

# Über das Verhältnis der Decken zur Metamorphose der Gesteine in den Alpen

von Richard Lepsius.

## 1. Die diskordant durchgreifenden Granite mit Kontakt- metamorphose, jünger als Lias.

Auf unseren Exkursionen, welche von 20 Mitgliedern der Geologischen Vereinigung unter Führung von G. Steinmann im August und September dieses Jahres ausgeführt wurden, haben wir gesehen, daß im allgemeinen die Kristallinität der Gesteine gegen die Zentralalpen hin zunimmt; daß aber diese Zunahme im einzelnen eine ganz unregelmäßige ist, ja daß auch nahe der Zentralgneise oft Gesteine, die gar nicht kristallin geworden sind, in den verschiedenen Decken liegen. Die Tatsache einer allgemeinen Zunahme der Kristallinität der Sedimente gegen die Zentralalpen ist seit langer Zeit bekannt; sie wurde mit dem Schlagworte der „Dynamo“-Metamorphose belegt und scheinbar erklärt, indem angenommen wurde, daß durch den Gebirgsdruck, welcher gleichzeitig und infolge der Aufstauung der Alpen entstanden und in den Zentralalpen am stärksten gewesen sein sollte, die Gesteine umkristallisiert werden könnten. Daher bekannte sich die Mehrzahl der Alpengeologen zu der gebräuchlichen Theorie des Dynamo-Metamorphismus. Nachdem nun in den letzten Jahren der „Dynamo“-Metamorphismus endlich in Mißkredit gekommen ist durch die Arbeiten einiger Petrographen wie J. Hugi, G. Klemm, R. Lepsius, B. Lindemann, E. Weinschenk und anderen, gilt es auch für die Deckentheorie der neuen Ansicht der Kontakt-Metamorphose im Gegensatz gegen die frühere Dynamo-Metamorphose Geltung zu verschaffen.

Ich bin der erste gewesen, welcher die Kontakt-Metamorphose der Trias am Granitstock des Adamello nachgewiesen hatte; damals

stellte ich fest, daß die Trias bis zum oberen Muschelkalk hinauf durch den Einfluß des Granites in einem Kontakthofe bis zu 1,5 Kilometer Breite in Judikarien in kristalline Gesteine umgewandelt worden sei. Neuerdings hat G. Trener es wahrscheinlich gemacht, daß Hauptdolomit und Rhaetische Schichten, vielleicht auch noch Lias in dem Kontakthofe des Adamello-Granites zu erkennen sind<sup>1)</sup>.

Das Adamello-Massiv enthält also jüngere Granite (Tonalite), sicher jünger als Trias, vielleicht jünger als Lias. Daß diese Adamello-Granite sowie die übrigen periadriatischen Granitstöcke (Brixen bis Cima d'Asta) ein tertiäres Alter hätten und gleichzeitig und infolge der tertiären Auffaltung der Alpen in die sedimentäre Hülle erumpiert seien, ist nicht zu beweisen; denn nirgends zeigt sich eine kontaktmetamorphe Einwirkung dieser Granite auf kretazeische oder tertiäre Schichten<sup>2)</sup>.

Außer dem Adamello-Granit gibt es nun in den Zentralalpen eine ganze Reihe von jüngeren Graniten, deren Kontaktzonen beweisen, daß sie ebenfalls jünger als die Trias, und daß sie jünger als Lias sind. Ich kenne solche charakteristischen kontaktmetamorphen Mineralumwandlungen der Granite z. B. auf den Greina- und Lukmanier-Pässen bis hinüber in Val Piora und bis Airolo; hier sind die Lias-

<sup>1)</sup> G. Trener, Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt. Jahrg. 1912. S. 111. Wien. G. Trener hat auf einem hohen Paßübergang zwischen Val di Fumo und Val Camonica, in der Nähe der Cime delle Caselle 2708 m am Nordrande der großen Schiefermasse, welche dort den Rücken des Granitstockes bedeckt, kontakt-metamorphe Triasschichten bis zum Hauptdolomit, zweifelhaft bis Rhaet und Lias gefunden. Aus derselben Schiefermasse, etwas weiter südlich, auf dem Passe vom Lago di Campo zum Lago d'Arno, hatte ich bereits 1875 in Marmor umgewandelte Triaskalke und die Knollenkalke der Halobien-Schichten aufgefunden. R. Lepsius. Das westliche Südtirol. Berlin 1878. S. 215.

<sup>2)</sup> R. Lepsius, Über die Zeit der Entstehung der Tonalitmasse des Adamello in Südtirol. Notizblatt des Ver. f. Erdk. und der Großh. Hess. Geol. Land.-Anst., IV. Folge, 19. Heft, S. 50—55, Darmstadt 1898. — In einer Verteidigung seiner Ansicht im Sitzb.-Ber. kgl. preuß. Akad. Wiss. phys.-math. Klasse vom 12. März 1903 bringt W. Salomon keine neuen Beweise für seine Annahme eines tertiären Alters des Adamello-Granites vor. Porphyritgänge im Granitstocke der Cima d'Asta, Granitgerölle im Verrucano und Graniteinschlüsse in den Quarzporphyren und Porphyrtuffen von Südtirol usw. beweisen, daß es dort Granite gibt, die älter sind als die Trias, obwohl es schwer sein dürfte, Granitgerölle im Verrucano mit bestimmten Graniten zu identifizieren, deren Stöcke wir jetzt an der Oberfläche sehen. Von den periadriatischen Granitstöcken glaube ich, daß sie nicht aktiv, sondern passiv ihre jetzige bogenförmige Lage erhielten, und zwar durch die tertiäre Auffaltung der Alpen.

(Bündner-) Schiefer in alle möglichen Glimmer- und Knotenschiefer mit typischen Granit-Kontaktmineralien, wie Granat, Zoisit, Albit, Amphibolen und Pyroxenen u. a., die höheren Horizonte in Phyllite umkristallisiert; in den weniger stark umgewandelten Schiefen findet man die bekannten gestreckten Lias-Belemniten.

Die Streckung der Bündner Schiefer und ihrer Belemniten entstand durch die tertiäre Auffaltung der Alpen. Da nun diese Bündner Schiefer zugleich Glimmerschiefer und Phyllite („Schistes lustrés“ der französischen Alpengeologen) enthielten, so nahmen die Dynamometamorphiker an, daß beide Tatsachen (Auffaltung und Umkristallisierung der Sedimente) in den Alpen gleichzeitig und durch dieselbe Ursache, nämlich durch Gebirgsdruck entstanden seien, welche Annahme unbegründet war; ich komme unten darauf zurück.

Dieselben kontaktmetamorphen Gesteine, zwischen Graniten eingefaltet, können wir dann jenseits des Tessintales auf dem durch seine schönen Kontaktmineralien bekannten Campo lungo, ferner auf der Südseite vom Val Bedretto bis auf den San Giacomo und den Nufenen-Paß, und endlich bis in den breiten Gebirgsstock des Simplon hinein verfolgen. Von den kontaktmetamorphen Triasgesteinen aus dem Simplontunnel sind besonders interessant die grobkörnig auskristallisierten Anhydrite bei 1265 bis 1300 m Nord- und bei 4477 bis 4700 m Südstrecke.

Die Stärke der Umkristallisierung der Gesteine innerhalb dieser Trias- und Liaszüge von Graubünden bis zum Simplon ist sehr verschieden: die Bündner Schiefer sind durchaus nicht immer in „Schistes lustrés“, in seidenglänzende Phyllite oder gar in Glimmerschiefer umgewandelt. Das sieht man besonders in der gewaltigen Erosionsschlucht der Via mala: trotz der vielfachen Zusammenschiebung und der überall sichtbaren Verknitterung der ursprünglich nicht so sehr mächtigen Liasschiefer sind diese grauen bis schwarzen, häufig anthrazitischen Schiefer und grauen Kalksandsteine im allgemeinen nicht in kristalline Gesteine umkristallisiert worden. Noch besser sieht man diese unveränderten Liasschiefer im Nollatale, das vor dem Eingang zur Via mala bei Thusis mündet, anstehen; man kann im Nollatale, besonders seitdem die großen Verbauungen dort errichtet sind, leicht durch die mächtigen Schiefer im Tale hinaufgehen, was in der äußerst steilwandigen Schlucht der Via mala zumeist unmöglich ist. Bei Hoch-

wasser wälzt die Nolla schwarze Wassermassen hinunter, ein Zeichen, wie weich und zerreiblich die Liasschiefer in diesen Taleinschnitten sind.

Allerdings sieht man in den Wänden der Via mala auch seiden-glänzende Phyllite, dunkle Schiefer, auf deren Schicht- oder Schieferflächen sehr viele kleine silberweiße Serizitblättchen glänzen. Diese in die Masse der stark überschobenen Liasschiefer eingefalteten phyllitischen Schiefer (*Schistes lustrés*) nehme ich an, stammen aus den äußeren Kontaktzonen der jüngeren Granite und sind mit anderen, unveränderten Liasschiefern herübergeschoben und ineinander gefaltet worden durch die tertiären Überschiebungen.

Ich sehe die „Bündner“ Schiefer nur als Lias an und glaube, daß der obere Teil der lepontinischen, also die rhaetische Decke, die abyssischen Radiolarite und ihre Ergußgesteine<sup>1)</sup> (Diabas, Gabbro, Serpentine) als Vertreter des Jura, in normaler Lagerung über diesen Liasschiefern folgt.

Dieselben Liasschiefer trafen wir südlich des Via mala-Durchschnittes auf der Höhe des Colmetpasses zwischen Andeer und Savognin als ganz unveränderte graue Kalkschiefer mit Ammoniten und Belemniten des Lias; hier waren in diesen mächtig anstehenden Liasschiefern keine *Schistes lustrés*, keine Phyllite oder Serizitschiefer zu sehen. Es sind also meiner Auffassung nach Liasschiefer, welche ursprünglich, d. h. vor der tertiären Überschiebung der Alpen, weit entfernt von den Kontakten der jüngeren Granite lagen.

Ich habe schon öfters gegen die Theorie des sogenannten Dynamo-Metamorphismus geltend gemacht, daß an vielen Stellen in den Alpen, wo der allerstärkste Gebirgsdruck in der Zerquetschung und Auswulzung der Gesteine sich kundgibt, gar keine Spur von Kristallisation zu erkennen ist; so liegt zum Beispiel an der durch Albert Heim berühmten „Lochseite“ bei Glarus der hellgraue Jurakalk gerade in der großen Überschiebungsfläche unter einer noch jetzt über 1000 m mächtigen Decke: er ist völlig verknetet in sich, aber trotzdem ganz

<sup>1)</sup> Nebenbei bemerke ich, daß diese Gesteine zum Teil oder ganz submarin erumpierten; zum Beispiel am Südabhang der Cotschna über Laret (zwischen Klosters und Davos) sahen wir über den Serpentinstöcken die roten Kalkschiefer der rhaetischen Decke erfüllt mit kleinen Serpentinstückchen; die sogenannten Ophikalzite betrachte ich wie die bekannten „Schalsteine“ in Nassau als eine submarine Mischung von Sedimenten mit Diabastuffen. Die Diabase und Gabbros sind endogen in Serpentin umgewandelt.

und gar nicht in Marmor umkristallisiert oder auch nur gebleicht, wie dies bei den Kalksteinen im Kontakt von Graniten stets der Fall ist.

Der Gebirgsdruck allein vermag keine Umkristallisierung der Gesteine zu erzeugen; auch keine Wärme, weil eine Gebirgsfaltung viel zu langsam vonstatten geht, um örtlich wirkende Wärme entstehen zu lassen. Einer Umkristallisierung der Gesteine muß eine Lösung ihrer Mineralteile vorausgehen. Mineralien können aber — abgesehen von der Schmelzlösung im Eruptivmagma — nur durch Wasser gelöst werden, entsprechend dem alten Spruche: Corpora non agunt nisi fluida. Wässrige Lösungen von Mineralien gehen in der Erdkruste aber um so leichter vor sich, je höher die örtliche Wärme steigt; und diese örtliche Wärme wird nur geliefert von den Eruptivgesteinen; die größte Hitze von den mächtigen Granitstöcken oder im allgemeinen von den Tiefengesteinen. Bei der ganz allmählichen Abkühlung dieser Eruptivmassen in größerer oder geringerer Tiefe unter der Erdoberfläche kristallisieren die vorher durch warme oder überhitzte Wasser gelösten Mineralteile wieder aus, aber meist in anderen chemischen Verbindungen (Mineralien) und in größeren Kristallen, entsprechend dem von mir zuerst aufgestellten Volumgesetz<sup>1)</sup>.

Die Kontaktmetamorphose der Sedimentgesteine durch jüngere Granite beschränkt sich, wie es scheint, auch in den Schweizer Alpen, wie am Adamello, ganz auf die Trias und den Lias. Jedenfalls kennen wir in der Schweiz keine kontaktmetamorph umgewandelten kretazeischen oder tertiären Schichten. Daher finden wir Granite überhaupt nicht in den Vorketten der Alpen, weder in den nördlichen noch in den südlichen Kalkalpen. Das spricht wieder dafür, daß diese jüngeren Granite älter sind als die tertiäre Auffaltung der Alpen und also älter als die alpinen Decken.

Die Mehrzahl der Granitkontakte in den Schweizer Alpen fällt der Trias und dem Lias (den Bündner Schieferen) innerhalb der lepontinischen (und rhaetischen) Decke zu; Trias und Jura der helvetischen Decke scheint nur auf der Nordseite des Finsteraarhorn-Granitmassives, bei Innertkirchen (Urbach-Sattel) und Grindelwald kontaktmetamorph umgewandelt zu sein. Aus der ostalpinen Decke in Graubünden kennen wir die weit ausgedehnten und oft zwischen die Sedimente eingefalteten

<sup>1)</sup> R. Lepsius, Geologie von Attika, im Kapitel über das Wesen der Metamorphose der Gesteine, S. 180—194. Berlin 1893.

oder eingeklemmten älteren Granite, die konkordanten Gneisgranite, welche älter als Verrucano sind, da ihre Gerölle in den Verrucano-conglomeraten liegen. Aber die diskordant durchgreifenden jüngeren Granite scheinen der ostalpinen Decke zu fehlen.

## **2. Die konkordant unterlagernden Gneisgranite mit Regionalmetamorphose, älter als Verrucano.**

Von großem Werte für den Vergleich mit den Graubündener Decken waren unsere Exkursionen in den österreichischen Alpen, begünstigt durch gute Aufschlüsse und durch die ausgezeichnete Führung; auf Grund seiner sorgfältigen geologischen Aufnahmen zeigte uns Br. Sander einige sehr instruktive Profile in den Tuxer Alpen oberhalb Lanersbach; L. Kober führte uns quer durch die Radstädter Tauern, und in südlicher Fortsetzung dieses Querschnittes Fr. Becke durch die Hohen Tauern.

Auf diesen Touren lernten wir den Gegensatz kennen, welcher in der Kristallinität der Sedimente über und unter dem Verrucano besteht.

Vom Hochsteg bei Mayrhofen an bis hinauf auf die Krieralm und jenseits des Tuxer Tales bis hinauf zum Nassen Tux herrschen die kristallinen und halbkristallinen Sedimente: die mächtigen Quarz- und Kalk-Phyllite; darin regelrecht eingelagert der Hochstegen Kalk („Tuxer Marmor“), ein geschichteter und gestreckter weißer und zuweilen hellrötlicher kristalliner Kalkstein. Alle diese älteren Schiefer sind stark zusammengestaut und in sich gefaltet, daher scheinbar sehr mächtig.

Über dieser phyllitischen Serie lagern zunächst an manchen Orten erhalten die „Tuxer“ Grauwacken und Quarzite, zweifelhaften Alters. Darüber breiten sich die Konglomerate, Arkosen, Tone des Verrucano (Rotliegendes) aus, welche die nicht kristalline jüngere Serie der oben über dem stellenweise wie es scheint recht mächtigen Verrucano lagernden Trias- und Lias-Kalke und Dolomite einleiten. Hier sehen wir deutlich den Gegensatz zwischen den älteren kristallinen und halbkristallinen Phylliten und Marmoren unter dem Verrucano und den gar nicht kristallinen Trias- und Jura-Stufen über dem Verrucano. Die mächtigen sedimentären Trias-Breccien am Torjoch und in der Torwand sind nicht kristallin umgewandelt; sie sind auch kaum gestreckt durch den Gebirgsdruck bei den tertiären Überschiebungen.

Dieser Gegensatz zwischen der Kristallinität der älteren Schichtensysteme und der Nichtkristallinität der Triasdecke begleitete uns auch auf den interessanten Querschnitten durch die Radstädter und durch die Hohen Tauern.

Bei Radstadt selbst sahen wir zunächst im Mandlinger Zuge rote lateritartige Tone mit Geröllen von Nummulitenkalk, von Quarziten von Verrucano sowie schwarze, kohlehaltige Schiefer – alles eingeklemmt und eingefaltet im Dachsteinkalk mit Durchschnitten von Megalodonten.

Weiter südlich, im Taurachfenster bei Untertauern Hauptdolomite, schwarze Kalkschiefer mit Pyrit (? Jura). Und endlich in den Schluchten bei Obertauern die gelben Zellendolomite und Zellenkalke, welche als eigenartige Bildung so charakteristisch für die Trias sind<sup>1)</sup>, sedimentäre Breccien, wohl zu unterscheiden von den tektonischen Reibungs-Breccien (sogenannten Myloniten).

Alle diese Triasgesteine der Radstädter Tauern, deren südlichste Vorkommen wir auf der Nordseite des Murtales bei St. Michael sahen, sind nicht in kristalline Gesteine umgewandelt. Es sind auch hier in den Radstädter Tauern keine jüngeren postliasischen diskordanten Granite vorhanden.

Im Gegensatz zu diesen unveränderten Gesteinen der ostalpinen Triasdecke stehen nun diejenigen Schichtensysteme, welche wir unter dieser Decke in den Tauern gesehen haben.

Hierfür war besonders wichtig der nordsüdliche Querschnitt durch die Hohen Tauern und die schönen Profile, welche uns Fr. Becke im Murtale oberhalb St. Michael, an der Katschbergstraße, auf dem Tschanekgipfel und auf dem Wege über die Torscharte bis ins Maltatal in Kärnten zeigte. Hier sahen wir die Ursache der Umkristallisierung dieser älteren Schichtensysteme in den Zentralgneisen

---

<sup>1)</sup> Von den alpinen Geologen schlechthin als „Rauchwacken“ bezeichnet; „Cargneules“ der Franzosen. „Rauchwacke“ nannten die deutschen Bergleute und die älteren deutschen Geologen (G. A. Werner, J. L. Heim, J. C. Freiesleben u. a.) den Dolomit, besonders die rauhen Zechstein-Dolomite; „kavernöse Rauchwacken“ nannten sie die brecciösen Dolomite (*Dolomia cavernosa* der Italiener).

In der Trias der Südalpen gibt es zwei solcher Zellendolomit-Horizonte: 1. zwischen den Werfener Schichten (Buntsandstein) und dem unteren Muschelkalk; 2. in den Raibler Schichten. Ihre innere Trümmerstruktur haben die Zellenkalke und Zellendolomite vermutlich der Auslaugung von Anhydrit (Gips) und Steinsalz zu verdanken. Siehe: R. Lepsius, Das westliche Südtirol. S. 51 ff. Berlin 1878.

der Hochalm-Ankogel-Gebirgsgruppe. Ich habe vor einigen Jahren beim Bau des Tauerntunnels, von Gastein und Mallnitz aus, diese typischen Gneisgranite, diesen „Zentralgneis“ Becke's genauer kennen gelernt. Auf unsern diesjährigen Exkursionen bewegten wir uns in der Schieferhülle dieser gewaltigen Gneiskuppel und sahen von der hohen Warte des Tschanek (2060 m) aus hinüber zur Hochalmspitz und ihren Trabanten.

Den Querschnitt vom Zentralgneis des Ankogels nach Norden im Gasteiner Tal lernte ich früher kennen. Diesmal besuchten einige von uns nur den letzten Abschnitt dieses Profiles: die „Klamm“ der Gasteiner Ache, zwischen Dorf Gastein und Lend. Vor dem oberen Eingang zur Klamm öffnet ein Steinbruch den Einblick in die sogenannten „Klammkalke“: es sind größtenteils weiße Marmore, dick- und dünn-schichtig, auf den Schichtflächen reich an silberweiß oder hellgrünlich glänzenden Serizit-Schüppchen. Einzelne Lagen des Marmors sind grau geblieben; dieser dunkle Kalkstein besitzt ebenfalls eine feinkristalline Struktur, und auf seinen Schichtflächen liegen dieselben weißglänzenden Serizitschüppchen; es ist also kein anderes Gestein als der weiße Marmor, nur grau gefärbt — vermutlich durch kohlige oder anthrazitische Substanz.

Diese „Klammkalke“ lagern gleichförmig in den mächtigen Kalk-Chlorit-Phylliten, welche die Berge des unteren Gasteiner Tales zusammensetzen.

Geht man weiter hinauf, so folgen unter den Phylliten die echten Glimmerschiefer und endlich auf der hohen Talstufe über den Wasserfällen von Wildbad Gastein die typischen hellen Gneisgranite, aus deren Spalten im Schreckberge die heißen Quellen von Bad Gastein ausfließen. <sup>1)</sup>

Das gleiche Profil durch die Schieferhülle des Hochalm-Ankogel-Zentralgneis-Massives sahen wir unter Fr. Becke's Führung in den Hohen Tauern auf der Ostseite des Massives.

Nördlich von St. Michael in den Bergen der linken Talseite stecken noch zwischen Glimmerschiefern in einzelnen Linsen eingeklemmte Reste von Trias-Dolomiten und -Quarziten. Dagegen trafen

<sup>1)</sup> R. Lepsius, Über die Entstehung der heißen, salzarmen Quellen. Notizblatt d. Vereins f. Erdkunde u. d. Geolog. Landesanstalt zu Darmstadt, IV. Folge, 29. Heft, Seite 19, Darmstadt 1908.

wir an der Katschberg-Straße, auf dem Tschanek und über den Paß hinüber am Lieserbüchel oberhalb des Liesertales an verschiedenen Stellen weiße Marmore mit Serizitblättchen auf den Schichtflächen, auch graue, zuweilen anthrazitführende, kristalline Kalksteine, welche genau den Gasteiner Klammkalken glichen. Diese Marmore sind hier gleichförmig den Kalkphylliten und Chloritschiefern eingelagert in einer stark verquetschten Einfaltung zwischen den westlich und östlich hoch aufragenden Gneis-Granit-Massiven (Hochalm- und Bundschuh-Gneisen Becke's).

Eine bedeutende Überschiebung der Granitglimmerschiefer des Aimek östlich der Katschberg-Straße über die Kalkphyllite und Grünschiefer (Diabastuffe) der Westseite hat lokal eine starke Verknitterung der unter der Überschiebungsläche lagernden Phyllite zur Folge gehabt; Fr. Becke nannte diese verstauchten Phyllite „Katschberg-Schiefer“. Vielleicht gehören einige der dolomitischen Kalksteinreste, die westlich der Straße im Aufgang zur Katschberg-Straße und nahe dem Passe über den „Katschberg-Schiefern“ und unter dem überschobenen Granatglimmerschiefer der Ostseite noch zum Trias; sie gleichen nicht den Marmorlagern (den „Klammkalken“) in den Kalkphylliten.

Von St. Michael aufwärts im Murtale und westlich vom Tschanek folgt aber nun ganz regelmäßig die Schieferhülle des Hochalm-Massives, nach Osten mit 30–40° einfallend und abfallend vom Zentralgneis, und zwar als hauptsächlichste Schieferzonen vom Hangenden ins Liegende: Serizit-Chlorit-Schiefer, Quarzite- und Quarzphyllite, Kalkphyllite mit Grünschiefern, Kalkglimmerschiefer und endlich die echten Glimmerschiefer, aus deren mannigfaltigen Gesteinsserien wir hier im Murtale oberhalb St. Michael die Albit- und Granatglimmerschiefer sahen.

Diese Schieferhülle umlagert den Zentralgneis der Hochalm-Ankogel-Kuppel mantelförmig; daß sie auch direkt auf dem Zentralgneis auflagert, beweisen die Profile. Im Murwinkel oberhalb St. Michael, auf der linken Murseite, zeigte uns Fr. Becke ein wichtiges Profil: in Chloritglimmerschiefern lagen Apophysen von Aplit und Turmalin-führendem Pegmatit; beide Arten von Granitgängen waren mit den kristallinen Schiefeln, zwischen denen sie eingeklemmt liegen, stark verquetscht und zu linsenförmigen Körpern ausgewalzt; man sieht, daß die Granit-Apophysen geologisch älter sind als die Decken,

d. h. älter als die Aufstauung der Alpen. Außerdem beweist die Gegenwart von Apliten und Turmalin-Pegmatiten, daß der Granitkern nicht allzu tief unter diesem Profile anstehen muß.

Diese mächtige und ausgebreitete Schieferhülle des Hochalm-Ankogel-Massives, welche sich rings um das Massiv zieht von Rauris bis Malta, faßte zuerst P. Termier (1903), dann auch V. Uhlig<sup>1)</sup> als lepontinische Decke, als lepontinisches „Tauern-Fenster“ auf.

Wir haben oben bemerkt, daß in Graubünden als lepontinische Decke die Bündner Schiefer (im wesentlichen Lias, vielleicht auch noch jüngere Horizonte) und die jurassischen Radiolarite mit ihren Serpentinmassen bezeichnet werden. Indem nun P. Termier und V. Uhlig die Kalkphyllite und Glimmerschiefer der Schieferhülle des Hochalm-Ankogel-Massives für Bündner Schiefer, die etwas kristalliner als in Graubünden geworden seien, für „Schistes lustrés“ hielten, wurde diese Schieferhülle infolgedessen als die lepontinische Decke der Ostalpen von ihnen erklärt.

Es scheint mir nun, daß diese Identifizierung nicht richtig sein kann, aus folgenden Gründen. Erstens sind die Phyllite und Glimmerschiefer der Hochalm-Ankogel-Schieferhülle petrographisch wesentlich verschieden von den Bündner Schiefen: echte Glimmerschiefer kommen in den Liasschiefern von Graubünden nicht vor. Sodann haben die in den Tauern-Phylliten gleichförmig eingelagerten stark marmorisierten und parallelschichtigen Kalksteine (Tuxer Marmor, Hochstegenkalk, Klammkalk, Lieserkalk) petrographisch keine Ähnlichkeit mit irgendwelchen Trias- oder Jurakalken, welche als „Brecciendecken“ eingeklemmt und lokal eingefaltet in der lepontinischen Decke der Westalpen vorkommen. Dort gibt es keine weißen Serizit-Marmore eingeschaltet zwischen Kalkphylliten wie hier in der Schieferhülle der Tauern. Dies sind allerdings nur petrographische und graduell kristalline Unterschiede; Fossilien gibt es nicht.

Dies führt mich zu dem zweiten, dem Hauptgrunde: die Lagerung der Schieferhülle in den Tauern rings um die Zentralgneis-Kuppel

<sup>1)</sup> V. Uhlig, Sitz.-Ber. Akad., 117. Bd., Wien 1908 und Mitteil. d. geolog. Ges., II. Bd., Wien 1909. Die Übersichtskarte Taf. VI in unserem geolog. Führer (Geolog. Rundschau, Bd. III, Leipzig 1912) ist dem Berichte von V. Uhlig aus dem Jahre 1908 entnommen; die Darstellung dieser Karte ist jetzt bereits durch die Aufnahmen von Fr. Becke überholt, jedoch bis jetzt nur mündlich auf unserer gemeinsamen Exkursion in wichtigen Punkten und Linien richtiggestellt worden.

herum zeigt, daß wir hier keine abgeschobene „Decke“ vor uns haben, sondern eine Schieferhülle, welche von Anfang an, autochthon auf dem Gneisgranit konkordant und ursprünglich als ein altes (paläozoisches oder azoisches) Schichtensystem aufgelagert war und erst bei der Aufstauung der Alpen durch die jüngeren Schichtensysteme (Trias, Jura) hindurch und heraufgeschoben wurde. Ich halte diese Schieferhülle in den Tauern für älter als Verrucano, also wie in den Tuxer Alpen, deren schöne und klare Profile uns Br. Sander auf Grund seiner sorgfältigen Aufnahmen gezeigt hat.

In der Deckentheorie liegt von selbst die Gefahr, eine Schubdecke sowohl parallel der Nordalpen von West nach Ost als in der Richtung quer dazu von Süd nach Nord länger und breiter durchziehen zu wollen als es durch den örtlichen Augenschein gerechtfertigt ist oder sein kann.

Die Zentralgneis-Kuppel des Hochalm-Ankogel-Massives liegt bereits ganz und gar innerhalb der Zentralalpen. Nach der Theorie sollten hier die Schubdecken ihre „Wurzeln“ haben; das heißt, sie sollten unter die Gneise der Zentralalpen untertauchen, wie das im Simplon-Gebiete bewiesen sein sollte (V. Uhlig a. a. O. 1909 S. 465).

Wir sehen aber hier in den Tauern, daß in der Wurzelregion der nördlich liegenden Decken die tiefste Decke, nämlich die Glimmerschieferhülle nicht unter den Zentralgneis untertaucht, sondern diese Gneisgranit-Kuppel mantelförmig um- und überlagert. Die Tektonik der „Wurzeln“ ist noch eine der vielen ungelösten Fragen der Deckentheorie, und ich will daher hier nicht näher auf sie eingehen.

Drittens kann die Schieferhülle des Zentralgneises der Hochalm deswegen keine von den jüngeren westalpinen Decken sein, weil sie zu krystallinen Glimmerschiefern, zu Kalk-, Quarz- und Chlorit-Phylliten, zu Marmoren und zu anderen krystallinen Gesteinen umgewandelt ist durch einen alten konkordant unter den Schiefern liegenden Gneisgranit, welcher den innersten Kern des Hochalm-Ankogel-Massives bildet. Wir erkennen dies unter anderem an den Aplit- und Pegmatit-Gängen, welche in die Schieferhülle als Apophysen des Zentralgranites eindringen.

Ich habe oben die jüngeren diskordant bis in den Lias durchsetzenden jüngeren Granitstöcke der Schweizeralpen charakterisiert. Hier in der Zentralgneiskuppel Fr. Becke's in den Hohen Tauern er-

kennen wir die charakteristischen Eigenschaften eines älteren konkordanten Granitlakkolithen, wie ich sie früher angegeben habe<sup>1)</sup>).

Die Mechanik der Schubdecken ist ein anderes, bisher ungelöstes Problem der neuen Deckentheorie. Wenn man dabei von „Schiebung“ spricht, so liegt darin der Begriff eines Aktivums, welches geschoben hat. Ein solches schiebendes Aktivum dürfte aus der Tektonik des ganzen Alpengebirges schwer zu konstruieren sein. Da die „Decken“ nur in den nördlichen, aber nicht in den südlichen Kalkalpen vorhanden sind, denke ich vielmehr an ein selbständiges Abgleiten der jüngeren Schichtensysteme von den relativ und absolut sehr hoch heraufgehobenen Zentralalpen, ein Abgleiten nach Norden bewirkt durch die eigene Schwere der Sedimente, erleichtert und befördert durch die sehr gleitbaren weichen und dünn-schichtigen Schieferzonen. Die spröderen und festeren Kalksteine, die älteren Gneise und Granite, die Serpentinstöcke usw. glitten in kompakteren Massen auf den Schiefen ab. Hierdurch können auch zum Teil die vielen kleinen und großen lokalen Unregelmäßigkeiten in der Lagerung der nordalpinen Decken erklärt werden, welche überall vorhanden sind, aber vorläufig oft noch ignoriert werden, wie zum Beispiel die senkrecht stehenden Triaskalke oberhalb Filisur an der Albulabahn oder das scheinbare Überfließen der ostalpinen Decke im Prätigau nach Westen.

Wenn die schönen Profile, welche uns Br. Sander in den Tuxer Alpen zeigte, maßgebend sind auch für das Alter der Schieferhülle des Zentralgneises in den Hohen Tauern, so würden diese Kalkphyllite und Klammkalke im Gasteiner Tale und am Katschberg älter sein als Verrucano; vielleicht würde ihnen ein karbonisches Alter zuzuweisen sein. Diese Ansicht scheint Fr. Becke zu hegen, welcher die Lagerung und das Alter der Schieferhülle des Hochalm-Massives an die geologischen Verhältnisse der nahe südöstlich gelegenen Stangalpen und der nicht fern südlich gelegenen Karnischen Alpen anschließen möchte.

Darmstadt, im November 1912.

---

<sup>1)</sup> Siehe R. Lepsius, Über die wesentlichen Unterschiede zwischen diskordanten und konkordanten Granitstöcken und zwischen Kontakt- und Regional-Metamorphose der Granite. Geolog. Rundschau, Bd. III, Heft 1. Leipzig, 1912.