

Schlußbemerkungen.

Der Geologischen Reichsanstalt harren in der Folgezeit große Aufgaben, besonders praktischer Natur: an die Mitglieder werden viel größere Anforderungen gestellt werden. Es wird eine Unsumme von Arbeiten von den einzelnen gefordert werden, welche sich nicht in Publikationen verwerten lassen und den wissenschaftlichen Ehrgeiz nicht befriedigen können. Damit fällt aber ein großer Ansporn zur Arbeitsfreudigkeit des einzelnen weg.

Um so notwendiger ist es, daß diese Arbeitsfreudigkeit der Mitglieder der Geologischen Reichsanstalt durch vollständige Aenderung des Systems der Leitung im Sinne des angestrebten innigen Zusammenarbeitens zwischen Direktion und Mitgliedern der Geologischen Reichsanstalt (Geologischen Beirat) ferner durch materielle und soziale Besserstellung der Beamten und durch Beistellung der Mittel zur Durchführung der aufgestellten Reformvorschläge behoben werde.

Die Mitglieder der Anstalt haben bei Ausarbeitung ihrer Denkschrift vom 15. Jänner l. J. gezeigt, daß sie sich der Wichtigkeit ihrer Aufgaben und der Bedeutung ihrer Anstalt für das wirtschaftliche Wohl des Vaterlandes voll bewußt sind. Sie erwarten daher, daß ihnen nun auch die Möglichkeit gegeben wird, ihre Pläne durchzuführen und daß ihre berechtigten Wünsche Berücksichtigung finden werden.

Wien, am 11. März 1919.

Eingesendete Mitteilungen.

Dr. Albrecht Spitz †. Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. (Aus dem Nachlasse.)

Vorwort.

Die nachfolgenden Skizzen sind unfertig und unausgereift und ich hätte wohl noch lange mit der Veröffentlichung zurückgehalten, wenn es mir möglich gewesen wäre, die Fragen weiter zu verfolgen und meine Untersuchungen bis zu einem gewissen Ende zu führen. Man wird also manche Fehler darin finden, namentlich Literaturfehler, die mein schlechtes Gedächtnis verschuldet, ferner mancherlei Inkonssequenzen, mancherlei Widersprüche zwischen den einzelnen Nummern. Sie bilden eben nicht die Darstellung eines geschlossenen, widerspruchlos ausgedachten „Systems“ meiner Alpenauffassung; dazu war mir das Material viel zu sehr im Fluß und die Zeit der Durcharbeitung eine zu kurze. Sie sollen eben nur zwanglos geäußerte Aphorismen sein.

Dennoch halte ich es für erwünscht, wenn die hier geäußerten Zweifel und neuen Problemstellungen nicht verloren gehen; vielleicht wird mancher Forscher dadurch angeregt, ihnen weiter nachzugehen. Jedenfalls scheint es mir fruchtbarer, solche Zweifel zu äußern, als sich mit der bis zum Ueberdruß wiederholten Phrase zu begnügen, mit der Deckentheorie sei der Schlüssel zur Lösung der alpinen Probleme gefunden.

Ich verkenne keineswegs, wie viel Dank wir der Deckentheorie schulden; sie hat sich in hohem Maße als heuristisch fruchtbar bewährt, sowohl was neue Tatsachen als was neue Ideen anbelangt. Aber wie immer, wenn eine Arbeitshypothese zur offiziellen Lehrmeinung wird, hat sie dann die Entwicklung gehemmt, indem sie die so komplexe Erscheinungswelt der Alpen gewaltsam in ein einheitliches Schema zu pressen suchte und — namentlich in den Ostalpen — übereilte Synthesen kultivierte auf Kosten der gewissenhaften Detailuntersuchung im Felde. Solange noch große Teile der Alpen nicht genau kartiert und auf ihre Tektonik hin untersucht sind, erscheint mir jede Synthese, die mehr sein will als eine bloße Vermutung, verfrüht.

So verlor denn die Deckentheorie Schritt für Schritt an Boden. Was sie heute als neueste Entdeckung ausgibt, z. B. vorgosauische Tektonik, verschiedene Bewegungsrichtung, Wechsel der Fazies innerhalb derselben Decke und manches andere, das gehörte vielfach schon vor 15 Jahren zum gesicherten Bestande der Wissenschaft. Insofern sie diesen leichtsinnig preisgab, hat sie sich als nutzloser Umweg erwiesen; insofern sie die strenge Methode der Forschung lockerte, als bedenklicher Rückschritt. Ueber die Entwicklung, die sie heute nimmt, wird niemand staunen, der in der Zeit des „Siegeszuges der Deckentheorie in den Ostalpen“ sich sein nüchternes Urteil bewahrt hat.

Man wird mir vielleicht vorwerfen, daß die folgenden Ausführungen so vielfach negativer Natur sind. Aber — „ich mußte das Wissen aufheben, um zum Glauben Platz zu bekommen“, sagt Kant. Hier handelt es sich freilich nicht um Platz zum Glauben, sondern zum Forschen. Ist doch für den unvoreingenommen Suchenden das Feld nur zu sehr dadurch beengt, daß die Deckentheorie schon alles „weiß“.

Auf dem langen Wege der geologischen Forschung „wird die Deckentheorie nur eine Episode, aber gewiß keine unrühmliche bilden“. So schrieb noch vor wenigen Jahren Uhlig. Die Zukunft wird vielleicht in ihrem Werturteile — wenigstens, was die Ostalpen anbetrifft — zurückhaltender sein.

I. Dent blanche.

1. Ist die Dent blanche überhaupt eine Deckscholle?

Die kritischen Stellen zur Beantwortung dieser Frage liegen an den beiden Querenden. Sowohl am Nordostende am Weißhorn wie am Südwestende (bei Leinblanc westlich von Aosta) sieht man deutlich die Ueberlagerung der Schistes lustrés durch den Arollagneis. Das ist für die Auffassung als Deckscholle günstig. Günstig ist ihr ferner der fazielle Gegensatz von Dent blanche zu Mont Mary einerseits, Bernhardgneis andererseits; ferner die Lagerung der Valpellineserie, welche südlich von Valpelline deutlich in Form eines spitzen V über dem Arollagneis aushebt. Ist sie, wie man aus dieser Lagerung zu schließen hätte, jünger als er, so müßte sie überall am Kontakt zwischen Arollagneis und Schistes lustrés zu suchen sein. Aber an allen diesen Stellen fehlt sie. Günstig ist ferner, daß die Valpelline-

serie infolge ihrer Lagerung als einfache Mulde im Westen, als liegende Mulden innerhalb des Arollagneises im Osten nirgends in die Tiefe fortsetzen kann und daher für ihre basischen Eruptivgesteine, welche den Arollagneis nicht durchsetzen, keine Wurzel möglich ist. Allerdings ist noch zu klären, welche Stellung die sogenannten Gabbromassen etc. südlich von Zermatt einnehmen. Günstig ist ferner, daß das Ostende der Dent blanche mit der queren Hebungssachse Aarmassiv-Tessin zusammenfällt.

Trotzdem ließe sich auch die Anschauung vertreten, daß die Dent blanche eine autochthone Masse sei. Betrachten wir zu dem Zweck zuerst die bekannte Rückfalte an der Unterlage der Dt. blanche bei Zermatt (sogenannte Mischabelfalte). Nach Argand ist sie als sekundäre Stauchung an der nordwärts vordringenden Mte. Rosa-Stirn (Nappe V) aufzufassen. Es ist aber nicht einmal sicher, daß der Mte. Rosa eine Decke ist. Die entscheidende Stelle dafür wäre das sogenannte Furggenfenster, dessen Fensternatur bekanntlich von Stella widersprochen wurde. Eine Antwort darauf ist nicht erfolgt. Das Einfallen der Antronamulde gegen Westen unter den Mte. Rosa ließe sich auch als Wirkung des sogenannten insubrischen Staus auffassen, der überall längs der alpin-dinarischen Grenze Außenfallen (Westfallen) erzeugt. Ein leichtes Vordringen dieses Staus über die Sesiazone hinaus nach Nordwesten — in der Fortsetzung des NS-Streichens des Ivreazuges — würde die Region von Domo d'ossola und damit die Antronamulde erfassen¹⁾. — Allerdings stünde ein Ausheben des Mte. Rosa (im Sinne der Deckentheorie) über der Antronamulde gegen Osten in gutem Einklang mit dem Ausheben der Bernhard- und Simplondecken im gleichen Meridian.

Aber selbst wenn der Mte. Rosa wirklich eine Decke ist, so gibt doch die Betrachtung von Argands Dt. blanche-Profilen manches zu denken. Die liegenden Falten im Rücken der Zermatter Rückfalte in der Gegend von Trift südlich des Mettelhorns haben nicht das Aussehen, als wären sie das Produkt einer passiven Stauchung, sondern eines aktiv wirkenden, echt alpinen Deckenschubs im kleinen. Auch wüßte ich nicht, welche Masse gestaucht haben sollte. Der Mte. Rosa liegt ja schon tief unter diesen Falten und ein etwa am Matterjoch in der Luft liegender Keil würde seine Wirkung nicht erst etwa 10 km weiter im Norden geltend machen. Es ist also sehr wahrscheinlich, daß die genannten mesozoischen Falten und damit auch die große Kniefalte in ihre kristalline Unterlage aktiv von Norden nach Süden vordringende Deckenfalten sind. Unmittelbar darüber trifft man bekanntlich auch in der Dt. blanche-Decke große liegende Falten. Ihre Deutung ist manchem Wechsel unterworfen gewesen. Argand hielt die Valpelineserie des Faltenkerns ursprünglich für triassisch, die Falten daher für S gerichtet. Unter dem Einfluß der Vorstellung jedoch vom Deckencharakter der Dt. blanche und der Arbeiten von Franchi und Novarese sah sich Argand später

¹⁾ Auch alle jüngeren Einlagerungen im Mte. Rosa ließen sich als gegen SO bis O bewegt auffassen, besonders wenn man sich vorstellt, daß der gesamte penninische Bogen (einschließlich Bernharddecke) hier im Osten einen seiner „Aufhängungspunkte“ hat.

veranlaßt, die Valpelineserie für älter zu halten als die Arollagneise und damit die Tektonik gerade umzukehren: die Falten blicken also jetzt gegen Norden. Da wir durch die vorhin angestellte Ueberlegung wahrscheinlich gemacht haben, daß die Rückfalte von Zermatt primär gegen Süden gerichtet ist, gewinnt nun die ursprüngliche tektonische Auffassung Argands wieder sehr an Wahrscheinlichkeit, allerdings mit der Modifikation, daß die Valpelineserie zwar jünger als der Arollagneis, aber älter als Trias ist. Wir würden also auf der Innenseite der Dt. blanche-Scholle gegen innen bewegte Falten erhalten, die an Ausmaß den gegen auswärts bewegten Falten am Außenrand zum mindesten nicht nachstehen. Es erscheint mir doch etwas mißlich, diese Falten als Rückfalten kurzerhand abtun zu wollen.

Südwestlich des Tals von Aosta wiederholen sich die tektonischen Verhältnisse der Dt. blanche-Basis vollständig. Wie dort die sogenannte Rückfalte von Zermatt vor dem Mte. Rosa, so liegt hier die gegen Süden blickende Antiklinale von Valsavaranche vor dem Gran Paradiso. Wir stehen hier am Innenrande des westalpinen Fächers. Wer also die Valsavaranche als sekundäre Stauchung an der Stirn des Gran Paradiso bezeichnet, muß dasselbe auch für die ganzen Innenfalten des westalpinen Fächers bis nach Ligurien hinein tun. Es möge dahingestellt bleiben, ob die tatsächlich zu beobachtenden Stirnen an der Mte. Rosa-Decke eine derartige Ausdehnung dieser Vorstellung rechtfertigen¹⁾. Gerade auf Argands westalpinen Profilen sieht man die S blickenden Falten in der Nappe V (= Mte. Rosa) selbst (Prof. 8, 9, 20), ferner solche in der Unterlage (Prof. 12, Mte. Freidou und Val Chisone, die keine „plis subtransversaux“ sind, sondern echte Innenfalten, die infolge der starken Krümmung des Cottischen Bogens hier gegen Süden blicken) sowie solche in der Bernharddecke hoch über der hypothetischen Stirn von V (Prof. 3 u. f.). Für alle diese Falten fehlt eine rückstauende Kraft, wie sie Argand in der Stirn von V sieht. Diese dürfte auch schwerlich die Innenfaltung des ligurischen Apennin erzeugt haben, der nach Argand (Prof. 14, 15) überdies durch das Ligurische Massiv von der Nappe V getrennt ist. Auch noch nördlich des Nordrandes der Dt. blanche kommen südlich überliegende Falten inmitten der Bernharddecke vor! (Argand, Prof. 27, 28.) Vergleiche ferner die Fächerstellung der Montblancmassive!

Ohne die jüngere Entstehung der Innenfaltung am Fächer leugnen zu wollen, scheint es mir doch bis auf weiteres ratsamer, den Mte. Rosa als Erzeuger einer Rückfaltung aus dem Spiele zu lassen.

Es wäre zu diskutieren, ob nicht die Achse des westalpinen Fächers nördlich des Aostatales in der Dt. blanche, und zwar längs der Valpelineserie sich fortsetzt. Die Mischabelfalte wäre dann ein Element des Innenrandes, und zwar das letzte Faltenelement des Fächers im NO; weiterhin ist die Fächerstruktur nur noch durch Inversfallen an der insubrischen Linie angedeutet. Selbstverständlich

¹⁾ Auch in den Cottischen Alpen erweckt die prinzipielle Trennung von Nappe V und IV Zweifel. Während sich in letzterer vielfach Orthogneise einschalten, wird erstere überwiegend aus Paragneisen aufgebaut mit zahlreichen Marmoren, wie sie mehr in den südlichen Zonen (Sesia, Strona) vorzukommen pflegen. Die stratigraphischen Charaktere beider sind also beinahe umgedreht.

mußte dann die Dt. blanche an Ort und Stelle wurzeln. Daß sie an ihren beiden Enden im Streichen schwimmt, ist mit dieser Vorstellung nicht ganz unvereinbar. Denn unter der Voraussetzung, daß der Bogenform der penninischen Alpen nicht eine Auseinanderzerrung der äußeren, sondern eine Verkürzung der inneren Bogenelemente zugrunde liegt, wäre es ganz gut möglich, daß die durch die Intrusion versteifte Dt. blanche-Zone auf diese Verkürzung in der Weise reagierte, daß sie an beiden Enden heraussprang. Allerdings zeigt sich in der südlich angrenzenden Sesiazone weder Bogenform noch ein ähnliches Herauspringen. Die eingangs hervorgehobenen faziellen Gegensätze zwischen Dt. blanche- und Bernhardecke verlieren ein wenig an Schärfe, wenn wir uns erinnern, daß nach Argand in der Dt. blanche nördlich des Weißhorn Gneise vorhanden sind, die den sogenannten Casanna-schiefern der Bernhardecke gleichen, anderseits sich in letzterer mit den Dioriten der Grivola ein mächtiges Eruptivmassiv einstellt. Für die Kinzigite hat man allerdings keine Analogien in der Bernhardecke. Die von Rothpletz versuchte Lösung — daß der Arollagneis eine jüngere Intrusion sei — ändert nichts daran, daß mit der Valpellineserie dennoch altkristalline Schiefer auf Schistes lustrés liegen.

2. Mte. Mary und Mte. Emilius.

Ihr Zusammenhang mit der Dt. blanche ist ein Problem. Lugeon und Argand haben die beiden ursprünglich als eine tiefere Decke aufgefaßt, später aber, wie es scheint, der Dt. blanche gleichgestellt. Der Mte. Emilius liegt im Osten auf den Schistes lustrés, im S und W¹⁾ (?) aber darunter. Er könnte auch ein Innenelement des westalpinen Fächers sein. Auf Argands Profil 29—31 tritt die gegen S und SO gerichtete Stirnfalte des Berges gut hervor. Schwieriger ist die Lagerung des Mt. Mary festzustellen. Auf der Ostseite wird er durch Moränen von den Schistes lustrés getrennt. Auf der Südseite spricht die Ueberlagerung der Schistes lustrés durch Quarzporphyr bei Busseja (östlich Aosta) auch für eine Ueberlagerung durch den Mte. Mary. Im Westen liegt er bei Roisan deutlich auf dem Dolomitband, das ihn von der Dt. blanche trennt. Dieses Dolomitband liegt seinerseits wieder deutlich auf der Dt. blanche. Der Verlauf des Triasbandes auf der italienischen Karte 1 : 100.000 ist ein sehr komplizierter. Die Verhältnisse sind hier noch sehr unklar und würden eine profilmäßige Detaildarstellung gar sehr erfordern. Die Darstellung auf den Uebersichtsprofilen von Argand (25 ff.) ist nicht klar genug und enthält Widersprüche; so wird der Arollazug des Innenrandes einmal als Auffaltung inmitten der Valpellineserie aufgefaßt, ein zweitesmal als Deckscholle von Norden her, ein drittesmal als südliche Basis der Valpellineserie. Für einen unmittelbaren stofflichen Zusammenhang des Mte. Mary mit der Dt. blanche hat man ebensowenig Anhaltspunkte wie für den zwischen Dt. blanche und Bernhardecke. Aber auch der Zusammenhang zwischen Mte. Mary

¹⁾ Auf Profil 30 Argands erscheint allerdings der Mte. Emilius auch auf dieser Seite über den Schistes lustrés.

und Mte. Emilius ist unsicher. Wahrscheinlich macht ihn allerdings das Vorhandensein der tiefen Einmündung längs des Aostatales, ganz verschieden ist aber in beiden Massen anscheinend der Westrand. Die Lagerungsverhältnisse des Triasbandes von Roisan erfordern das Vorhandensein von kleineren Einwicklungen zwischen Mte. Mary und Dt. blanche, die noch viel größer würden, wenn Mte. Mary = Mte. Emilius wäre (vgl. Argands Profile), einerlei, ob man beide als Decke von S oder als Innenschuppe des Fächers auffaßt. In ersterem Falle scheinen sich stoffliche Beziehungen zur Sesiazone zu ergeben. Mit einer Herkunft von da würde die kleine Deckscholle des Col de Pillonet gut übereinstimmen¹⁾.

Ganz verständlich ist das auf der italienischen Uebersichtskarte 1 : 400.000 gezeichnete Vorkommen von Kinzigit innerhalb des Mte. Mary auf der Südseite des trennenden Dolomitbandes.

3. Wo wurzelt die Dent blanche, wenn sie eine Decke ist?

Argand läßt sie in der Sesiazone wurzeln. Einen Beweis dafür anzutreten, hat er nicht für notwendig gehalten. Ein solcher Beweis wäre aber sehr notwendig. Die Sesiazone besteht nämlich zum allergrößten Teil aus Paragneisen; die beiden Intrusionen von Traversella und Biella kann man wegen ihres wahrscheinlich tertiären Alters bei der Betrachtung der Stratigraphie vorläufig eliminieren. Es bleiben an Orthogesteinen nur die Augengneise im Tal der Sesia selbst. Diese sind aber an diese Stelle lokalisiert und haben keine Fortsetzung im Streichen. Für die lange, ununterbrochen durchstreichende Granitmasse des Arollagneises findet man also in der Sesiazone keine ebenso kontinuierlich durchstreichende Granitwurzel. Aehnlich ist es mit den basischen Gesteinen der Valpelineserie; auch für sie findet man in der Sesiazone keine durchstreichende Zone, die Kinzigitvorkommen der Sesiazone sind nämlich im Streichen stark lokalisiert, besonders im südwestlichen Abschnitt, der für die Dt. blanche als Wurzel in Betracht käme. Noch viel weniger trifft man in der Sesiazone eine derartige Verbindung von Granitgneisen und Kinzigiten, wie es Arollagneis und Valpelineserie darstellen. Endlich fehlen in der echten Dt. blanche-Decke (Mte. Mary ausgenommen) größere Massen der gewöhnlichen Gneise vom Sesiatus. Man hat also gar keinen Grund, Dt. blanche und Sesiazone tektonisch zusammenzuhängen. Schließlich verschwindet die Sesiazone bei Lanzo zwischen den Schistes lustrés, in antiklinaler Lagerung, wie man annehmen darf. Die Dt. blanche-Decke müßte sich also sehr jäh zurückbiegen, wenn sie bereits hier unter das Mesozoikum untersinken sollte.

Viel näher läge es, Dt. blanche und Ivreazone zu verbinden, wie das C. Schmidt und Sueß getan haben. Die Kinzigiten beiderseits sind vollkommen analog, sowohl in der Fazies als auch in der

¹⁾ Liegt diese supponierte Einwicklung etwa in der Fortsetzung der südblickenden Charnieren der Dt. blanche? Nach Argands Darstellung wäre das nicht der Fall. Ebensovienig würde die gegen innen blickende Falte des Mte. Emilius mit ihr zusammenhängen. Natürlich wird die Brauchbarkeit von Faltenumbiegungen zur Feststellung der Bewegungsrichtung durch derartige Einwicklungsphänomene sehr herabgemindert.

Kontinuität des Streichens. Große Schwierigkeiten bereitet allerdings die Frage nach der Wurzel des Arollagneises (und das bestärkt auch die Vermutung von der Autochthonie der Dt. blanche). Immerhin aber sind in der Ivreazone wenigstens zwei kontinuierlich durchstreichende Eruptivzonen vorhanden, welche mit denen der Dt. blanche korrespondieren und als Eruptivwurzeln angesprochen werden könnten. Einmal die Granite der Ortazone: wenn wir sie überhaupt als alt ansehen wollen, so scheinen sie doch lithologisch von den Arollagneisen sehr verschieden, so daß man wenig geneigt sein wird, hier ihre Wurzel zu suchen. Allerdings sind auch die basischen Ivreagesteine vom Arollagneis recht auffallend verschieden, aber es stellen sich im Arollagneis ja basische Partien ein, die sogenannten Arkesine, so daß man, wenn man die Vorstellung einer starken Dissoziation zu Hilfe nimmt, immerhin die beiden verknüpfen könnte. In dieser Hinsicht wird eine genaue Feststellung der Zugehörigkeit der Gabbros von Arolla von Wichtigkeit sein. Andererseits führt Franchi¹⁾ aus dem Ivreazug von der Nachbarschaft von Biella Granite an. So wäre zum Beispiel gar nicht so absurd anzunehmen, daß bei Berücksichtigung der antiklinalen Struktur des Dt. blanche-Kerns dieser dem oben angesammelten leichteren und sauren Teil des Magmas sein Baumaterial verdankt, während die in der Tiefe zurückbleibenden schweren femischen Massen die Ivreazone in ihrer heutigen Gestalt zusammensetzen. Auch diese Lösung bringt für die Deckentheorie manche Unbequemlichkeit mit sich: während die normale Sedimentbedeckung der Ivreazone dinarisch entwickelt ist, trifft man im Hangenden der Dt. blanche-Decke am Mte. Dolin Sedimente von typischer Schistes lustrés-Entwicklung (Argand). Das ist eine stratigraphische Verlegenheit für die Deckentheorie. Sie wird noch größer, wenn wir uns klar machen, daß man in diesem Falle die Gesteine des Canavese in den penninischen Alpen ebenso im Liegenden der Dt. blanche (also in Zermatt) zu suchen hätte wie in der insubrischen Region nördlich der Ivreazone.

Auf die Beziehungen der Dt. blanche zu den Ostalpen fällt noch weiteres Licht durch eine starke lithologische Aehnlichkeit, die mir auffiel zwischen Handstücken des Arollagranits und des Berninagranits: porphyrische Struktur, Saussuritisierung der Feldspate und daraus folgende apfelgrüne Gesamtfarbe des Gesteins, stete Gegenwart von Hornblende als Uebergangsteil ist beiden gemeinsam. Wenn alle diese Beziehungen zu Recht bestehen, so haben wir in der Dt. blanche-Decke wohl das großartigste Beispiel des sogenannten Vordringens der Dinariden über die Alpen und überaus deutlich wird damit das jüngere Alter der Innenfaltung am westalpinen Fächer und an der insubrischen Linie.

II. Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze westlich der Etsch.

1. Die Grenzlinie.

Bei Ivrea taucht die Grenzlinie aus der Ebene auf. Die Kontakte der Ivreazone mit dem Malm des Canavese sind natürlich anormal,

¹⁾ Boll. com. geol. ital. 1901, atti ufficiali, p. 39.

das Vorhandensein der Scholle von Montalto zeigt die Schuppung am Westrand der Ivreazone an. Nördlich von Andorno stellen sich am Westrand der Ivreazone kristalline Mylonite ein, welche die Melaphyre des Biellese im Osten begleiten. Zu großer Bedeutung gelangen sie dann nördlich der Sesia und sind hier als Schiefer von Fobello und Rimella bekannt. Sie greifen hier vom Westrand der Ivreazone, wo zuerst Schäfer schwarze dichte Gesteine beschrieben hat, die von Artini und Melzi als Mylonite erkannt wurden, über die eingeschobenen Kalkzüge des Canavese weit nach Westen hinaus und haben hier offenbar die Gesteine der Sesiasonne betroffen; unter den vorwiegend sauren Myloniten trifft man nicht selten Reste von Augengneisen und ausgewalzten Graniten. Ueber das Tocetal ziehen sie gegen Osten bis über Finero hinaus, wo sie schon recht spärlich sind. Die auf der italienischen Uebersichtskarte (1 : 400.000) angegebenen „Rimellaschiefer“ bei Locarno existieren in dem Profil von Locarno nicht. Auf die am Nordrand etwas geschieferten und gequetschten Ivreagesteine folgen schwarze Schiefer und Kalke des Malm (= Canavese), die sich im Norden an muskovitreiche Glimmerschiefer lehnen, die ganz gut den Sesiagneisen entsprechen könnten (nach makroskopischem Eindruck). Südlich dieser Linie ist im Kristallinen kein anormaler Kontakt (wenigstens keiner von regionaler Bedeutung) bekannt, wir stehen bereits an der kristallinen Unterlage der Dinariden.

Oestlich des Lago maggiore treffen wir eine analoge Linie an, welche das dinaridische Kristallin von dem nördlichen „alpinen“ Kristallin trennt. Sie ist durch Novarese und Klemm festgestellt worden in der V. Morobbia östlich Bellinzona und ist weiterhin durch mehrfache Einklemmungen von Trias ausgezeichnet, so am Joriopaß, bei Gravedona und Dubino am Comersee, bei Ardenno am Ausgang von V. Masino von Melzi aufgefunden; weiter fällt die Talsohle des unteren Veltlins in ihre Verlängerung; aber wo die Talsohle bei Tresenda nach Nordosten abschwengt, stellen sich in der östlichen Fortsetzung der Linie am Mte. Padrio beim Apricapaß wieder die von Salomon aufgefundenen Triasreste ein. Im V. Morobbia, bei Dubino und Ardenno und am Mte. Padrio begleiten kristalline Mylonite oder Diaphthorite die Trias. Weiterhin gegen Osten fehlt diese letztere, die zerquetschten Schiefer aber lassen sich noch eine Weile weiterverfolgen; ich traf sie noch bei Monno nördlich Edolo im Oglialtal. In der östlichen Fortsetzung liegen die von Salomon entdeckten und von Trener näher beschriebenen schwarzen Gesteine von Stavel am Tonale; mögen sie ursprünglich sein, was sie wollen (Grauwacken nach Trener), so ist mir nach der Durchsicht der Trener'schen Schiffe kein Zweifel, daß sie sich jetzt in der Form von Myloniten darbieten, wie das Salomon zuerst ausgesprochen hat. Gegen Osten streicht diese Tonalelinie in die Moräne bei Dinaro aus, wo sie sich dann in irgendeiner Weise mit der nach Meran weiterziehenden Judikarientlinie vereinigt (bzw. von ihr abgeschnitten wird).

Vom Comersee bis über den Tonale hinaus trennt die Linie hochkristalline, an Pegmatit und Grünstein reiche Schiefer, die sogenannte Tonaleserie, von den südlich angrenzenden Phylliten und Glimmerschiefern der Orobischen Alpen und des Adamello. Auch

westlich des Comersees liegen nördlich von ihr basische Eruptivgesteine, Amphibolit und Pegmatite in den Gneisen, während die südlich angrenzenden Schiefer eine höhere Metamorphose zeigen als die insubrischen Phyllite. Schon Salomon und Hammer setzten diese Zone von basischen Eruptivgesteinen der Ivreazone gleich.

Die eingeklemmten mesozoischen Schollen westlich des Lago maggiore habe ich Canavese (im weiteren Sinne) genannt; die mesozoische Zone östlich des Lago maggiore kann man als Triaszone des unteren Veltlin bezeichnen. Die basischen Gesteine westlich des Lago maggiore können wir Ivreazone nennen, die östlich Tonalezone.

2. Diskussion der tektonischen Beziehungen östlich und westlich von Bellinzona¹⁾.

Wir sehen also, von Bellinzona ausgehend, westlich eine basische Eruptivzone und östlich eine basische Eruptivzone, beide stofflich identisch, westlich eine tektonische Linie mit Myloniten und Mesozoikum, östlich eine ebensolche; nur liegt im Westen die Eruptivzone innen, die tektonische Linie außen, im Osten ist es gerade umgekehrt. Der Geologe steht also hier vor der Frage, wie er die durch das untere Tocetal unterbrochene Verbindung herstellen soll, stofflich oder tektonisch. Man wird nicht lange schwanken. Wer die Länge und Intensität von beiden Linien berücksichtigt, wird es höchst unwahrscheinlich finden, daß alle beide im Tocetal plötzlich aufhören sollen. Viel eher ändert sich die lithologische Beschaffenheit einer Zone im Streichen. Man darf also die Möglichkeit nicht abweisen, daß wir es zu beiden Seiten des Lago maggiore mit zwei verschiedenen Eruptivzonen zu tun haben, einer nördlich von der Störungslinie, einer südlich von ihr. Diese Vorstellung ist um so weniger schwierig, als schon Gerlach in der Gegend von Fobello am Außenrande der Sesiazone einen zweiten, stofflich identischen Ivreazug konstatiert hat. Die basische Zone im Osten (Tonalezone) würde dessen Wiederauftreten bedeuten. Vielleicht sind die Amphibolite, Pegmatite und biotitreichen Schiefer am Südrande des Tessiner Gneises, aber nördlich des Canavese, die ich bei Losone fand, ein Verbindungsglied im Streichen. Aber selbst wenn wir den zweiten Ivreazug nicht hätten, würde der Positionswechsel am Lago maggiore keine allzu großen Schwierigkeiten machen: die tektonische Linie, die im Westen beharrlich dem Außenrande der Eruptivzone folgt, brauchte nur auf der Strecke, die unter den Alluvionen des unteren Tocetals begraben liegt, in die Zone selbst hineinzuspringen.

Wir verbinden also bei Bellinzona die beiden tektonischen Linien zu einer einzigen, wie es schon Argand auf seiner Uebersichtskarte der Westalpen angedeutet hat, zu einer Linie, die sich also von Ivrea bis östlich über den Tonale erstreckt. Wir nennen sie die insubrische Linie. Die an ihr eingeklemmten mesozoischen Massen des

¹⁾ Arbeiten von Staub und mein Referat darüber, Verhandl. d. Geol. R.-A 1917, zu berücksichtigen. Hier und im folgenden!

Canavese und der Veltliner Zone ziehen wir zusammen als insubrische Mulde, die dieselbe südlich begleitende dinarische Phyllit- und Gneiszone nennen wir mit Argand die insubrische Zone.

Ein hervorstechendes Merkmal der insubrischen Mulde liegt darin, daß ihre Sedimente so gut wie gar nicht metamorphosiert sind, im Gegensatz zu den benachbarten piemontesischen Bildungen (besonders auffallend zum Beispiel in Val Malenco, wie ich mich unter Führung von Cornelius überzeugen konnte). Während die Fazies im Canavese eine gemischte ist, trifft man in der Veltliner Zone eine Entwicklung, die man vollständig mit der ostalpinen Bündner Fazies parallelisieren kann, besonders schön bei Dubino, wo ich im Verein mit Cornelius ein vollständiges Profil vom Verrucano bis zum Hauptdolomit feststellte.

3. Sesiazone und Grosina-Alpen.

An die Sesiazone lassen sich noch weitere interessante Fragen anknüpfen, besonders im Hinblick auf das Deckenschema der Alpen.

Sowohl westlich des Lago maggiore wie auch im Veltlin und östlich davon regen die Zonen nördlich der insubrischen Linie schon durch ihre tektonische Position die Frage nach ihren Beziehungen an.

Beiden ist das Vorhandensein einer Diorit-Kinzigit-Serie gemeinsam, so wie diese in der Sesiazone mit den Sesiagneisen engstens verknüpft ist, ebenso ist sie es im Osten mit den Gneisen der Grosina-Alpen. Sieht man sich nun den tektonischen Charakter der beiden an, so findet man als Vertreter der in den Grosina-Alpen so verbreiteten Augengneise in der Sesiazone die Vorkommnisse an der Sesia selbst und innerhalb der Rimellaschiefer. In beiden Zonen sind diaphthoritische und kataklastische Ausbildungen häufig. Auch die Paragneise der Grosinagruppe berühren sich mit den Sesiagneisen. Von diesen haben Artini und Melzi hervorgehoben, daß sie bei typisch kristalloblastischer Struktur den Mineralbestand der obersten Tiefenstufe aufweisen; ähnlich neigen die Grosinagneise vielfach zur Phyllitisierung. Und noch in einer Beziehung zeigt die Sesiazone eine merkwürdige Zugehörigkeit zum Ostalpinen, beziehungsweise Gegensätzlichkeit zum übrigen Piemontesischen, nämlich im Auftreten von dioritischen und porphyritischen Gängen. Diese durchbrechen in den benachbarten Südalpen noch den Jura. Ihr frischer Erhaltungszustand macht es fast zur Gewißheit, daß sie nachtektonisch sind. Wie kommt es, daß sie dann die Schistes lustrés meiden?

Da durch die Tonalezone die Grosinazone mit den Äquivalenten der Sesiazone am Lago maggiore fast in direkte Berührung gebracht wird, so liegt es sehr nahe, diese beiden Abschnitte zu identifizieren. Daraus würden sich starke Bedenken gegen das herrschende Deckenschema ergeben, welches die Grosina-Tonale-Zone als integrierenden Bestandteil der Ostalpen bezeichnet, die Sesiazone dagegen als oberste piemontesische Zone. Zu ähnlichen Zweifeln führte uns ja schon die Betrachtung der faziellen Beziehungen des Canavese.

Ich möchte mit all dem Gesagten nicht den unbedingt erforderlichen vergleichenden Detailstudien vorgreifen, sondern im Gegenteil

zu solchen anregen; sollten sich aber meine Vermutungen bestätigen, so würde diese unerwartete Verschweißung von Ostalpin und Piemontesisch zugleich eine andere, bisher gänzlich ungelöste Schwierigkeit erheblich verringern: das jähe Zusammenstoßen von Piemontesisch und Dinarisch südwestlich des Lago maggiore. Man vergleiche dazu die Angaben Sanders über die schwere Unterscheidbarkeit von Ostalpin und Lepontinisch am Westende der Hohen Tauern.

4. Die Diorit-Kinzigit-Zone.

Sowohl in der Ivrea- wie in der Tonalezone bilden einige ganz bestimmte Gesteinsarten einen fest zusammenhaltenden Komplex: basische Eruptivgesteine von Dioriten bis zu Peridotiten und Olivinfelsen mit Uebergängen zu Amphiboliten; Pegmatite; biotit-sillimanitreiche Gneise mit Granaten und (in der Ivreazone) mit Graphitkristallen (Kinzigite); Marmore; in der Ivreazone noch Stronalite. Die Stronalite sind ihrer Entstehung nach eigentlich bis heute nicht ganz geklärt. Zweifellos ist das eine, daß sie an die grünen Gesteine gebunden sind, ob sie nun Differentiationen davon seien oder kontaktmetamorphe Sedimente. Eine Entscheidung sollte von einer chemischen Untersuchung zu erwarten sein. Die kinzigitischen Gneise zeigen eine auffallende Beziehung zu den Pegmatiten. Aus allen Kinzigitgebieten der Alpen wurde zugleich pegmatitische Durchaderung in großem Maßstabe gemeldet. Wiederholt kann man beobachten, daß aus normalen kristallinen Schiefen biotit- und sillimanitreiche, hochkristalline Gesteine werden sowie Pegmatite in der Nähe sich einstellen (zum Beispiel in der Laasergruppe, Tonalegruppe, in der Gegend des Apricapasses, am Val Malenco-Ausgang etc.). Je massenhafter und je diffuser die pegmatitische Durchaderung auftritt, desto höher gewöhnlich die Kristallinität; vereinzelt mächtige Gänge dagegen haben auffallend wenig weitreichende Wirkung. Wo die Pegmatite lokal auslassen, zum Beispiel Val Masino, Val Mortirolo, geht die Kristallinität gewöhnlich zurück; gewöhnliche Gneise und auch Phyllite (Tonalezone) schalten sich dann zwischen die Kinzigite ein. Man wird also diese Umwandlung der kristallinen Schiefer als eine Kontaktmetamorphose am Pegmatit auffassen müssen¹⁾; sie unterscheidet sich von der normalen Kontaktmetamorphose in Wirkung und geologischer Erscheinung: es herrscht Parallelkontakt vor und trotz der verhältnismäßig geringen Ausbildung von Kontaktmineralien ist die räumliche Wirkung eine außerordentlich bedeutende, weil sie mit Zufuhr von Eruptivmaterial (Bildung von Adergneisen) verbunden ist. Man könnte diesen Typus von Kontaktmetamorphose als Pneumatomorphose (Pegmatomorphose) bezeichnen. Aufzuklären sind noch 2 Umstände: 1. Das häufige Auftreten von kristallinem Graphit. Für ihn sind zwei Entstehungsarten denkbar: er könnte einmal juvenilen Ursprungs sein. Dafür spricht ein Kontaktstück von Quarzphyllit an Pegmatit aus

¹⁾ Ähnliches haben Artini und Melzi bereits ausgesprochen. Auch Salomon beschreibt Sillimanitbildungen als Wirkung leichter Kontaktmetamorphose an Graniten.

dem Martelltal (Schichtelberg), das ich im Material von Hammer fand. Es ist ein Turmalin-Graphit-Fels. Da in den umgebenden Phylliten Graphit in nennenswerter Menge nicht vorhanden ist, so bleibt nur die Möglichkeit einer juvenilen Zufuhr am Kontakt bestehen. Allerdings spricht das Auftreten des Graphitlagers von Vaser im Orcotal (Gran Paradiso) für die Unabhängigkeit von den Pegmatiten, denn es sind dort fast nur Stronalite und keine Kinzigite (Pegmatite) vorhanden. Wahrscheinlicher ist mir überhaupt die zweite Entstehungsquelle: primäres Vorhandensein im Gestein; namentlich für die Kinzigite der Ivreazone kann ich das wahrscheinlich machen. In den südlich angrenzenden Glimmerschiefern traf ich zum Beispiel in der Val Cannobina südlich Locarno an manchen Stellen stark abfärbende Graphitlagen. Bekanntlich sind die insubrischen Phyllite von graphitführenden Schieferzonen durchzogen. Wir können also die Kinzigite ihrer Ausnahmstellung entkleiden und stratigraphisch unter die angrenzenden „normalen“ Schiefer aufteilen.

2. Die auffallende Häufung der Pegmatite in den Marmoren. Sie ist um so merkwürdiger, als nicht selten die angrenzenden Schiefer zwar frei von Pegmatiten sind, dennoch aber die charakteristischen pneumatomorphen Merkmale zeigen. Da bei der Pegmatitbildung die ganze Masse durchgast wird, so ist vielleicht die Vorstellung erlaubt, daß die Kalke als fällendes Reagens gewirkt und die Pegmatite gewissermaßen abgefangen haben. Diese Vorstellung hat H. P. Cornelius mir mündlich entwickelt und eine ähnliche wurde bereits von Brögger für das Christianiagebiet geäußert.

Durch das Vorhandensein der Marmore wird die Beteiligung von marmorführenden Horizonten der kristallinen Serie an den Kinzigitzonen bewiesen, wie wir sie in den unveränderten kristallinen Schiefern auch sonst kennen (Quarzphyllit bei Bormio, Laaser Schichten. Dongo am Comersee usw.).

Das Alter der diorito-kinzigitischen Bildungen, besonders der Marmore und Pegmatite, wird von einer ganzen Gruppe von Forschern (Schweizer Geologen, Salomon) für jung gehalten. Die italienischen Geologen, Hammer, Spitz und Dyhrenfurth (Engadin) halten sie für alt. Eine normale Ueberlagerung durch das Perm des Canavese, wie das Franchi für Montalto angenommen hat, ist nicht vorhanden; das ergibt sich aus der Zuweisung der angeblichen Permschiefer zum Malm. Aber es ist eine Tatsache, daß sämtliche Sedimente der insubrischen Mulde von den Eruptivgesteinen der Dioritkinzigitzone gemieden werden. Diese müssen also älter sein. Eine Bestätigung dafür kann man am Sassalbo finden, wo die Triaszone gleichfalls den Pegmatiten des benachbarten Kristallins getrennt gegenübersteht. Ein übereinstimmendes Resultat muß man auch aus dem Vorhandensein der Pegmatite in kleinen Deckschollen auf der Trias der Münster-taler Alpen folgern (Passo dei Pastori).

Auch die Marmore unterscheiden sich deutlich von den kalkigen Ablagerungen der insubrischen Mulde, denen sie oft auf wenige Meter nahekommen (z. B. bei Ardenno), selbst dort, wo sie frei von Pegmatiten sind, denn sie sind höher kristallin und vor allem eng mit den kristallinen Schiefern verwachsen; die insubrischen Sedimente

aber sind, wie wir oben hervorgehoben haben, bis auf ganz geringe Ausnahmen so gut wie unverändert. Die Amphibolite, bzw. grünen Gesteine, werden, wie es scheint, ziemlich überall von den Pegmatiten durchsetzt, sind also das ältere Eruptivglied. Beide muß man nach dem Obigen als vorpermisch bezeichnen.

Es ist diese Feststellung sehr wichtig; auf den ersten Blick würde man ja eine ursächliche Verknüpfung von Wurzelzone und vulkanischer Tätigkeit gern annehmen. Das hohe Alter der Diorit-Kinzigitzone sowie ihre gleich zu besprechende Wiederkehr in anderen Zonen schließen diesen Gedankengang vollständig aus.

Es ist nun von großem Interesse, einmal festzustellen, wo überall diorito-kinzigitische Zonen vorkommen.

Die Ivreazone, welche diese Entwicklung am typischsten ausgebildet zeigt, liegt innerhalb der Dinariden, die sogenannte zweite Ivreazone, die mit der ersten in der Entwicklung am allermeisten Gemeinsames hat und die sich in einzelnen Resten gegen Süden bis ins Tal des Orco verfolgen läßt, in der piemontesischen Sesiazone. Ebenso piemontesisch ist die gleichfalls vollständig übereinstimmende Vapellineserie der Dent blanche (nach der herrschenden Auffassung). Die Tonalezone ist ostalpin; sie zeigt einen leichten Unterschied gegenüber den westlichen Zonen: es fehlen nämlich Stronalite, allerdings vielleicht nicht ganz, wenn man die von Hammer beschriebenen sogenannten Granulite der Ultentaler Alpen¹⁾, die ihnen sehr ähnlich sind, etwa dazu rechnen will. Auch Graphitkristalle sind mir persönlich nicht bekannt, Hammer beschreibt allerdings graphitführende Gneise aus den Ultentaler Alpen. Innerhalb der Grosina-Alpen, anscheinend an der Basis der Quarzphyllite des oberen Veltlins, liegt die Zone von Bolladore; sie zeigt sehr reichlich grüne Gesteine, wie ja bekannt ist. Am Rand sind Bildungen vorhanden, die Stella mit Recht den Stronaliten verglichen hat. In der näheren Umgebung von Bolladore selbst kommen auch Pegmatite und Biotit-Sillimanit-schiefer vor. Er fehlen also, um den lithologischen Bestand der Diorit-Kinzigitzone vollständig zu machen, nur die Marmore. Schon Sueß hat hier die Fortsetzung der Ivreazone vermutet. Die Gruppe Pegmatit-Biotitschiefer allein trifft man auch in der westlichen Verlängerung dieser Zone bei Eita in der Val Grosina; wahrscheinlich ist das die direkte Fortsetzung. Amphibolite dürften vorhanden sein, Marmore dürften fehlen. Noch weiter westlich, in der Val Grosina occidentale und am Salsalbo bis nach Val di campo treten wiederum Pegmatite und Biotit-Sillimanitgneise auf, denen sich noch Marmore zugesellen, während grüne Eruptivgesteine hier fehlen. Die letztgenannten Zonen liegen alle innerhalb der Grosinadecke. Am Westrand der Oetztaler Masse hat Hammer im Matschertal eine ähnliche Serie beschrieben, vornehmlich aus Pegmatit und Biotit-Sillimanitgneisen und Marmoren bestehend, zwischen denen ich stellenweise auch Amphibolite auffand. Tektonisch ihnen homolog dürften die

¹⁾ Sie scheinen allerdings nicht ebenso an basische Eruptivgesteine geknüpft zu sein wie in den italienischen Alpen, höchstens an pegmatitisch-granitische Intrusionen.

Reste von Marmoren, Biotit-Sillimanitschiefern und Amphiboliten sein, die innerhalb der Münstertaler Alpen als Deckschollen am Passo dei Pastori und am Chavalatsch auftreten. Schließlich sei erwähnt, daß sich auch in den marmorführenden Laaser Schichten in der Gegend von Tarsch reichlich Pegmatite einstellen, womit eine Anreicherung von Biotit in den Schiefen verbunden ist. Sillimanit habe ich allerdings noch keinen gefunden. Amphibolite sind in genügender Menge vorhanden. Auch die Quarzphyllite und Laaserschiefer des Martelltals sind am Kontakt mit dem Marteller Pegmatit in sehr biotitreiche Schiefer umgewandelt, in denen sich mitunter Sillimanit nachweisen läßt. Alle von der Tonalezone angefangen aufgezählten Massen sind ostalpin. Die Verbindung von Pegmatiten und Marmoren allein, die in schon von Haus aus hochkristallinen Schiefen zu liegen scheinen, trifft man an der Olgiasca am Comersee, auch einzelne Amphibolite sind in der Gegend von Dario vorhanden, also mitten im Dinarischen. Bloße Anhäufung von Pegmatit endlich findet man in den südlichsten, sehr hochkristallinen Zonen der Tessiner Gneise von Domo d'Ossola bis über Bellinzona hinaus.

Zusammenfassend sehen wir also die auffallende Tatsache, daß sich Diorit-Kinzigitzonen entweder in vollständiger Entwicklung oder durch den Ausfall bald dieses, bald jenes Elementes modifiziert, in allen drei kristallinen Hauptzonen der Alpen vorfinden, und zwar merkwürdigerweise gerade dort, wo diese drei Gebiete aneinanderstoßen.

Man könnte vielleicht versuchen, wie das Sueß für die zweite Ivreazone angedeutet hat, alle Diorit-Kinzigitzonen nördlich der insubrischen Linie als Deckschollen aus der dinarischen Ivreazone her-zubeziehen. Für die Dent blanche ist das ja ohne weiteres möglich. Auch einzelne Stücke der sogenannten zweiten Ivreazone haben sehr häufig eine muldenförmige Lagerung innerhalb der Sesiagneise. Doch lehrt eine eingehende Betrachtung der vortrefflichen italienischen Karte 1:100 000 (Blatt Mte. Rosa), daß ein derartiges Verhältnis nicht überall besteht. Man vergleiche z. B. die Kontaktlinien südlich von Alagna von der Cresta Rossa über Peccia zum Mte. Palanca, ferner die gegenseitigen Beziehungen, die sich aus dem Kartenbild am Pta. Frudière südlich von Gressoney ablesen lassen, ähnlich auch am Mte. della Meja östlich von Gressoney. Auch scheinen die Grenzen von Kinzigiten und Sesiagneisen durchaus nicht scharf zu sein, wie ja nicht wundernehmen kann, wenn man daran denkt, daß die Kinzigite ja an Pegmatite geknüpft sind. Am obenerwähnten Mte. de Meja zeichnet die italienische Karte sogar ein Dioritvorkommen ganz innerhalb des Sesiagneises ein, wenig nördlich vom Kinzigit. Völlig unmöglich aber wird dieser Versuch, sobald wir den Lago maggiore nach Osten überschreiten. Hier gibt es in den Dinariden überhaupt keine Diorit-Kinzigitzone, welche als Wurzel dienen könnte. Es erweist sich also als unmöglich, der piemontischen und ostalpineu Region die Diorit-Kinzigit-Vorkommnisse ganz abzusprechen und sie ausschließlich den Dinariden zuzuweisen. Wir müssen vielmehr in allen drei Gebieten ihr Vorhandensein anerkennen.

Es bleibe nicht unerwähnt, daß wir bei der Prüfung des Canavese für die mesozoischen Sedimente zu einem ähnlichen Ergebnis

gekommen sind. Wenn man diese Verhältnisse ins Auge faßt, so wird man weniger geneigt sein, diese Nachbargebiete durch so tiefgreifende Dislokationen weit auseinanderzureißen, wie es die Deckentheorie verlangt. Und noch etwas gibt zu denken: Die obengenannten Pegmatite von Domo d'Ossola durchädern die Wurzelzonen mehrerer piemontesischer Decken; in der flachliegenden Carapaceregion aber sind Pegmatite sehr selten, worauf Schardt hingewiesen hat. Ich will nicht behaupten, daß alle Pegmatite in den Alpen gleich alt sein müssen, aber gerade hier, wo sie unmittelbar an die Pegmatite der beiden Ivreazonen angrenzen, liegt die Vermutung doch allzunah, daß alle eine einheitliche Intrusion darstellen. Die Pegmatitintrusion der Ivreazone aber ist, wie wir gesehen haben, vorpermisch. Wie reimt sich das mit den Vorstellungen der Deckentheorie? Nach diesen sind ja die durch die Pegmatitintrusionen augenscheinlich zusammengefaßten Zonen einst weit auseinandergelegen. Es wäre doch sonderbar, wenn die Pegmatite in den vorpermischen Geosynklinalen nur an jenen Stellen eingedrungen wären, wo heute die Wurzeln liegen, die dazwischenliegenden Felder aber vermieden hätten. Dies ist der einzige Ausweg, der dem Deckentheoretiker bleibt, er zerreißt aber die Einheitlichkeit der Intrusion, die sich dem Beobachter im Felde so stark aufdrängt. Die Zweifel an der tiefgreifenden Bedeutung der insubrischen Linie, die uns früher bei der Diskussion des Verhältnisses von Sesia- und Ivreazone kamen, werden also hier noch verstärkt und was die parallelen, sekundären Störungslinien innerhalb des Piemontesischen betrifft, so fragt es sich geradezu, ob sie überhaupt existieren.

Gehen wir an die Adda! Hier läuft die insubrische Linie, wie bereits erwähnt, an der Grenze von Tonalezone und orobischen Schiefer. In der Literatur bezeichnet sie zugleich einen scharfen Gesteinswechsel; in der Wirklichkeit trifft das nur an einigen Stellen zu, z. B. bei Ardenno und vielleicht auch bei Dubino (die Strecke zwischen Comersee und Bellinzona konnte ich leider nicht besuchen). Vom Mte. Padrio bis nach Monno (nördlich Edolo) läuft sie dagegen, wie die Quetschzone beweist, ganz innerhalb der insubrischen Schiefer, die dort stark quarzitisch ausgebildet sind. Einen Streifen dieser quarzitäen Gneise schneidet sie ab und gliedert ihn der Tonalezone an. Erst mit dem Erscheinen der Pegmatite nehmen sie den Charakter der hochkristallinen Biotitgneise an. In ähnlicher Weise fand Trener am Tonale nördlich der insubrischen Linie eine Zone von Phyllit mit Marmor und auch mitten in den Tonalegneisen habe ich solche gefunden, z. B. am Redival bei Pejo. Auch bei Ardenno und Dubino treten an pegmatitfreien Stellen Schiefer vom Charakter der orobischen Phyllite nördlich der insubrischen Linie auf, bei Ardenno liegt sogar die Trias, die ich mit Cornelius besichtigt habe, symmetrisch zwischen marmorführenden Phyllitonen. Der stratigraphische Kontrast zwischen Tonalezone und insubrischen Phylliten, beziehungsweise Glimmerschiefern (weiter im Westen) verliert also dadurch sehr an Bedeutung, wenn wir uns erinnern, daß die hochkristallinen Schiefer der Tonalezone nur Kontaktbildungen sind.

5. Wo wurzeln Silvretta und Oetztaler?

In der insubrischen Linie oder nördlich davon?

Ein Wurzeln südlich der insubrischen Linie kann man leicht ausschließen. In gewissen Profilen der orobischen Alpen, z. B. im Val Arigna, trifft man bis zu den mesozoischen Gesteinen eine Folge von Phylliten, Staurolith-Glimmerschiefer und phyllitischen Gneisen. Weder für die hochkristallinen Gneise der beiden obengenannten ostalpinen Massen noch für ihre Granite und Amphibolite ergeben sich Anknüpfungspunkte.

Die insubrische Linie selbst zur Wurzel machen zu wollen, wird sich nach den Darlegungen dieses ganzen Kapitels kaum empfehlen. Es bleibt also nur die Region nördlich. Wir wollen sie ein wenig analysieren. Von der Engadiner Trias nach Süden kann man nach unseren bisherigen Untersuchungen, die leider nicht abgeschlossen sind, drei tektonische Elemente unterscheiden: erstens die Quarzphyllitzone des Cevedale (= Quarzphyllit des oberen Veltlin); in ihrem Hochkristallin sind die grünen Gesteine von Bolladore intrudiert; etwa in der Gegend der Serra spitzt sich die Quarzphyllitzone als liegende Mulde zwischen dieser Basis und der aufgeschobenen Grosina-Pejo-Antiklinale aus. Zweitens die Grosina-Pejo-Decke, drittens die Tonalezone. Die beiden letzteren sind auf Tiroler Boden durch eine Ueberschiebung getrennt; so muß ich die Bäderlinie Hammers und Ampferers Pejo--Rabbi auffassen und nicht als Bruch. Auf dem Abschnitt zwischen Pejo und Rabbi ist die Ueberlagerung der Pejo-Antiklinale durch die Tonaleserie ohne weiteres deutlich. Im Abschnitt westlich von Pejo kann ich auf der Pta. Ercavallo keinen Bruch zwischen beiden finden (Hammer), sondern eine Aufschiebung der Pejoquarzite auf die Phyllite der Pta. Ercavallo, die sich steil gegen Süden in die Tiefe herabzieht. Gegen Pejo zu folgt die Linie nicht genau dem Tal, wie man das aus dem Blatt Bormio-Tonale entnehmen muß, sondern die sogenannten gemeinen Gneise der südlichen Talseite gehen an der Mündung von Val degli Orsi sehr deutlich auf die nördliche Talseite hinüber. Längs der ganzen Linie lassen sich Anzeichen von Mylonitisierung nachweisen. Unter den sogenannten „unteren Pejoquarziten“ Hammers finden sich, wie ich nach Durchsicht von Hammers Schriffen sagen kann, vielfach Mylonite, mögen sie auch früher Grauwacken gewesen sein, wie das Hammer vermutet und wie man für einige Typen mit großer Wahrscheinlichkeit aus dem Schriff ableiten kann. Die mylonitischen Zonen ziehen dann weiter durch den Westhang des Cadinel östlich von Pejo und verschwinden dann weiter unter den Schuttmassen. Aus dem Tal von Rabbi selbst sind mir keine Mylonite bekannt (vielleicht auch nicht genügend untersucht), aber nicht weit östlich davon, am Klapfbergjoch, genau an der Nordgrenze der olivinfelsführenden Zone (= Tonalezone) liegt wieder ein ganz zerquetschtes Serizitgestein, wahrscheinlich einem Granitzug entsprechend. Weiter nach Osten ist die Mylonitisierung an dieser Linie noch nicht untersucht. Auf italienischem Boden verschwinden die Mylonite sehr bald und es verwischt sich die Grenze zwischen Tonalezone und Grosinaalpen. In den Profilen des Passo del Mortirolo,

bei Lovero, im unteren Puschlav vollzieht sich der Uebergang der Tonalegesteine zu den Grosinaschiefern infolge von Abnahme der Intrusiva so allmählich, daß es schwer fällt, eine Grenze anzugeben. Die Bäderlinie ist also nur im Osten vorhanden, im Westen ist keine trennende Linie zwischen beiden Zonen nachweisbar. Vielleicht steht die Lokalisation der Bäderlinie auf den Osten im Zusammenhang mit der starken Zusammenpressung der östlichen Region (Zebraüberschiebung im Martell, Zumpanellinie, Abdrehung des Ortler) und diese ganze Raumverkürzung möglicherweise mit der Annäherung der Dinariden an den Ortler. Durch das Auslassen im Westen charakterisiert sich die Bäderlinie trotz ihrer starken Mylonitisierung als eine lokale Erscheinung, so daß man sie nicht zu einer Hauptüberschiebungslinie mit der Tonalezone als Wurzelzone stempeln kann. Uebrigens ist ja auch der Gesteinscharakter ein anderer als in der Oetztalesmasse und in der Silvretta. Nur die kinzigitischen Bildungen finden wir in den Oetztalesn wieder (in der Silvretta gibt es gar keine), dagegen sind gerade die im Münstertal so sehr verbreiteten Muskovit-Augengneise in dem größeren Teil der Tonalezone nicht vorhanden. Der Zug des Stavelgneises am Tonale, an den man anknüpfen könnte, hat nach Westen keine Fortsetzung.

Wir müssen also noch weiter nördlich gehen. Hier fehlen kinzigitische Bildungen, die man in der Wurzel der Oetztales zu suchen hätte. Man könnte aber auch auf den Ausweg kommen, die im Westen ja verbundene Grosina- und Tonalezone zusammen den Oetztalesn gleichzusetzen. Auch mit den Silvrettagraniten und -gneisen bestehen in den Grosinaalpen bemerkenswerte Analogien. Allerdings fehlen Amphibolite in der für die Silvretta so bezeichnenden Häufung. Aber auch tektonische Gründe lassen sich dagegen anführen. Bei Boerio südlich von Bormio ist die Stirn der Grosinadecke in Form einer liegenden Antiklinale gefangen¹⁾, doch man könnte ja immerhin diese Antiklinale als eine tiefere Teilfalte ansehen und die Hauptwurzel der Decke weiter im Süden suchen. Nun hat schon Hammer darauf hingewiesen, daß die Pejoantiklinale (östliche Fortsetzung der Grosinadecke) im Tal von Rabbi in eine geschlossene Falte übergeht. In der Tat versinkt die Ueberschiebungstirn an der Cima Pontevicchio unter Phyllit, so daß im Profil der Vedrignana nur eine einfache Kuppel vorhanden ist. Und wer das Rabbijoch überschreitet, der kann sich überzeugen, daß auch diese Kuppel durch Phyllit und Quarzit, wie sie sich an der Grenze von Phyllit und Phyllitgneis einstellen²⁾, überwölbt wird. In ähnlicher Weise scheint auch im Westen die Grosinadecke unter die gegen Westen gefaltete Zone des

¹⁾ Das Streichen ist hier etwa NS, die Stirn ist gegen O gekehrt. Man kann das gleichfalls mit den vorhin erwähnten Verhältnissen an der Zebraulinie in Zusammenhang bringen: von Livigno bis hierher folgt die Grosinadecke der Zebraulinie im Streichen, dürfte also von ihr nicht unbeeinflusst sein. Erst hier im Osten, wo sich das Vordringen gegen Norden im Ortler an 3 Livien und der Abdrehung des Ortler ausläßt, verliert sie ihre Aktivität, bleibt daher an dieser Knickung im Streichen gegen Süden zurück und wird, soweit sich erkennen läßt, zu einer einfachen Antiklinale (wie wir gleich hören werden).

²⁾ So möchte ich jene Bildungen auf der Jochfläche bezeichnen, die Hammer auf der Karte als Phyllitgneis angibt.

Sassalbo gänzlich unterzutauchen und infolgedessen für einen Nord-schub nicht frei verfügbar zu sein. Entscheidende Detailuntersuchungen im Tal von Livigno stehen leider noch aus.

Wir müssen also noch weiter nördlich gehen und gelangen dann in die Quarzphyllitzone des Cevedale und an die Zebrulinie. Hier hat Schlagintweit die Wurzel für die Braulio- und auch für die Münstertaldecke gesucht. Aber für die Kinzigite der letzteren fehlt hier jede Anknüpfung, ebenso für die hochkristallinen und phyllitisierten Gneise beider Decken. Als Wurzel für die ausgedehnte Granitmasse des unteren Münstertals bleibt nur ein ganz schmaler Granitzug unmittelbar an der Zebrulinie selbst. Vollends unbekannt sind hier die hochkristallinen Gneise, Amphibolite und Biotitgranite der Silvretta. Und selbst wenn man die Languard-Vaügliadecke, welche in Val Everone unter die Cevedale-Phyllite versinkt, als Wurzel ansprechen wollte — was noch immer nicht den faziellen Beziehungen entspricht —, so bekäme man zwar eine Wurzel für die westlichen Teile der Silvretta, schwerlich aber für den bis Landeck reichenden Ostflügel. Ebenso wenig findet man an der Fortsetzung der Zebrulinie ins Martelltal irgendein Gestein, mit dem man die Oetztales verbinden könnte.

Es scheint also nach dem bisherigen, leider noch sehr unvollständigen Material, daß die von der Deckentheorie vorgeschlagenen Wurzelzonen der Reihe nach einer strengeren Prüfung nicht standhalten. Ich möchte daher glauben, daß ein Fehler in der Fragestellung vorliegt. Müssen denn Oetztales und Silvretta durchaus wurzellos schwimmende Massen sein? Oder kann nicht etwa die Oetztales Masse dort wurzeln, wo sie noch heute liegt, die Silvretta unter Albulazone mit den Berninadecken zusammenhängen?

6. Die Natur der insubrischen Linie.

Welche Bedeutung hat nun die insubrische Linie, wenn sie doch keine Wurzel ist? Die starke Mylonitisierung ist ein sehr auffallender Zug. Mylonite von ganz ähnlich dichter Beschaffenheit treffen wir an der größten ostalpinen Ueberschiebungsfäche, an der Basis der Silvretta im Engadiner Fenster. Auch an der alpin-dinarischen Grenze nördlich vom Brixener Granit fand Sander ganz ähnliche Mylonite. Es zeigt uns aber gerade das Beispiel der Bäderlinie mit ihren identischen Myloniten sehr schön, daß auch an nicht regionalen Linien starke Mylonitisierung eintreten kann. Es müssen also die Mylonite der insubrischen Linie nicht unbedingt Anzeichen einer gewaltigen Fernüberschiebung sein.

Betrachten wir zum Schluß noch die Fallrichtung der insubrischen Ueberschiebungsfäche! Fast auf der ganzen Erstreckung fällt sie gegen N. Während im Canavese die insubrische Mulde mit normalem Kontakt auf der nördlichen Nachbarzone liegt, zeigt sich im Profil von Dubino gerade das Gegenteil. In Dubino liegt auf den orobischen Gneisen eine normale Serie von Verrucano bis zum Hauptdolomit, die mit zirka 30° nach N fällt und dann scharf überschoben wird von Phylliten. Nach der Deckentheorie müßte man sich vorstellen, daß ursprünglich

alles entgegengesetzt geneigt war. Es ist sehr auffallend, daß gerade zwischen der insubrischen Trias und der angeblich überschiebenden orobischen Masse ein normaler Kontakt ist, zwischen der insubrischen Trias und der angeblich liegenden Zone ein anormaler. Man gewinnt hier vielmehr den Eindruck, daß der Schub von Norden gekommen ist und wenn wir uns von der Vorstellung der Wurzel emanzipieren, so brauchen wir nicht eigens eine Umfaltung des Deckenlandes anzunehmen und auf diese Art eine Hypothese durch eine andere zu stützen. Wir können dann die Entstehung der insubrischen Linie und die an ihr wirkende Südfaltung ungezwungen mit der dinarischen Südfaltung in Zusammenhang bringen. Andererseits ist auch der Innenrand des westalpinen Fächers durch die von der insubrischen Linie in die Alpiden hineingreifenden Südbewegungen räumlich verbunden mit dem dinarischen Schub. Es ist naheliegend, alle drei als Äußerungen desselben Schubes zusammenzufassen. So würde sich auch im Einklang mit der späten Entstehung des westalpinen Fächers das jüngere Alter der insubrischen Linie im Verhältnis zu den von ihr geschnittenen Zonen erklären und manche schwankenden Profile in ihrer nördlichen Nachbarregion sich darstellen als mehr oder minder gelungene Versuche der dinarischen Faltungsrichtung, die alpine zu überwältigen.

Die alpin-dinarische Grenze hat in allen Deckenarbeiten bisher eine große Rolle gespielt. Um so erstaunlicher ist, daß keiner der Deckentheoretiker das Bedürfnis gefühlt zu haben scheint, sie näher zu studieren. Eine Ausnahme macht meines Wissens nur Salomon, Franchi und Novarese, Hammer und Trener, die hier in neuerer Zeit Untersuchungen gemacht haben, gehen nicht im Gefolge der Deckentheorie.

Da ich nicht in den Fehler jener mittelalterlichen Naturwissenschaftler verfallen wollte, die die Frage, ob das Oel gefriert, durch Diskussion entschieden statt durch das Experiment, so ging ich hin und sah mir die Sache an. Es hat auch in der Tat diese leider unvollständig gebliebene Begehung manches Interessante zutage gefördert und ich hoffe, daß angesichts dieser neuen Tatsachen selbst so großzügige Forscher wie Kober doch nicht mehr ganz abgeneigt sein werden, sich auf eine Diskussion der anderen Anschauungen einzulassen oder sogar „auf eine Diskussion mit den Gegnern der Deckentheorie überhaupt“, deren es selbst heute noch einige unter den ostalpinen Geologen gibt. (L. Kober, Alpen und Dinariden, Geologische Rundschau, 1914, S. 189.)

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1919

Band/Volume: [1919](#)

Autor(en)/Author(s): Spitz Albrecht

Artikel/Article: [Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins \(Aus dem Nachlasse\) 104-122](#)