Werk

Titel: Über einige Probleme der penninischen Zonen der Westalpen

Autor: Cornelius, H. P.

Ort: Leipzig

Jahr: 1920

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?345572157_0011|log78

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

I. Aufsätze und Mitteilungen.

Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen.

Von **H. P. Cornelius.**

Die Schweizer Geologen bezeichnen als »penninisch« nach dem Vorgange ARGANDS (2) die breite inneralpine Zone der Westalpen; vom Innenrand der autochthonen »äußeren« Massive bzw. der helvetischen Wurzelregion als N- und W-Grenze bis zu den Rändern des ostalpinen Decken- und Wurzellandes, und, wo letzteres unter den Alluvionen der Po-Ebene verborgen liegt, bis zu diesen. Die Definition der penninischen Zone ist in erster Linie eine tektonische: es ist das Gebiet der großen Gneisdeckfalten des Wallis und ihrer Fortsetzungen gegen E und SW, sowie der zugehörigen Sedimenthüllen. Fazielle Einheitlichkeit ist ihr nicht eigen: insbesondere gehört ihr neben der typischen penninischen Fazies der vortriadischen Gneise und Glimmerschiefer, der reduzierten quarzitisch-kalkigen Trias und der mesozoischen Glanzschiefer auch die Fazies des Briançonnais mit ihren ostalpinen Anklängen in der Trias, ihren liasischen Breccien an. Ein gemeinsames Merkmal der meisten penninischen Sedimente besteht in der mehr oder minder starken Metamorphose.

In der außerschweizerischen Literatur werden bis heute meist andere Namen für die gleiche Zone gebraucht: »lepontinisch« in der deutschen, während die italienischen Geologen von der »Zona del Piemonte« oder »delle pietre verdi« reden. Mit dem Namen »lepontinisch« belegte ED. SUESS die Gesamtheit der tektonischen Elemente zwischen den helvetischen und ostalpinen Decken: ein Sammelname, »bestimmt, mit dem Fortschreiten der Kenntnisse zu verschwinden«, wie SUESS selbst sagt (53, S. 171). Der Zeitpunkt dafür dürfte heute gekommen sein, nachdem ein Teil der »lepontinischen« Elemente sich als ostalpin erwiesen hat — die Klippen- und Brecciendecken des Rhätikon usw. — Was aber die angeführten italienischen Bezeichnungen betrifft, so sind sie rein faziell definiert: sie umfassen nur den inneren Teil unserer penninischen Zone, bis zum axialen Karbonfächer der Westalpen — soweit eben die typische »piemontesische« Fazies mit ihren reichlichen Grüngesteinen vorherrscht. Demgegenüber soll mit dem Namen der penninischen Zone, wie gesagt, vor allem ein tektonischer Begriff verknüpft werden: der Begriff einer tektonischen Einheit allererster Ordnung im Aufbau des Alpenkörpers.

Im folgenden sollen nun einige Gedanken ausgeführt werden, die sich entwickelt haben im Anschluß an meine Studien am SE-Rand der penninischen Zone, in den Oberengadiner und Velt iner Bergen. Dankbar gedacht sei dabei der mannigfachen Anregungen, welche ich erfahren habe von seiten der Fachgenossen R. LACHMANN, A. SPITZ — der beiden allzufrüh von uns gerissenen — und B. SANDER — sowohl in mündlichen Diskussionen als durch die Lektüre ihrer Schriften.

Mit manchen sonst über die penninische Zone verbreiteten Anschauungen stehen die im folgenden gewonnenen Ergebnisse im Widerspruch. Dabei stützen sich diese vielfach auf Angaben aus der Literatur, die mir z. T. einer abweichenden Deutung bedürftig erscheinen, ohne daß mir bisher eine Nachprüfung der Verhältnisse an Ort und Stelle möglich gewesen wäre. Und die Zeitumstände lassen die Gelegenheit zu einer solchen noch immer nicht in greifbarer Nähe erscheinen. So seien denn die folgenden Blätter der Öffentlichkeit übergeben, zunächst mit dem Charakter einer vorläufigen Mitteilung, und in der Hoffnung, daß die Verhältnisse dem Verfasser späterhin weitere und eingehendere Studien in der hier eingeschlagenen Richtung gestatten mögen. Und eine Bitte sei an den Leser gerichtet: er möge die ihm hypothetisch erscheinenden Schlüsse nicht als Behauptungen lesen, sondern als Fragen — als Fragen nach der Berechtigung von so mancher Ansicht, die er vielleicht schon als feststehendes Ergebnis der Forschung anzusehen gewohnt war.

I. Zur Charakteristik der Tektonik.

Der Begriff der penninischen Zone ist, wie gesagt, vor allem ein tektonischer; und so ist es denn angebracht, wenn für die folgenden Betrachtungen die Tektonik zum Ausgangspunkt genommen wird.

Das penninische Gebiet ist ein Gebiet größter tektonischer Horizontalbewegungen, die einen Aufbau aus gewaltigen übereinandergetürmten Schubdecken zur Folge hatten. Auf die Gliederung in einzelne Decken und die Fragen der Parallelisierung derselben zwischen Wallis und Graubünden wird hier nicht weiter eingegangen[1]). Dagegen soll versucht werden, die charakteristischen Züge herauszuschälen, durch welche sich die penninische Tektonik von der in den Nachbargebieten — besonders dem ostalpinen[2]) — herrschenden unterscheidet.

---

[1]) Der Verfasser schließt sich in diesen Fragen im wesentlichen der Auffassung von ARGAND (3) und STAUB (48, 51). an. Insbesondere teilt er durchaus den Standpunkt, daß die »rhätische« Decke des Oberengadins mit der Dent blanche-Decke des Wallis gleichzusetzen ist.

[2]) Die helvetischen Decken unterscheiden sich von den penninischen prinzipiell dadurch, daß sich an ihren Bewegungen die kristalline Unterlage nicht nennenswert beteiligt. Diese materielle Ungleichwertigkeit macht einen exakten Vergleich des tektonischen Stils unmöglich (das gleiche gilt von den exotischen Decken der Freiburger Alpen usw. und von der ostalpinen Kalkzone). Die helvetischen autochthonen und Wurzelgebiete aber zeigen (in verkleinertem Maßstab) manche Anklänge an penninische Tektonik.

Da ist zunächst zu nennen der ausgeprägte Faltencharakter der penninischen Decken. Es sind, zunächst ganz im Großen betrachtet, gewaltige liegende Falten aus vortriadischen kristallinen Gesteinen, umgeben im Hangenden wie im Liegenden von einer meist verhältnismäßig schwachen, häufig unterbrochenen Hülle kalkiger und quarzitischer Trias, und zu äußerst ummantelt von den jüngeren mesozoischen Schiefergesteinen. Wohlausgeprägte Stirnen von oft gewaltigem Krümmungsradius schließen sie gegen vorne ab. Ausgeprägte Überschiebungsflächen fehlen an der Basis der Decken so gut wie vollständig — zu einer Zerreißung der Kontinuität zwischen überfaltetem Gneis und daruntergefalteter mesozoischer Mulde ist es in der Mehrzahl der Fälle nicht gekommen. Die verkehrten Schenkel sind annähernd gleich vollständig wie die normalen. Damit stehen die penninischen Decken in scharfem Gegensatz zu den ostalpinen, welche auf wohlausgeprägten Überschiebungsflächen bewegt zu sein pflegen und Erscheinungen, die als Reste von Mittelschenkeln zu deuten wären, nur selten wahrnehmen lassen, ebenso wie Stirnumbiegungen in großem Maßstab — und daß sich an einer solchen die kristalline Unterlage beteiligte, ist mir aus dem ganzen Bereich der ostalpinen Decken nicht bekannt geworden.

Brüche spielen schon in den inneren Teilen der ostalpinen Decken eine verhältnismäßig geringe Rolle. In den penninischen kommen solche von größerem Verschiebungsbetrag wohl überhaupt nicht vor; und auch kleinere sind (z. B. in Argands Profil der Dent blanche-Decke, 2), eine ganz seltene Erscheinung und höchstens von rein lokaler Bedeutung.

Ein Geologe, der unter tektonischen Störungen nur solche versteht, die mit Zerreißungen verbunden sind, konnte leicht für das penninische Gebiet zu dem Urteil kommen, das Klemm über einen Teil desselben äußert: »Verfasser hat noch kein Gebiet »kristallinen Grundgebirges« kennen gelernt, welches so völlig den Eindruck ungestörter Lagerung darbietet, als das der Tessiner Alpen. Hier fehlt jede Andeutung von Quetschzonen und Verwerfungen« (23). Aber die Formen sind eben gänzlich andere, unter denen die Lagerungsstörungen im penninischen Gebiet auftreten: es ist ein typisches Gebiet »stetiger« Tektonik (Sander, 38).

Die »ruhige Großzügigkeit« (Staub) der penninischen Deckfalten verschwindet sofort, wenn wir unsern Blick auf die Einzelheiten der Lagerung richten. Zunächst zeigen sich die aufs erste Ansehen hin so einheitlich erscheinenden Gneisdecken häufig durch tief einschneidende, schmale Züge mesozoischer Gesteine weitgehend zerschlitzt. Manchmal haben die hierdurch entstehenden einzelnen Teildecken besondere Namen bekommen — z. B. Monte Leone- und S. Bernhard-Decke im Simplongebiet — in anderen Fällen nicht — Aduladecke, rhätische (= Margna-) Decke im Oberengadin — das tut nichts zur Sache. Beachtenswert aber ist, daß diese oft über viele Kilometer senkrecht zum Streichen verfolgbaren Einkeilungen sich tektonisch ganz so verhalten, wie strati-

graphische Einlagerungen: sie sind mit dem Gneis zusammen in enge, parallele Falten gelegt (Adula, wo HEIM tatsächlich stratigraphische Wechsellagerung annahm) oder machen innere Faltungen der Gneise von größerem Ausmaße (Monte Leone), ja sogar die Stirnbiegungen mit (die zwei steil N-fallenden Triaskeile in der Surettadecke auf dem Profil in 22). In der Gesamtform der Decke aber kommen sie kaum zum Ausdruck.

Zu diesen Einkeilungen, die so zu sagen an beliebiger Stelle in den kristallinen Deckenkörper eindringen können, treten Verfaltungen von Gneis und mesozoischen Schichten an den gegenseitigen Grenzen. Solche können auf weite Strecken ganz fehlen — und an andern Stellen treten sie gehäuft auf in Form kompliziertester Verfingerungen. Ein besonders schönes Beispiel von solchen hat TH. REINHOLD (35) von der kleinen Gneiskuppel von Arceza (Val d'Evançon, Piemont) abgebildet.

Eine weitere Gruppe von Komplikationen stellen die meist wenig mächtigen Fetzen von Triasgesteinen dar, die von der Umhüllung der Gneiskerne abgefaltet, in deren Umgebung in der jurassischen Schieferhülle schwimmen. Die Unterlage der Dent blanche-Decke ist voll von solchen (Profil in 2). Gelegentlich beteiligt sich auch die kristalline Unterlage in Gestalt dünner Blätter (Adulagebiet, 36). Manche dieser Gebilde sind gleichfalls, z. T. unter weitgehender Anpassung an die Formen der benachbarten großen Decken, weithin zu verfolgen; ARGAND vergleicht sie treffend mit Würmern.

Die gemeinsamen Züge dieser verschiedenen Arten penninischer Detailkomplikationen mögen wieder durch Gegenüberstellung der ostalpinen schärfer beleuchtet werden. Unter den letzteren herrscht — ohne daß Faltungen fehlten, namentlich in ruhiger gebauten Regionen. — der Typus der »Gleitbretter« vor. Mit diesem Wort bezeichnet SPITZ (43) allseitig von Gleitflächen begrenzte Schichtpakete, deren Bewegung man sich ähnlich derjenigen von ins Gleiten geratenen Bretterstößen vorzustellen hat. Die begrenzenden Gleitflächen können die Schichten diskordant abschneiden; die Endigung der Gleitbretter vollzieht sich häufig nicht in Gestalt einer Faltenstirn, sondern durch linsenförmiges Auskeilen. Beispiele bieten die Profile von SPITZ und DYHRENFURTH (44) durch das Unterengadiner Triasgebiet in Fülle. Nach gleichen Grundzügen gebaut sind die tektonischen Mischungszonen (1, 58) an der Basis der großen ostalpinen Einheiten in Rhätikon, Plessurgebirge, Unterengadin usw. — Schichten verschiedenster Herkunft miteinander gemischt, meist keine mit der folgenden in stratigraphischem Verband, in der Regel keine lange aushaltend, weder in der Streichrichtung noch senkrecht dazu: mit einem gut gemischten Kartenspiel sind solche Zonen, was ihre Struktur anbelangt, treffend verglichen worden.

Demgegenüber charakterisieren sich jene oft nicht minder verwickelten Detailelemente der penninischen Tektonik einmal durch die stets vollkommene Konkordanz all ihrer Schichtglieder; durch ihre

nicht selten deutlich ausgesprochene Faltennatur — Stirnumbiegungen sind oft wohl erkennbar, die Schenkel meist parallel, eng zusammengeklappt; weiter durch die meist verhältnismäßig vollständigen — wenn auch in der Mächtigkeit arg reduzierten — Schichtfolgen und das Fehlen ausgeprägter Gleitflächen, und endlich durch das nicht selten über viele Kilometer zu verfolgende Fortsetzen auch ganz geringmächtiger Lamellen.

All das sind wieder Merkmale »stetiger« Tektonik im penninischen Deckengebiet. Wenn man sie im Gegensatz zu der ostalpinen Gleitbrettertektonik gleichfalls mit einem Schlagwort bezeichnen will, kann man sie Wachs- oder Kautschuktektonik nennen.

Dabei ist aber wohl zu beachten, daß sich die verschiedenartigen beteiligten Gesteine durchaus nicht in gleichem Maße wachs- oder kautschukmäßig verhalten. Am meisten trifft dieses Wort das Verhalten der Gneise und Glimmerschiefer usw. auf der einen, der mesozoischen Kalkschiefer auf der anderen Seite; diese Gesteine erscheinen oft genug zu Gebilden ausgezogen, die man, was das Verhältnis von Ausdehnung und Dicke betrifft, nur mit Blättern vergleichen kann. Weniger duktil schon verhält sich der Triasquarzit, und noch weniger die Dolomite und Marmore usw. der oberen Trias. Diese Gesteine erscheinen häufig in Form von Linsen mit rasch an- und abschwellender Mächtigkeit, ausgedünnt oft bis zum vollständigen Zerreißen — stets unter Wahrung der Konkordanz mit den schiefrigen Nebengesteinen, die sich flaserig um die Dolomitlinsen herumschmiegen. Deren Auskeilen kommt auch gelegentlich durch konkordante horizontale Verfaltung mit dem (liegenden oder hangenden) Nachbargestein zustande. — Diese Verhältnisse lassen sich in verhältnismäßig kleinem Maßstab sehr schön in den Zügen mesozoischer Gesteine beobachten, die auf der Nordseite des Silsersees in die Gneise der rhätischen Decke eingekeilt sind. Im großen dürften sie dem merkwürdigen Wechsel zugrunde liegen von Regionen mit wohlentwickelter kalkig-dolomitischer Trias mit solchen, wo Kalkschiefer, übereinstimmend mit den sonst das Hangende der Trias bildenden, direkt dem Gneis usw. auflagern — ein Wechsel, wie er vor allem die piemontesischen Alpen, nach Franchis Mitteilungen, beherrscht — dort als Folge fazieller Verschiedenheiten gedeutet, nach des Verfassers Ansicht zu Unrecht[1]).

Mit dem erwähnten abweichenden mechanischen Verhalten der Triasgesteine steht wohl auch ihre Neigung in Zusammenhang, aus dem normalen Verband zwischen Gneis und Kalkschiefern heraus abzuwandern und selbständige kleine Falten zu bilden — eine Neigung,

---

[1]) Dabei ist zu beachten, daß in den französisch-italienischen Alpen vielfach ein kalkig-mergeliger Horizont zwischen Triasquarzit und Dolomit sich einschaltet; keilt letzterer tektonisch aus, so kommen die liasischen Kalkschiefer direkt auf jenen zu liegen, von dem sie besonders bei starker tektonischer Beanspruchung nicht zu unterscheiden sind. Ein seitlicher fazieller Übergang der Trias in Kalkschiefer wird auf diese Weise bloß vorgetäuscht; vgl. J. Boussac (8).

die gelegentlich, besonders schön in ARGANDS Dent Blanche-Profil (2) zu beobachten ist.

Noch ein Charakterzug der mesozoischen Einkeilungen im Gneis ist zu erwähnen: ihr fast stets geselliges Auftreten. In der Wurzelregion der rhätischen Decke, z. B. in der Gegend von Val Malenco, findet man neben den großen (zusammenhängenden oder aus getrennten Linsen bestehenden) Kalkkeilen und von ihnen durch Gneis getrennt, häufig kleinere Keile und Linsen (10); auch hier ist tektonisch verschiedenes Verhalten des Triasdolomits öfters nachweisbar, indem er einzelne dieser Linsen allein zusammensetzt, an andern aber sich nicht beteiligt. Komplizierte Verfaltung dürfte auch in solchen Fällen vorliegen. Deutlicher scheint sie z. B. in den vielfach wiederholten, konkordanten Einfaltungen von Triasmarmor im Adulagneis zu sein, die oben schon erwähnt wurden. Und ein besonders schönes Beispiel ist dem Verfasser aus dem Oberengadin bekannt, am Gehänge zwischen dem Gipfel der Motta radonda und dem Longhinsee, nördlich von Maloja (vgl. 9). Dort trifft man einen vielfachen Wechsel von Gneisen und liasischen Kalkschiefern in z. T. ganz dünnen Lagen, gelegentlich wieder zusammen in sekundäre Falten gelegt. Man könnte an ursprüngliche Wechsellagerung beider Gesteine denken, wenn nicht erstens gelegentlich doch einmal als Endigung einer der Gneis- oder Liaszungen eine spitze Umbiegung zu sehen wäre, und zweitens hin und wieder Linsen des mechanisch ungleichwertigen Triasdolomits dazwischensteckten — bis herab zu Dimensionen von einigen cm.

II. Tektonik und Metamorphose.

Die regionale Metamorphose fast aller Gesteine des penninischen Deckengebiets gehört unstreitig zu dessen bezeichnendsten Zügen. Sie stellt dasselbe in scharfen Gegensatz zu den ostalpinen Decken, denen eine solche allgemeine Metamorphose der mesozoischen (und jüngeren) Glieder fast durchgängig fehlt, höchstens lokal (z. B. am Berninapaß, 44) ist sie angedeutet (vgl. 10).

Die penninische Metamorphose zeigt, was Grad und Art der Umwandlung betrifft, gewisse gesetzmäßige Beziehungen zum tektonischen Aufbau. Zunächst ist sie deutlich abhängig von der tektonischen Tiefe. So zeigen z. B. die Liasschiefer im Hangendschenkel der rhätischen Decke im Oberhalbstein und Oberengadin den Habitus von serizitischen Kalkphylliten, noch fast ohne makroskopische Anzeichen von Kristallinität. Im Liegenden der genannten Decke sind sie bereits zu deutlich kristallinen Kalkglimmerschiefern mit wohlentwickelten Muskowitblättern geworden (z. B. südlich vom Septimerpaß), der obersten Zone GRUBENMANNS entsprechend. In den tieferen Decken des Simplongebiets treten an ihre Stelle Biotit führende Gesteine der mittleren Zone. Analoge Änderungen vollziehen sich im Mineralbestand der anderen Gesteine mit dem Fortschreiten von höheren zu tieferen Decken: so

enthalten die Augengneise der »Malojaserie« der rhätischen Decke nur Phengit und Chlorit (oberste Zone), die analogen Gesteine in den Tessiner- und Simplondecken aber vielfach neben Muskowit Biotit (mittlere Zone).

Entsprechende Gegensätze lassen sich im Streichen feststellen, je nachdem man eine Gegend geringerer oder tiefer Einsenkung betrachtet. Der Wechsel von Aufwölbungen und Einsenkungszonen quer zum Streichen des Alpenkörpers bietet hierzu die Möglichkeit. So gehen z. B. die nur schwach metamorphen Bündnerschiefer (Kalkphyllite) des Domleschg usw. gegen SW, in der Muldenzone zwischen Gotthard- und Tessinermassiv, in hochkristalline Kalkglimmerschiefer, mit Zoisit, Granat und anderen Silikaten über. Dort sind eben, infolge des Ansteigens aller tektonischen Achsen im Bereich der großen, durch Aar-, Gotthard- und Tessinermassiv bezeichneten Queraufwölbung des gesamten Alpenkörpers, tektonisch viel tiefere Partien der genannten Muldenzone an die Erdoberfläche gerückt als weiter östlich. Im Westen, wo die tektonischen Achsen wieder sinken, stellen sich auch, etwa in der Gegend von Brig, wieder gewöhnliche Kalkphyllite ein. Ebenso machen die Kalkphyllite des Val Ferret gegen S, mit dem Versinken des Montblanc-Massivs, den normalen überhaupt kaum mehr metamorphen Liasgesteinen des Briançonnais Platz, deren umgewandelte Äquivalente sie darstellen (15).

Weiterhin ist innerhalb ein und desselben tektonischen Gliedes vielfach eine Zunahme der Metamorphose alpeneinwärts wahrzunehmen. Sehr schwach nur ist eine solche am Ostrand des penninischen Gebiets ausgeprägt; eine zunehmende Ersetzung der nicht metamorphen Diabasgesteine der rhätischen Decke durch Epidotchloritschiefer usw., je weiter man im Oberhalbstein nach S geht, glaubt der Verfasser beobachtet zu haben; in Gesteinen, die weniger empfindlich sind den umwandelnden Einflüssen gegenüber, z. B. den liasischen Kalkschiefern, ist ähnliches kaum zu bemerken. Vor allem fehlt dort im Osten durchaus eine Zunahme der Metamorphose im Wurzelgebiet (10). Dagegen ist eine solche im Simplongebiet deutlich zu erkennen, nach PREISWERKS Angaben[1]) (34). Und noch viel intensiver scheint sie in den französich-italienischen Alpen zu sein, wo westlich des axialen Karbonfächers und von diesem überschoben überhaupt fast oder gar nicht metamorphe Sedimente herrschen (Briançonnais), wogegen östlich, in der Zone von Piemont, deren Äquivalente durchgängig hochgradige Umwandlung zeigen. Stellenweise stehen sich nach FRANCHIS Angaben (13) beiderlei Typen ganz unvermittelt auf wenige km Entfernung gegenüber[2]).

---

[1]) PREISWERKS Vermutung, daß das Maximum der Umwandlung in der Zone von Ivrea erreicht wäre, kann ich nicht beipflichten. Die dortige Metamorphose ist älter als die alpine Tektonik; vgl. unten S. 302.

[2]) Der Karbonfächer spielt somit in dieser Beziehung eine ähnliche Rolle wie das Gotthardmassiv. Dort sind auch z. B. die Quartenschiefer der oberen Trias am Nordrand als relativ schwach metamorphe Chloritoidphyllite

Die erwähnte Abhängigkeit der penninischen Regionalmetamorphose von der tektonischen Tiefe spricht dafür, daß jene in erster Linie eine Funktion der Überlastung ist — oder wohl besser gesagt, der mit steigender Belastung gleichfalls steigenden Temperatur[1]). Auch Fälle wie der zuletzt erwähnte aus den SW-Alpen fügen sich dieser Erklärung: ist doch nach ARGAND anzunehmen, daß über der ganzen Zone der grünen Gesteine von Piemont einst noch die Dent blanche-Decke lag und dem Einbohren von deren Stirn die ostwärtsschauende Faltung im Karbonfächer zuzuschreiben ist, auch da, wo jene Decke heute der Abwitterung zum Opfer gefallen. Schwieriger ist die intensive Metamorphose der Wurzelregion im Simplongebiet zu erklären. Sie zeigt Anklänge an Kontakterscheinungen, ohne daß solche auf die Einwirkung eines sichtbaren Eruptivgesteins zurückzuführen wären. PREISWERK neigt zu der Annahme, daß ein solches in verhältnismäßig geringer Tiefe unter der Oberfläche zu erwarten sei. Das erscheint gar nicht unwahrscheinlich — weist doch die Verlängerung der vom Disgraziamassiv gegen W fortsetzenden jungen Injektionszone von Bellinzona gerade auf jene Gegend[2]).

Wie verhält sich nun aber die Metamorphose im einzelnen zu den Erscheinungen der Tektonik? Ist mit zunehmender Intensität der tektonischen Störungen auch eine Zunahme der Metamorphose verbunden — mit anderen Worten: existieren Erscheinungen, wie sie gemeinhin mit dem Schlagwort Dynamometamorphose bezeichnet werden?

Auf diese Frage kann zunächst geantwortet werden mit der Berufung auf den an anderer Stelle (11) geführten Nachweis, daß die Entstehung von Mineralbestand und Textur bei metamorphen Gesteinen im wesentlichen durchaus getrennt verlaufende Vorgänge sind. Für den Mineralbestand ist die Stärke der tektonischen Beeinflussung nicht oder nur in untergeordnetem Maße bestimmend, — wie aus der Tatsache zu ersehen, daß er bei nicht und bei stark deformierten Derivaten desselben Ausgangsmaterials und gleichen Bedingungen der Regionalmetamorphose im wesentlichen übereinstimmt — höchstens daß bei fehlender Defor-

---

entwickelt (oberste Zone GRUBENMANNS), denen am Südrand z. T. ganz grob kristalline Gesteine mit Biotit und Staurolith (mittlere Zone) entsprechen; vgl. W. VAN HOLST-PELLEKAAN, Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi (Diss. Zürich); Amsterdam 1913, und L. J. KRIGE, Petr. Unters. in Val Piora u. Umgebung, Ecl. geol. Helv. XIV, 1918, p. 519.

[1]) Selbstverständlich ist die Art und Stärke der Umwandlung auch abhängig von der Empfindlichkeit und somit von der Natur des Ausgangsmaterials, was wohl als allgemein bekannt vorausgesetzt werden darf.

[2]) Nur beiläufig sei erwähnt, daß, abgesehen von dieser jungen Injektionszone, sowie von einigen Serpentinkontakten (Oberengadin, Malenco, Zermatt, Alatal usw.) eine Kontaktmetamorphose mesozoischer Schichten im penninischen Gebiet (die in den letzten Jahren gelegentlich behauptet wurde) nirgends nachweisbar ist.

mation die Umwandlung weniger vollständig verläuft als bei starker. Als Beispiele wurden a. a. O. die serizitisierten Feldspate des Julier- und Albulagranits, die Gabbrogesteine von Val Malenco und des Allalingebiets und andere mehr angeführt.

Was dagegen in weitestgehendem Ausmaße von der Einwirkung tektonischer Momente bestimmt wird, das sind die texturellen Verhältnisse der Gesteine: die Gesteine streben unter der Einwirkung tektonischer Bewegungen die Form anzunehmen, in der sie jenen einen möglichst geringen Widerstand entgegensetzen; d. h. es kommt zur Ausbildung von parallelen Bewegungsflächen, die bei enger Scharung als Schieferung in die Erscheinung treten.

Wieder sei ein Vergleich gezogen zwischen ostalpinem und penninischem Gebiet — diesmal was die Art der Gesteinsdeformation betrifft.

Im Bereich der ostalpinen Decken ist die herrschende Art der Umformung die Mylonitisierung (vgl. 9, 10, 47): die wesentlich mechanische Zertrümmerung, vorwiegend unter Auswalzung der einzelnen Gemengteile zu langgestreckten Linsen, Bändern oder Reihen von einzelnen Bruchstücken. Einzelne besonders empfindliche Gemengteile (Plagioklase, Biotit) erfahren dabei auch eine chemische Umwandlung (Neubildung von Serizit, Chlorit usw.) — aber keine andere als auch schon in nicht mylonitisierten Typen meist angedeutet, wenn auch fast nie vollendet zu finden. In Gesteinen mit schon vor der tektonischen Beanspruchung ausgebildeter Schieferung sind diese chemischen Veränderungen gewöhnlich die auffallendsten (Diaphthorite BECKES, 6). Tektonisch sind die Erscheinungen der Mylonitisierung stets mehr oder weniger an die Nachbarschaft von Bewegungsflächen geknüpft — freilich in recht verschiedenem Grade: während meistens die Mylonitzonen nur geringe Mächtigkeiten von einigen Metern erreichen, sind nach STAUB die hunderte von Metern mächtigen Granite des Piz Corvatsch in der westlichen Berninagruppe durch ihre ganze Masse hindurch mehr oder minder mylonitisiert — wobei aber eine ganze Reihe von sekundären Verschiebungsflächen mitgewirkt haben dürften. Abseits von den eigentlichen Mylonitzonen trifft man aber auch immer wieder auf Spuren mechanischer Umformung in den ostalpinen kristallinen Gesteinen; sie bestehen vor allem in Kataklase; undulöser Auslöschung und Mörtelstruktur besonders des Quarzes, Verbiegungen und Zerreißungen einzelner Mineralkörner, gelegentlich Ausbildung einer schwachen Parallelflaserung. Nicht zu vergessen sind endlich die Rutschflächen, die auch abseits der stärkstbeanspruchten Zonen nur selten fehlen, oft aber scharenweise auftreten und den ganzen Gesteinskörper in ein Haufwerk linsenförmiger Stücke zerlegen können.

Ein ganz anderes Bild bietet die Umformung der Gesteine im Gebiet der penninischen Decken. Nur in deren allerhöchsten Teilen finden sich noch Erscheinungen wie die ebengenannten: so sind die Serpentine der rhätischen Decke am Westrand der Ostalpen durchsetzt von massen-

haften Rutschflächen; GERLACH (15a) erwähnt solche aus den Gesteinen der Dent blanche-Decke in Wallis, und ebendort bietet der »Arkesin« (Hornblendegranit) nach den Untersuchungen von MILCH (30) ein Beispiel vorwiegend mylonitischer Umwandlung. Aber wenn wir tiefer hinabsteigen im Deckenbau, wird das Bild alsbald anders. Schon im Serpentin von Val Malenco, der den kristallinen Kern der rhätischen Decke unterlagert, suchen wir jene Rutschflächen vergeblich; und tiefer hinab scheinen sie ebenso vollkommen zu fehlen. Mylonitzonen sind bisher ebensowenig aus dem penninischen Gebiet bekannt geworden. KÖNIGSBERGER will zwar solche an der Basis mehrerer Decken des Simplongebiets beobachtet haben (24); doch bedarf diese Angabe wohl noch der Bestätigung durch das Mikroskop. Kataklastische Erscheinungen, in erster Linie naturgemäß am Quarz, sind zwar nicht selten beobachtet worden, und das bis in die tiefsten penninischen Decken hinab; allein schon in dem kristallinen Kern der in Graubünden höchsten, der rhätischen, spielen sie eine nur unbedeutende Rolle.

Wir haben oben gesehen, daß der penninischen Tektonik scharfe Überschiebungsflächen usw. fehlen — daß sich die Bewegungen im allgemeinen kontinuierlich, ohne jähe Zerreißung des ursprünglichen Schichtverbandes abgespielt haben. An die Stelle von Überschiebungsflächen treten mehr oder minder ausgedehnte Bewegungshorizonte (SANDER, 38), in welchen die Bewegungen in der Hauptsache als Teilbewegungen, in Gestalt kleiner, gleichsinniger Verschiebungen einer Lage auf der andern vor sich gegangen sind. Die Spuren dieses Vorgangs sind in den betreffenden Gesteinen zu erkennen; einige Beispiele wurden a. a. O. (11) beschrieben.

Dabei sind, wie gleichfalls an anderer Stelle ausgeführt, diese Bewegungen keineswegs bruchlos erfolgt. Und wenn heute Zerbrechungserscheinungen so gut wie nicht wahrzunehmen sind, so ist das darauf zurückzuführen, daß ihre Spuren von der mit der Deformation Hand in Hand gehenden und sie zeitlich überdauernden Kristallisation ausgeheilt wurden. HEIMS (22) gestreckte und längszerrissene Belemniten aus der Pioramulde, KLEMMS (23) von Biotit ausgekleidete Verschiebungsflächen aus gefälteltem Tessinergneis sind Beispiele dafür. Auf den gleichen Vorgang eines Andauerns des Kristallisationsprozesses über den Abschluß der Bewegungsphase hinaus sind die Erscheinungen z. B. in den Tremolaschiefern zurückzuführen, wo Hornblendegarben ohne jede Biegung oder Zerbrechung stark gefältelte Schiefer nach allen Richtungen durchspicken. Endlich beweisen auch KÖNIGSBERGERS Beobachtungen an den Mineralklüften (zusammengefaßt in 25) eine Fortdauer der Kristallisation nach Abschluß der Bewegungen: die Mineralien der Klüfte lassen keinerlei Einwirkung von solchen mehr erkennen, und sind dabei z. T. identisch mit metamorphen Neubildungen im Nebengestein.

Die (progressive [BECKE, 6]) Umkristallisation wird hier auf-

gefaßt als wesentlich bedingt durch die Temperatursteigerung, die infolge der Aufeinanderhäufung der Decken zustande gekommen ist.[1]) Die schieferigen Texturformen dagegen sind das Ergebnis der Einwirkung der tektonischen Bewegungen auf die Gesteine. Dabei hat, soweit bis jetzt zu übersehen, überall im penninischen Gebiet die Umkristallisation die Bewegungen zeitlich überdauert. Es wäre von größter Bedeutung festzustellen, wie weit die Geltung dieses letzten Satzes sich erstreckt — ob es nicht auch wenigstens lokale Bewegungen gibt, die jünger sind als die Kristallisationsphase. Speziell am Nordrand des penninischen Gebiets sind solche wohl zu erwarten (Überschiebung über die helvetischen Reste im Vorderrheintal!). Aber Untersuchungen in dieser Richtung fehlen bis jetzt. Die SANDERschen Studien am Tauernwestende weisen den bei solchen einzuschlagenden Weg.

Die Stetigkeit der Deformation und die Umkristallisation gehen nach dem Gesagten auf die gleiche Ursache zurück: auf die mächtige Belastung mit überschobenen bzw. überfalteten Massen. Es fragt sich aber, ob nicht im einzelnen noch nähere Beziehungen bestehen zwischen der Detailtektonik und der Metamorphose. Ein Blick auf den Bewegungsmechanismus führt zur Bejahung dieser Frage. Schon HEIM hat die Wichtigkeit paralleler Strukturflächen für tektonische Bewegungen betont (21); die Arbeiten von SANDER haben dies Prinzip der »Bewegung in s« in seiner ganzen Bedeutung klargelegt. Nach ihm vollziehen sich stetige Deformationen auf dem Wege der Teilbewegung — durch geringe gleichsinnige Verschiebungen einer Gesteinslage auf der andern, welche sich durch den ganzen bewegten Komplex hindurch zu Beträgen von tektonischen Ausmaßen summieren. Ein ursprünglich vorhandenes paralleles Gefüge wird bei diesem Vorgang weiterhin »ausgearbeitet«; Schichtgruppen, welche vermöge ihrer Struktur dafür besonders geeignet

[1]) Nicht beistimmen kann ich STAUB (62), wenn er daneben noch eine Abhängigkeit der Metamorphose nach Art und Stärke vom geologischen Alter erkennen will und als Folge der Eindeckung mit Sedimenten während der Zeit geosynklinaler Versenkung deutet. Er stützt sich dabei auf die Gesteine der Valpellineserie in der Dent blanche-Decke, der Fedozserie in der Margna- (= rhätischen) Decke usw., die als älteste Glieder der Deckenkerne die Charaktere von GRUBENMANNS tiefster Zone zeigen, während die jüngeren Schichten der obersten Zone entsprechen. Die Tiefenmetamorphose jener Serien ist nun allerdings voralpin — aber, wie wir im folgenden Abschnitt sehen werden, auch vormesozoisch, vermutlich herzynisch, jedenfalls älter als jede alpine Geosynklinale. Tatsächlich dürfte auch die mächtigste Sedimentbedeckung der Größenordnung nach nicht ausreichen, um die für eine Regionalmetamorphose wie die penninische notwendige Temperaturerhöhung hervorzubringen: gänzlich frei von solcher sind z. B. die permischen Konglomerate usw., ja selbst die so empfindlichen Porphyrtuffe an der Basis der südtiroler Schichtfolge, über denen doch die 1000 m mächtige Porphyrplatte, 2000 m Trias und wohl nochmals 1000 m jüngere Schichten gelegen haben. Eine größere Mächtigkeit aber dürfen wir der mesozoischen Sedimentation in der penninischen Zone auch nicht zuschreiben!

sind, übernehmen die Rolle von »Bewegungshorizonten«. Einen solchen bilden in größtem Maßstabe die Bündner Schiefer. Aber auch an der Basis der einzelnen Decken kommt es zur Ausbildung von Zonen verstärkter Differentialbewegung, die wieder sekundär eine vermehrte Blättrigkeit der betroffenen Gesteine — gemäß dem Prinzip der Ausarbeitung der Schieferung — zur Folge hat. Ein schönes Beispiel bietet der in der Nachbarschaft der überfalteten rhätischen Decke vollkommen dünnblättrig gewordene Malencoserpentin (10). Mit Mylonitisierung ist diese Erscheinung nicht zu verwechseln — denn deren Hauptcharakter, die kataklastische Umformung, fehlt gerade; wir müssen vielmehr an ein Hand-in-Handgehen von tektonischen Teilbewegungen und Lösungsumsatz denken.

Dem gleichen Vorgang wird man bei der Enstehung der mehrfach erwähnten engen Verfaltungen von Gneis und Glimmerschiefern mit den mesozoischen Dolomiten und Kalkschiefern eine wichtige Rolle zuschreiben dürfen. Auch in solchen Fällen ist sekundäre, oft sehr feine Schieferung auch sonst nicht schiefriger Gesteine, z. B. von Triasdolomit in den Teilsynklinalen der rhätischen Decke nördlich vom Silsersee (9) eine charakteristische Begleiterscheinung — wenn sie auch im allgemeinen nur in Lagen von verhältnismäßig geringer Mächtigkeit in stärkerem Grade auftritt.

Das Hand-in-Handgehen von tektonischen Differentialbewegungen und Lösungsumsatz kann schließlich zur Bildung eigentlicher tektonischer Mischgesteine führen — »Tektonite« nennt sie SANDER (37) in den Tauern. In den Westalpen sind solche noch nicht nachgewiesen. Wenn auch die Behauptung LACHMANNS (26), daß die Schistes lustrés häufig derartige Mischgesteine seien, entschieden zu weit gehen dürfte, so ist doch ihr lokales, an die Nachbarschaft von Gesteinsgrenzen geknüpftes Vorkommen nicht zu bezweifeln. Später, unter IV, soll davon nochmals die Rede sein. Hier sei nur soviel bemerkt, daß selbstverständlich die Fähigkeit zu einer solchen Durchmischung nicht nur mit der Blättrigkeit, sondern auch mit der Löslichkeit der Gesteinsbestandteile steigen muß. Es ist daher leicht erklärlich, wenn Calcit oder Dolomit gelegentlich in Gesteinen auftreten, in denen diese Carbonate a priori nicht zu erwarten sind, z. B. in (von jeglichen Verwitterungsspuren vollständig freien) granitischen Gneisen[1]). Und ebensowenig ist es ein Zufall, wenn wir gerade das leichtestlösliche Mineral, das im penninischen Gebiet eine gesteinsbildende Rolle spielt, den Anhydrit, zuweilen weit von jedem Ort, wo er heimatberechtigt wäre, mitten im Gneis antreffen[2]) — z. B. im Berisalgneis des Simplontunnels bei km 5,6 ab N-Portal (16).

---

[1]) Die Durchwachsung der Antigoriogneis-Gerölle in der Trias von Lavin (Simplon) mit Karbonaten gehört auch hierher.

[2]) Daß dieser Fall bisher meines Wissens nur im Simplontunnel beobachtet wurde, hängt wohl damit zusammen, daß der Anhydrit an der Erdoberfläche in der Regel sehr schnell durch Auslaugung wieder verschwinden dürfte.

III. Über das Alter der Metamorphose.

Für das geologische Alter der Gesteinsmetamorphose im penninischen Gebiet läßt sich eine ungefähre Angabe zunächst machen an Hand der Tatsachen, daß sie sich auf alle, auch die jüngsten Schichten dieses Gebietes erstreckt. Nun ist freilich das Alter dieser jüngsten Schichten schwer genau festzustellen. Die jüngsten sicher bestimmbaren Fossilien gehören noch immer dem Lias an; im Oberhalbstein hat eine, wenn auch nur mehr recht schwache Metamorphose den oberjurassischen »Hyänenmarmor« und Radiolarit mitbetroffen; für die Schiefer der Via mala nimmt SCHMIDT (42) kretazisches, für die der Lenzer Heide ZYNDEL (58) alttertiäres Alter an (die sicher tertiären Nummulitengesteine des Prättigaus sind frei von Metamorphose). Auf jeden Fall rückt die Zeit dieser Metamorphose mit der Zeit der alpinen Gebirgsbewegungen nahe zusammen; wir werden sie künftig die alpine Metamorphose nennen und späterhin noch kurz auf die Frage ihrer genauen zeitlichen Fixierung zu sprechen kommen. Zunächst aber sei die Fage aufgeworfen, ob diese alpine Metamorphose die einzige war, deren Einfluß sich im penninischen Gebiet nachweisen läßt — ob ihr nicht bereits ältere metamorphe Prozesse vorausgegangen sind.

Bejahende Antworten auf diese Frage liegen bereits vor. So von LORY (27), der in den Basiskonglomeraten des Karbons der westalpinen »Axialzone« Gerölle der Gneise des Liegenden fand; von TERMIER (56), der die nach ihm permokarbonischen kristallinen Schiefer bereits in Bruchstücken als Bestandteil der Liasbreccien der Zone des Briançonnais (die selbst von der alpinen Metamorphose kaum mehr betroffen wurde) erwähnt; von KÖNIGSBERGER (24, 25), der sich vor allem auf Beobachtungen im Aarmassiv stützt, wo die vortriadische Metamorphose klar zutage liegt; er dehnt die Annahme einer solchen weiter auf die Massive der penninischen Region aus, wobei er sich auch wieder auf Gneisgerölle (in der Trias des Simplongebiets, nach SCHMIDT (41/42) beruft. Es ließen sich noch weitere Zeugen anführen; und man sollte glauben, daß die Tatsache einer vortriadischen Metamorphose im penninischen Gebiet bereits in solchem Maße Gemeingut der Wissenschaft wäre, daß sich ein weiteres Eingehen darauf erübrigte. Merkwürdigerweise ist indessen das Gegenteil der Fall: die Annahme einer ausschließlich alpinen Metamorphose spielt noch immer — bewußt oder unbewußt — eine große Rolle, ebenso allerhand Vorstellungen, die mit einer älteren Metamorphose nicht vereinbar sind. Darum seien hier die Beweise für die Existenz einer solchen zusammengestellt.

1. Das Vorkommen von Geröllen der kristallinen Schiefer in karbonischen und liasischen Konglomeraten der französischen Alpen wurde bereits berührt. Die Geröllnatur der analogen, von SCHMIDT (41) bebeschriebenen Fälle aus der Trias des Simplongebiets ist (nach Ansicht des Verfassers mit Unrecht) in Zweifel gezogen worden. Unbestreitbar dagegen dürfte die Konglomeratnatur der von PREISWERK (34)

beschriebenen Ablagerung aus den Liasschiefern des Hohsandgletschers sein, welche neben Bruchstücken von Kalken, Dolomit, Quarzit auch solche von Gneis enthält.

2. Die Analogie der vorkarbonisch bzw. vortriadisch metamorphen kristallinen Gesteine der äußeren Massive beweist wenig für eine gleichzeitige Metamorphose im penninischen Gebiet; seine Gesteine sind von denen des ersteren im allgemeinen zu sehr verschieden, als daß man von den einen auf die anderen schließen dürfte.

Dagegen ist auch im Gebiet der ostalpinen Decken eine vortriadische Metamorphose sichergestellt; ja man kann sagen, daß sie es wohl ausschließlich ist, der die altkristallinen Schiefer des ostalpinen Gebiets ihren heutigen, metamorphen Zustand verdanken. Denn wenn sie sich auch bisher nur selten als Gerölle in den Konglomeraten des Verrukano[1]) usw. gefunden haben, so ist es doch bemerkenswert genug, daß fast nirgends im ostalpinen Gebiet die mesozoischen Ablagerungen einen nennenswerten Grad von Umkristallisation zeigen, auch nicht an noch so intensiven tektonischen Störungen. Und wo die vormesozoischen Schichten von solchen betroffen werden, da erleiden sie zwar weitgehende Veränderungen kataklastischer und diaphthoritischer Natur; zu einer progressiven Metamorphose auch nur lokalen Ausmaßes kommt es jedoch so gut wie nicht — geschweige denn zu einer regionalen Umkristallisation. Man ist daher gezwungen, die letztere in den Gneisen und kristallinen Schiefern des ostalpinen Deckengebiets auf Rechnung einer vormesozoischen Metamorphose zu setzen (10). Dazu kommt, daß die hochkristalline Beschaffenheit einzelner ostalpiner Zonen (z. B. der Tonaleschiefer) nachweislich bedingt ist durch das Auftreten von Intrusivgesteinen — die aber selbst sicher vormesozoischen Alters sind (10, sowie die dort zitierte Literatur). Was hier für das ostalpine Deckengebiet kurz dargelegt wurde, gilt in gleicher Weise für die kristalline Zone südlich der sogen. »alpin-dinarischen Grenze«.

Nun bestehen aber weitgehende Analogien in der Zusammensetzung der kristallinen Unterlage zwischen dem ostalpinen Gebiet einerseits und dem penninischen anderseits. Einige nähere Angaben mögen zu ihrer Erläuterung dienen.

a) In den tieferen ostalpinen Decken zwischen Oberengadin und Veltlin treffen wir als »normale Fazies« der kristallinen Schiefer, überlagert von Trias bzw. Verrukano einen Komplex von grünlichen Augengneisen granitischer Herkunft, und meist grauen serizitisch-quarzitischen Phylliten (»Casannaschiefer« Theobalds und Staubs) in durchaus unklaren Beziehungen zueinander. Schwache Kataklase ist darin

[1]) Nach Spitz und Dyhrenfurth am Sassalbo (Puschlav) und bei Alpe Vaüglia (Scanfs, Oberengadin).

Die Liasbreccien der Erddecke im Juliergebiet enthalten reichlich Bruchstücke von Glimmerschiefern, deren Herkunft aber noch nicht ermittelt werden konnte.

häufig; in tektonisch stark beanspruchten Zonen nimmt sie überhand und gibt den Gesteinen ihr typisches Gepräge. Ganz dieselbe Gesteinsgesellschaft aber finden wir in der Malojaserie wieder, die den kristallinen Kern der höchsten penninischen, der rhätischen Decke (= Margnadecke, nach Staubs neuer Terminologie) im Oberengadin und Val Malenco zum größten Teil zusammensetzt — nur mit dem Unterschied, daß hier kataklastische Erscheinungen ganz oder fast ganz zurücktreten, eine Umformung der Gesteine sich namentlich auf dem Wege der Umkristallisation äußert (9, 10). Aber die äußerliche Übereinstimmung der beiderseitigen Gesteine ist so vollkommen, daß über die Abgrenzung der beiden tektonischen Elemente in der Wurzelregion die Ansichten des Verfassers (10) und Staubs (48) erheblich auseinandergehen konnten.

Es ist klar, daß diese Übereinstimmung zwischen den Gesteinen der unmittelbar aneinanderschließenden Glieder des ostalpinen und penninischen Deckengebiets am augenfälligsten in die Erscheinung treten muß, und daß sie scheinbar verschwindet, sobald man tiefere Elemente des letzteren in Betracht zieht. Denn dort hat die spätere »alpine« Metamorphose in ganz anderer Weise, zum Teil intensiv ummineralisierend, gewirkt und die frühere Beschaffenheit der Gesteine gänzlich unkenntlich gemacht. Dennoch sind verschiedene Wege gangbar, um auch jene Gesteine an obigen Vergleich anzuschließen. Man kann einmal von Decke zu Decke hinabsteigend die analogen Gesteinstypen vergleichen; es ist zu erwarten, daß man auf diesem Wege zu einer Stufenreihe verschiedengradiger Umwandlungsprodukte der gleichen Ausgangsmaterialien kommt. Die petrographische Erforschung der penninischen Deckengebiete ist freilich noch nicht hinreichend fortgeschritten, um eine lückenlose Begehung dieses Weges bis zu den tiefsten Decken hinab zu gestatten. Als sicher möchte ich auf Grund eigener Anschauung zunächst nur behaupten, daß sich die Augengneise der nächsttieferen, der Suretta-Decke eng an die der rhätischen anschließen[1]) — damit aber, nach dem oben gesagten, auch an die entsprechenden ostalpinen.

Der zweite Weg ist der einer Vergleichung des chemischen Bestandes auch tektonisch weit voneinander entfernter Gesteinsserien. Zu einer solchen bieten sich vor allem dar einmal die auf Veranlassung von H. Schardt ausgeführten Analysen der Gesteine des Simplontunnels (veröffentlicht in 17), anderseits die von Hammer und John mitgeteilten

[1]) Wenn die Gneise der verschiedenen penninischen Decken im wesentlichen stofflich äquivalent sind, so läßt sich doch nichtsdestoweniger die auf den ersten Blick höchst auffällige Tatsache ganz ungezwungen erklären, daß ein und dieselbe Decke oft auf weiteste Erstreckung im Streichen durch einheitliche »Fazies« des kristallinen Materials gekennzeichnet ist: diese kristalline Fazies ist eben bedingt durch die Art der Metamorphose, und diese hängt in erster Linie ab von der tektonischen Tiefe (vgl. oben Abschnitt II). Bei gleichem Ausgangsmaterial muß also die Metamorphose im wesentlichen gleichartige Produkte erzeugen, wenn auch die tektonische Stellung gleich, verschiedenartige, wenn sie ungleich ist.

von Augengneisen des oberen Vintschgaues (20). In beiden Serien finden sich als vorherrschender Typus ein sehr kieselsäurereicher (meist über 80 Mol %), aplitischer, wie er auch sonst aus dem penninischen Gebiet, z. B. im Malojagneis (9), vorliegt; sämtliche Einzelwerte bewegen sich hier wie dort in übereinstimmenden Grenzen, wobei insbesondere das Alkalienverhältnis beträchtlichen Schwankungen unterliegt. Aber auch zu den »Granodioritgneisen« des Vintschgaues, mit 65—70 Mol-% SiO_2 und Verhältnis der Alkalien = 1 : 1 oder geringer Na-Vormacht, finden sich in Plagioklasgneisen des Simplons vollständige Parallelen.

b) Ein weiterer charakteristischer Bestandteil der ostalpinen Decken sind die mannigfaltigen Massengesteine granitischer, dioritischer, auch monzonitischer usw. Natur, die im Oberengadin das geologische Bild dieser Decken maßgebend bestimmen. Nach STAUB (49) handelt es sich um jüngere, wohl karbonische Intrusivmassen, die die älteren Schiefer und Gneise durchbrechen und Schollen von ihnen umschließen. Zu den letzteren stehen sie insofern in scharfem Gegensatz, als sie zwar häufig und in höchst intensiver Weise mylonitisiert sind, aber kaum jemals kristalloblastische Strukturen annehmen.

Diesen Gesteinen scheint nun auf den ersten Blick das penninische Gebiet gar nichts Entsprechendes an die Seite zu stellen zu haben. Es wäre das ja auch insofern nicht weiter verwunderlich, als diese Massengesteine immer mehr oder minder lokal auftreten, auch den ostalpinen Decken auf weite Strecken hin (z. B. östlich des untern Puschlav) fehlen. Trotzdem möchte ich ihre Anwesenheit auch im penninischen Gebiet für sicher halten. Es sei dabei kein allzugroßes Gewicht gelegt auf die Vorkommnisse granitischer und dioritischer Gesteine, die vom Verfasser aus dem Veltlin beschrieben und der Wurzelzone der rhätischen Decke zugeteilt wurden (10); denn diese Zuteilung wurde von STAUB (48) angefochten, und ohne genaue nochmalige Nachprüfung an Ort und Stelle ist es wohl nicht möglich zu entscheiden, ob sie penninisch sind oder ostalpin.

Dagegen treten in der Dent blanche-Decke des Wallis, also auf klassischem penninischem Boden, Hornblendegranite (»Arkesin«) auf, die bisher anscheinend stets, so auch von ARGAND (2), mit den Augengneisen der Arollaserie zusammengeworfen wurden. MILCH hat ihr Vorkommen am Roc noir petrographisch genau untersucht (30). Aus seinen und ARGANDS Mitteilungen geht hervor, daß sie sich in zwei Punkten fundamental unterscheiden von den Augengneisen der rhätischen Decke usw.: Einmal zeigen sie deutliche Schollen- und Injektionskontakte gegenüber den umgebenden Schiefern; und zweitens sind sie ganz vorwiegend mechanisch umgewandelt[1]). Beide Erscheinungen nähern das

[1]) Dieser Fall mag befremden, da doch sonst im penninischen Gebiet kristalloblastische Umformung vorherrscht. Eine Erklärung scheint in der Weise zu suchen, daß hier die orogenetischen Bewegungen ein rein massiges Gestein vorfanden, sonst aber vorwiegend schon geschieferte, in welchen ein schon vor-

Gestein den Oberengadiner (ostalpinen) Graniten usw., und gewisse petrographische Eigenheiten sprechen für nahe Beziehungen zu der Banatit-Monzonitgruppe der Bernina- und Selladecke[1]) (10, 47): die braungrüne Farbe der primären Hornblende, und deren Umwandlung in blaßgrünen Strahlstein, die Neubildung kleiner intensiv pleochroitischer Biotitblättchen bei der Umwandlung; der Gehalt an Orthit; die Sagenitbildung im primären Biotit und dessen Verdrängung durch Quarz. Speziell diese letzte Erscheinung, die vom Verfasser (10) wie von Staub (47) aus jenen ostalpinen Gesteinen (wahrscheinlich als Ergebnis der postvulkanischen Phase) beschrieben wurde, ist so charakteristisch, daß ihr für die Folgerung genetischer Beziehungen zwischen den beiderseitigen Gesteinen beträchtliche Beweiskraft zukommen dürfte; zumal sie sonst recht selten zu sein scheint, wenigstens dem Verfasser aus der petrographischen Literatur noch kaum bekannt geworden ist.

Auch aus tieferen penninischen Decken werden hin und wieder massige Gesteine erwähnt: so von Schmidt (42) vom Monte Rosa Granit, von Novarese (31, 32) Titanit führender Diorit aus den Grajischen Alpen (St. Bernhard-Decke), von Preiswerk (33) Granit aus dem Nordwesten des Tessinermassivs. Der dortige »Sambucogranit« umschließt Schollen der Augengneise, ist somit diesen gegenüber als sicher jüngere Intrusivmasse gekennzeichnet, was von den anderen zuletzt genannten Vorkommnissen erst zu beweisen ist. Über etwaige weitergehende Analogien zu den ostalpinen Intrusivgesteinen läßt sich freilich vorläufig in all jenen Fällen nichts aussagen.

c) In beträchtlicher Verbreitung findet sich im ostalpinen Gebiet, räumlich geschieden von der vorher genannten »normalen Fazies« der kristallinen Schiefer, eine sehr charakteristische Gesteinsgesellschaft[2]): hochkristalline Biotitgneise, oft mit Granat, Sillimanit, Graphit (»Kinzigite«), mit Einlagerungen von Marmor und Amphibolit, und durchsetzt von allerlei massigen Gesteinen, worunter einmal verschiedenartige basische Typen, anderseits die Pegmatite besonders bezeichnend sind; an das Auftreten der letzteren (sicher vortriadischen Alters!) erscheint die hochgradige Metamorphose gebunden. In Piemont setzen diese Gesteine die Zone von Ivrea zusammen (14, 32); längs des Veltlin die

---

handenes »s« (Sander) eine »stetige« Deformation erlaubte, unter Bedingungen, die (nahe der Obergrenze der penninischen Decken!) bei jenem erst eine kataklastische ermöglichten.

[1]) Eine weitgehende makroskopische Übereinstimmung des »Arkesins« mit diesen Gesteinen ist schon G. vom Rath aufgefallen: »Ein überaus ähnliches Gestein wie dieser an der südwestlichen Grenze der Schweiz auftretende Arkesin findet sich nahe ihrer Ostgrenze im Berninagebirge, woselbst es den Munt Pers bildet« (Gerlach, 15a, S. 121). Ebenso bemerkt auch Spitz (61) eine starke lithologische Ähnlichkeit zwischen Handstücken der beiden Gesteine.

[2]) Wenn ich sie hier als abweichende »Fazies« der krystallinen Unterlage bezeichne, so soll damit über ihr Altersverhältnis zu jener »normalen« gar nichts ausgesagt sein.

Zone der Tonaleschiefer (10, 18); weiter nördlich treten sie wieder in der Campodecke auf (44), in der nördlichen Ortlergruppe entsprechen ihnen die Laaserschichten HAMMERS (19); usw.[1])

Und die gleiche Gesteinsgesellschaft findet sich auch im penninischen Gebiet wieder: am NW-Rand der Sesiagneise bildet sie die »seconda zona dioritica« der italienischen Geologen (14); in der Dent blanche-Decke entspricht ihr ARGANDS (2) »série de Valpelline«, und im Engadin wurden ihre Äquivalente neuerdings von STAUB (51) in der »Fedozserie« der rhätischen (= Margna-Decke) gefunden. Die Übereinstimmung dieser Gesteine mit den obengenannten ist so vollkommen, daß sowohl ARGAND in seinen ersten Veröffentlichungen (2a), als auch SCHMIDT (42) und neuerdings SPITZ (61) auf den Gedanken einer Verknüpfung der Dent blanche-Decke mit der Zone von Ivrea als Wurzel gekommen sind.[2])

Bis jetzt ist freilich eine entsprechende Fazies in den tieferen penninischen Decken nicht bekannt. Daß sie in der höchsten eine wichtige Rolle spielt, genügt aber vollkommen für die Verfechtung unserer Anschauung von der Analogie der penninischen kristallinen Gesteine mit den ostalpinen. Um nochmals zusammenzufassen: wir finden in ersteren die charakteristischen Glieder der ostalpinen Serie sämtlich wieder: die »normale Fazies« der granitischen Augengneise und der Quarzphyllite (bzw. Glimmerschiefer), die intrusiven Granite usw., und endlich die Gesteinsassoziation der Jvreazone. Im ostalpinen Gebiet ist die Metamorphose der kristallinen Schiefer der genannten Gruppen vorpermisch; es ist darum in höchstem Grade wahrscheinlich, daß die vollkommen entsprechenden Gesteine im penninischen Gebiet gleichfalls eine vorpermische Metamorphose erlitten haben.[3])

---

[1]) Man vergleiche die Übersicht ihrer Verbreitung bei SPITZ (61).

[2]) Die »kinzigitischen« Zonen finden sich nicht nur in der alten Unterlage des penninischen und ostalpinen (einschließlich des »dinarischen«, wohin die »Zone von Ivrea« selbst gehört!) Gebiets, sondern scheinen überhaupt eine auch in weit auseinanderliegenden Gegenden immer wieder in ähnlicher Gesteinsvergesellschaftung auftretende Fazies des herzynischen Grundgebirges darzustellen. So findet sich die Kombination von Biotitgneisen und -hornfelsen mit Graphit und reichlichen Marmoreinlagerungen, durchschwärmt von Apliten und Pegmatiten im Massiv der Aiguilles Rouges (nach HEIM (59), S. 237f.); ähnlich außerhalb der Alpen im Bayrischen Wald in der Passauer Gegend, wo auch Gabbro und Amphibolit nicht fehlen. Erinnert sei auch an das Kinzigtal im Schwarzwald, das ja dem Kinzigit überhaupt den Namen gegeben hat! — Das Auftreten solcher Zonen beweist also in den Alpen wenig für oder gegen die Zugehörigkeit zu bestimmten Decken — destomehr aber für die Äquivalenz des Grundgebirges der verschiedensten tektonischen Glieder über sehr weite Erstreckungen!

[3]) Auch NIGGLI (60) kommt aus Gründen der magmatischen Blutsverwandtschaft zu der Annahme einer Äquivalenz der vortriadischen Intrusiva nicht nur zwischen den verschiedenen Zonen der Alpen, sondern auch mit außeralpinen Gegenden: »Man darf für die vortriadische Zeit das ganze Gebiet von den Alpen bis ins Erzgebirge als eine große petrographische Einheit, die in viele Einzelprovinzen zerfällt, betrachten.«

3. Es bleibt uns endlich noch die Möglichkeit, Teile der penninischen Decken aufzusuchen, die auf tektonischem Wege dem Bereich der alpinen Metamorphose entkommen sind: finden sich in solchen Fällen alte metamorphe Gesteine in primärem Verband mit jüngeren, nicht umgewandelten, so ist der Schluß gestattet, daß die Metamorphose der ersteren älter ist als der Absatz jener jüngeren Schichten. Freilich bleiben die solchermaßen gewonnenen Resultate z. T. zunächst mit einer Unsicherheit behaftet insofern, als allen nicht unmittelbar verfolgbaren, bloß rekonstruierten Deckenzusammenhängen ein mehr oder weniger hypothetischer Charakter innewohnt.

Als Digitationen der St. Bernharddecke werden von ARGAND (3) die Schuppen des Briançonnais aufgefaßt. Sie bestehen aus nicht oder nur ganz schwach metamorphen karbonisch-permischen und mesozoischen Sedimenten. Die kristalline Unterlage tritt in den tieferen Schuppen nur ausnahmsweise zutage: bei Villarly (bei Moutiers) in Gestalt von Glimmerschiefern[1]). In der vierten, höchsten Schuppe aber treten kristalline Schiefer von penninischem Charakter (quarzitische Phyllite, Grünschiefer, Augengneis) in größeren Massen auf, im Verband mit normalen Sedimenten der Briançonnais-Fazies (55).

Die Decke des Niesenflyschs wird jetzt wohl von der Mehrzahl der Schweizer Geologen als herstammend aus dem penninischen Gebiet betrachtet; LUGEON (29) möchte sie von der St. Bernhard-Decke ableiten (29), STAUB von der Dent blanche-Decke (50). Auf das Für und Wider sei hier nicht eingegangen; nur soviel sei betont, daß in den von LUGEON beschriebenen Profilen von Gsteig unter nicht metamorphen mesozoischen Sedimenten Glimmerschiefer sedimentären Ursprungs, von penninischem Charakter liegen (Karbon fehlt).

Wenn also die Schuppen des Briançonnais sowie die Niesenflyschdecke aus dem penninischen Gebiet herstammen, so beweisen sie die Existenz einer vorkarbonischen bzw. vortriadischen Metamorphose dortselbst; denn es ist nicht einzusehen, wie eine jüngere Metamorphose zwar die ältesten Schichten vollkommen umgestaltet haben, an den späteren aber fast spurlos vorübergegangen sein könnte.

Aus den unter 1—3 angeführten Gründen müssen wir den Schluß ziehen: Die Gneise und kristallinen Schiefer der vortriadischen bzw. vorkarbonischen penninischen Serie haben eine Metamorphose erlitten bereits lange vor den kretazisch-tertiären Gebirgsbewegungen, in vorkarbonischer oder unterkarbonischer Zeit. Über ihr genaues Alter ist einstweilen so wenig sicheres anzugeben wie über das der von ihr betroffenen Gesteine, die altpaläozoisch, ebensogut aber auch noch älter sein können. Jedenfalls haben sie nach Abschluß jener alten Metamorphose in dem Zustand vorgelegen, den wir noch heute an dem größten

---

[1]) Nach KILIAN, Feuille St. Jean de Maurienne, Carte géol. dét. de France (cit. nach TERMIER, 55).

Teil der ostalpinen analogen Gesteine (wenn wir von der Kataklase usw. absehen) studieren können — diese sind ja im wesentlichen verschont geblieben von der alpinen Metamorphose, die das penninische Gebiet z. T. noch in intensivster Weise weiterhin betroffen hat.

Auf das Alter dieser alpinen Metamorphose sei nun noch mit einigen Worten eingegangen. Sie hat, wie schon gesagt, alle Schichtglieder der penninischen Decken betroffen mit Einschluß des jüngsten, des alttertiären Flyschs. Anderseits finden sich in dem Flysch des Briançonnais die penninischen mesozoischen Gesteine bereits in metamorphem Zustand (55). TERMIER hat aus dieser Tatsache gefolgert, daß die Metamorphose der Gebirgsbildung vorausgegangen wäre. Allein dem widerspricht die Tatsache, daß innerhalb ein und derselben Decke die Metamorphose nicht konstant bleibt, sondern von N nach S zunimmt, und daß sie sich anderseits nach der Tiefe, von einer Decke zur andern, gleichfalls steigert. Die Metamorphose kann also nur gleichzeitig oder jünger sein als die penninischen Deckenschübe. Anderseits beweist sowohl der transgressive Charakter des inneralpinen Flyschs im Briançonnais (55), wie im Prättigau (58) — ebenso auch im Niesengebiet — als auch seine reichliche Geröllführung die Existenz einer gewaltigen orogenetischen Phase an der Schwelle der Tertiärzeit; und sie mag einen Hauptanteil an der Auftürmung des penninischen Deckenbaues, und damit auch an der Schaffung der Bedingungen für die Metamorphose gehabt haben. Die Existenz penninischen Alttertiärs widerspricht dieser Auffassung keineswegs: denn überall, im Briançonnais wie in Graubünden, scheint es auf die höchsten Decken bzw. auf deren äußerste Teile beschränkt. Bedeutende Bewegungen sind freilich noch nachgefolgt; und ebenso hat die Metamorphose weitergewirkt und anscheinend auch noch die eocänen Schichten teilweise, wenn auch in verhältnismäßig geringem Grade erfaßt (Lenzerheide, 58) wo die Bedingungen dafür durch hinreichende Eindeckung mit höheren Überschiebungsmassen geschaffen waren. An den weitaus größten Teil des heute sichtbaren penninischen Deckenbaues aber dürfte die alttertiäre Abtragung nicht entfernt hinabgereicht haben, so daß dort die Umkristallisation unbekümmert um jene weiterwirken konnte — auch noch über die jüngeren tektonischen Phasen hinaus, wie nach dem oben (S. 298) gesagten angenommen werden muß. Wahrscheinlich ist sie erst in recht junger geologischer Vergangenheit gänzlich zum Abschluß gekommen. Doch sind dies Fragen, die erst durch weitere eingehende Studien ihrer Lösung zugeführt werden können.

IV. Das Problem der lithologischen Übergänge.

Wer jemals sich mit geologischen Aufnahmen in einem Gebiet kristalliner Schiefer befaßt hat, der weiß, wie schwer, ja oftmals unmöglich es ist, zwischen den verschiedenartigen Bildungen exakte Grenzen zu ziehen. Was an einem Orte wohl geschieden neben- bzw. übereinander

liegt, kann an einem andern, vielleicht gar nicht weit entfernten, durch vielfältige Wechsellagerung aufs innigste miteinander verknüpft erscheinen.

Man kann das penninische Deckengebiet charakterisieren mit dem Worte, die kristalline Fazies reiche über das Grundgebirge in höhere stratigraphische Horizonte hinauf. Verhalten sich diese nun auch in bezug auf die ebengenannte Eigenschaft ebenso wie die altkristallinen Schiefer: zeigen sich auch die einzelnen stratigraphisch unterscheidbaren Glieder der jungen, z. T. mesozoischen kristallinen Schiefer in ähnlicher Weise wie jene durch allmählige Übergänge miteinander verknüpft?

Ein Blick auf ein beliebiges genauer erforschtes Teilgebiet der penninischen Zone zeigt, daß diese Frage zu bejahen ist. Betrachten wir z. B. den Schauplatz von Argands (2) klassischen Studien im Wallis! Hier finden sich — ganz abgesehen von dem gegenseitigen Verhältnis der kristallinen Gesteine höheren Alters (Arollaserie, Valpellineserie) zueinander — durch Wechsellagerung und allmählige Übergänge miteinander verknüpft: Casannaschiefer mit Karbon; Casannaschiefer mit Triasquarzit; Casannaschiefer mit Schistes lustrés; Gesteine der Arollaserie mit (mesozoischen) Grüngesteinen; Triasquarzit mit Triaskalk; Triaskalk mit Schistes lustrés. Ebenso zeigen sich die wohlcharakterisierten, schwach metamorphen Sandsteine und Konglomerate des westalpinen Karbons durch Übergänge verknüpft mit Glimmerschiefern und Gneisen (4). In den Darstellungen der italienischen Geologen, insbesondere S. Franchis, stößt man immer wieder auf die Angabe von »sfumature«, lithologischen Übergängen zwischen den petrographisch verschiedenen Gliedern der »zona delle pietre verdi« — Kalkschiefer, Dolomit, Marmor, Quarzit, Glimmerschiefer usw. (13) u. a. Übergänge zwischen »Casannaschiefern« bzw. (vortriadischen) Glimmerschiefern und mesozoischen Glanzschiefern erwähnt Roothaan (36) aus der Adula, Staub (50) von vielen Stellen aus den verschiedensten Teilen der penninischen Zone.

Genug der Beispiele; sie ließen sich leicht vermehren — aber die angeführten zeigen zur Genüge, was gezeigt werden soll: daß es sich um eine ganz allgemeine Erscheinung handelt. Es erhebt sich nunmehr die Frage, wie sie zu erklären ist.

Fast alle bisherigen Erklärungen sehen sie als etwas primäres an: als den Ausdruck fazieller Übergänge in horizontalem oder vertikalem Sinne; oder, soweit umgewandelte Eruptivgesteine mit in Frage kommen, als bedingt entweder durch gleichzeitige Zwischenschaltung in Form von Ergüssen und Aschen (im Falle der grünen Gesteine), oder auch durch jüngere Intrusion: so möchte Argand eine mesozoische Intrusion des Granits der Arollaserie nicht für ausgeschlossen halten (2).

In anderer Weise hat Termier (56) die oben erwähnten Beziehungen des westalpinen Karbons zu Glimmerschiefern und Gneisen zu erklären versucht: diese Gesteine sollten nach ihm eine höher metamorphe Fazies des ersteren darstellen. Dabei mußte er, um die Entstehung der Augen-

gneise (z. B. des Gran Paradiso) aus Tonschiefern oder Sandsteinen zu erklären, auf die so gänzlich unwahrscheinliche[1]) Feldspatisationshypothese verfallen — eine Hypothese, die mit den unzweifelhaften Analogien zwischen Augengneisen und ausgewalzten Graniten nicht zu vereinbaren ist (vgl. 11).

Den Verfasser selbst hatten die Übergänge zwischen Phylliten und Augengneisen der Malojaserie im Engadin dazu verführt, auch für letztere sedimentären Ursprung anzunehmen (9); und als deren granitische Herkunft sich nicht mehr bezweifeln ließ, glaubte er entweder Injektion des ursprünglichen Granits in die Schiefer, oder Entstehung der letzteren durch Aufbereitung des Granits, oder endlich effusive Entstehung des Augengneises annehmen zu müssen (10), obwohl weitere Beobachtungen zugunsten keiner dieser Möglichkeiten vorlagen, einer jeden aber schwerwiegende Bedenken gegenüberstanden.

Gegenüber der Allgemeinheit der in Rede stehenden Erscheinung versagen alle die genannten Erklärungen. Wir werden dazu geführt nach einer neuen, umfassenderen zu suchen; und da drängt sich sofort die Frage auf: stehen jene engen gegenseitigen Verknüpfungen der verschiedenartigen Gesteine etwa in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Beschaffenheit der letzteren, d. h. mit ihrem kristallinen Zustand, und mit den besonderen Bedingungen, unter denen die tektonische Deformation stattfand?

Es sei hier erinnert an das oben (S. 294) über die engen Verfaltungen von Gneis mit Trias olomit, bzw. mit Liasschiefer Gesagte. Wäre in jenen Fällen nicht manchmal bei genauem Verfolgen der einzelnen Bänder eine Umbiegung zu erkennen gewesen, so hätte man auch eine primäre, stratigraphische Wechsellagerung für wahrscheinlich halten können. Sollten nicht auch in jenen anderen Beispielen von angeblich primärer Wechsellagerung in Wahrheit engste, konkordante Verfaltungen vorliegen?

Für einen der von ihm angeführten Fälle gibt dies Argand selbst zu: von den Wechsellagerungen zwischen Triasquarzit und -Dolomitmarmor (in den kleinen selbständigen Falten des Liegenden der Dent blanche-Decke) sagt er, daß zuweilen Umbiegungen sichtbar wären, und kommt zu dem Schlusse: »qu' une bonne partie de ces intercalations n'est pas stratigraphique, mais . . . , formée de plusieurs plis couchées de Trias calcaire, avec noyaux de quartzites du Trias inférieur« (2, S. 17).

Es ist nun bezeichnend, daß es sich in diesem Fall gerade um den Quarzit und Dolomit der Trias handelt, d. h. um die massigsten, an blättrigen Gemengteilen ärmsten Glieder der ganzen Schichtfolge. Wenn nun das oben über die Bedeutung der Blättrigkeit für den Bewegungsmechanismus Ausgeführte richtig ist, so ist es ganz einleuchtend,

[1]) Unwahrscheinlich, wo es sich um große Verhältnisse und weite Entfernungen von Eruptivkontakten handelt. In der unmittelbaren Nachbarschaft von solchen ist Feldspatisierung oft genug unzweifelhaft nachgewiesen.

daß gerade in diesem Falle die Umbiegungen verhältnismäßig leichter erhalten bleiben konnten, als dort, wo es sich um stärker blättrige Gesteine handelt: dort mußte relativ viel häufiger der Fall eintreten, daß die Umbiegungen durch Fortgang der »Bewegung in s« zerschnitten wurden. Somit erscheint es durchaus wahrscheinlich, daß auch andere[1]) jener Fälle von lithologischen Übergängen nur scheinbar primär, in Wahrheit aber auf tektonischem Wege zustandegekommen sind.

Vor allem erscheint eine Nachprüfung unter diesem Gesichtspunkt geboten bei jenen Fällen, wo es sich um derartige Übergänge von Glimmerschiefern usw. der vortriadischen Serie zu mesozoischen Glanzschiefern handelt[2]). Denn an sie knüpfen sich eine ganze Reihe von Vorstellungen, die für die Auffassung der gesamten penninischen Zone von schwerwiegender Bedeutung sind: Vor allem die Vorstellung einer lückenlosen Sedimentation »bathyaler« Fazies von permokarbonischer bis in wenigstens jurassische Zeit; ferner die Annahme einer »bathyalen« Ausbildung der Trias, in Glanzschieferfazies, die mit der sonst gewohnten, quarzitisch-dolomitischen wechseln soll — eine Annahme, die bekanntlich in der Begründung der ARGAND-STAUBschen Hypothese von der »embryonalen« Entstehung der penninischen Decken schon in altmesozoischer Zeit eine große Rolle spielt.

Es ist nun aber klar, daß von einer derartigen Kontinuität der Ablagerung nicht die Rede sein kann, wenn die kristallinen Schiefer der vortriadischen Serie zur Triaszeit bereits in metamorphem Zustande vorlagen. Und daß dieser Fall tatsächlich zutrifft, glaube ich oben gezeigt zu haben. Unter diesem Gesichtspunkte erscheint es gänzlich ausgeschlossen, daß die erwähnten Wechsellagerungen und lithologischen Übergänge zwischen der vortriadischen und der mesozoischen Serie eine primäre Erscheinung darstellen. Wir sind vielmehr gezwungen, eine spätere Entstehung dafür anzunehmen — eine Entstehung auf tektonischem Wege.

Dem Verfasser erscheint die Annahme als die wahrscheinlichste, daß die typische penninische Trias, bestehend aus einer unteren quarzitischen Abteilung und einer oberen kalkig-dolomitischen, z. T. mit Rauhwacke und Gyps, überall in dem ganzen penninischen Faziesgebiet zur Ablagerung gekommen ist. Das ist auch die Ansicht z. B. von KÖNIGSBERGER (24). Durch ihre lithologische Zusammensetzung ist sie charakterisiert als im wesentlichen identisch mit der helvetischen (und germanischen) Trias; auch räumlich schließt sie sich unmittelbar an

---

[1]) Natürlich nicht alle; z. B. die von FRANCHI beschriebene Schichtfolge von Triasdolomit zu Liaskalkschiefer mit Zwischenschaltung von Rhätkalken, die mit dem Liegenden wie dem Hangenden durch Wechsellagerung verknüpft sind, dürfte unzweifelhaft primärer Natur sein.

[2]) Derartige Fälle aus dem Simplongebiet sind nach STELLA (52) tatsächlich in der hier vermuteten Weise tektonisch zu erklären: zungenförmiges Auskeilen der beiden Gesteine ineinander wurde gelegentlich beobachtet.

diese an — ihr Ablagerungsraum war die unmittelbare Fortsetzung des helvetischen. Wir haben ihn uns vorzustellen als ein seichtes Meeresbecken, das zeitweise von der offenen See abgeschlossen und dem Austrocknen preisgegeben war, wie die Gypsablagerungen beweisen. Damit will es schlecht übereinstimmen, daß dieses selbige Meeresbecken von tieferen Rinnen durchschnitten gewesen sein soll, in welchen sich die ganze Triaszeit hindurch »bathyale« Schistes lustrés ablagerten, denn wie sollten die eintrocknenden Teile gegen diese Rinnen abgeschlossen gewesen sein?

Wenn demnach einst die quarzitisch-dolomitische Trias über den ganzen penninischen Ablagerungsraum hinweg zum Absatz gekommen ist, so muß ihr jetziges Fehlen an manchen Stellen desselben tektonisch erklärt werden[1]). Und hier ist zu erinnern an das oben bezüglich des verschiedenen mechanischen Verhaltens stärker und schwächer geschieferter Gesteine ausgeführte (vgl. S. 293). Die Triasgesteine — insbesondere die Dolomite — sind in den meisten Fällen verhältnismäßig wenig geschiefert; bei ihnen mußte also die Stetigkeit der Tektonik am schwächsten zum Ausdruck kommen, eine verhältnismäßig häufige Zerreißung in Linsen ist die naturgemäße Folge. Durch die von Haus aus verhältnismäßig geringe Mächtigkeit der Trias mußte sie noch begünstigt werden.

Mit der Zerreißung der Trias aber kamen Glanzschiefer auf vortriadische Glimmerschiefer usw. zu liegen, d. h. blättriges auf gleichfalls blättriges Gestein; und damit waren die Bedingungen für das Zustandekommen innigster horizontaler Verfaltung gemäß der hier entwickelten Anschauung gegeben.

V. Die Frage einer herzynischen Diskordanz.

Die Ansicht der überwiegenden Mehrzahl der Geologen geht heute dahin, daß im penninischen Gebiet eine herzynische Gebirgsbildung nicht stattgefunden — daß im Gegenteil eine ununterbrochene, lückenlose Sedimentation durch Karbon, Perm, Trias hindurch angedauert habe. Daß der zweite Teil dieser Ansicht nicht richtig ist, wurde hier zu zeigen versucht. Es bleibt nun zu prüfen, wie es sich mit dem ersten verhält: ob nicht doch irgendwelche Anzeichen einer herzynischen Faltungsphase aufzufinden sind.

Zunächst ist zu bemerken, daß der unmittelbare Beweis einer solchen, eine klar ersichtliche Diskordanz nirgends zu beobachten ist — weder an der Basis des Oberkarbons, noch, wo dieses fehlt, an der der Trias,

---

[1]) Die weitere Möglichkeit, daß die Trias in der normalen quarzitisch-dolomitischen Fazies abgelagert, aber zur Liaszeit wieder abgetragen wurde, besteht natürlich auch. Daß eine solche Abtragung teilweise stattgefunden hat, wird durch das Vorkommen der liasischen, größtenteils aus Triaskomponenten aufgebauten Breccien bewiesen; daß ihr das Fehlen der Trias in allen Fällen zuzuschreiben wäre, ist nicht wahrscheinlich, da der Lias im allgemeinen keineswegs die Charaktere eines transgressiven Horizonts zeigt.

noch irgendwo zwischen beiden. Wenn sie also einmal vorhanden gewesen ist, so muß sie durch tektonische Vorgänge nachträglich unkenntlich geworden sein. Diese Annahme ist tatsächlich bereits zu wiederholten Malen gemacht worden[1]). So von STELLA, der gelegentliches Vorkommen doppelter Schieferung in den vortriadischen Gesteinen erwähnt, wobei die ursprüngliche Schichtung mit der Auflagerungsfläche der Trias einen Winkel bildet (52). Auch PREISWERK (33) nimmt eine ursprüngliche Diskordanz an, und ARGAND (5) wenigstens für die beiderseitigen Randzonen der penninischen Geosynklinale; für deren überwiegenden mittleren Teil schließt er zwar auch (aus der Verteilung der Orthogneise) auf eine großwellige, flache Faltung in vortriadischer Zeit, die aber, von verhältnismäßig geringer Bedeutung und vollständig untermarin verlaufen, zu keiner Diskordanz geführt hätte, denn ununterbrochene Sedimentation soll gleichwohl geherrscht haben. STAUB (50) teilt im wesentlichen diese Auffassung von ARGAND.

Hier wurde ausgeführt, daß die Trias im penninischen Gebiet über älteren Gesteinen transgressiv liegt. Nun soll ein weiterer Schritt getan und gezeigt werden, daß die Analogie mit den Nachbargebieten noch weiter geht: daß, ebenso wie in diesen, auch in der penninischen Region eine ursprünglich diskordante Auflagerung angenommen werden muß.

In den autochthonen, äußeren Massiven darf die Diskordanz heute wohl als allgemein anerkannt gelten; ebenso in der kristallinen Zone der Südalpen. Aber auch in den tieferen ostalpinen Decken darf eine vortriadische Faltung nach den Feststellungen STAUBS im Berninamassiv (49) als erwiesene Tatsache gelten. Und trotzdem sind auch dort klare, unzweideutige primäre Diskordanzen an der Basis der Trias (bzw. des Verrukano) noch kaum gefunden worden: Die Gesteinsgrenzen, und in erster Linie gerade die Grenze zwischen den offenbar mechanisch stark differenten Gliedern: kristalline Unterlage und Trias, spielten eben in hohem Maße die Rolle von Bewegungsflächen, welchen sich die ursprünglich diskordante Schieferung nachträglich parallel anschmiegte[2]).

Bevor wir nun zur näheren Betrachtung der Analogie des penninischen Gebiets mit den Nachbargebieten übergehen, sei einem möglichen Einwand begegnet: im ostalpinen wie im autochthon-helvetischen Gebiet befindet sich die Hauptdiskordanz an der Basis des Verrukano, wo solcher vorhanden ist. Im penninischen Gebiet hingegen sollen dessen

---

[1]) Die Auffassung ZACCAGNAS, der in den italienischen Westalpen eine nachträglich durch tektonische Bewegungen verschliffene Diskordanz an der Basis der Trias annahm, beruhte auf einer falschen Stratigraphie (vortriadische Schistes lustrés) und ist daher für unser Problem ohne Belang.

[2]) Man darf vielleicht die Frage stellen, ob nicht gerade die ursprünglich vorhandene Diskordanz an der Basis der Trias eine große Rolle spielte bei der Ausbildung dieser Gleitflächen, welche so vielfach zu einer Reduktion, ja bis zur vollständigen Wegwanderung der tieferen Triasglieder führten (vgl. besonders die Profile von SPITZ und DYHRENFURTH, 45).

Äquivalente in größtenteils hochkristalliner Gestalt einen wesentlichen Bestandteil der älteren Serie kristalliner Schiefer ausmachen, innerhalb deren von einer Diskordanz gar keine Rede sein kann.

Auf diesen Einwand ist zu entgegenen, daß die behauptete Vertretung des Perms durch Schiefer von altkristallinem Typus aller Wahrscheinlichkeit nach nicht statthat. Sie gründete sich auf Profile der französischen Alpen (z. B. 54), in welchen kristalline Schiefer scheinbar normal über dem Karbon und unter der Trias liegen — Profile, aufgenommen zu einer Zeit, da man von der tatsächlich bestehenden Komplikation der penninischen Tektonik noch nicht entfernt eine Ahnung hatte. Neuere Nachprüfungen haben nun bereits von manchen dieser Profile erwiesen, daß sie tektonisch nicht einheitlich sind. So hat Boussac (8) gezeigt, daß sich zwischen das Karbon der axialen Zone und die Glimmerschiefer des Mont Pourri und der Vanoise ein weithin verfolgbares Triasband einschaltet; er schließt daraus, daß jene Glimmerschiefer nicht die Vertretung des Perms, sondern selbst wieder eine tektonisch höhere, stärker metamorphe permokarbonische Serie darstellen. Für diese letztere Behauptung liegt jedoch keinerlei Beweis vor — während umgekehrt keine Tatsache gegen ein vorkarbonisches Alter spricht.

So scheinen mir alle jene Fälle, wo das Auftreten von Perm in Form von Gneisen und Glimmerschiefern im penninischen Gebiet behauptet wurde, in hohem Grade der Nachprüfung bedürftig. Wenigstens im größten Teil desselben scheint es überhaupt zu fehlen. Unzweifelhafter, klastischer Verrukano ist im Bereich der typischen penninischen Fazies nirgends bekannt; und das gelegentliche Vorkommen klastischer Relikte in Phylliten und Glimmerschiefern genügt so we ig wie deren Bedeckung durch Trias, um ersteren ohne weiteres ein permisches Alter zuzusprechen.

Wenn wir nun ein Querprofil durch die Alpen betrachten, so finden wir im helvetisch-autochthonen Gebiet die Trias diskordant über dem herzynisch gefalteten Gebirge. Im Gebiet der unteren ostalpinen Decken liegt sie gleichfalls auf herzynisch gefalteter Unterlage. Identisch mit der letzteren ist die Unterlage der penninischen Trias — diese selbst aber stimmt in der Hauptsache mit der helvetischen überein und zeigt auch, besonders im Süden, teilweise ostalpine Anklänge (Gyroporellenkalke des Briançonnais und z. T. in Piemont; Splügener Kalkberge). So vermittelt sie zwischen der Triasentwicklung der beiden benachbarten Faziesgebiete; der Basishorizont jedoch läuft überhaupt fast unverändert durch über die ganze Breite der Alpen: daß er im penninischen Gebiet nicht, wie im helvetischen und ostalpinen als Sandstein, sondern als Quarzit entwickelt ist, kann nur als Folge der späteren Metamorphose betrachtet werden. Und wie im helvetischen und ostalpinen Gebiet, liegt er auch im penninischen transgressiv über ganz verschiedenartigen Schichtgliedern: bald auf karbonischen Sandsteinen und Konglomeraten, bald auf alten Phylliten, Glimmerschiefern, Gneisen

— vielleicht auch gelegentlich auf jüngeren (karbonischen?) intrusiven Graniten. In dieser Übereinstimmung der Verhältnisse drückt sich aber unzweifelhaft auch eine Übereinstimmung der geologischen Geschichte aus.[1])

Hinzu kommt die vortriadische Metamorphose, welche, wie wir sahen, die Gesteine der penninischen kristallinen Unterlage erlitten haben. Nun ist freilich über die Ursache dieser Metamorphose zunächst gar nichts bekannt; und es sollen hier auch keine Mutmaßungen darüber geäußert werden. Aber immerhin ist auf die Tatsache hinzuweisen, daß wohl nirgends auf der Erde eine Metamorphose regionaler Ausdehnung (mit lokalen Kontakterscheinungen an Intrusivmassen verhält es sich natürlich anders) in ungefaltetem Gebiete bekannt ist — gleichgültig, ob die Metamorphose in direktem Gefolge der tektonischen Bewegungen erfolgt oder aber an Intrusions- und Aufschmelzungsvorgänge der großen Tiefe geknüpft ist, deren Produkte auch wieder nicht ohne nachfolgende intensive tektonische Bewegungen der Denudation zugänglich werden können. Auch diese Tatsache stützt somit die Schlußfolgerung, daß die penninische Zone vor der Triaszeit bereits einer Faltung unterworfen war; und es liegt am nächsten, diese Faltung mit der in den Nachbargebieten sowohl im N wie im S nachgewiesenen herzynischen zeitlich zu parallelisieren.

Ob bereits der Ablagerung des westalpinen Karbons eine Phase dieser Faltung voranging (was in den autochthonen Massiven der Fall zu sein scheint; vgl. 12), wie manche Anzeichen vermuten lassen, soll hier nicht untersucht werden. Jedenfalls aber ist dem Oberkarbon eine solche nachgefolgt. Die merkwürdige Lokalisierung des Karbons — fast ausschließlich in der Stirnregion der Bernharddecke — ist wohl als Folge einer Einfaltung im Verlauf dieser Gebirgsbildungsphase aufzufassen. Und es existiert bisher keine Tatsache, die uns hindern könnte, die letztere als sehr intensiv anzunehmen. Geradeso wie die penninische Zone die Achse der heutigen Alpen bildet, mag sie schon im alten herzynischen Gebirge eine überragende Stellung eingenommen haben. Damit wäre weiter sehr gut zu vereinbaren das bereits oben berührte, fast vollständige Fehlen des Verrukano im penninischen Gebiet. Dieses wäre eben zur Permzeit noch hochaufragendes Gebirge gewesen — Abtragungs-, aber nicht Ablagerungsgebiet. Erst zu Beginn der Triasperiode wäre es der Einebnung vollständig erlegen, so daß sich — ebenso wie über die Nachbarregionen — der Buntsandstein gleichmäßig darüber breiten konnte.

Die spätere, alpine, Gebirgsbildung erscheint im Lichte dieser Auffassung im wesentlichen als ein Wiederaufleben der alten herzynischen — in anderer Weise freilich wie das auch auf ganz anderem Wege von

[1]) Ähnliche Schlüsse hat Königsberger gezogen; freilich kommt er bezüglich der Deutung der penninischen Regionalmetamorphose zu wesentlich anderen Ansichten, als sie an dieser Stelle vertreten werden.

ARGAND (5) und STAUB (50) gefolgert wurde. Im Einklang damit steht — wenn man ein Beispiel unverhältnismäßig geringerer Faltungsintensität zum Vergleich heranziehen darf — das Verhalten der mesozoischen und tertiären Schichten des Pariser Beckens dem herzynisch gefalteten alten Untergrund gegenüber (7).

Weitergehende Schlüsse bezüglich der Mechanik der Gebirgsbildung sollen hier nicht gezogen werden. Nur auf einen Punkt sei hingewiesen: mit der hier entwickelten Auffassung der penninischen Zone unvereinbar ist die beliebte Vorstellung einer plastischen ungefalteten Geosynklinale, die zwischen starren, schon früher gefalteten Massen ausgequetscht wurde — denn der Untergrund dieser Geosynklinale war ja selbst schon geradeso gefaltet, geradeso »starr« wie jene, bevor er von der alpinen Faltung erg iffen und überwältigt wurde: vor dem Eintritt dieses Ereignisses bestand mithin kein Gegensatz zwischen der penninischen Zone und ihrer ostalpinen, bzw. helvetischen Nachbarschaft. Die ganze Größe, in der ein solcher heute zutage tritt, ist begründet nicht so sehr in der Vorgeschichte der verschie enen Alpenzonen als in deren verschiedenen Schicksalen im Verlauf der kretazisch-tertiären, alpinen Gebirgsbildung.

Nachschrift.

Das Manuskript der vorliegenden Arbeit wurde abgeschlossen im Sommer 1919. Es konnte daher eine Reihe neuer, erst nach jenem Zeitpunkte in meine Hände gelangter Arbeiten darin nicht mehr berücksichtigt werden; soweit unbedingt erforderlich, habe ich auf sie in Fußnoten Bezug genommen. Unter Nr. 59—62 sind dieselben dem Literaturverzeichnis beigefügt.

Literatur.

1. AMPFERER, O. und HAMMER, W., Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. Reichsanst. 61, 1911, S. 533.
2. ARGAND, E., L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Bull. des labor. géol. etc. Univ. Lausanne, Nr. 14, 1909.
2a. ARGAND, E., Sur la tectonique de la zone d'Ivrea et de la zone de Strona. C. R. Ac. de sc. Paris CXLII, 1906, p. 666.
3. ARGAND, E., Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Carte structurale et coupes. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte 64, 1911.
4. ARGAND, E., Sur la tectonique de la grande zone permo-houillère des Alpes Occidentales. Ecl. geol. Helv. XI, 1912.
5. ARGAND, E., Sur l'arc des Alpes Occidentales. Ecl. geol. Helv. XIV, 1916.
6. BECKE, F., Über Diaphthorite. Tschermaks. min.-petr. Mitt. XXVIII, 1909, p. 369.
7. BERTRAND, M., Sur la continuité des phénomènes de plissement dans le Bassin de Paris. Bull. soc. géol. France 3. sér. XX, 1892, S. 118—165.
8. BOUSSAC, J., Feuille de Tignes 1 : 50000. Bull. des serv. Carte géol. de France XXIII, 1914, C. R. des collab. (1913), S. 193.

9. CORNELIUS, H. P., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. J. f. Min., Beil. Bd. 35, 1912, S. 374—498.
10. CORNELIUS, H. P., Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. J. f. Min., Beil. Bd. 40, 1915.
11. CORNELIUS, H. P., Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Centrbl. f. Min. 1921, p. 1.
12. ESCHER, B. G., Über d. prätriasische Faltung i. d. Westalpen. Diss. Zürich 1911.
13. FRANCHI, S., Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. Boll. com. geol. d'Italia 1898, S. 173—247 u. S. 325—482.
14. FRANCHI, S., Appunti geologichi sulla zona diorito — kinzigitica Ivrea — Verbano e sulle formazioni adiacenti. Boll. com. geol. 36, 1905, S. 270.
15. FRANCHI, S., KILIAN, W., LORY, P., Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias. Bull. carte géol. France XVIII, C. R. des collab. 1907, S. 135.
15a. GERLACH, H., Das südwestl. Wallis. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz IX, 1872.
16. GONSALVES, M., Der Simplontunnel. Eine petrographische Studie. Zt. deutsch. Geol. Ges. 1917, S. 487.
17. GRUBENMANN, U., u. HEZNER, L., Zusammenstellung der Resultate über die von 1900—1915 im mineralog.-petrogr. Inst. d. Eidg. techn. Hochschule ausgeführten chemischen Gesteins- u. Mineralanalysen. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich, 61, 1916, S. 149.
18. HAMMER, W., Geolog. Aufnahme des Blattes Bormio-Tonale. Jahrb. geol. Reichsamt. 1905, S. 1.
19. HAMMER, W., Geolog. Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. geol. Reichsamt. 1906, S. 497.
20. HAMMER, W., u. v. JOHN, C., Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. geol. Reichsanst. 49, 1909, S. 691.
21. HEIM, ALB., Unters. über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel 1878.
22. HEIM, ALB., Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. I. Ser.e XXV, 1891.
23. KLEMM, G., Bericht über Untersuchungen an den sogen. »Gneisen« u. den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. I. Sitzgsb. k. preuß. Akad. 1904, S. 46—65.
24. KÖNIGSBERGER, J., Die kristallinen Schiefer der zentralschweizer Massive u. Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. C. R. XI Congr. intern. Stockholm 1910.
24a. KÖNIGSBERGER, J., Einige Folgerungen aus geolog. Beobachtungen im Aare-, Gotthard- u. Tessinermassiv. Ed. geol. Helv. X, 1909, p. 852.
25. KÖNIGSBERGER, J., Über Mineralfundorte in den Alpen u. über Gesteinsmetamorphismus. Zt. d. deutsch. geol. Ges. 64, 1912, S. 501.
26. LACHMANN, R., Über den Bau alpiner Gebirge. Zt. deutsch. geol. Ges. 1913, Monatsber., S. 157.
27. LORY, M., Sur les schistes cristallines des Alpes occidentales et sur la rôle des failles dans la structure géologique de cette région. Bull. soc. géol. de France, 3. série IX, 1881, S. 652.
28. LUGEON, M., Sur la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen. C. R. soc. géol. France, 1914.
29. LUGEON, M., Sur quelques conséquences de la présence de lames cristallines dans le soubassement de la zone du Niesen. Ibid.
30. MILCH, L., Über den Granitgneis vom Roc noir (Masse der Dent blanche, südwestliches Wallis). N. J. f. Min. 1901, I, S. 49—88.
31. NOVARESE, V., Il profilo della Grivola. Boll. com. geol. 1909, p. 497.
32. NOVARESE, V., La zona d'Ivrea. Boll. soc. geol. ital. 25, 1906, p. 176.
33. PREISWERK, H., Über die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. Verh. Schweiz. natf. Ges., 95. Jahresvers. Altdorf 1912, II.

34. Preiswerk, H., Zur Altersfrage der Granitgneise im Simplongebiet. Ecl. geol. Helv. XIII, 1914, S. 169.
35. Reinhold, Th., Die Goldpyritgänge von Brusson in Piemont. Verh. natf. Ges. Basel 27, 1916, S. 49.
36. Roothaan, H. Ph., Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich 63, 1918, S. 250.
37. Sander, B., Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge von Gesteinen. Tschermaks min.-petr. Mitt. XXX, 1911, p. 281.
38. Sander, B., Über tektonische Gesteinsfazies. Verh. geol. Reichsanst. 1912.
39. Sander, B., Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verh. geol. Reichsanst. 1914.
40. Sander, B., Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. Jahrb. geol. Reichsanst. 64, 1914, S. 567.
41. Schmidt, C. u. Preiswerk, H., Erläuterungen zur geolog. Karte der Simplongruppe. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz.
42. Schmidt, C., Über die Geologie des Simplongebiets und die Tektonik der Schweizeralpen. Ecl. geol. Helv. IX, 1907, S. 484—584.
43. Spitz, A., Gedanken über tekton. Lücken. Verh. geol. Reichsanst. 1911, S. 285.
44. Spitz, A. u. Dyhrenfurth, G., Die Triaszonen am Berninapaß (Piz Alv) und im östlichen Puschlav (Sassalbo). Verh. geol. Reichsanst. 1913, S. 403.
45. Spitz, A. u. Dyhrenfurth, G., Monographie d. Engadiner Dolomiten zw. Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beitr. z geol. Karte d. Schweiz, neue F. 44, 1915.
46. Staub, R., Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich 58, 1914, S. 329.
47. Staub, R., Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich 60, 1915, S. 51.
48. Staub, R., Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue F. 46, 1916, I.
49. Staub, R., Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich 61, 1916, S. 324.
50. Staub, R., Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue F. 46, 1916, III.
51. Staub, R., Über das Äquivalent der Dent blanche-Decke in Bünden. Vierteljahrschr. natf. Ges. Zürich 62, 1917, S. 349.
52. Stella, A., Il problema geotettonico dell'Ossola e del Sempione. Boll. com. geol. d'Italia 1905, S. 5—41.
53. Suess, Ed., Das Antlitz der Erde III, 2. Wien und Leipzig 1909.
54. Termier, P., Études sur la constitution géol. du Massiv de la Vanoise (Alpes de Savoie). Bull. serv. carte géol. France II, 1891, S. 367—513.
55. Termier, P., Les nappes de recouvrement du Briançonnais. Bull. soc. geol. France 3. série 27, 1899, S. 47.
56. Termier, P., Les schistes cristallins des Alpes occidentales. C. R. congr. géol. intern. Wien 1903, II, S. 571.
57. Termier, P., Sur la genèse des terrains cristallophylliens. C. R. congr. géol. intern. Stockholm 1910, S. 587.
58. Zyndel, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, neue F. 41, 1912, I.
59. Heim, Alb., Geologie der Schweiz, II. Im Erscheinen bei Tauchnitz, Leipzig.
60. Niggli, P., Petrographische Provinzen der Schweiz. Vierteljschr. naturf. Ges. Zürcih 64, 1919 (Heim-Festschrift), S. 179.
61. Spitz, A., Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. geol. Reichsamt. Wien 1919, Nr. 4.
62. Staub, R., Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. Vierteljschr. naturf. Ges. Zürich 65, 1920, S. 1.