

Die Lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera

Autor(en): **Wenk, Eduard**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **49 (1956)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-162076>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera

Von Eduard Wenk (Basel)

Mit 3 Textfiguren

Allgemeines über den lepontinischen Gneisskomplex

Im Verlaufe von langsam aber planmässig fortschreitenden strukturellen Untersuchungen ist der asymmetrische, verschlungene und wirbelartige, jedoch *in sich geschlossene* Gebirgsbau des grossen Gneisskomplexes der Tessiner Alpen und der angrenzenden italienischen Gebiete, der Valle d'Antigorio im Westen und der unteren Valle della Mera im Osten, von Jahr zu Jahr deutlicher hervorgetreten.

Die weite Region, mit ihren bald flach-, bald steilachsigen Fliessfalten und ihren wenig ausgedehnten, eher lokalen Decken, sowie steilen und schildförmigen Gewölben und autochthonen Stöcken aus Gneiss von granitoider Zusammensetzung, ist von einem bogenförmigen System von B-Lineationen und Faltenachsen durchzogen. Das regionale System durchsetzt jeweils eine ganze Reihe von individuellen Kernkörpern samt ihren Hüllen. Dort, wo ein Gesteinskörper endigt und die Stoffgrenze quer zur Hauptfaltenrichtung verläuft, stellt sich in der Regel Kreuzfaltung ein – mit einer zweiten Parallelschar von Lineationen. Die Hauptstruktur setzt sich aber fort; sie ist vorherrschend stoffkonkordant. Stoffdiskordanz kann am ehesten im Grenzbereich von Kern und Hülle und – lokal – in den grob-gemengten Gneisszonen festgestellt werden.

So treten denn in diesem Gebiet, in dem wir mit wachsender Erfahrung verlernt haben, nach Deckensystematik zu fragen, immer wieder neue Probleme in den Vordergrund, denen das Untersuchungsprogramm jeweils angepasst werden muss.

Wenn einesteils der ausgesprochen individuelle Charakter der einzelnen Kernkörper überrascht, so zeichnet sich andernteils doch das gemeinsame Leitmotiv immer klarer ab und wird der Gegensatz zwischen dem verwirrenden, aber zusammenhängenden Schlingenbau des Tessiner Untergrundes und dem regelmässigen Muster der Überschiebungsdecken im Oberbau stets deutlicher. Der bisherige Sammelname «Gebiet der tieferen penninischen Decken» befriedigt heute in doppelter Hinsicht nicht mehr: Erstens bestehen die Tessiner Alpen nicht nur aus Decken, sondern auch aus autochthonen Kernkörpern, die in die Struktur eingefügt und eingebaut sind. Zweitens trifft die Bezeichnung «penninisch» nicht zu; denn die penninischen Alpen (siehe Geographisches Lexikon der Schweiz) enden dort (Simplon), wo das grosse Gneissgebiet der Alpen-Südtäler erst beginnt.

Dieses lepontinische Gneissgebirge hat seinen eigenen Charakter und unterscheidet sich nicht bloss strukturell-tektonisch, sondern auch gesteinsmässig von den penninischen Decken zwischen Bernhard und Simplon.

Petrographische Hauptmerkmale der lepontinischen Region sind die durchgreifende alpidische Kristallisation unter mesothermalen Bedingungen, das kompakte, mittelkörnige Gneissgefüge mit stellenweisen Übergängen in massige Textur und die teils deckenartigen, teils autochthonen bis parautochthonen granitoiden Kerngesteine, welche randlich in Gneisstypen mit inhomogenem Strukturbild und schliesslich in gefügemässig einheitliche Hüllgneisse sedimentogenen Ursprungs übergehen und Zeugnis ablegen für regionale und synorogene bis spät-orogene ultrametamorphe Vorgänge. Tektonische Kennzeichen sind, wie erwähnt, die plastischen Falten mit flachen und steilen Achsen, der konkordante, nur an Intrusivkontakten diskordante Bau und der lokale Charakter der Decken, Gewölbe und Stöcke innerhalb eines regional durchgreifenden und verschiedene geologische Körper umfassenden, bogen- und wirbelartigen Systems von Faltenachsen und B-Lineationen.

Diese Merkmale sind nicht penninisch. Da der diskutierte, tektonisch schwer gliederbare Raum von der gleichen Grössenordnung ist wie der penninische, ost-alpine und helvetische, schlage ich vor, den tiefsten aufgeschlossenen Unterbau der Alpen als *lepontinische Gneissregion* zu bezeichnen, ohne den Ausdruck jetzt schon starr zu definieren. Der geologische Begriff erfasst die ganzen lepontinischen Alpen, greift gegen Osten hin aber weit darüber hinaus.

Für das richtige Verständnis der Gneissregion ist es nötig, ihre Ausdehnung und ihr Verhältnis zum äusseren Rahmen zu studieren.

Die Abklärung des Westrandes führt mein Kollege P. BEARTH durch, im Zuge seiner von den Vispertälern aus gegen Simplon, Domodossola, Antrona und Anzasca vorstossenden Studien.

Die Frage nach dem Nordrand des Lepontins ist sehr heikel und verwickelt. Die Tremola-Serie gehört dem ganzen Charakter ihrer Kristallisation nach zum meso-metamorphen alpidischen Kristallin. Nun hat sich aber gezeigt, dass nicht nur die Gneisse des Lucomagno, die Bündnerschiefer der Bedretto- und Piora-Mulde und die Tremola-Gesteine die gleichen steil N-fallenden Lineationen und Faltenachsen besitzen, sondern dass auch die Faser der Gotthard-Gneisse und die Faltenachsen der mesozoischen Sedimente der Urseren-Mulde mit dieser Richtung übereinstimmen. Die Natur der Lineation der Gotthard-Gneisse ist noch nicht bekannt, und es ist die von Dr. A. KVALE vorbereitete Publikation des sehr umfangreichen gefügeanalytischen Materiales der Zürcher Petrographen abzuwarten.

Die kursorischen Befunde im Gotthardgebiet überraschten und gaben den Impuls zur genaueren Analyse des Südrandes des Lepontins. Der geneigte Leser meiner früheren Arbeiten wird verstehen, dass meine ganze Argumentation für das alpidische Alter von Struktur und Kristallisation der Tessiner Gneissregion auf dem Spiele stand und kritisch überprüft werden musste. Zur Kontrolle meiner Argumentation durfte nicht ein zwar zeitgeheiltes, aber fragwürdiges herzynisches Massiv, sondern musste ein an das Lepontin angrenzendes, stratigraphisch einwandfrei erwiesenes Stück präpermisches Kristallin analysiert werden. Solches Grundgebirge liegt im Sottoceneri vor, in der nördlichen Basis des San Salvatore

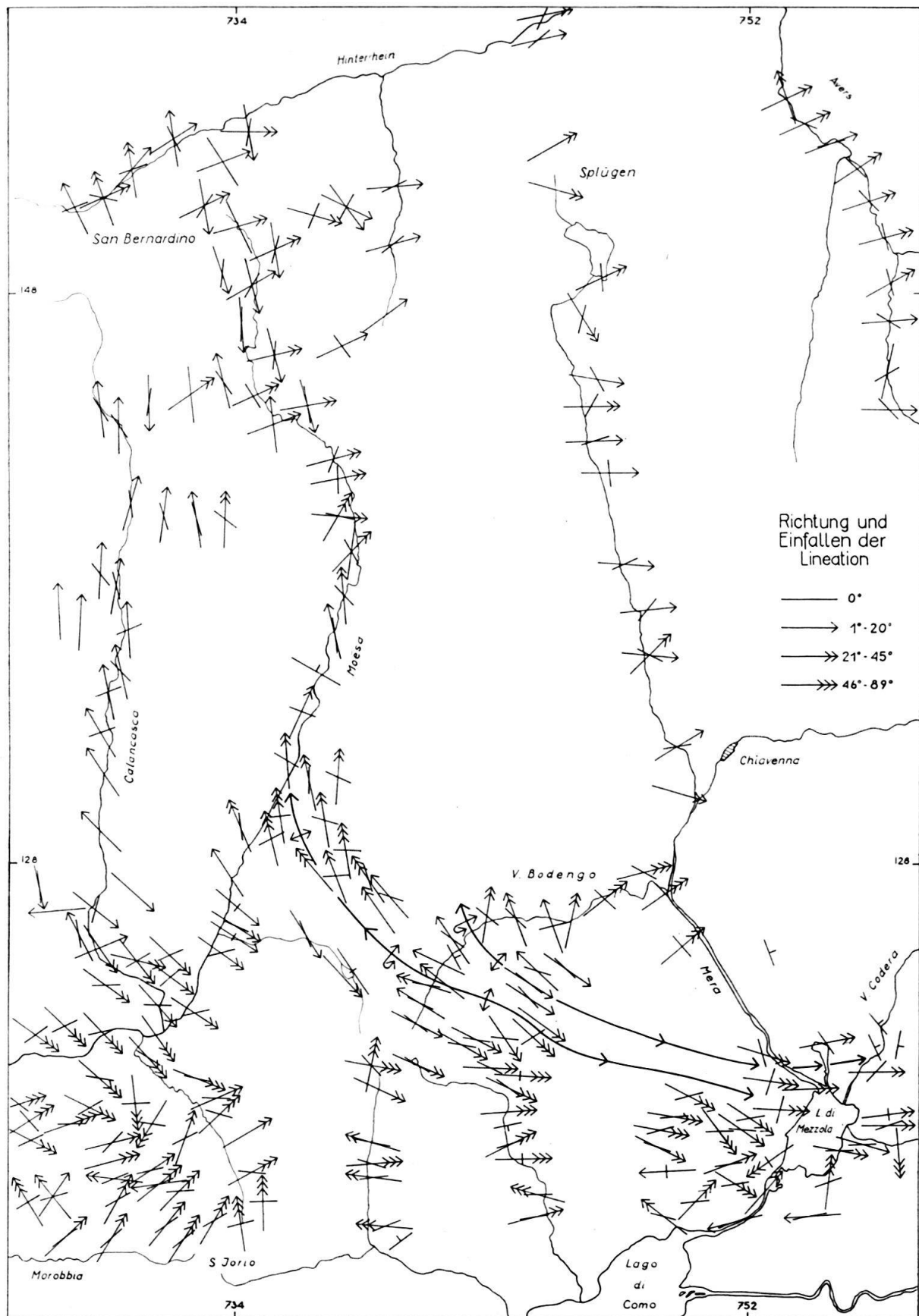


Fig. 1. Strukturkarte des Gebietes zwischen Moësa und Mera. Maßstab 1 : 250000. Die kurzen Querstriche der als Pfeile dargestellten Lineationen stellen das Streichen der s-Flächen dar.

und der Denti della Vecchia. Die Analyse ergab, dass die Struktur der Ceneri-Zone des Seengebirges sich im Achsenverlauf vollständig unterscheidet von derjenigen des lepontinischen Gneissgebietes Maggia-Verzasca-Ticino-Moësa, trotz der im Kartenbild auffallenden Spiegelbildlichkeit der beiden Schlingengebiete im N und S des Piano di Magadino. Die mit einem chaotischen Muster von Lineationen von Giubiasco durch das Val Morobbia zum Passo di Jorio hinaufziehende insubrische Bruch- und Mylonitzone trennt hier tatsächlich zwei Gebirge: das alpin geprägte Lepontin des Sopraceneri vom präpermischen, alpin gestauchten Grundgebirge des Sottoceneri. Die gemeinsam mit H. P. HERES, P. STERN und P. VOGT im Frühjahr 1956 durchgeführten Studien sollen später publiziert werden, wenn auch in den Nachbargebieten der Südrand des Lepontins erforscht sein wird. Die insubrische Störungszone, die E des Passo di San Jorio breiter wird und dort weit über den Tonalit hinaus das Lepontin in Mitleidenschaft zieht und die sich auch gegen W erweitert und aufsplittert, gestaltet die Analyse sehr mühsam. Es ist möglich, dass die angewandte Methode in dem durch Schleppungen, Schollentektonik und Kakiritzonen – und demzufolge auch durch Sackungen und Schlipfe gekennzeichneten Gebietsstreifen versagt. Es treten hier jüngere Lineationen von ganz anderer Natur als die Faser- und Stengelachsen der Tessiner Gneisse auf.

Viel erfolgversprechender erscheint das Forschen nach der Ostgrenze des Lepontins, die mit dem im Sommer 1955 gefundenen Anschluss an die Misoxer Mulde erreicht wurde. Diese Zone von metamorphem Mesozoikum und die begleitenden Gneisszonen im Liegenden und Hangenden sind gekennzeichnet durch ein gekreuztes System von Lineationen. NNW-Achsen deformieren im allgemeinen ein Faltensystem mit ENE-Achsen. Doch kann an manchen Aufschlüssen auch das gegenteilige Verhalten festgestellt werden: die oft wellblechartige Formen erzeugende Faltung mit ENE-fallenden Achsen und bisweilen geborstenen, klaffenden Faltenkämmen verstellt und deformiert die NNW-Lineation. Wie die früher publizierte Strukturkarte der Tessiner Alpen zeigt (WENK 1955, Tafel I), kennzeichnen die N-S bis NW-SE-ziehenden Achsen die Gneissgebiete der Adula, des Simano und der Leventina in den Tälern der Moësa, der Calancasca, des Brenno und Ticino. Sie gehören dem bogenartigen, konvergierenden und das Axialgefälle ändernden System des Untergrundes, des Lepontins an. Figur 1 belegt jetzt, dass die ENE bis E-fallenden Faltenachsen im Hangenden der Misoxer Mulde, in den penninischen Überschiebungsdecken Graubündens dominieren. Von Chiavenna bis nach Thusis und vom Bernardin bis ins Avers und weiter bis Maloja (siehe DRESCHER und STORZ 1926, Tafel XIII) ziehen die Achsen in Parallellagen durch, und dieses stereotype Muster charakterisiert Gesteinsgefüge und Gebirgsbau der N-transportierten Decken.

Der Gegensatz zwischen dem starren Schema des regional einheitlich NNW-geschobenen Oberbaues mit seinen ENE-fallenden Achsen und dem verwirrend komplexen System des von Ort zu Ort in wechselnder Richtung und in manchen Gebieten schief oder senkrecht zur Transportrichtung der Überschiebungsdecken bewegten Untergrundes tritt klar hervor. Es muss indessen auffallen, dass in den erwähnten Bündner Südtälern, wie übrigens auch im Simplongebiet, die Faltenachsen des Lepontins parallel zur Grenzlinie des Rahmens verlaufen. Wo die Strukturen von Gross- und Kleinfalten eine Aussage über den Sinn der Bewegungs-

richtung zulassen, ist das mobile Lepontin von den granitoiden Kernen aus vorwiegend zentrifugal bewegt, radial zum umgebenden Rahmen.

Im Gebiet zwischen Rheinwald und Mesocco besitzen die Misoxer Mulde, die tektonisch hohen Teile der Adula-Decke und die tieferen Partien der Tambo-Decke den Charakter einer Übergangszone, in der die Struktur des Oberbaues sukzessive abgelöst wird durch die Tiefenstruktur. Die lepontinische Faltung und Kristallisation haben unter dem Dach der Überschiebungsdecken stattgefunden und sind jünger als der Deckenschub; doch dauerten, wenigstens lokal, die Bewegungen im Oberbau an und deformierten die Tiefenstruktur. – Das Gebiet am Bernhardinpass eignet sich ausgezeichnet für eine genaue Studie des Makro- und Mikrogefüges, welche diese Fragen lösen könnte.

Wir dürfen uns aber nicht vorstellen, dass die Misoxer Mulde auch ausserhalb der Bernhardin-Gegend durchwegs den Charakter einer Übergangszone zwischen Ober- und Unterbau beibehalten müsse. Durch unsere «tektonischen» Kartenskizzen, die lediglich schematisierte geologische Übersichtskarten darstellen, sind wir allzu schnell bereit, an die stete Übereinstimmung von Strukturlinien und Stoffgrenzen zu glauben. Wir sollten indessen auch die Möglichkeiten in Betracht ziehen, dass die Randzone des durch den plastischen Baustil charakterisierten, während der Alpenfaltung mobilen Lepontins die Deckenscheider schief durchschneide, dass das mobilisierte Tiefenmaterial in das obere Stockwerk eindringe, und dass unter Umständen ein und dieselbe «Decke» teils dem Oberbau, teils der Übergangszone oder sogar dem ultrametamorphen Unterbau angehöre. Dies könnte beispielsweise für die Adula zutreffen. Für das Gebiet zwischen Rheinwald und Misox liegen bereits Anhaltspunkte vor, dass die Grenzen der metamorphen Zonen die Misoxer Mulde schief durchschneiden. Erst detaillierte und auf die ganze Region ausgedehnte Untersuchungen werden aber imstande sein, die hier angeschnittene Frage zu klären.

Um jedoch rasch zu einer vorläufigen Übersicht zu kommen, liess ich mich von folgenden Überlegungen leiten: Die bisherigen Studien im Tessin haben ergeben, dass nicht nur die geologischen Zonen des ganzen Sopraceneri gegen den Raum Bellinzona–Misox hin konvergieren, sondern dass auch die B-Lineationen ihrer Gneisse, Schiefer, Marmore und Amphibolite diesen Verlauf zeigen, unter gleichzeitiger Steilstellung der Faltenachsen. Die Schlingen in dieser Gegend, wie auch diejenigen im oberen Maggital (GÜNTHERT 1954), stellen ein wesentliches Strukturprinzip des Lepontins dar. Wohl ist dieses Prinzip auch im präpermischen Innenbau des oberostalpinen Kristallins festgestellt worden; aber es ist dem ostalpinen und sensu stricto penninischen alpinen Deckenbau fremd. Es durfte gefolgert werden, dass das Lepontin sich so weit gegen Osten ausdehne als die durch Konvergenz und Schlingenbau charakterisierte Tiefentektonik und das durch syn- bis spättektonische Kristallisation, Ultrametamorphose, Kerngesteinsbildung und Intrusionen gekennzeichnete Gneissgebirge nachgewiesen werden können. Diese Überlegung, dass es in erster Linie gelte, abzuklären, in welcher Richtung und Form das Achsentief von Bellinzona nach Osten hin seine Fortsetzung und seinen Abschluss finde, lenkte meine Streifzüge des Sommers 1956 in die westlichen und östlichen Seitentäler der Bassa Valle della Mera nördlich des Comersees. Ich wurde dabei begleitet von den Doktoranden P. KNUP, P. STERN

und H. P. HERES, die einen Teil der Untersuchungen selbständig durchführten. Das Gebiet, das wir auf unseren Wanderungen kennenlernten, ist in landschaftlicher und petrographischer Hinsicht eines der grossartigsten und unberührtesten der Alpen.

Die Rekognoszierungen, über welche im folgenden Abschnitt berichtet wird, zeigten, dass die in den Kantonen Tessin und Graubünden festgestellte, steilachsige Faltenstruktur mit ihren granitischen Kernen sich in die Valle della Mera fortsetzt und dass das östliche Schlingenende der asymmetrischen Tiefenstruktur auf den altbekannten Scheitel der Überschiebungsdecken zwischen Bergell und Veltlin hinzielt. Hier verschwindet der lepontinische Gneisskomplex zum Teil unter dem Deckenstapel Graubündens; zum anderen Teil steigt er aber diapyrartig in den Oberbau empor.

Spezielles über den Gebirgsbau und die Granite der Bassa Valle della Mera

Folgende Eigenheiten des Gebietes fallen besonders auf und sind von regionaler geologischer Bedeutung:

Das Schichtenstreichen des Kristallins im Liegenden der Misoxer Mulde (Adula-Kristallin) verläuft von Mesocco bis zu den Dörfern Gordona und Samolaco an der Mera in Richtung NW–SE und biegt dann im Piano di Chiavenna südöstlich der Ortschaften Vigazzuolo und Somaggia nach S um, mit Schichtenfallen gegen E, resp. NE. Dieser Umstand ist REPOSSI (1916, S. 49–50) nicht entgangen, wurde von diesem Forscher aber auf «*accidenti tettonici secondari*» zurückgeführt. Auch MERLA (1935, S. 16) weist auf das Umschwenken hin: «*Si avverta che lungo la Val Mera si osserva negli gneiss della Zona Verceia–San Cassiano un notevole cambiamento di direzione, nel tratto compreso fra Somaggia e San Cassiano: ivi i banchi gneissici corrono subparalleli al fiume, da NNO a SSE. Ciò è dovuto all'influenza delle condizioni tettoniche dominanti sulla destra del Mera (cupola degli gneiss del Monte Berlinghera).*» Da die Kartenskizzen der beiden Autoren diese Struktur nicht dokumentieren, sondern im Gegenteil die Gneisse der Zone von Verceia–San Cassiano in W–E-Richtung quer über das Meratal ziehen lassen, und da auch das geologische Kartenblatt Chiavenna im ganzen interessierenden Bereich nur ein Fallzeichen enthält, sei auf unsere Figur 2 hingewiesen. Sie belegt, dass im Gebiet des Felsriegels von Monte Peschiera, der den Piano di Chiavenna vom Lago di Mezzola trennt, und auch in der östlich anschliessenden Berggruppe – zwischen Val Codera und Valle dei Ratti – das Streichen der s-Flächen nicht nur von der SE- in die S-Richtung umschwenkt, wie bereits bekannt war, sondern dass es gegen den Comersee bogenartig in die SW- und W-Richtung umbiegt.

In Figur 3 ist für das Gebiet von Codera–Novate die sich aus der Lage der s-Flächen ergebende 36° E-fallende Grossfaltenachse konstruiert. Wichtig ist die Feststellung, dass die in Figur 3 als Punkte eingetragenen Achsen der Kleinfältelung der Gneisse, Glimmerschiefer und Amphibolite und ihre übrige Linearstruktur parallel zur steil E-fallenden Zylinderachse der Großstruktur verlaufen und generell nach ESE bis E einfallen. Überzeugend ist dieses axiale Abtauchen an den prachtvollen Rundhöckeraufschlüssen von Brentaletto am Ostabhang des M. Peschiera, hoch über dem Lago di Mezzola, zu erkennen (siehe Blatt Novate

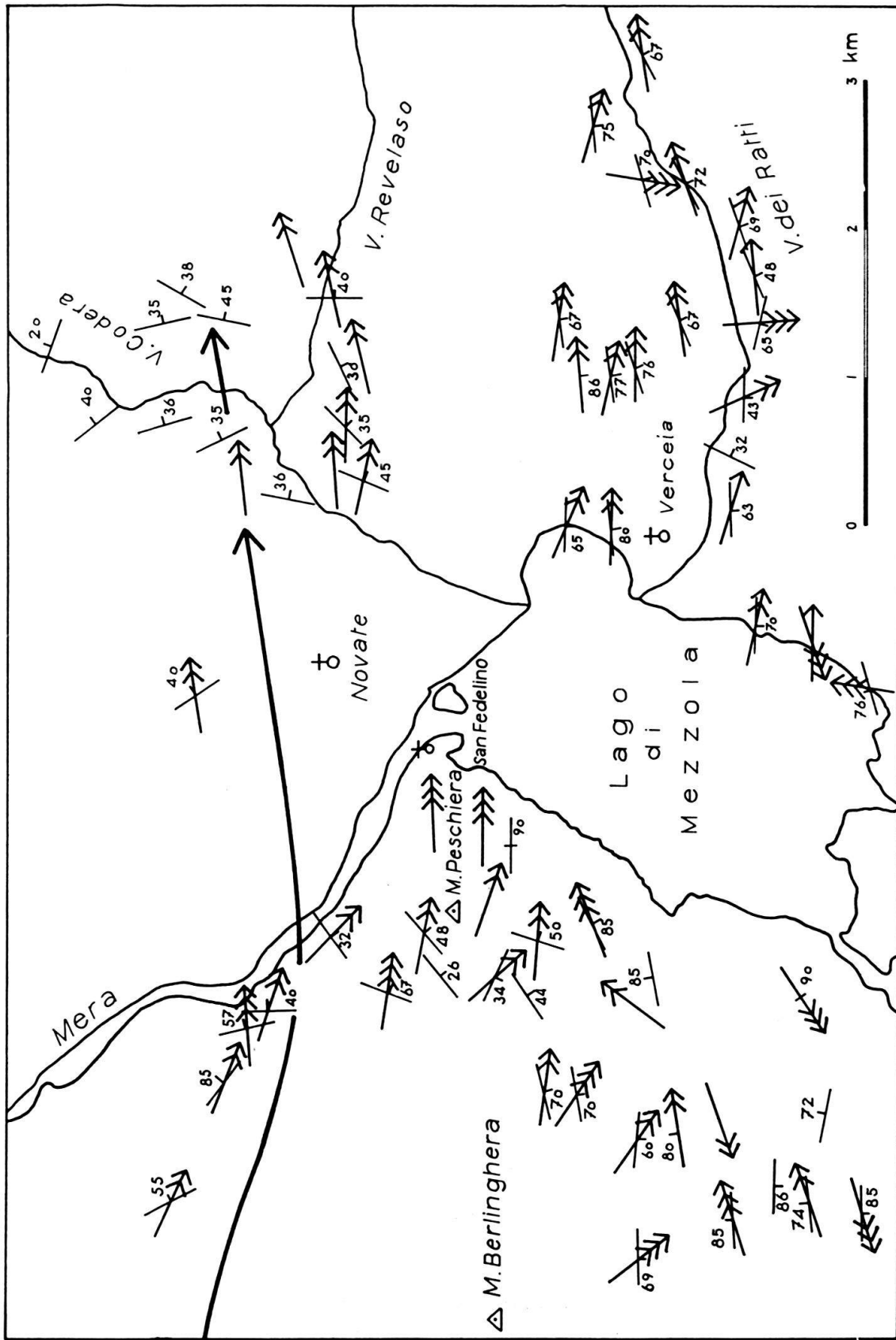


Fig. 2. Streichen und Fallen der s-Flächen, Verlauf der axial ostfallenden Antiklinale und der Lineationen im Gebiet Monte Peschiera-Lago di Mezzola-Codera. Maßstab 1 : 50000. Für die Achsen der Kleinfältelung und die übrigen Lineationen gilt die Legende von Figur 1.

Mezzola der Carta d'Italia 1 : 25000, Fo. 17, I.S.E.). Die biotitreichen Adergneisse sind dort fein verfaultet (Amplitude 1 cm bis 5 dm) mit 40 bis 60° ostfallenden Achsen. Auch dort, wo das granitische Adermaterial als Neosom das biotitreiche Paläosom verdrängt, es auflöst und ersetzt, bis nur noch spukhafte Reste im

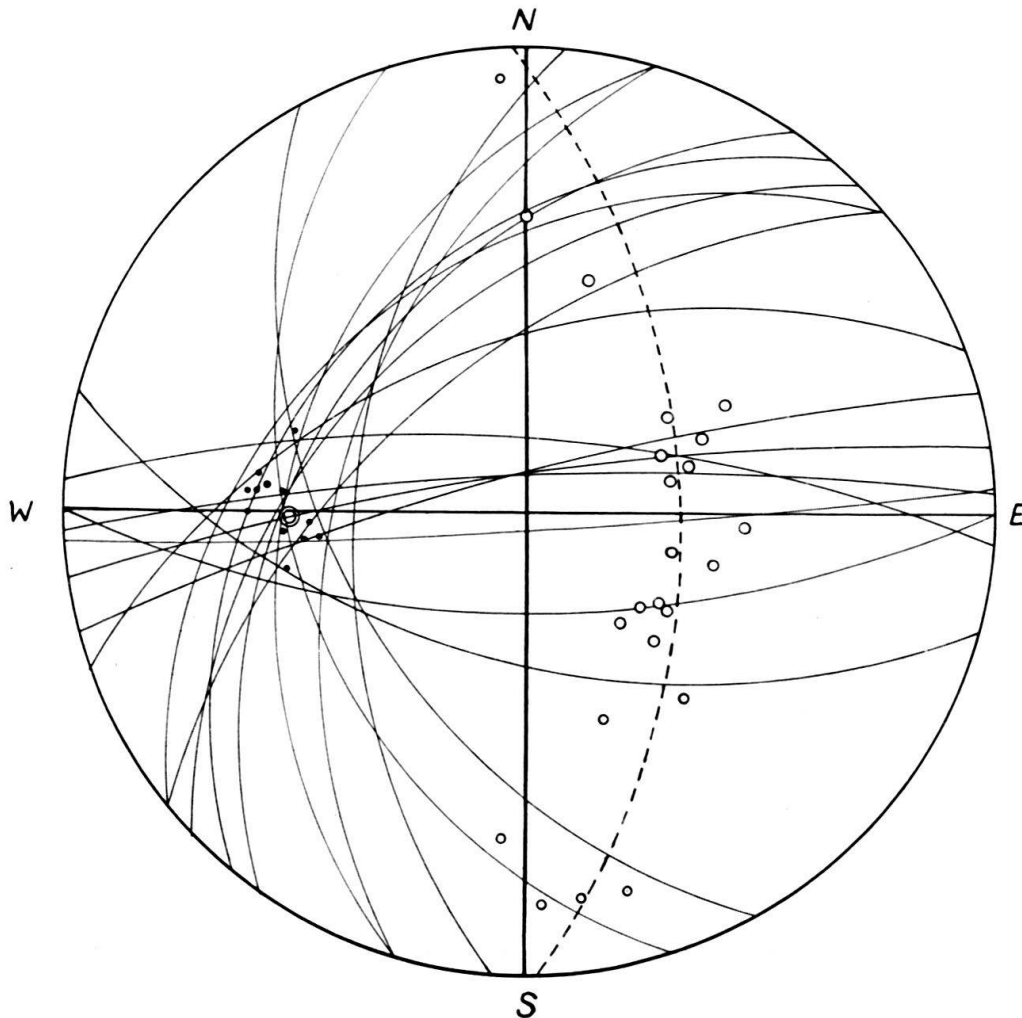


Fig. 3. Stereographische Projektion (obere Halbkugel des WULFFSchen Netzes) der im Gebiet von Val Codera–Novate–Vercia (8 km²) gemessenen Strukturelemente. Grosskreise = s-Flächen; einfache Ringe = Pole dieser s-Flächen; Doppelring = konstruktiv ermittelte Grossfaltenachse der s-Flächen = Lot auf die gestrichelt gezeichnete Zone der s-Pole; Punkte = Projektionsorte der im Gelände eingemessenen Achsen der Kleinfalten und der übrigen Lineationen. Das Diagramm zeigt, dass die beobachteten Lineationen statistisch mit der konstruierten 36° ostfallenden Grossfaltenachse übereinstimmen und B-Achsen darstellen.

granitischen Bände übrigbleiben, folgen die Stengel und die Längsrichtung der Putzen und der anisometrischen Mineralkörner der gleichen Achsenrichtung. Auch die Faser des konkordant eingelagerten und – wie schon THEOBALD (1866, S. 263) feststellte – oft gneissartigen Granitmaterials stimmt damit überein. Es handelt sich bei diesem Neosom, das das Wirtgestein bald diffus durchtränkt, bald durchbricht und in Schollen zerlegt, hier konkordante Bänke und dort diskordante

Gänge und Apophysen bildend, um nichts anderes als den berühmten «granito di San Fedelino», so benannt nach dem Vorkommen bei der Kapelle am Ostfuss des M. Peschiera. Dieses feinkörnige, stark leukokrate Gestein ist identisch mit dem Granit von Riva und Novate und bildet nach dem übereinstimmenden Urteil aller Erforscher das – abgesehen von den Pegmatiten – jüngste Baumaterial des Bergellermassivs. Das aplitartige Gestein durchbricht den unter den Namen «Codera-Granit», «Bergellergranit» und «serizzo ghiandone» bekannten porphyrartigen Biotit-Hornblende-Granit bis Gneiss; es durchbricht bei Prata südlich Chiavenna auch Serpentin und enthält dort in pegmatoiden Linsen und Gängen typischen «mica palmé».

Das Vorkommen von S. Fedelino ist – wie REPOSSI (1916, S. 151) schreibt – von besonderem Interesse, da es nicht bloss den ältesten bekannten und zuerst ausgebeuteten Aufschluss des weissen feinkörnigen, aplitartigen Zweiglimmergranites darstellt, sondern auch «perchè in esso il granito include una serie di grossi massi delle rocce circostanti e le ha chiaramente metamorfosate, dando luogo a forme di contatto di non trascurabile interesse». Wir werden später auf diesen Aspekt zurückkommen.

Der beschriebene, gegen E konvexe Faltenbogen, das System der konvergierenden B-Achsen und die ganze in bezug auf die Gneisse parakristalline, in bezug auf den Granit präkristalline, ostfallende Struktur sind nicht ein Lokalphänomen, sondern bilden die östliche Fortsetzung eines Leitmotives der Tessiner Tektonik. Ihr äusserstes Ostende ist noch nicht abgeklärt.

Der Faltenbogen kommt auf der Kartenskizze von REPOSSI (1915, S. 46) nur im Verlauf der Granitzüge Novate–Codera zum Ausdruck. Dieser Autor, dem wir die ausführlichste geologische Lokalbeschreibung und die gründlichste petrographische Studie des Gebietes verdanken, äussert sich im Text sehr vorsichtig über «un'ampia anticlinale alquanto ribaltata verso sud, la cui cerniera, diretta press'a poco da ovest ad est, tra il Sasso Campedello e il Pizzo Manduino» und stellt die Antiklinale in einem Profil durch die Gruppe des M. Berlinghera dar (1916, S. 49). Merkwürdigerweise nimmt REPOSSI westliches Axialgefälle an. Auch MERLA erwähnt, wie oben zitiert, die Gneisskuppel, erkennt ihr Axialgefälle aber ebenfalls nicht. Seine Karte (1935, Tav. I) enthält keine Anhaltspunkte für einen Faltenbogen. Ebenso wenig gibt Blatt Chiavenna (1941), das viele neue und interessante Daten liefert, über die Frage klare Auskunft. STAUB dagegen muss die Struktur auf Grund eigener unpublizierter Studien als einziger seit Jahren erkannt haben. Seine tektonische Karte der südlichen rätischen Alpen 1 : 250 000, welche die geologische Karte der Bernina-Gruppe 1 : 50 000 (1946) begleitet, beweist das. Sie enthält im diskutierten Gebiet einige Details, die nicht der Literatur entnommen sind und die sich auch unterscheiden von früheren Darstellungen dieses Forschers. Die von STAUB SE Novate gezeichnete Umbiegung von «Misozer Zone und Castione-Zug» liegt im Bereich der oben diskutierten E-tauchenden Großstruktur und bezieht sich offensichtlich auf die von REPOSSI erforschten Marmore und Amphibolite von San Giorgio. Dass diese Gesteine nicht ein isoliertes Vorkommen (REPOSSI), sondern Glieder einer marmor- und amphibolitreichen Zone darstellen, beweisen die Blöcke von Silikatmarmor, die im Bachschutt von Val Codera und Valle Revelaso auftreten. Wenn auch der genaue

Verlauf der Zone und ihre Verbindung gegen Tessin und Graubünden¹⁾ noch unsicher sind, da sie erst durch Detailkartierung abgeklärt werden könnten, so bezeugt die der Struktur gut angepasste Linie von STAUB doch den Scharfblick des grossen Tektonikers.

Sollte die Zone von Contra (KÜNDIG 1934) und damit der marmorreiche nördliche Teil der Zone von Bellinzona im Schlingengebiet von Monti Laura–Val Traversagna mit dem Castione-Zug (Campolungo–Pertusio–Cima Lunga–Castione) zusammenhängen, und sollte dieser über Val Traversagna und die Bocchetta Paina in der bereits von KOPP (1923) beschriebenen und geometrisch heute noch wahrscheinlichen Weise zum Lago di Mezzola ziehen und – wie STAUB zeichnet – mit der Misoxer Mulde zu verbinden sein, so ergibt sich folgendes Schema: Im Kartenbild keilen von W gegen E nacheinander die Gesteinsmassen der Maggia-täler, des Tessintales und des oberen Calancatales sowie des Misox aus. Berücksichtigt man noch das steile axiale Abtauchen der Keile, so ergibt sich, dass NW Bellinzona der Maggia-Komplex in die Tiefe schießt und verschwindet, wie dies im unteren Misox der Tessin-Komplex (Leventina und Simano) und schliesslich beim Lago di Mezzola der Gesteinsverband der Adula tun.

Es besteht heute wohl kein Zweifel mehr darüber, dass das Adula-Kristallin des Misox und der Valle della Mera lepontinischen Stil besitzt.

Wie nun auch das Falten- und Achsengefüge zu deuten sei – es stellt ja lediglich das letzte Momentbild eines komplexen Geschehens dar, nach dem Nordschub der Decken und nach der Platznahme der Kerngneisse und während der extremen Einengung des Unterbaues – so lässt es jedenfalls erkennen, dass wir nicht mehr nach einer in Richtung E–W in den Tessin hineinziehenden Adula-Wurzel suchen müssen; diese liegt im Meratal und im Misox. Die einzige breite, steilstehende W–E-Zone, deren östliches Ende noch nicht gefunden ist, und die vielleicht durchzieht, ist die Zone von Locarno, der Südteil der Zone von Bellinzona. Gegen W hängt sie mit dem Monte Rosa-Kristallin zusammen, bildet aber schon W Domodossola auf keinen Fall eine Deckenwurzel (geschlossene Antiklinale des Piz Ragno, siehe BLUMENTHAL 1952).

Unsere Untersuchungen galten jedoch nicht diesen tektonischen Zusammenhängen, sondern der steilachsigen Struktur und ihren Beziehungen zu den granitoiden Kerngesteinen.

Erneute Begehungen bestätigten zunächst, dass die in vielen Steinbrüchen ausgebeuteten, mächtigen Bänke von teils massig-aplitartigem, teils ausgesprochen gneissartigem Novate-Granit im grossen ganzen konkordant in die Struktur eingefügt sind. Zwischen den Bänken von weissem homogenem Granit liegen aber

¹⁾ Da für die Verbindung in westlicher Richtung die sporadisch Marmor, Amphibolit und Peridotit führenden Gneisszonen zwischen Lago di Mezzola und Val Traversagna Bedeutung haben, sei folgende Erfahrung des Sommers 1956 mitgeteilt:

In der Legende des geologischen Kartenblattes Chiavenna (1941) tragen «Gneiss e micascisti a sillimanite» und «Calcari cristallini» dieser Zone irrtümlicherweise die gleiche Farbe und die gleiche Signatur («K»)! Die auf der Karte mit «K» bezeichneten Flächen beziehen sich jedoch alle auf Sillimanitgneisse und -schiefer, nicht auf Marmorzüge (CM). Infolge der missverständlichen Darstellung sind die genannten Sillimanitgneisse auf dem 1955 publizierten Blatt Ticino der Geologischen Generalkarte der Schweiz 1 : 200000 als marmorisierte Trias eingetragen, was bei Korrelationen zu berücksichtigen ist.

Migmatitzonen; es gibt wohl keine grossartiger aufgeschlossenen und leichter zugänglichen Schollenmigmatite in den Alpen. Das Gebiet zwischen Novate und Codera, in dem REPOSSI bogenförmige Granitzüge innerhalb der Zone von Verceia kartiert hat, in welchem aber ältere und spätere Karten eine einheitliche Granitmasse zeigen, sollte wohl am besten so dargestellt werden, dass im zusammenhängenden Granitkomplex bogenförmige Gneiss- und Amphibolitzüge im grossen ganzen konkordant eingeschaltet sind, im Detail aber von Granit, granathaltigem Aplit und Pegmatit durchadert werden.

Auch bei den auf der Westseite der Mera in Blatt Chiavenna eingezeichneten kleinen und grösseren Granit-Vorkommen handelt es sich um Gesteine vom Typus Novate und San Fedelino, welche Augengneisse, porphyrartige Granite und Phlebite durchbrechen. Besonderes Interesse erweckt der grösste dieser Stöcke, der im Hintergrund von Val Soè, einem Seitental von Val Bodengo, ausgezeichnet aufgeschlossen ist. Wie besonders gut auf der Südseite des Grates gegen Val Darengo zu sehen ist, treten in der Randpartie ganze Schwärme, zum Teil eigentliche Stöcke von granatführendem Pegmatit auf, mit dm-grossen Feldspäten, aber notorisch frei an selteneren Mineralien. Dieses kleine Massiv würde ein lohnendes Thema für eine petrogenetische Detailstudie bilden. Überrascht hat vor allem seine Lage im Kern der «ampia anticlinale» Pizzo Rabbi-Peschiera-Novate-Codera, deren Scheitel im Nordgrat des Rabbi noch erhalten ist. Und zwar befindet sich das Massiv im axialen Kulminationsgebiet, zwischen der steil E-tauchenden Mera-Struktur und der axial NW bis N-fallenden antiklinalen Verlängerung Bodengo-Misox. Der kleine Granitkörper füllt nur einen Teil des breiten Kernes, dessen Hauptmasse aus einer eindrucklichen Migmatitserie besteht. Sehenswert sind die Aufschlüsse bei der Brücke Pra Pincè (Stromatite und Phlebite), am Torrente Boggia, 800 m E der Kirche Bodengo (Phlebite, Merismite), 600 m NE Corte Terza (Koord. 522,4/5124, 45; intrusive helle Gneisskeile mit Paralleltextur parallel der Kontaktfläche, aber diskordant zur Paralleltextur des glimmerreichen Nebengesteins), N Corte Seconda (Koord. 520,4/5122,45; Netz-Migmatit). Überzeugend ist auch das wurzellose Auftreten von Pegmatiten in der äusseren Schale des Migmatitkörpers in den Felswänden NW Corte Terza zu erkennen. Das abgelegene Val Bodengo, in das man von Gordona aus durch die eintönigen Gneisse der «Zone von Verceia» hinaufsteigt, darauf in eine Augengneiss-Serie mit idiomorphen Feldspäten gelangt und schliesslich in den breiten Migmatit- und Granitkern eindringt, bietet vom Schönsten, was sich ein Kristallingeologe wünschen kann. Nur muss er Zeit haben, auch die abseits gelegenen Bachaufschlüsse zu studieren.

Wie Figur 1 zeigt, ergaben die weiteren Studien, dass die Scheitellinie dieser Grossfalte parallel den B-Lineationen der Gesteine über Val Soè nach WNW zieht, darauf nach NW und N umbiegt und identisch ist mit der Pizzo di Cresem-Falte von KOPP (1923) und mit dem Sasso di Castello-Knie von STAUB (1916) sowie mit der Struktur des Fensters von Lostallo von KÜNDIG (1926). Die Kartenskizze, die nicht mit Worten erläutert werden soll, sondern einfach die gesammelten Tatsachen wiedergibt, entscheidet manche alte Diskussion. Im Misox hat sich tatsächlich eine ganze Generation von Geologen geirrt über den Verlauf der Falten, worauf schon CADISCH (1953, S. 363) hinwies. Auch ist das Ausmass des Decken-

baues stark überschätzt worden. Diese Feststellungen vermögen die Probleme nicht zu lösen, aber sie ebnen den Weg für eine erneute Bearbeitung und realistische Interpretation.

Die Nachforschungen nach der Ostgrenze des Lepontins führten uns bis an die altbekannten tertiären Intrusionen zwischen Bergell und Veltlin heran. Es treten hier hauptsächlich folgende drei Gesteinsarten auf:

1. porphyrischer Hornblende-Biotit-Andesin-Mikroclin-Granit, fast durchwegs mit Paralleltexur (porphyrtiger Gneiss).

Häufigste Lokalbezeichnung: Bergeller Granit (STAUB 1918); identisch mit Codera-Granit (THEOBALD 1866, S. 264), gneiss porfiroide della Valle del Masino (MELZI 1893, S. 119), serizzo ghiandone (MELZI 1893, S. 98, BALCONI 1941, S. 203);

2. quarzführender Biotit-Hornblende-Andesin-Diorit bis Tonalit, übergehend in Biotit-Hornblende-Andesin-Gneiss.

Häufige Lokalbezeichnungen: Tonalit von Val Masino, Jorio-Tonalit; identisch mit dem Hornblendegneiss von THEOBALD (1866, S. 254), dem Syenit von THEOBALD (1866, S. 256), dem gneiss anfibolico und gneiss anfibolico porfiroide von MELZI (1893, S. 110, 114), dem diorite und gneiss dioritico del Monte Bassetta von REPOSSI (1915, S. 46), serizzo (ältere Autoren und BALCONI 1941, S. 214);

3. stark leukokrater Biotit-Muskovit-Mikroclin-Oligoklas-Granit. Granit von San Fedelino, Riva und Novate-Mezzola.

Diese drei Gesteinsgruppen und ihre Verbandsverhältnisse wurden hauptsächlich durch italienische Forscher beschrieben, deren Arbeiten zu Unrecht in der Schweiz wenig bekannt sind. Dass die Gesteine 1 und 2 genetisch zusammenhängen und ineinander übergehen, war schon THEOBALD (1866, S. 272) bekannt und ist durch MELZI (1893, S. 108) ausdrücklich hervorgehoben worden: «gneiss porfiroide... Non esiste vero contatto col gneiss anfibolico al quale passa con insensibili sfumature.» STAUB (1918, S. 2) bezeichnet den Tonalit als primäre basische Randfacies des Granites, zum Teil auch entstanden durch Einschmelzung von basischen Amphiboliten im granitischen Magma.

Nach übereinstimmendem Urteil ist auch die Gesteinsgruppe 3 syngenetisch mit den tertiären Intrusionen 1 und 2, jedoch etwas jünger als diese. «L'intrusione del granito di San Fedelino è ancor più recente del serizzo (Bergeller Granit), che ne è attraversato, come la diorite del Bassetta» (REPOSSI 1916, S. 183). STAUB (1934, S. 238) bezeichnet die Granite vom Typus Novate als saure Facies des Massives. BALCONI (1941) glaubt, dass es sich beim Typ 3 in chemischer Hinsicht um ein aplitisches Differentiat der grossen Intrusivmasse handle, und er bestätigt: «il carattere filoniano del granito di San Fedelino rispetto non solo alle rocce scistose, ma anche nei confronti col serizzo ghiandone» (l. c., S. 283).

Betrachtet man nur diese Seite des Problems, so stellt man fest, dass auch nach 75 Jahren Forschung folgende Ausführungen von THEOBALD (1866, S. 272) noch weitgehend Geltung haben:

«Wir finden in dem Albigna-Disgraziagebirg hauptsächlich zweierlei Granit. Östlich und nördlich herrscht der ächte Coderagranit vor, der oft in Syenit (lies: Tonalit; infolge falscher Feldspatbestimmung bezeichnete THEOBALD die dio-

ritischen Gesteine als Syenite) übergeht. Er bildet eine gewaltige zusammenhängende Masse . . . Westlich im vorderen Codera, bei Riva usw. findet sich mehr ein weisslicher, feinkörniger Granit, der in Granitgneiss übergeht. Er durchsetzt in unzähligen Stöcken, Gängen und Adern die Gneisse, Hornblendeschiefer und Glimmerschiefer, welche ihn begleiten, und verschmilzt mit den beiden ersteren oft so, dass man alles zusammen als eine und dieselbe Masse ansehen möchte, welche sich nur in verschiedener Weise entwickelt hätte . . . Dagegen treffen wir den feinkörnigen Granit von Riva auch in der Hauptmasse des Coderagranits, welche er gangartig durchsetzt. Man könnte daher versucht sein, ihn für jünger zu halten, wenn nicht eben diese Gänge und Stöcke in den Coderagranit übergingen, so dass gewöhnlich an den Gesteinsgrenzen beide Formen mit einander verschmelzen, ohne scharfe Grenzen und Salbänder zu bilden, so dass hier der helle Granit eher als Ausscheidung erscheint. Beide sind also verschiedene Entwicklungsformen desselben Gesteins.»

Wir würden heute nur anders formulieren und feststellen, dass Granitintrusion²⁾, Migmatitbildung (Ultrametamorphose im Kernbereich) und Metamorphose miteinander verkettete Ereignisse der gleichen Orogenese waren.

Die von THEOBALD erkannte Zusammengehörigkeit der verschiedenen Intrusivgesteine ist durch alle Forscher bestätigt worden, die sich eingehender mit der Frage beschäftigten und zudem das tertiäre Alter der Intrusion festlegten (CORNELIUS 1913, STAUB 1918)³⁾. Die geologische Stellung des Tonalites habe ich nicht überprüft und verweise deshalb auf die in der Literatur erwähnte Syngeneese.

Bei den Geländeuntersuchungen im Val Codera überraschte das gneissartige Gefüge sowohl des Novate- als auch des Bergeller Granites. Im Tessin werden solche Gesteine als Gneisse bezeichnet. Wie das Literaturstudium zeigt, wurde das Granit-Gneiss-Problem früh erkannt, ausser von THEOBALD wohl am klarsten von MELZI (1893)⁴⁾, von STAUB (1918), vor allem aber durch DRESCHER & STORZ (1926). Gneissige Gesteine gehen in massige über; konkordante und diskordante Intrusionen bilden in ihrem Gefüge und stofflichen Aufbau die Struktur und Zusammensetzung des Rahmens ab.

Dies sind die zum grossen Teil noch offenen petrogenetischen Fragen des Bergeller Massivs und zugleich der Gneisszonen im Tessin (u. a. Cocco, Verzasca). Die Probleme gleichen sich, aber die Aufschlüsse der Seitentäler der Bassa Valle della Mera sind viel gewaltiger und klarer. Der Verfasser, der sich die Aufgabe gestellt hat, zur Klärung der Struktur des alpinen Unterbaues beizutragen und ihre Beziehungen zu den granitoiden Kernen zu studieren, muss sich den Vorwurf

²⁾ Wie nun auch der porphy- bis augengneissartige Bergeller Granit = serizzo ghiandone und der Tonalit bis Hornblendegneiss entstanden sein mögen, so dürften doch der areal gleichartige, deutlich intrusive und stark leukokrate Novate-Granit und die mit ihm durch allmähliche Übergänge verbundenen Aplite und Pegmatite aus Schmelzlösungen hervorgegangen sein, die aus der Tiefe emporgedrungen sind.

³⁾ Neuerdings bezeichnete AMSTUTZ (1955) die Tonalite als «intrusions subvolcaniques postorogéniques hercyniennes», die Begründung steht noch aus.

⁴⁾ MELZI (1893, S. 98): «Numerose escursioni non solo lungo il fondo della valle, ma anche nella regione più elevata, mi hanno permesso di constatare ripetutamente ed in varie località quel regolare e graduato passaggio dalla forma gneissica normale alla porfiroide, che è uno dei più validi argomenti per rifiutare il nome di granito al serizzo ghiandone della valle del Masino.»

machen, dass er die Arbeit am falschen Ende anpackte – nämlich im Westen statt im Osten!

In struktureller Hinsicht und auch im Hinblick auf die Gebundenheit der granitoiden Gesteine und alpidischen Migmatite an die antiklinalen Kerne gehört die Bassa Valle della Mera noch zum lepontinischen Gneisskomplex. Im Osten ist aber dank der 3200 m betragenden Aufschlusstiefe und dem axialen Abtauchen nicht nur das im Tessin und Misox blossgelegte Niveau, sondern auch seine Dachpartie sichtbar: Die basalen Teile der Überschiebungsdecken im Deckenscheitel, in welche das Tiefenmaterial diapyrartig aufstieg und «aufgesogen» wurde, um den Ausdruck von STAUB (1918, S. 15) zu verwenden.

Der genetische Zusammenhang zwischen den «Injektionserscheinungen» im Tessin und der Bildung des Bergeller Massives wurde übrigens vor vierzig Jahren etwa gleichzeitig von CORNELIUS (1915, S. 176–177), REPOSSI (1916, S. 175) und STAUB (1916, S. 37) angenommen.

Die Zeitspanne zwischen der syn- bis spätektonischen Kerngesteinsbildung und Ultrametamorphose im Tessin und den spät- bis posttektonischen Intrusionen im Bergell ist stark eingengt: Die Hauptfaltung dieser Gebiete begann frühestens im Eozän; Gerölle des Bergellergranites sind bereits in der heute als oberoligozän bis untermiozän bestimmten (CITA 1954) südalpinen Nagelfluh von Como und Varese eingebettet.

BIBLIOGRAPHIE

- AMSTUTZ, A. (1955): *Pennides au N et NW du lac de Côme (note préliminaire)*. Arch. Sci., Genève, 8/4.
- BALCONI, M. (1941): *Ricerche petrografiche sulla regione del Serizzo*. Period. Min. 12.
- BLUMENTHAL, M. M. (1953): *Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen Walliser Grenze und dem Locarnese*. Eclogae geol. Helv. 45/2.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. 2. Aufl.
- CITA, M. B. (1954): *Studi stratigrafici e micropaleontologici sulle formazioni comprese fra il Nummulitico ed il Pliocene nel territorio di Varese*. Boll. Serv. geol. It. 75/2, 1953. Pubbl. Ist. Geol. Pal. e Geogr. fis. Univ. Milano [G] 81.
- CORNELIUS, H. P. (1913): *Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin)*. Cbl. Min., Geol. u. Pal.
- (1915): *Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamaassivs*. Geol. Rdsch. 6.
- DRESCHER, F. K., & STORZ, M. (1926): *Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit*. (Vorl. Ber.). N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Beilagebd. Abt. A, 54.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1940): *Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen*. Chemie der Erde 12.
- GÜNTHERT, A. (1954): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin)*. Diss. Basel. Schweiz. min.-petr. Mitt. 34.
- KOPP, J. (1923): *Bau und Abgrenzung der Simano- und Aduladecke im südöstlichen Misox*. Eclogae geol. Helv. 18.
- KÜNDIG, E. (1926): *Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox*. Diss. Zürich. Schweiz. min.-petr. Mitt. 6.
- (1934): 1. *Locarno-Brione-Mergoscia-Comuna-Gordola-Locarno*. In: BURRI, C., & KÜNDIG, E.: *Umgebung von Locarno*. Geol. Führer Schweiz, Fasc. XI, Centralschweiz, Exkursion 68.
- MELZI, G. (1893): *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. G. Min., Cristallogr. e Petr. 4/2.

- MERLA, G. (1935): *Le Formazioni cristalline fra l'alto Lario e la Val Bregaglia*. Nota prelim. Boll. Uff. geol. It. 60.
- REPOSSI, E. (1915): *La bassa Valle della Mera I*. Mem. Soc. ital. Sci. nat. e Museo civ. Storia nat. Milano 8, 1.
- (1916): Idem. Parte II. ibidem 8, 2.
- STAUB, R. (1916): *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] 46/1.
- (1918): *Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv*. Vjschr. naturf. Ges. Zürich 63.
- (1920): *Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden*. Ibidem 65.
- (1921): *Über den Bau des Monte della Disgrazia*. Ibidem 66.
- (1934): *Übersicht über die Geologie Graubündens*. Geol. Führer Schweiz, Fasc. III, Allg. Einführungen [N].
- THEOBALD, G. (1866): *Die südöstlichen Gebirge von Graubünden und dem angrenzenden Veltlin*. Beitr. geol. Karte Schweiz 3.
- WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen*. Schweiz. min.-petr. Mitt. 35/2.

Karten

- Carta d'Italia* 1 : 25000, Fo. 17, 1, SE, Novate Mezzola.
- Carta geologica d'Italia* 1 : 100000, Fo. 17, 1941, Chiavenna.
- STAUB, R. (1919): *Geologische Karte der Val Bregaglia* 1 : 50000. Spez.-Karte 80, hg. Schweiz. Geol. Komm.
- (1946): *Tektonische Karte der südlichen rätschen Alpen* 1:250 000. In: STAUB: *Geol. Karte der Bernina-Gruppe* 1 : 50000. Geol. Spez.-Karte 118, hg. Schweiz. Geol. Komm.

