durch die Ophiolithgebiete unserer Alpen angelangt. *Vom Mittelmeer durch Italien, Frankreich, die Schweizeralpen und Tirol bis hinein nach Kärnten und Steiermark sehen wir stets dieselben Gesetze die Verteilung der Ophiolithe und die Verbreitung der Serpentine beherrschen. Diese Gesetze sind gültig für die ganze gewaltige Alpenkette vom Mittelmeer bis nach Ungarn hinein,* trennen uns doch am Katschberg nur knapp 40 km noch von der ungarischen Ebene. Auf eine Strecke von gegen 1000 km aber haben wir unsere in Bünden gefundenen Gesetze der

Ophiolithverteilung und die Rolle der Serpentine bestätigt gefunden, dieselben haben also allgemeine Geltung.

Die Verteilung der alpinen Ophiolithe ist nicht eine zufällige, sie gehorcht wie die Faciesverteilung der Sedimente bestimmten Gesetzen, und die Verteilung der Serpentine wiederum ist nicht eine regellose launenhafte, sondern auch sie ist tief begründet und folgt einfachen Gesetzen. *Die Verteilung der Ophiolithe ist deutlich abhängig von den großen geosynklinalen Vortiefen der Deckenembryonen und geht damit in letzter Linie auf tektonische Ursachen in den Anfängen der Gebirgsbildung zurück. Die Verbreitung der Serpentine endlich wird in letzter Linie regiert durch das Gesetz der Schwere, die die basischen Massen in den tieferen Kernen der Lakkolithen sich sammeln läßt, während die saureren weit ins Vorland hinaus wandern.*

Für die Alpen ist diese Gesetzmäßigkeit genügend erwiesen; sie wird sich daher auch in andern Gebirgen von alpinem Bau nachweisen lassen.

Wie steht es nun mit diesen Gesetzen in den ältern paläozoischen Gebirgen? Nach allem, was wir über Faciesverteilung, über Deckenbau, über zyklische Wiederkehr von Metamorphosen, zyklischen Vulkanismus bei der Gebirgsbildung u. a. heute wissen, müssen wir die Erscheinungen, die wir an den alpinen Ophiolithen getroffen haben, auch in älteren Gebirgen beobachten können.

V. Die Verteilung der Ophiolithe in älteren Gebirgen.

Alpen.

Hier sehen wir in den hercynischen Massiven die Reste alter Gebirge. Finden wir nicht am Ende hier schon solche älteren Ophiolithe in derselben gesetzmäßigen Verteilung wie in den mesozoischen Gebieten? Als alte Ophiolithe können nach mannigfachen Analogien in Lagerungsform, zonaler Verbreitung, Chemismus usw. die alten Amphibolite und Serpentine, Topfsteine usw. der alpinen Zentralmassive gelten.

Betrachten wir zunächst einmal die altkristallinen Kerne der ostalpinen Decken. Wir wissen, daß die Gebiete der heutigen unterostalpinen Decken, Sella, Err, Bernina, dem nördlichen äußeren Rand eines alten hercynischen Gebirges entsprachen, das gegen Norden dem un-

gefalteten Vorland der heutigen penninischen Region gegenüberlag. Die inneren südlichen Teile dieses alten Gebirges erscheinen uns heute in den höheren ostalpinen Decken der Silvretta und der Oetztaleralpen. Hier nun finden wir, in Lagerungsform und zonaler Anordnung nur den alpinen Ophiolithen vergleichbar, die alten Amphibolite in großer Zahl, während sie den äußern Teilen des alten herzynischen Gebirges der Ostalpen, Sella, Err und Bernina völlig fehlen.

Die alten herzynischen Ophiolithe in den ostalpinen Deckenkernen sind auf die innere geosynklinale Region des herzynischen Gebirges beschränkt gewesen. Serpentine sind bisher aus derselben nicht bekannt geworden.

Eine ähnliche Verteilung der alten Ophiolithe läßt sich weiter beobachten im Gebiet der helvetischen Zentralniasse, vom Tödi bis nach Frankreich hinein.

Auch hier sehen wir Reste eines alten herzynischen Gebirges, das in der Richtung gegen Norden und Westen, über das europäische Vorland hinausgefaltet war. Die Zentralmassive stellen die inneren Zonen dieses Gebirges dar, südlich davon folgte die breite ungefaltete penninische Zone, die Thetis, das alte Mittelmeer. Betrachten wir zunächst den Querschnitt

Erstfelder-, Aar- und Gotthardmassiv. Sofort erkennen wir auch hier eine amphibolitfreie äußere und eine amphibolitreiche innere Zone. Erstere bildet Gastern- und Erstfeldermassiv, die letztere erkennen wir mit aller Deutlichkeit in der großen Zone grüner Gesteine des Aarmassivs. Die südlichen Abspaltungen des Aarmassivs, als die wir das Tavetscher Massiv und endlich auch den Gotthard betrachten, zeigen gleichfalls einen bedeutenden Reichtum an basischen Gesteinen. Die weitgehende Trennung der Ophiolithzonen des Aar- von denen des Gotthardmassivs weist vielleicht darauf hin, daß es sich schon primär um mehrere getrennte, von einander unabhängige Ophiolithzonen gehandelt hat. Wir könnten dann gleich wie heute in den Alpen schon im herzynischen Gebirge mehrere Ophiolithzonen mit getrennten Herden unterscheiden. Die Verteilung der ultrabasischen Gesteine dieser Massive, der Serpentine, Topfsteine usw. scheint diese Vermutung weiter zu bestätigen. Denn diese ultrabasischen Glieder der Reihe finden sich nicht nur im äußersten Süden, im Gotthard- und dann vor allem im Tavetschermassiv, sondern in ziemlicher Verbreitung auch in der Amphibolitzone des Aar-

massivs. Gerade in diesen östlichen Zentralmassiven sehen wir abermals, wie die Hauptmasse der Serpentine auch hier den südlichsten Teilen der basischen Zonen angehört und wie dieselben gegen Norden immer mehr abnehmen. Es sei z. B. nur an die große Bedeutung der Lavez- und Talkgesteine des Bündneroberlandes erinnert, die der südlichsten Zone des Aarmassivs, d. h. dem Tavetschermassiv angehören und die dort wie bei Chiavenna, wie in Malenco, wie im Südtessin und Piemont die alleinige Facies der Ophiolithe darstellen. Im Tavetschermassiv herrschen die ultrabasischen Gesteine sozusagen allein, in den südlichen Partien der großen Amphibolitzone des Aarmassivs finden wir sie von Goppenstein über das Haslital bis hinüber zum Tödi in Begleitung der Amphibolite, den nördlichsten Teilen derselben scheinen sie zu fehlen, dort treten die Amphibolite und Gabbros allein auf.

Die gleiche Erscheinung einer äußeren amphibolitfreien und einer inneren amphibolitführenden Zone treffen wir auch im Westen, bei Aiguilles rouges- und Montblancmassiv. Auch hier sehen wir, wie das nördlich gelegene Aiguillesrougesmassiv sozusagen frei ist von basischen Gesteinen, wie dieselben dagegen im Montblanc ziemlich verbreitet sind. Ob sich dasselbe Phänomen der Ophiolithverteilung auch zwischen den französischen Zentralmassiven der Belledonne und des Pelvoux zeigt, entzieht sich zurzeit meiner Kenntnis, doch scheinen sich nach den Aufnahmen von Termier gleichfalls die Amphibolite am Innenrand des Pelvoux zu häufen.

Wie dem auch sei, *in den helvetischen Massiven im Gebiete der Schweizeralpen sehen wir dieselbe gesetzmäßige Verteilung der alten herzynischen Ophiolithe und ihrer Serpentine, wie wir sie im Gebiet der jungen alpinen Ophiolithe gefunden haben.*

Böhmische Masse.

Betreffen unsere Zentralmassive Teile des alten herzynischen Gebirgsstammes, so sehen wir im östlichen Vorland der Alpen in der gewaltigen Böhmischen Masse einen Teil der noch älteren kaledonischen Gebirge Europas vor uns. Auch hier noch stoßen wir auf dieselben Erscheinungen in der Verteilung der Ophiolithe. Dieselben sind hier aber archaischen Alters. F. E. Suess hat uns durch vorbildliche Studien gezeigt, wie in

der böhmischen Masse ein weitgehender Deckenbau zutage tritt. Ueber einer tieferen ganz penninischen Charakter tragenden Gneisserie, den sog. Moravischen Gesteinen, liegen auf weite Strecken als Ueberschiebungsmassen die mehr ostalpinen Charakter zeigenden Schiefer der sog. Moldanubischen Scholle. Diese moldanubische Scholle stammt aus inneren Teilen der kaledonischen Kette, die moravischen Zonen aus den äußeren. Nun fehlen auch hier der äußern moravischen Zone die alten Ophiolithe in Form der Amphibolite, Serpentine usw. ganz, die moravische Zone ist frei von basischen Gesteinen. In der inneren moldanubischen Scholle dagegen finden wir die basischen Gesteine in erstaunlicher Menge und Mannigfaltigkeit als Eklogite, Gabbros, Amphibolite, Olivinfelse usw.

Die Beschränkung der Ophiolithe auf die inneren Teile eines Gebirges tritt uns also auch in den alten archaischen Massen Böhmens entgegen.

Ein klassisches Analogon zu den Alpen bildet endlich nach allen neueren Studien

Das alte skandinavische Hochgebirge.

Deckenbau, Differenzierung in höhere und tiefere, steife und plastische Dislokationsformen, Abhängigkeit der Faciesverteilung von orogenetischen Zonen, Zunahme der bathyalen Bildungen vom Vorland gegen das Innere des Gebirges, Grüne Gesteine, Mylonite, mächtige wurzellose Zentralmassive, jüngere posttektonische Batholithen, kurz die ganze Reihe von Erscheinungen, die wir aus den Alpen kennen, finden wir in Skandinavien wieder. Es kann nicht unsere Aufgabe sein, hier in nähere Details einzudringen und die Vergleiche weiter auszudehnen und zu präzisieren; wir wollen lediglich am Beispiel eines der beststudierten Gebiete der Kette zeigen, daß auch in dieser nordischen, nach Ort und Alter so weit von den Alpen entfernten Kette im Grunde dieselbe Verteilung in den grünen Gesteinen besteht wie in den Alpen. Als solches Gebiet wählen wir die von Goldschmidt kürzlich so hervorragend bearbeitete südnorwegische Hochregion zwischen Bergen, Stavanger und Trondhjem, das Gebiet von Jotunheimen.

Mächtige Massen einer reich differenzierten Eruptivgesteinssippe, vergleichbar den Berninagesteinen der Alpen, liegen als die Vertreter der sog. Bergen-Jotungesteine im süd-

lichen Norwegen dem Silur überschoben auf. Diese Ueberschiebung ist, wie die der ganzen skandinavischen Kette nach Osten, auf das Vorland des baltischen Schildes gerichtet. Das Vorland der norwegischen Ketten ist das schwedische Grundgebirge mit seiner Sedimentplatte. Schreiten wir nun aus diesem Vorland von Osten gegen die Hochgebirgsregion und in diese hinein, so sehen wir zunächst die Facies des Silurs immer mehr verschiefern; das Silur wird mit der Annäherung an die Kette und innerhalb derselben gegen den atlantischen Ozean hin immer bathyaler. Dann aber nehmen auf derselben Strecke, genau wie in den Alpen, auch die grünen Gesteine des Silurs, die Ophiolithe, zu. In den westlicheren Silurgebieten der Kette, etwa in der Gegend zwischen Bergen und Stavanger, oder bei Trondthjem haben dieselben große Ausdehnung erlangt und stehen genau wie in den Alpen in enger Verbindung mit Radiolariten. Goldschmidt hat in einer Uebersichtskarte die Vorkommnisse der „grünen Laven und Intrusivgesteine“, die er übrigens direkt mit den Ophiolithen der Mognadecke vergleicht, zusammengestellt. Auf dieser Karte nun sehen wir deutlich, besonders bei Bergen, die Zunahme dieser grünen Gesteine gegen Westen, d. h. gegen die Tiefe der Geosynklinale hin. Auch eine Zunahme der ultrabasischen Gesteine innerhalb derselben läßt sich schwach erkennen, doch lange nicht in der Deutlichkeit und Schärfe wie in den Alpen. Vielleicht daß weitere Untersuchungen die Beschränkung der ultrabasischen Kerngesteine auf höhere Schuppen im silurischen Substrat der Hochgebirgsdecken aufzeigen können, und daß dann auch die Verteilung der Peridotite und Serpentine im norwegischen Silur eine regelmäßigere und verständlichere wird.

Die allgemeine Zunahme der Ophiolithe gegen die inneren geosynklinalen Teile des Gebirges aber steht auch für die skandinavische Hochkette fest, und in deren innersten Teilen in den Vortiefen vor den großen Ueberschiebungen sind dieselben oft so gehäuft, daß sie die silurischen Sedimente beinahe verdrängen. Die kaledonische Kette Skandinaviens zeigt also dieselben Gesetze in der Verteilung der grünen Gesteine wie die junge Kette der Alpen.

Damit glaube ich nun der Beispiele genug herangezogen zu haben.

Die ganze Kette der Alpen vom Mittelmeer bis nach Kärnten hinein, die herzynischen Zentralmassive, der kaledonische Rumpf der Böhmisches Masse und weit im Norden endlich die

alte Kette Skandinaviens, sie alle zeigen die gleichen Gesetze in der Verteilung der Ophiolithe. Dieselben haben daher allgemeine Bedeutung und Gültigkeit.

Die Ophiolithe sind an die Geosynklinalen gebunden; ihre Intrusion erfolgte stets in den Vortiefen der embryonalen Decken. Von hier aus drangen die basischen Magmen weit in die Sedimente der vorgelagerten Geosynklinalen vor, vielfach sich verzweigend und komplizierte Lakkolithen großen Stiles bildend. In einzelnen Lagern verlieren sie sich gegen das Vorland oder die nächste Geantiklinale hin. Die Hauptmassen erstarrten in der Vortiefe selbst, und hier auch finden wir die schwersten Massen, die Peridotite oder deren Derivate, die Serpentine. Die leichteren gabbroiden Glieder hingegen wandern hinaus an die Peripherie, ihre Hauptmasse, die Gabbros, die Diabase, die metamorphe Facies der Prasinite und Amphibolite, liegen in den äußeren Teilen der vielgestaltigen Lakkolithen. Es ist das allgemeine Gesetz der magmatischen Differentiation nach der Schwere, das überall die Verteilung der Ophiolithe beherrscht.

* * *

Vieles bleibt noch rätselhaft. Auch in den weiten Ophiolithgebieten der Alpen. Wohl scheint das Chaos in der Verteilung der penninischen Ophiolithe, in der Verbreitung der Serpentine nun aufgelöst zu einem harmonischen Bilde, wohl sehen wir bestimmte einfache Gesetze die Verteilung der Ophiolithe beherrschen, aber manches bleibt dunkel auch jetzt.

Wie steht es um den Mechanismus dieser gewaltigen Intrusionen, wie gelangen diese Magmen 40, 50 und mehr Kilometer weit längs den Schichtfugen zwischen die Sedimente hinein? Warum finden wir keine Ophiolithe an der Basis der Silvretta, wo doch deren Vortiefe so tief ist wie die des Penninikums? Und warum fehlen sie vor der gewaltigsten Decke der Westalpen bis auf geringe Reste? Waren diese Vortiefen doch nicht tief genug oder brauchte es die gleichzeitige Lockerung des Zusammenhanges im kristallinen Untergrund, um die Förderung der basischen Magmen aus den tieferen simatischen Magmenzonen zu ermöglichen? Brauchte es zur Vortiefe hinzu

noch die tektonische Beunruhigung der festen Massen? Die Kombination dieser beiden Phänomene scheint tatsächlich die Bedingung zu den Intrusionen gewesen zu sein.

Wie steht es ferner mit den Beziehungen der basischen ophiolithischen Magmen zu den posttektonischen Stöcken, wie mit denen zu den älteren später passiven Eruptiva? Das eine scheint sicher, daß stets die basischen Intrusionen die Anfänge, die sauren das Ende der eigentlichen Paroxysmen der Gebirgsbildung begleiten, und auch das erscheint ohne weiteres klar, daß schließlich letzten Endes alle Magmen eines gewissen Erd-rindenstückes eben doch wieder aus demselben gewaltigen Magmenreservoir großen Stils gespiesen worden sind und daß damit verwandtschaftliche Beziehungen zwischen allen magmatischen Gesteinen einer Region, welchen Alters sie auch seien, bestehen müssen. Welcher Art dieselben im einzelnen sind und was sich für weitere Zusammenhänge ergeben, hoffe ich für die Gesteine der östlichen Alpen später einmal auseinanderzusetzen zu können.

Benutzte Literatur.

- A m p f e r e r O. und H a m m e r W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. Jahrb. K. K. Reichs. Wien 1911.
- A r b e n z P. und S t a u b W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal usw. Viertelj. Nat. Ges. Zürich 1910.
- A r g a n d E., Carte géologique du massif de la Dent Blanche. Mat. carte géol. Suisse, n. s. XXIII, carte spéciale n° 52, 1908.
- L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol., etc. Université Lausanne, n° 14, 1909.
- Les Nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Matér. carte géol. Suisse, nouv. sér. livr. XXXI. 1911.
- Les Nappes de recouvrement des Alpes occidentales ibid., livr. XXVII, Carte spéciale 64 et coupes 1911.
- Sur les plis transversaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional, Soc. neuchâtel. sciences nat. 1915.
- Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. géol. Helv. Vol. XIV, 1916.
- Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaînes de montagnes. Actes Soc. Helv. Sc. nat. Neuchâtel 1920.
- B e c k e F., Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Hochalmkerns. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien 1909.
- Ostrand des „lepontinischen Tauernfensters“ und Zentralgneis. Geol. Rundsch. 1913.
- B e c k e F. und U h l i g V., Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmkern und in den Radstätter Tauern. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien 1906.

- Buxtorf A., Zur Talgeschichte der Viamala. Viert. Nat. Ges. Zürich 1919.
- Cadisch J., Geologie der Weißfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies. Beitr. Geol. d. Schweiz, N. F. II./I. 1921.
- Cadisch J., Leupold W., Eugster H., Brauchli R., Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich. 1919.
- Carta geologica delle Alpi Occidentali, Roma 1908.
- Cornelius H. P., Ueber die rätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. f. Min., Geol. und Pal. 1912.
- Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julierpaß. Inaug.-Diss. N. J. f. Min. Beilage-Bd. 35. Stuttgart 1912.
- Geologische Exkursionen im Oberengadin: Bivio-Maloja. Verl. Max Weg, Leipzig 1913.
- Zur Kenntnis der Wurzelregion im untern Veltlin. N. J. Min. etc. Beil. Bd. XL. 1915.
- Ueber einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rundsch. 1921.
- Escher F., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und dem Piz Kesch. Jahresber. nat. Ges. Graubündens. Chur 1921.
- Escher A. und Studer B., Geologische Beschreibungen von Mittelbünden. Neue Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges. Bd. III, 1839.
- Carte géologique de la Suisse, II. Edition 1867.
- Frech F., Geologie der Radstätter Tauern. Geol. Pal. Abh. Koken, 1901.
- Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen etc. mit geol. Karte des Brenners, Wiss. Erg.-Hefte Zeitsch. D. Oe. A. V. Innsbruck 1905.
- Furlani M., Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1919.
- Gerlach H., Die penninischen Alpen, Neue Denkschr. Schweiz. Nat. Ges. 1908.
- Geologische Karte der Penninischen Alpen 1 : 200 000. Ebenda.
- Geologische Karte der Schweiz, XVIII, XXII, XXIII.
- Glaser Th., Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Jahrb. Philos. Fac. Univ. Bern 1922.
- Goldschmidt V. M., Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. Uebersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Videns. Skrifter. I. Math.-nat. Klasse 1916. Kristiania.
- Granigg B., Geologische und petrographische Untersuchungen im Obermölltal in Kärnten. Jahrb. K. K. Reichs. 1906.
- Grenouillet W., Geologische Untersuchungen am Splügenpaß und Monte di San Bernardino. Jahresber. Nat. Ges. Graubündens. Chur 1920.
- Grubenmann U., Die kristallinen Schiefer, II. Aufl., 1910.
- Grubenmann U. und Tarnuzzer Ch., Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, 1909.
- Geologische Karte des Unterengadins, Ib. Spez. Karte 58.
- Hammer W., Geologische Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, Blatt Glurns-Ortler. K. K. Reichs. 1912.
- Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal, Jahrb. K. K. Reichs. 1915.
- Die Phyllitzone von Landeck. Ebenda 1919.
- Geologische Spezialkarte der Republik Oesterreich, Blatt Landeck, Geol. Staatsanst. Wien 1922.

- Heydweiller E., Geologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. Ecl. Geol. Helv. 1918.
- Heim Alb., Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100 000, Blatt XIV.
 — Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Lief. 25. 1891.
 — Geologie der Schweiz, Bd. II. 1920/22
- Henny G., Sur la zone du Canavese et la limite alpinodinarique. Bull. Lab. Geol. Lausanne 1918.
- Högbom A. G., Fennoskandia. Handbuch Region. Geologie 1913.
- Kober L., Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe etc. Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien 1912.
 — Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. Geol. Ges. Wien 1912.
 — Das östliche Tauernfenster, Akad. Wiss. Wien, Anzeiger 7, 1920.
 — Der Bau der Erde, Bornträger. Berlin 1921.
- Löwl F., Rund um den Großglockner, Zeitschr. D. Oe. A. V. 1898.
- Melzi G., Osservazioni geologiche sulla Valle del Masino. Rendiconti R. Ist. Lombardo Scienze e Lettere, 1892.
 — Ricerche geologiche et petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. del Dott. Sansoni 1893.
- Meyer H., Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Surettamassivs. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1909.
- Niggli P., Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. Geol. Schweiz, n. F. 45. 1914.
 — Lehrbuch der Mineralogie, Berlin 1920.
- Ott E., Zur Geologie der westlichen Bergünnerstöcke etc. Mitt. Geol. Inst. Bern 1922.
- Parker R. L., Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Inaug.-Diss. Zürich 1920. — Serpentin und Talk von Disentis-Surrhein S. M. P. M. I. 1920.
- Porro C., Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Inaug.-Diss. Straßburg 1896.
- Radefi W. G., Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza, Centovalli. Ecl. Geol. Helv. 1915.
- Rolle F., Geologische Karte der Schweiz, 1 : 100 000, Blatt XIX. 1882.
 — Das S. W. Graubünden und N. O. Tessin. Beitr. Geol. Schweiz, 1881.
 — Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Landschaft Chiavenna. Wiesbaden 1878.
 — Mikropetrographische Beiträge aus den Rätischen Alpen. Ebenda 1879.
- Roothaan H. Ph., Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula Viert. Nat. Ges. Zürich 1918.
 — Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vais. Jahresber. Nat. Ges. Graubündens. Chur 1919.
- Sander B., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. Denkschrift K. Akad. Wiss. Wien 1911.
 — Geologische Exkursionen durch die Tuxeralpen und den Brenner. Geol. Rundschau. 1913.
 — Zur Geologie der Zentralalpen. Verh. k. k. Reichs. Wien 1916.
- Schnell J. R., Les Roches Basiques des Nappes Penniques. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1921.
- Seidlitz W. v., Geologische Untersuchungen im östlichen Rätikon. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1906.
- Spitz A. und Dyhrenfurth G., Geologische Karte der Engadiner Dolomiten. Beitr. Geol. Schweiz, Spezialkarte 72. 1915.

- Stark M., Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet etc. Sitz. Ber. K. Akad. Wiss. Wien 1912.
- Staub R., Zur Tektonik des Berninagebirges. Viertelj. d. Nat. Ges. Zürich 1914.
- Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Viertelj. d. Nat. Ges. Zürich. 1915.
 - Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Ebenda 1916.
 - Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, n. F. XLVI. Lief. 1. Abteil. 1916.
 - Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen. Ebenda 1916. Spezialkarte Nr. 78.
 - Zur Geologie des Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. Helv. 1916.
 - Bericht über die Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft im Oberengadin und Puschlav v. 11.—15. August 1916. Ebenda 1917.
 - Das Aequivalent der Dent Blanche-Decke in Bünden. Festschr. Naturf. Ges. Zürich 1917.
 - Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. geol. Karte der Schweiz 1917.
 - Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. Vierteljahrss. d. Naturf. Ges. Zürich 1918.
 - Ueber das Längsprofil Graubündens. Ebenda 1919.
 - Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Eclogae geol. Helv. 1920.
 - Zur Geologie des Sassalbo im Puschlav. Ebenda 1920.
 - Neuere Ergebnisse in der geologischen Erforschung Graubündens. Ebenda 1920.
 - Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. Ebenda 1920.
 - Zur Nomenklatur der ostalpinen Decken. Ebenda 1920.
 - Ueber Alter, Wesen und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Viertelj. d. Naturf. Ges. Zürich, 1920.
 - Ueber den Bau des Pizzo della Margna, Sep. aus Albert Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II. 1920.
 - Ueber ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen in Graubünden, Ecl. Geol. Helv. Vol. XVI. 1920.
 - Ueber ein Glaukophangestein aus dem Avers. Ebenda 1921.
 - Ueber ein weiteres Vorkommen von Trias in Val Masino. Ebenda 1921.
 - Ueber den Bau des Monte della Disgrazia, Viert. Nat. Ges. Zürich 1921.
 - Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco, Jahresber. Nat. Ges. Graubündens. Chur 1921.
 - Geologische Karte der Val Bregaglia, Beitr. Geol. Schweiz, Spez. Karte 90. 1921.
 - Profile durch die westlichen Ostalpen 1 : 150 000, Geol. d. Schweiz, 1922.
 - Geologische Karte des Avers, 1 : 50 000 (im Druck).
- Staub R. und Cadisch J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters, Ecl. Geol. Helv. 1921.
- Steinmann G., Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1905.
- Studer B., Die Gebirgsmasse von Davos. Denkschr. S. N. G. 1834.
- Geologie der Schweiz. Bern 1851.
- Suess E., Das Antlitz der Erde III. 2.
- Suess F. E., Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Denkschr. Akad. Wiss. Wien 1912.

- Tarnuzzer Chr., Talkschiefer und Lavezsteine des Bündner Oberlandes. Jahresber. nat. Ges. Graub. Chur 1918.
- Terminer P., Les Nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. Bull. Soc. Geol. France 1904.
- Les alpes entre le Brenner et le Valtelline. Ib. 1905.
- Theobald G., Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. III, 1866.
- Geologische Karte der Schweiz, Blatt XX. Ebenda 1865.
- Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000, Blatt XV. Ebenda 1864.
- Trümpy D., Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. Beitr. Geol. d. Schweiz, n. F. Lief. XLVI. 1916.
- Weinschenk E., Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen, speziell des Groß-Venedigerstockes. Abh. Bayr. Akad. Wiss. München 1903.
- Welter O. A., Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. Ecl. Geol. Helv. 1909.
- Wilckens O., Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals. Geol. Rundsch. 1920.
- Wilhelm O., Beitrag zur Glaukophanfrage von Graubünden. Ecl. Geol. Helv. 1921.
- Versuch einer neuen tektonischen Interpretation der Rofnagneise. Ib. 1922.
- Zyndel F., Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. Geol. Schweiz, n. F. 41. 1912.
- Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. Ecl. Geol. Helv. 1913.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung, Geschichtliches, Gesetzmäßigkeiten	78
I. Die Ophiolithgebiete der penninischen Decken Graubündens	82
1. Die Verteilung der Ophiolithe in der Surettadecke	83
Verbreitung der Suretta-Ophiolithe im allgemeinen	83
Rheinwald, Schams, Ferrera, Avers, Madris, Val Maroz, Duan, Schinettahorn, Piz Lizun, Fornotal, Malenco.	
Die Verteilung der Serpentine in der Surettadecke	91
Malenco, Avers, Bergell.	
2. Die Ophiolithgebiete der Aduladecke	97
Die Verteilung der Ophiolithe im allgemeinen	98
Olivone-Vals, Hinterrhein-Misox, Chiavenna.	
Die Verteilung der Serpentine in der Adula	99
Chiavenna, Vals.	
3. Die Ophiolithgebiete der Margnadecke	100
Bau und Gliederung der Margnadecke im südlichen Bünden	101
Kristalline Kerne und Schamserdecken, Flysch, Ophiolithe des Oberhalbsteins, Plattadecke, Schieferkomplex, Ostalpin-penninische Grenze.	
Die Verteilung der Ophiolithe in der Margnadecke des südlichen Bündens	108

Stirnparten, Schamserdecken, Plattadecke im Oberhalbstein, Engadin, Schuppenbau der Plattadecke, Piz Platta, Mazzer- spitz, Fallerfurka, Forcellina, Scalottakette, Wurzelzone.	
Die Verteilung der Serpentine in der Margnadecke	117
Die Ophiolithgebiete der Margnadecke im Unterengadin	118
Die Ophiolithgebiete um Arosa und Davos	118
Die Verteilung der Serpentine in der Aroserzone	120
Totalp. Rätikon.	
Resultate.	
A. Zur Verteilung der Ophiolithe in Graubünden	121
B. Zur Verteilung der Serpentine in Graubünden	122
II. Die Ophiolithgebiete des Wallis	125
Verteilung der Ophiolithe in den penninischen Alpen	125
Bernharddecke, Monterosadecke, Dentblanchedecke.	
Verteilung der Serpentine in den penninischen Alpen	127
Zone du Combin, Zermatt, Sesiazone.	
III. Die Ophiolithgebiete der piemontesischen Alpen	130
Bernharddecke, Monte Viso, Gran Paradiso, Dora Maira.	
IV. Die penninischen Gebiete der Hohen Tauern	134
Tektonische Elemente, Westliche Tauern, Groß-Venediger, Groß- glockner, Katschberg.	
V. Die Verteilung der Ophiolithe in älteren Gebirgen	138
Alpen	138
Ostalpine Decken, Helvetische Zentralmassive.	
Böhmische Masse	140
Skandinavisches Hochgebirge	141
Schluß	143
Literatur	144