

D_{mn} **102--7**

Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M.

DIE INSUBRISCHE LINIE VOM TESSIN BIS ZUM TONALEPASS

VON

HANS PETER CORNELIUS

UND

MARTHA FURLANI-CORNELIUS

(MIT 16 TEXTFIGUREN, 1 KARTE UND 1 TAFEL)

AUS DEN DENKSCHRIFTEN DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN IN WIEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE, 102. BAND

WIEN 1930

HÖLDER-PICHLER-TEMPSKY, A.-G., WIEN UND LEIPZIG
KOMMISSIONSVERLEGER DER AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN IN WIEN
DRUCK DER ÖSTERREICHISCHEN STAATSDRUCKEREI

DIE INSUBRISCHE LINIE VOM TESSIN BIS ZUM TONALEPASS

VON

HANS PETER CORNELIUS UND MARTHA FURLANI-CORNELIUS

(MIT 16 TEXTFIGUREN, 1 KARTE UND 1 TAFEL)

VORGELEGT IN DER SITZUNG AM 15. MAI 1930

Einleitung.

Von Giubiasco im Tessintale bis Dimaro in Judikarien, über nicht ganz 150 *km* Erstreckung, verläuft fast schnurgerade von W nach O, nur im östlichen Abschnitt nach ONO abgebogen, eine der bedeutendsten Dislokationen des Alpengebirges. Wenn sie auf manchen geologischen Karten nicht allzu deutlich hervortritt, so ist daran nur der Umstand schuld, daß diese die verschiedenen krystallinen Gesteine, welche jene Gegenden vorzugsweise aufbauen, nicht entsprechend trennen konnten — lagen doch genauere Aufnahmen bisher nur von einzelnen Teilstücken jener Strecke vor. Deutlich jedenfalls gibt sich die Dislokation schon auf der topographischen Karte zu erkennen, dank der Tatsache, daß sie auf der ganzen genannten Strecke von ausgeprägten Tiefenlinien begleitet wird: im O ist dies die Val di Sole und die Senke des Tonalepasses; daran anschließend der obere, ONO verlaufende Abschnitt der Val Camonica und weiter die Apricapaßfurche. Das ganze untere Veltlin von Tresenda bis zur Einmündung in den Comersee folgt ihr in gleicher Weise. Jenseits des letzteren sind es nur mehr Nebentäler: die Valle S. Jorio und Val Morobbia, welche die Tiefenlinie fortsetzen; aber im untersten ost-westlich verlaufenden Abschnitte des Tessintales, von Giubiasco bis zum Lago Maggiore, ist sie wieder durch ein breites Haupttal ausgeprägt. Es ist die große südliche Längstalfucht der Alpen, um die es sich hier handelt.

Die bereits genannte Dislokation, welcher diese Längstalfucht folgt, ist die Insubrische Linie¹ — richtiger ein Teilstück von dieser; denn am Tessin ist ihr Westende noch nicht erreicht. Aber die Frage ihrer weiteren Fortsetzung ist strittig und soll uns in dieser Arbeit nicht weiter beschäftigen; nur zum Schluß (p. 292) sei mit einigen Zeilen davon die Rede.

Man möchte annehmen, daß eine derart hervorsteckende tektonische Linie schon lange die Geologen angeregt hätte, sich näher mit ihr zu beschäftigen. Das hat sie im letzten Vierteljahrhundert ja auch

¹ Wenn wir schon in unseren Vorberichten (10 bis 13) diesen von Albrecht Spitz (62) eingeführten Namen gebraucht haben, während doch gerade für die von uns untersuchte Strecke derselben schon früher Salomon die Bezeichnung Tonalelinie geprägt hat (53), so ist das dadurch gerechtfertigt, daß gerade am Tonalepaß ihre Existenz von sehr maßgebenden Forschern bestritten worden war. Wir mußten also den Namen Tonalelinie vermeiden, wollten wir nicht von vornherein vor eigener Prüfung der Sachlage in der Frage ihrer Existenz am Tonalepaß für Salomon Partei ergreifen.

ausgiebig getan; aber die Frucht dieser Anregung bestand wesentlich in theoretischen Spekulationen. Und obwohl diese die Bedeutung unserer Dislokation für den Alpenbau sehr nachdrücklich unterstrichen — es genüge zunächst das Schlagwort *alpin-dinarische Grenze* zu nennen — blieb die Zahl der Geologen, die sie (beziehungsweise Teile von ihr) im Gelände studierten, bis heute gering und unsere Kenntnisse der tatsächlichen Verhältnisse in vieler Hinsicht lückenhaft und unsicher.

Wenn wir es hier unternehmen, einen ganz gedrängten Abriss der Erforschungsgeschichte zu geben, so müssen wir uns beschränken auf diejenigen Arbeiten, welche die Insubrische Linie selbst behandeln; auf die zum Teil sehr verdienstvollen Arbeiten deutscher und österreichischer, schweizerischer und italienischer Forscher, welche das beiderseits anstoßende größtenteils krystalline Gebirge betreffen, wird gegebenenorts Bezug genommen werden. Und von den verschiedenartigen Deutungen, welche jener Linie gegeben wurden, soll erst später eingehend die Rede sein (vgl. p. 281 f.).

Wohl der erste, der eine tektonische Störung an der Stelle unserer Insubrischen Linie annahm, war der verdienstvolle Erforscher Graubündens, Theobald. Er erkannte den Dolomit von Dubino im untersten Veltlin als Trias und faßte ihn als regelmäßige Synklinale auf (79). Rolle, der später die westliche Fortsetzung dieser Trias studierte (52), folgte ihm in dieser tektonischen Deutung. Sie findet sich wieder in einigen italienischen Arbeiten: Melzi (37, 38), Repossi (50); dieser hat allerdings in seiner abschließenden Arbeit (51) die Asymmetrie des Triaszuges auf dem größten Teil seiner Erstreckung anerkannt.

Der erste, welchem der scharfe tektonische Schnitt auf der Nordseite dieser Trias (die er jedoch nicht als solche anerkennt) auffiel, war C. Diener (15, p. 137). Unmittelbar beobachtet scheint er unsere Insubrische Linie nicht zu haben; aber die Verschiedenheit im Gebirgsbau zu beiden Seiten fiel ihm auf und so zeigt seine Übersichtskarte der Strukturlinien der Westalpen a. a. O. die Dislokationslinie zwischen Tessin und Comersee einigermaßen zutreffend. Im O war es zuerst Salomon, der bereits 1891 die Existenz einer »Bruchlinie« bei Ponte di Legno erkannte (53); ihm fiel auch zuerst ihr Zusammengehen mit dem oben erwähnten Zug von Tiefenlinien auf und so schloß er — zunächst ohne weitere Anhaltspunkte — auf ihr Fortstreichen längs des ganzen Veltlins. Später (57) konnte er ihren Verlauf genauer angeben und für das Adamellogebiet auf der Karte eintragen (58). Es ist dieser Erfolg um so höher einzuschätzen, als gerade im Adamellogebiet zwar eine deutliche Verschiedenheit der Gesteinsserien, aber keine solche des Gebirgsbaus zu beiden Seiten der Dislokation — die Schichten verlaufen im ganzen parallel zu ihr — besteht. So wurde denn auch das Vorhandensein einer bedeutenden Störung an der Stelle der »Tonalelinie« von den Geologen der Wiener Reichsanstalt, die zu Anfang des Jahrhunderts im Tonalegebiet eine sehr verdienstvolle Aufnahme durchführten: G. B. Trener (80) und W. Hammer (2, 19), geradezu in Abrede gestellt, wenn sie auch die Existenz einer Zone zerquetschter Gesteine zugeben.

Im Tessintal stellte Klemm (30) die schon von Diener vermutete »Verwerfung« in Gestalt einer großen Quetschzone fest. R. Staub hat sie später (65) längs der ganzen Val Morobbia beobachtet; Novarese (41) hat sie bis zum Comersee verfolgt. In den Bergen zwischen Veltlin und Tonale besonders bemühte sich in den Jahren vor dem Kriege A. Spitz um nähere Erkenntnis; auch weiter westlich hat er einzelne Begehungen ausgeführt. Wegen des Krieges blieb seine Arbeit unvollendet; und leider sind darüber nur kurzgefaßte Mitteilungen nach dem frühen Tode des Verfassers veröffentlicht worden (62), die indessen für die Auffassung der Insubrischen Linie von großer Wichtigkeit sind (vgl. p. 286). Im Veltlin gelang es zwar gleichzeitig dem einen von uns, dieselbe auf der Nordseite des bereits erwähnten Triaszuges bis zur Mündung von Val Masino aufwärts nachzuweisen (5); weiter östlich aber blieben die — auf Stichproben beschränkten — Nachforschungen vergeblich; auch ihre Fortsetzung wurde damals durch den Krieg vereitelt. So kam es, daß Henny, der um dieselbe Zeit von W kommend, die »alpin-dinarische Grenze« beging, auf eine falsche Fährte gelenkt wurde und dieselbe im Gebirge südlich vom Veltlin und südlich von der Tonalefurche suchte (23; vgl. später p. 249).

Im ganzen genommen waren also unsere Kenntnisse von dieser Dislokation keineswegs befriedigend; bezüglich ihres Verlaufes auf großen Strecken, ja selbst über ihre Existenz gab es noch Meinungsverschiedenheiten, und genaue Profile waren bisher nur aus dem östlichen Abschnitt (Hammer, Trener) und aus dem unteren Veltlin (Cornelius) sowie aus dem Gebirge beiderseits des Comersees nordendes (Repossi) veröffentlicht. Das wäre an sich schon Grund genug gewesen zu einer genaueren

Neuaufnahme. Dazu aber kam die schon erwähnte hervorragende Rolle, die diese Linie im Zeitalter der Alpensynthesen von Termier und E. Sueß bis auf R. Staub in allen derartigen Versuchen spielt (näheres darüber später, p. 281 f.). Damit wurde ihre eingehende Erforschung zu einer man kann wohl sagen höchst dringenden Aufgabe.

Wir haben dieselbe in den Sommern 1925 bis 1927 zu lösen versucht, zunächst auf der Teilstrecke vom Tessin bis zum Tonalepaß. Über das östliche Endstück zwischen Tonalepaß und Judikarien sind von italienischer Seite Arbeiten in Aussicht genommen, weshalb wir es in dieser Arbeit unberücksichtigt lassen; wir haben uns dort mit einigen Stichproben begnügt. Auch für den Abschnitt von der schweizerisch-italienischen Grenze bis zum Tessin sind in Bälde eingehende Mitteilungen vor allem petrographischer Art von Herrn P. Knoblauch in Bellinzona, zu erwarten; wir haben uns deshalb auch dort auf ein paar für unsere Zwecke wesentliche Begehungen beschränkt. Die weitere Fortsetzung nach W bildet ein Problem für sich, das wir bei späterer Gelegenheit in Angriff zu nehmen hoffen.

Die vorliegende Arbeit bildet das Ergebnis unserer genannten Untersuchungen. Sie schließt an die von dem einen von uns früher veröffentlichte Schrift: »Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin« (5) an; räumlich übergreifen sich die in beiden behandelten Gebiete. Die Kenntnis jener Arbeit wird hier vorausgesetzt; das darin Gesagte wird nicht wiederholt, höchstens kurz resümiert, und nur so weit, als unsere Erfahrungen zu Ergänzungen oder Berichtigungen Anlaß geben, wird näher auf den dort behandelten Gebietsteil eingegangen. Leider ist es uns nicht möglich, den damals begangenen Weg einer eingehenden petrographischen Untersuchung der krystallinen Gesteine in gleichem Ausmaß weiter zu beschreiten; finanzielle Rücksichten zwangen uns mit einem Minimum an Dünnschliffen vorlieb zu nehmen. Es ist das ein Mißstand, der indessen abgeschwächt wird — in seiner geologischen Auswirkung — durch die zunehmende eigene Erfahrung, die uns mit der Zeit gestattete die vorkommenden Gesteine auch ohne mikroskopische Untersuchung vielfach richtig zu klassifizieren. Und für unseren Hauptzweck genügte das: denn in erster Linie galt unser Bestreben der genauen Feststellung der an der Insubrischen Linie selbst zu ermittelnden Tatsachen. Mit wenigen jeweils besonders zu erwähnenden Ausnahmen glauben wir alle wichtigen Aufschlüsse derselben zwischen Tessin und Tonalepaß begangen zu haben. Für die Diskussion ihrer Bedeutung freilich war es notwendig, das anstoßende krystalline Gebirge auf weitere Erstreckung hin mit in den Kreis der Betrachtung zu ziehen. Aber dort haben unsere Begehungen nur den Charakter von Übersichtsaufnahmen — würde doch eine vollständige Detailuntersuchung so ausgedehnter und beschwerlich zu bereisender Gebirgstrassen viele Jahre kosten; denn fast im ganzen Gebiet sind die Höhenunterschiede sehr groß (2000 bis gegen 3000 *m*), ebenso die Entfernungen von bewohnten Örtlichkeiten.

Dementsprechend ist auch die beigegegebene geologische Übersichtskarte zu werten: die Grenzziehungen innerhalb der krystallinen Serien sind vielfach nur schematisch richtig, auch konnten — schon des Maßstabes halber — viele Einzelvorkommnisse nicht berücksichtigt werden.

Nicht zum Gegenstand dieser Arbeit gehören die beiden großen Intrusivmassen der Gegend: das Adamello- und Disgraziamassiv. Einige neue Beobachtungen und Schlußfolgerungen zu diesem Gegenstand sind an anderer Stelle mitgeteilt (9); allerdings muß auf ihre Beziehungen zur Insubrischen Linie auch am Ende der vorliegenden Arbeit zurückgekommen werden.

Ein Wort noch über die Reiseverhältnisse in jenem Landstrich. Dieselben sind gegenüber der Zeit vor dem Kriege insofern gebessert als das Netz militärischer Verbote nunmehr wesentlich gemildert ist, in welchem damals der nichts ahnende Wanderer nur zu leicht gefangen saß, das speziell in der Nachbarschaft der ehemaligen österreichischen Grenze jede wissenschaftliche Tätigkeit nahezu unmöglich machte. Als Ersatz besteht neuerdings die hermetische Abschließung eines — wenn auch nur schmalen — Streifens längs der ganzen Grenze, den zu betreten ohne behördliche Erlaubnis verboten ist; eine solche zu bekommen ist zwar theoretisch möglich, doch ist es gut, sich über den Erfolg einer darauf bezüglichen Eingabe an die Provinzbehörde keinen Illusionen hinzugeben.¹ Für uns spielten diese Schwierigkeiten nur am Passo S. Jorio eine Rolle; eine Exkursion wurde uns dadurch vereitelt — zum Glück nachdem im Vorjahre, da die Sperre noch nicht bestand, bereits das für uns Wesentlichste getan war.

¹ Dem Vernehmen nach haben sich diese Verhältnisse seither gebessert; doch ist es jedenfalls ratsam, beizeiten vor Antritt der Reise die erforderlichen Bewilligungen einzuholen.

Jedenfalls ist zu warnen vor jedem Versuch, die Grenze etwa von der Schweiz her zu überschreiten; ein solcher kann, da die Wachen ohne weiteres zu schießen befugt sind, die ernstesten Folgen haben. Bei Exkursionen auf italienischem Boden lasse man nie seine Ausweispapiere zuhause — an den abgelegensten Plätzen kann es begegnen, daß man darum angehalten wird. Im übrigen können wir uns nicht beklagen, daß uns in irgendeiner Weise Schwierigkeiten gemacht worden wären. Die Bevölkerung der bereisten Gebiete ist durchaus liebenswürdig, zuvorkommend und ehrlich. Für gute Unterkunft ist in den Talorten überall gesorgt; nur ist zu berücksichtigen, daß in höher gelegenen Orten (Tonale-gegend, Apricapaß, Veltliner Seitentäler) im Hochsommer oft große Überfüllung herrscht. Auch die abgelegensten Bergnester besitzen stets eine, wenn auch manchmal äußerst bescheidene Wirtschaft. Abseits der ständig bewohnten Orte freilich ist man bezüglich Nachtquartier auf die zumeist mehr als primitiven Alpenhütten angewiesen; doch sind auch dort fremde Gäste stets freundlich aufgenommen.

Die vorliegende Arbeit wurde ermöglicht durch dreimalige namhafte Unterstützungen von seiten der hohen Akademie der Wissenschaften, wofür wir derselben auch an dieser Stelle unseren ehrerbietigen Dank aussprechen möchten.

Weiter sei allen denjenigen bestens gedankt, welche in irgendeiner Weise unsere Arbeit gefördert haben: vor allem Herrn Hofrat W. Hammer für vielfache freundlichst erteilte Auskünfte und Ratschläge. Für liebenswürdige briefliche Mitteilungen sind wir den Herren Geheimrat W. Salomon-Calvi und P. Knoblauch zu Dank verpflichtet.

A. Beschreibender Teil.

I. Die Aufschlüsse der Insubrischen Linie.

1. Im Abschnitt zwischen Tessin und Comersee.

a) Val Morobbia.

Diesen westlichsten Teilabschnitt unseres Arbeitsfeldes haben wir, wie schon einleitend bemerkt, nur soweit begangen, als es für den Zusammenhang unserer Untersuchungen unbedingt erforderlich war: d. h. vor allem die wichtigsten Aufschlüsse der Insubrischen Linie selbst und der an ihr eingeklemmten Triaszone. Im übrigen sei auf die bevorstehende Publikation von P. Knoblauch verwiesen.

Im untersten Tessintal, zwischen dem Lago Maggiore und Giubiasco, verhüllen mächtige Alluvionen jeglichen geologischen Einblick. Was man sieht, ist nur ein auffallender Kontrast zwischen den beiden Talseiten: den einförmigen dunklen Paragneisen und Glimmerschiefern des Seengebirges im S, den in größerer Tiefe und unter weit stärkerer magmatischer Beeinflussung umgeformten, granitdurchtränkten Gneisen der Tessiner Masse im N, ein Gegensatz, auf den z. B. Klemm (30, p. 254) schon hingewiesen hat.

Wo sich das Tessintal bei Giubiasco nach N zu wenden beginnt, dort treten die beiden Gesteinsgruppen auf der Südostseite des Tals aneinander heran. Südlich der Mündung von Val Morobbia beobachtet man noch Biotitschiefer mit Amphibolitlagen, durchsetzt von zahlreichen, vielfach diskordanten Intrusionsadern. Zumeist handelt es sich um helle Granite von feinem Korn, seltener um Aplite und Pegmatite. Die Granite zeigen sehr oft schlierige bis schieferige Textur parallel zum Salband; doch sind Anzeichen postkrystalliner mechanischer Deformation wenigstens makroskopisch fast nicht zu sehen. Wir betrachten diese Gänge als letzte Vorposten der jungen Südtessiner Injektionszone und nicht etwa als Äquivalent der später zu erwähnenden Pegmatite der Tonalezone (diese sind meist viel stärker verschiefert). Damit soll nicht gesagt sein, daß hier nicht die Fortsetzung der Tonalezone durchgeht — die zahlreichen Amphibolite und bald zu erwähnende vereinzelt Marmorlagen deuten darauf hin; aber an Pegmatit scheint sie hier im W einigermaßen zu verarmen.

Beim Aufstieg von S. Bartolomeo zur Terrasse von Margnetti treffen wir ein auffälliges Gestein an, dem wir später noch öfters begegnen werden: einen dunklen Biotitschiefer mit reichlichem Gehalt an großen, meist rechteckig umgrenzten Plagioklasen. Es ist der »Augengneis von S. Antonio« R. Staub's (65, p. 13 f.). Er gehört, wie wir sehen werden, noch zum nördlichen Gebirge. Die Grenze gegen die Seengebirgsschiefer muß etwa bei Camorino austreichen; doch fehlt es an dem dick mit Moränen verkleisterten Gehänge an Aufschlüssen, die sie genauer festzulegen gestatten würden.

Besser steht es in dieser Hinsicht, wenn wir das Gehänge des Tessintals verlassen und nach Val Morobbia hineingehen. An dem Steig auf der südlichen Talseite (östlich Margnetti) treffen wir die fragliche Grenze in Gestalt einer gewaltigen Zerrüttungszone mit undefinierbaren dunklen, nach lauter Gleitflächen brechenden Quetschschiefen. Sie wurde hier schon von Klemm (30, p. 255) festgestellt. Doch erweckt seine Beschreibung einigermaßen unrichtige Vorstellungen über die Ausdehnung der Quetschzone. Ihre Mächtigkeit geht nach unseren Feststellungen nicht über einige 100 m hinaus; denn südlich von ihr trifft man schon bald, z. B. nördlich von Monti di Verona, ganz gesunde Gesteine der Seengebirgsschiefer. Selbstverständlich soll damit nicht bestritten werden, daß zahlreiche sekundäre Quetschzonen vorhanden sind; trifft man solche doch sowohl nördlich wie südlich der Hauptquetschzone immer wieder an.

Diese große Quetschzone entspricht nun einer großen Dislokation innerhalb der krystallinen Gesteine: der Insubrischen Linie. Sie steht hier ungefähr senkrecht und streicht zirka N 80° O.

Südlich von Pianezzo hat die Quetschzone den Wassern der Morobbia ein Stück weit den Weg vorgezeichnet: auf fast 1 km Erstreckung durchströmen diese einen auffällig geradlinigen Schluchtabschnitt. An seinem Ostende quert die Schlucht der Steig von Pianezzo zu den Monti di Verona, der ein gutes Profil bietet.

Die Tessiner Injektionsgneise mit ihren Pegmatiten und Granitgängen beobachtet man längs der von Giubiasco herauf führenden Straße bis Pianezzo. Dort aber ist ihre Südgrenze erreicht: gleich unter der Terrasse, auf welcher der Ort steht, ziehen die oben erwähnten Plagioklas-Biotitschiefer durch, zirka 100 *m* mächtig. Weiter abwärts folgen hier ziemlich charakterlose Biotitschiefer mit einzelnen quarzitischen Lagen, aber ohne Pegmatit usw.; dann in der Tiefe der Schlucht die Quetschschiefer. Deren Nordgrenze ist hier durch eine in der Verlängerung der Schlucht gegen O weiterlaufende Furche gekennzeichnet, die freilich, wenigstens in der Nähe des Steiges, keine Aufschlüsse bietet. Auf der Südseite beobachtet man den Übergang der Quetschgesteine in die — von zahlreichen kleineren parallelen Quetschzonen durchsetzten — Biotitschiefer des Seengebirges; ein Biotit-Augengneis ist darin eingeschaltet.

Weiter talaufwärts muß die Insubrische Linie bald in O—W-Streichen einschwenken. Sie verläuft hier auf längere Erstreckung auf den moränenverhüllten Terrassen auf der nördlichen Talseite.¹ Die Straße schneidet wiederholt die bereits erwähnten Plagioklas-Biotitschiefer an; sie treten hier in Verbindung mit dem nördlich von ihnen oberhalb S. Antonio beginnenden Tonalit (vgl. 61, p. 14), zu dessen Kontaktzone die ersteren gehören (vgl. später, p. 267). Südlich davon ziehen die ebenfalls schon genannten Biotitschiefer weiter, die an der Straße oberhalb Pianezzo mehrfach Lagen von verschieferten Apliten enthalten. Ihre Serienzugehörigkeit aber offenbaren diese Biotitschiefer weiter östlich, an dem N—S verlaufenden Straßenabschnitt östlich Val Melera. Nicht nur werden sie hier gröber krystallin, wohl im Zusammenhang mit reichlicherem Auftreten aplitischer (nicht eigentlich pegmatitischer) Lagen, sondern sie enthalten auch eine ganze Reihe von schmalen (meist nicht über 1 bis 2 *m*), besonders gegen S gehäuften Amphibolitbänken sowie eine einzelne Einschaltung von weißem und grauem, silikatführendem Marmor. Das ist schon fast ganz die Zusammensetzung der typischen Tonaleserie, wie wir sie weiter östlich treffen werden (vgl. p. 250 f.). Die ganze, steil N fallende Serie ist gegen S wesentlich flacher, also diskordant (eine Amphibolitlage wird gegen unten abgeschnitten!) überschoben auf hellen Granitgneis, mit ansehnlicher Quetschzone. Wenn diese noch nicht der Insubrischen Linie selbst entsprechen sollte, so doch sicher einer unmittelbar benachbarten Parallelstörung. Jedenfalls gehören die hellen Granitgneise, Zweiglimmerschiefer und Amphibolite, die im Dorfe Carena und östlich davon anstehen — zumeist mit N—S-Streichen! — bereits zum Seengebirge. Denn von dem nächst östlichen Graben, Val di Prada, an tragen sie eine Triasserie, welche sich nun als 4 *km* lange Linse zwischen das nördliche und südliche Gebirge einschiebt.²

Sie beginnt in dem genannten Graben mit einer gelben Rauhwaacke, die eine 12 bis 15 *m* hohe, auffällige Felsgruppe bildet. Sie steckt, beiderseits von schwarzen Quetschschiefeln eingefast, zwischen hellen Granitgneisen; die Ähnlichkeit in der Gesteinszusammensetzung zwischen dem Gebirge über und unter der Trias ist hier so auffallend, daß man versucht ist, anzunehmen, die letztere befinde sich zunächst noch gar nicht auf der Hauptdislokation; doch konnten wir die Frage nicht weiter verfolgen.

Wesentlich mehr besagen die Aufschlüsse des nächst östlichen Grabens, Val di Ruscada. Von dem Talsträßchen aus aufsteigend, trifft man zunächst graue, muskowitzreiche, zum Teil großblättrige Glimmerschiefer; darin steht eine ziemlich mächtige (20 bis 25 *m*) Masse von hellgrünlichem Muskowitquarzit an, welcher eine Steilstufe bildet. Etwa 160 bis 180 *m* über der Talsohle liegt auf dem Glimmerschiefer mit anomalem Kontakt (schwarze Quetschschiefer, aber nur 1 bis 2 *m*) die Rauhwaacke (welche sich von Val di Prada her an einzelnen Aufschlüssen über das buschbestandene Gehänge verfolgen läßt). Sie hat an Mächtigkeit gewaltig zugenommen: insgesamt mißt sie hier 120 bis 150 *m*. Über dem untersten Viertel steckt darin eine (wohl stratigraphische!) Einschaltung von gelblichem, dünnplattigem Dolomit und Dolomitschiefer (2 bis 3 *m*). Über den unteren zwei Dritteln liegt ein grauer Dolomit, äußerst zertrümmert (zirka 2 *m*) und darauf ein dunkelgrüner, äußerst zerquetschter Mylonit eines krystallinen Schiefers (5 bis 6 *m*); besonders auf der östlichen Grabenseite ist er sehr auffällig. 8 bis 10 *m* höher steht auf der Westseite ein zweiter ebenfalls total zerquetschter krystalliner Keil (1 *m*) an. Die große Mächtigkeit der Rauhwaacke ist also zum, freilich geringeren Teil durch tektonische Wiederholung bedingt. Ihr Dach bildet wiederum grauer Dolomit, vollkommen gleich dem zuvor erwähnten. Darauf liegen mit ziemlich steil N fallendem Kontakt intensiv rotbraun verwitternde, ziemlich großblättrige

¹ Inwieweit die steil eingerissenen Seitengräben unterhalb der Terrasse Aufschlüsse bieten, haben wir nicht untersucht; möglich wäre es, daß der eine oder der andere von ihnen die Insubrische Linie anschneidet.

² Nach freundlicher brieflicher Mitteilung von Herrn P. Knoblauch kommt auch weiter westlich gelegentlich Trias an der Insubrischen Linie vor, aber nur in Gestalt von dezimetermächtigen Linsen und Bändern von Dolomit. Wir haben die fraglichen Aufschlüsse offenbar nicht gesehen.

Glimmerschiefer mit aplitischen Lagen, Amphiboliteinschaltungen und dünnen Marmorbänken, also wiederum die typische Tonaleserie.

Das Interessanteste an diesem Profil ist die Einschuppung der krystallinen Keile in die Trias. Leider können wir ohne eingehendere Studien nicht sicher sagen, ob das bis zur Unkenntlichkeit zerdrückte Gestein des ersteren der Serie nördlich oder südlich der Trias primär zugehört, halten aber das zweite für wahrscheinlicher. Jedenfalls ist diese Verschuppung auch eine Stütze für die zuvor geäußerte Vermutung bezüglich der Einschaltung der Rauhwaacke im Val di Prada auf einer sekundären Schuppungsfläche.

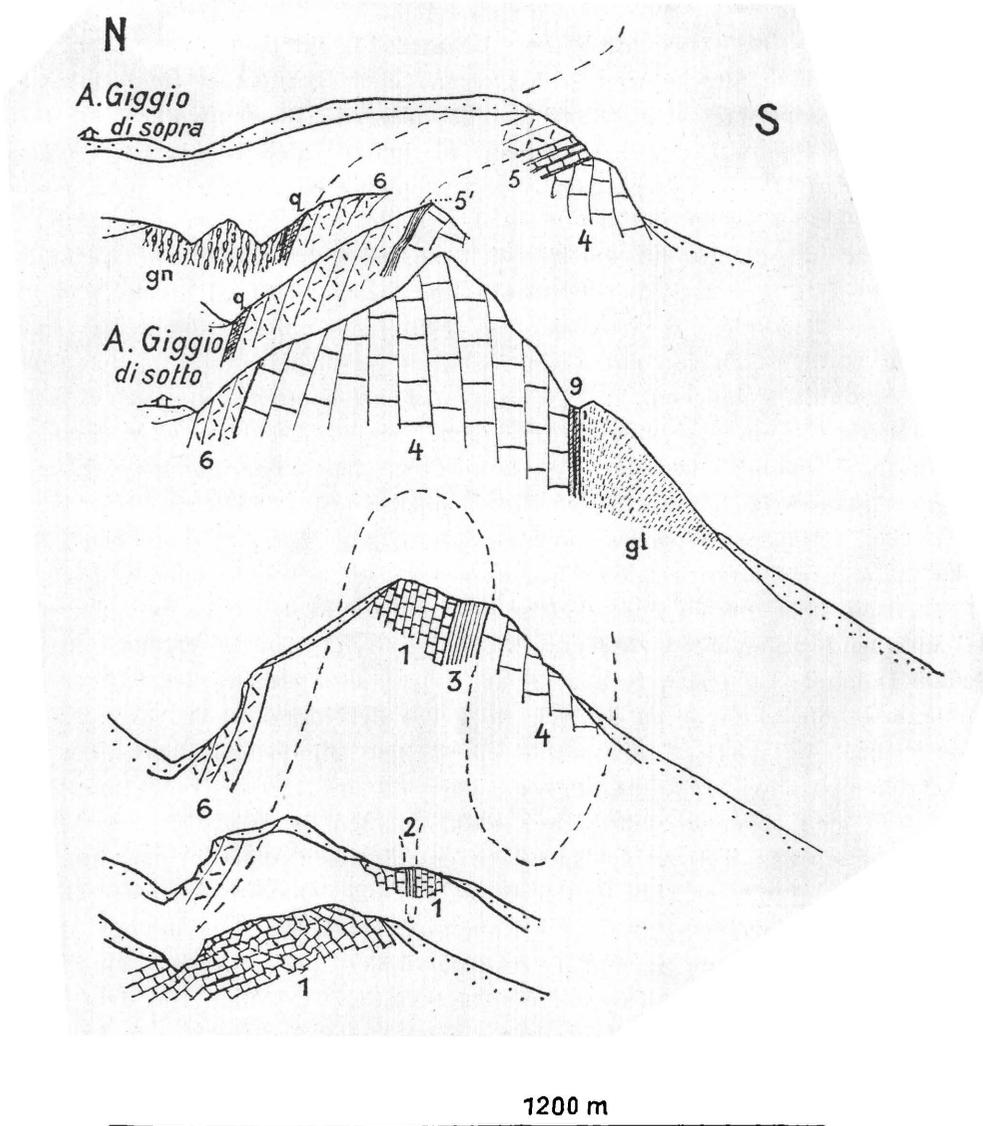


Fig. 1. Profilsreihe in der obersten Val Morobbia, 1 : 5000 zirka.

Den nächsten Graben (Val di Fossada) haben wir nicht begangen; erst wieder die Aufschlüsse an der Ausmündung des Grabens 1 km westlich Alpe Giggio, wo die Trias ins Tal hinabsteigt und in ansehnlichen Felspartien ansteht. Der größere Teil ist auch hier Rauhwaacke (zirka 25 m aufgeschlossene Mächtigkeit); sie ist zu einer nach S offenen Synklinale (beziehungsweise flach nach N eintauchenden Antiklinale!) verbogen, in deren Kern mäßig dunkelgrauer dünnbankiger Dolomit steckt, mit braunroten zackig verlaufenden Tonhäuten. Er ist stark zertrümmert; längeres Suchen nach Fossilien darin blieb erfolglos. Überlagert wird die Rauhwaacke von zirka 12 bis 15 m eines hellgelblichen, noch stärker zertrümmerten Dolomits; etwas unter der Mitte enthält er eine 10 bis 20 cm mächtige Tonschieferlage mit (einsedimentierten oder eingekneteten?) Dolomitbrocken. Er wird flach überschoben von grauen, stark mylonitischen

(besonders am Kontakt gänzlich vermulnten) Glimmerschiefern; auch sie dürften der Tonaleserie angehören, wenn auch die kennzeichnenden Einlagerungen hier nicht gefunden wurden.

Die Trias setzt nun gegen O über das Tal und bildet die Rippe zwischen den beiden Hauptquellbächen der Val Morobbia, südlich der Alpe Giggio (nach welcher Lokalität dieser schon am längsten bekannte Teil des Triaszuges in der Literatur zumeist benannt wird). Und hier beobachten wir ein stratigraphisch ziemlich reichhaltiges, wichtiges Profil (Fig. 1).

Dasselbe beginnt in dem nördlichen (von Alpe Giggio herabkommenden) Bach mit einem schwarzgrauen, dunkelbankigen, krystallinen und hochgradig bituminösen Dolomit (1); er ist ziemlich stark in sich gefältelt, zertrümmert und von zahllosen weißen Kalzitadern durchwoben. Mächtigkeit ansehnlich, aber schwer zu schätzen; 50 bis 60 *m*? Er bildet eine Steilstufe im Bach und ist längs eines von dort nach S führenden Steiges eine Strecke weit zu verfolgen; ebenso bildet er ziemlich weit aufwärts die gegen O emporziehende Rippe, hier aber schlecht aufgeschlossen. Bachaufwärts folgt fast unmittelbar die uns bereits bekannte Rauhacke (6); sie bildet ansehnliche Felsen südseitig längs des Grabens, 40 bis 50 *m* mächtig. Verfolgt man aber den zuvor genannten Steig, so trifft man südlich von dem Dolomit einen schwarzgrauen, dünnplattigen Kalk bis Kalkschiefer, braun anwitternd (2), in steiler Stellung, 6 bis 8 *m* mächtig; dann folgt ein ziemlich dunkel rötlichgrauer, dünnbankiger Dolomit mit dunkelroten Tonbelägen (1'), gegen S dicker bankig und heller werdend; 5 bis 6 *m* aufgeschlossen. Weiter aufwärts bilden die Rippe, weithin sichtbar, hell-schimmernde Dolomitfelsen mit ansehnlichen Abbrüchen. Ungefähr nordwestlich von ihrem am weitesten westlich herabreichenden Aufschluß — die Stelle befindet sich in unübersichtlichem Waldgelände und ist kaum genauer zu beschreiben — ein auffälliges Schichtenglied (3): dunkle, dünnbankige, dichte Kalke, graublau anwitternd, zum Teil mit gelben Schlieren; ziemlich häufig sind darin unbestimmbare Schalenreste, zum Teil ganze Lumachellen. Leider blieb längeres Suchen nach brauchbaren Fossilien ergebnislos; vielleicht haben einmal Nachfolger mehr Glück. Eingelagert sind stellenweise dunkle, licht anwitternde Dolomitbänke. Aufgeschlossene Mächtigkeit zirka 20 *m*. Gleichartige Gesteine liegen weiter östlich noch vielfach im Schutt unterhalb der hellen Dolomitfelsen, über die sie vermutlich herabkommen; doch gelang es nicht, sie noch an einer anderen Stelle anstehend aufzufinden. Nicht weit nördlich von dem erwähnten Aufschluß von (3) beginnt der dunkle Dolomit (1); gegen S aber findet Übergang statt in den hellgrauen Dolomit (4), welcher die zuvor erwähnten Felspartien des oberen Teiles der Rippe bildet. Er ist, soweit nicht zerdrückt (was aber vielfach der Fall), deutlich zuckerkörnig, teils dünn-, teils dickbankig bis vollkommen massig, weiß oder bläulich anwitternd; Mächtigkeit sicher 120 bis 150 *m*. Folgt man dem Südfuß der Dolomitfelsen, so trifft man an einer Stelle den Kontakt mit den hier recht grob krystallinen Schiefen (sie erinnern makroskopisch zum Teil an die später zu erwähnenden Albitknotengneise; vgl. p. 243 f.) der Südseite: er wird gebildet durch eine bis zirka 20 *m* mächtige Quetschzone aus schwarzen Mylonit-schiefern. Sie stehen vertikal, während in einiger Entfernung vom Kontakt mittleres bis steiles Nordfallen in den Schiefen herrscht. Alle tieferen Triasglieder fehlen hier. Nördlich lehnt sich, wie vorher an den dunklen, so nun an den hellen Dolomit die Rauhacke (6); östlich von dem Signal südlich der Alpe Giggio (di sotto) greift sie über die Kante der Rippe hinweg und legt sich flach über den steil aufgerichteten Dolomit (4). Dabei schieben sich aber auf der Höhe der Rippe noch schwarze und grünliche, bröckelige Schiefer und grünlichgraue, gelb anwitternde Dolomitmergel unter der Rauhacke ein, mit der sie zum Teil durch Wechsellagerung verknüpft sind (5; insgesamt zirka 10 *m*); und weiter östlich, auf dem Südabfall der Rippe, vermittelt heller, dünnbankiger Dolomit mit dünnen Lagen schwarzen Schiefers (5) den Übergang zu (4). Von N legen sich auf die Rauhacke steil einfallende, zumeist granitische Gneise, stark zerrüttet und mylonitisiert (Aufschlüsse in Wasserrissen östlich Alpe Giggio di sotto); die Rauhacke enthält bis einige Meter vom Kontakt tektonisch eingeknetete Bruchstücke davon.

Gegen O verschwindet alles unter mächtiger Moränenüberdeckung; und weiterhin, am Passo S. Jorio, ist die ganze Trias auf eine winzige Dolomitlinse zusammengeschrumpft.¹

¹ Repossi (51, p. 19) erwähnt aus der Nachbarschaft der Paßhöhe typisches Verrucanokonglomerat, nach Beobachtung von C. Porro. Da die Stelle des Vorkommens nicht genauer gekennzeichnet ist, können wir nur vermuten, daß sie sich auf dem obersten von uns nicht begangenen westseitigen Gehänge befindet. Da uns die Arbeit Repossi's erst nach Abschluß unserer Begehungen zur Kenntnis kam, war es uns nicht mehr möglich, nach jenem Vorkommen zu suchen.

Das beschriebene Triasprofil ist, das dürfte aus dem Mitgeteilten hervorgehen, jedenfalls stark in sich disloziert, von Faltung und Ausquetschungen betroffen; und seine Deutung wird erst dann mit Sicherheit möglich sein, wenn wir ein weiteres, bald zu besprechendes (p. 216 f.) Profil kennengelernt haben werden, bei welchem jene Vorgänge weniger störend fühlbar sind. Vorläufig sei festgehalten, daß der Dolomit (1) und (1') aus lithologischen Gründen nur in die anisische Stufe gestellt werden kann; (3) vermittelt den Übergang zu dem hellen (ladinischen) Dolomit (4). Die Rauhacken (6) und die mit ihnen verknüpften Schichtenglieder (5) und (5') können dann nur ins Hangende des Dolomits (4), d. h. in die karnische Stufe zu stellen sein. Sie sind also das jüngste hier vorhandene Schichtenglied.¹ Wie die tektonischen Verbindungen zu denken sind, zeigt Fig. 1.

Als Ganzes genommen, bildet die Trias der oberen Val Morobbia eine zirka 4 km lange, einige 100 m (im Maximum) mächtige Linse, die auf der Insubrischen Linie eingeklemmt ist, beiderseits von anomalen Kontakten begrenzt. Auch in sich ist sie stark gestört; doch liegen bezeichnenderweise die jüngsten Schichten stets am Nordkontakt.

b) Passo S. Jorio — Valle del Liro.

Ein zusammenhängendes Profil durch die Gesteinsfolge beiderseits der Insubrischen Linie liefert der Grat des Passo S. Jorio (Fig. 2).

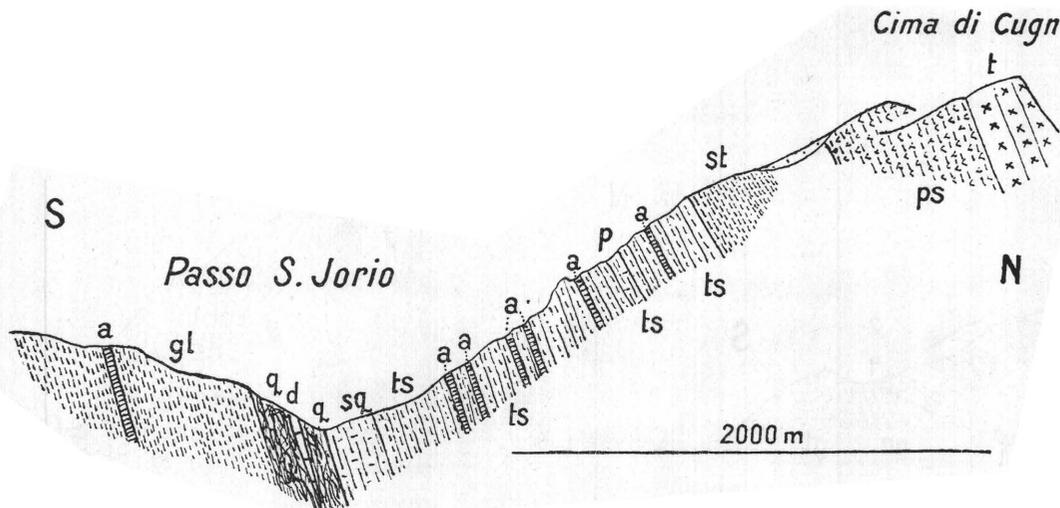


Fig. 2. Profil am Passo S. Jorio. 1 : 10.000 zirka.

Es reichen dort von S her die einförmigen Seengebirgs-Glimmerschiefer (*gl*) bis an die nördliche Paßlücke; etwas südlich von dieser enthalten sie eine kleine Einlagerung von Amphibolit (*a*). Mehr oder weniger beträchtliche Quetschzonen beobachtet man immer wieder; die bedeutendste streicht an der genannten Paßlücke selbst über den Grat; auf deren Südseite gehen aus den Glimmerschiefern furchtbar zerquetschte schwarze Schiefer (*q*) hervor, in welchen eine kaum 1 m mächtige Linse von Dolomit (*d*) steckt — die fast gänzlich ausgequetschte Fortsetzung der Trias von Val Morobbia. Nördlich davon folgt ein grünlichweißer serizitisch-quarzitische Schiefer (*sq*), der den Eindruck eines gänzlich zerquetschten Granitgneises macht, jedoch auch im Schliff keine sicheren Relikte erkennen läßt, wohl aber ansehnlichen Gehalt an schlecht erhaltenen, kleinen Feldspaten (albitnahe Plagioklase und vielleicht auch Orthoklas); er ist fein zerschiefert und in einer jüngsten Phase stark brecciös zertrümmert worden. Sodann folgen Biotitschiefer (*ts*) mit einer ganzen Reihe von Amphibolitlagen (*a*) von meist 1 m nicht übersteigender Mächtigkeit. Weiter aufwärts ist auch ein verschieferter Pegmatit (*p*) eingeschaltet: es ist die typische Gesteinsgesellschaft der Tonaleserie. Gegen oben folgen Zweiglimmerschiefer mit hellen Muskowitflasern und kleinen Staurolithporphyroblasten (*st*), die vollkommen manchen Typen der Morbegnoschiefer (vgl. später, p. 243) gleichen. Sie sind etwa 20 bis 30 m mächtig; leider konnte weder die Grenze gegen unten beobachtet werden noch die gegen oben. Dort folgen die Kontaktschiefer mit

¹ Ausführlicher ist die stratigraphische Deutung der Schichtenfolge auf p. 271 ff. behandelt.

Plagioklasen (*ps*) (vgl. p. 212), welche den Vorgipfel der Cima di Cugn bilden, endlich am Gipfel selbst der Tonalit (*t*), ziemlich stark geschiefert und in steil nördlich fallende Platten geklüftet, welche den ganzen Grat zum Monte Marmontana (2317 *m*, = Gardinello der Schweizer Karte) aufbauen.

In dem Graben auf der Ostseite des Rückens, der von diesem Berge südlich hinabzieht, ist die Insubrische Linie wieder aufgeschlossen. Unter Schuttbedeckung kommen dort zirka 10 *m* schwarzer Quetschschiefer hervor, in welchen Linsen von gelbem Dolomit, 20 bis 30 *cm* mächtig, eingeknetet sind. Südlich davon stehen zirka 12 *m* dünngebankten, selbst schieferigen grauen Dolomits an, gelbbraunlich, lichtorange anwitternd, mit schwarzen oder braunen Tonbelägen auf den Schichtenflächen; jedenfalls gehört er der tieferen Trias an. Im S trennt ihn wieder ein anomaler Kontakt von schwarzen zerquetschten Schiefen, die stellenweise Übergänge in Biotitschiefer erkennen lassen. Auch in einem östlich benachbarten Graben findet sich ein vereinzelter Aufschluß von etwas gelblich gebändertem Dolomit und Dolomitschiefer mit schwarzen Tonbelägen.

Ein zusammenhängenderes Profil bietet wieder der nächst östliche Rücken, oberhalb der Alpe Zoccaccia (Fig. 3). Schon auf dessen Westseite sieht man an dem Wege, der von dieser Alpe gegen den Passo S. Jorio führt, hellen Dolomit anstehen, gefaltet, aber im ganzen in ziemlich flacher Lagerung,

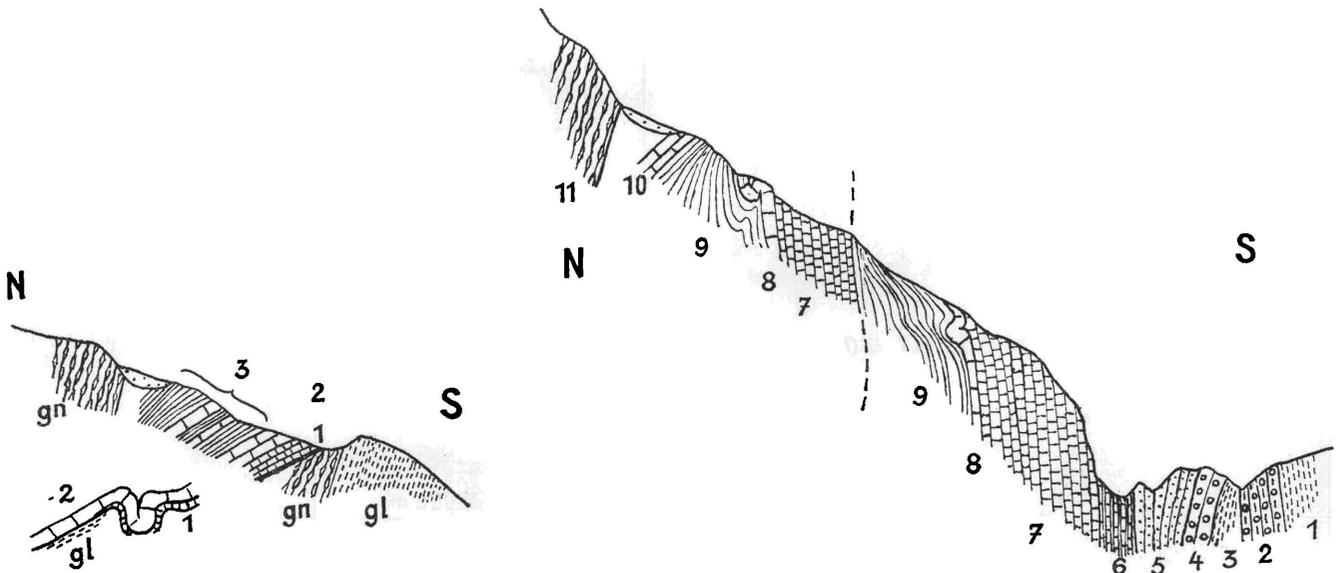


Fig. 3. Rücken oberhalb Alpe Zoccaccia.

Fig. 4. Profil im Graben zwischen Alpe Muggiogna und Alpe Zoccaccia, Val S. Jorio.

von zerquetschten Glimmerschiefen unterlagert; teilweise schaltet sich an der Basis ein geringmächtiger dunkelgrauer Dolomit mit Konkretionen von schwarzem Hornstein ein. Verfolgt man den Weg weiter gegen SO bis auf den Rücken, so sieht man die Glimmerschiefer sich zu steilem Nordfall aufrichten; darüber erscheint ein stark verschieferter, heller Augengneis (*gn*) und auf ihm liegt anscheinend diskordant — flacher nordfallend — die Trias. Sie beginnt mit dünnplattigem, dunklem Dolomit mit eingeschalteten hellen, dicken Bänken (1, zirka 10 *m*); darüber folgt etwa 15 *m* heller, dickbankiger Dolomit (2), weiter in bedeutender Mächtigkeit (40 bis 50 *m*) dunkle, dünnplattige Kalke und kalkige Schiefer (3), manchmal etwas an Rhät erinnernd; sie sind jedoch identisch mit jenen, die wir in der Val Morobbia als Liegendes des Wettersteindolomits getroffen haben; zwei dickere Bänke von hellem Dolomit sind (stratigraphisch oder tektonisch?) dazwischengeschaltet. Zuoberst wird das Einfallen steiler; leider ist der Kontakt nicht sichtbar mit dem weiterhin fast senkrecht anstehenden, O—W streichenden, hellen Augengneis (*gn*).

Der Graben östlich von diesem Rücken bietet ein Triasprofil, welches wir bereits (13) in etwas abgekürzter Form mitgeteilt haben — das vielleicht bemerkenswerteste von allen uns bekannt gewordenen (Fig. 4). Es beginnt mit grünlichen Serizitphylliten, stark rostig anwitternd (1), vermutlich diaphthoritisierte Glimmerschiefer; darauf folgen gegen N (2) schwärzliche, stark verdrückte Schiefer mit gelb anwitternden quarzitischen Zwischenlagen und Konglomeratbänken, die oft in Linsen zerdrückt

sind; diese führen reichlich bis faustgroße Quarzgerölle, deren primär-klastische Natur trotz vielfacher tektonischer Mißhandlung unverkennbar ist. Mächtigkeit dieser als Verrucano (oder zum Teil Karbon?) anzusprechenden Schichten mindestens 40 bis 50 *m*. Auf der Nordseite eines von W einmündenden Seitengrabens steht wiederum diaphthoritischer (aber noch erkennbarer) Glimmerschiefer an (3), wenig mächtig; dann folgen schöne violettrote Quarzkonglomerate, mit ebensolchen schieferigen Sandsteinen¹ wechselnd (4), zirka 12 bis 15 *m* — eine Bildung, wie man sie im allgemeinen als typischen Verrucano ansieht. Es besteht indessen die Möglichkeit, daß sie schon dem Buntsandstein angehört; denn ohne scharfe Grenze geht sie gegen N über in graue, feinkörnige Sandsteine, wechselnd mit dünnen Lagen gleichfarbiger Schiefer und gelegentlich von gelbem Dolomit; schließlich geht ganz typischer Buntsandstein daraus hervor, grün gefärbt, und eine rötliche, gelb anwitternde Bank mit dunkelroten Feldspatkörnchen macht den Abschluß, auf der Rippe zwischen zwei parallelen Zweiggräben anstehend. Die Mächtigkeit dieser ganzen sandigen Schichten (5) beträgt zirka 40 *m*. Nun folgt ein sehr charakteristisches Schichtenglied (6): gelbe Dolomite, in maximal ein paar Dezimeter mächtigen Bänken mit grünen und violettroten Tonschieferlagen wechselnd; 12 bis 15 *m* mächtig. Diese Schichten bieten der Erosion wenig Widerstand; so folgt ihnen der Graben auf eine kurze Strecke. Oberhalb gabelt er sich; das Profil folgt dem westlichen Zweig, der leider die Schichten unter so spitzem Winkel schneidet, daß Mächtigkeitsschätzungen sehr unsicher werden. Eine Bank von hellgrauem, dünnfaserigem, gelb anwitterndem Dolomit (1 bis 2 *m*) vermittelt den Übergang vom vorigen Schichtenglied zum nächstfolgenden (7): demselben schwarzgrauen, stark bituminösen Dolomit, den wir schon in der Val Morobbia (p. 214) getroffen haben. Dunkelrote Tonbeläge auf den leichtgewellten Schichtenflächen kommen gelegentlich vor, schwarze Hornsteinlagen und -linsen sind im mittleren Teil häufig. Einzelne Bänke sind reich an Gebilden, die wohl nur als organische Reste gedeutet werden können, doch schließt der klägliche Erhaltungszustand jede Möglichkeit einer auch nur angenäherten Bestimmung aus und Suchen nach besserem Material blieb ganz vergeblich. Die Mächtigkeit ist bedeutend (60 bis 80 *m*?). Eine Bank von hellem, dickschichtigem Dolomit (8, 5 bis 6 *m*) bildet den Abschluß gegen N (= oben; nur lokal die Schichten überkippt!). Weiter folgen die bereits aus Val Morobbia sowie aus dem zuvor besprochenen Profil bekannten dunklen, zum Teil gelb anwitternden dünnplattigen Kalke und Kalkschiefer (9); sie enthalten stellenweise feine Kieselausscheidungen, die sich gelegentlich zu Bändern zusammenschließen, und gehen über in regelrechte Bänderkalke. Einzelne dicke, massige, hellgraue Kalk-(beziehungsweise Dolomit)bänke sind eingelagert. Lumachellen, wie in Val Morobbia, wurden hier nicht gefunden. Die Mächtigkeit auch dieses Schichtengliedes ist nicht unbedeutend (40 bis 50 *m*?). Weiter aufwärts wiederholen sich (tektonisch) die Schichten 7 bis 9; darüber liegt heller massiger Dolomit, wohl dem von Alpe Giggio entsprechend (10), aber hier nur 10 *m* mächtig. Er fällt steil gegen N ein und wird jedenfalls mit noch steilerem Kontakt (wenn derselbe auch nicht unmittelbar zu sehen ist) abgeschnitten von stark verschiefertem und verdrücktem hellem Granitgneis (11).

Was dieses Profil besonders wichtig macht, ist der Umstand, daß man hier die Schichtenfolge vom Buntsandstein zur dolomitischen Trias sehen kann, ohne daß tektonische Lücken oder sonstige Störungen die Deutung unsicher machen würden. Es sei deshalb vorläufig gleich festgehalten, was sich bezüglich der stratigraphischen Stellung der Schichten (6) bis (9) ergibt. (7) entspricht lithologisch vollkommen anisischen Dolomiten, was mit seiner Stellung im obigen Profil sehr gut zu vereinbaren ist; wir werden folglich künftig kurzerhand von Muschelkalk reden. (6) kann demnach nur das Übergangsglied von Buntsandstein zu Muschelkalk sein. (9) aber kann, ungeachtet des teilweise etwas an Rhät erinnernden lithologischen Habitus, nur in das unmittelbare Hangende des »Muschelkalks« gehören, als Äquivalent von Partnach- oder Buchensteiner Schichten. Damit stimmt es zusammen, daß darüber, und zwar unter lithologischem Übergang in Val Morobbia (p. 214), wieder heller Dolomit folgt, für den folglich die Annahme eines ladinischen Alters am nächsten liegt.

Östlich von diesem Profil klafft leider eine Lücke in unseren Beobachtungen: den großen, mehrfach verzweigten Graben westlich der Alpe Torassela haben wir nicht begehen können, wegen des in der Einleitung (p. 209) erwähnten Vorfalles. Es ist dies um so mehr zu bedauern, als dieser Graben das

¹ Wohl identisch mit den »conglomérats permians, facies Groeden«, die Henny (24, p. 26) aus der Valle del Liro (von wo?) erwähnt.

längste Triasprofil überhaupt versprochen hätte, soweit man aus der Entfernung feststellen kann. Hoffentlich haben bald Nachfolger dort mehr Glück als wir.

Mit dem nächst östlichen Graben (zwischen Alpe Torassella und Belmonte) setzen unsere Beobachtungen wieder ein. Es zeigt das Profil Fig. 5 sehr mächtigen (wohl 200 bis 250 *m*) Verrucano (2), bestehend aus violetten Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten im unteren Teil, während im oberen grünliche Schiefer mit weißen Quarzitbänken und Arkosen und ebenfalls einzelnen Konglomeratbänken wechseln. Alle Konglomerate enthalten weit vorwiegend Quarztrümmer, vereinzelt aber auch solche von dunklen Phylliten; sie sind allgemein stark ausgewalzt, auf meist nicht über 1 *cm*² Durchmesser, während der Längsdurchmesser oft ein Mehrfaches beträgt. Gegen S grenzt grünlicher diaphthoritischer Phyllit (1) mit anormalem Kontakt an den Verrucano, unterhalb des tieferen von Belmonte gegen W führenden Weges; über dem höheren folgt auf jenen gelb anwitternder Dolomit, dünnlinsig zerquetscht bis vollkommen verschiefert, mit Tonschieferzwischenlagen (3, 3 bis 4 *m*), weiter schwarzer dünngeschichteter Dolomit (4, 1/2 *m*). Das ist wohl die nur mehr sehr rudimentäre Vertretung der Übergangsschichten (6) und des Muschelkalkdolomits (7) des vorigen Profils! Weiter folgt eine schwarze mulmige Zermalmungszone (9) von 1/2 bis 1 *m* Mächtigkeit, darauf der hellgraue, weiß anwitternde Dolomit (5), 6 bis 7 *m* mächtig und aufs äußerste in sich zertrümmert. Eine weitere Quetschzone (9', 2 *m* zirka) trennt ihn von hellerem gleichfalls stark zerquetschtem Muskowitgneis (6), mit dunklen

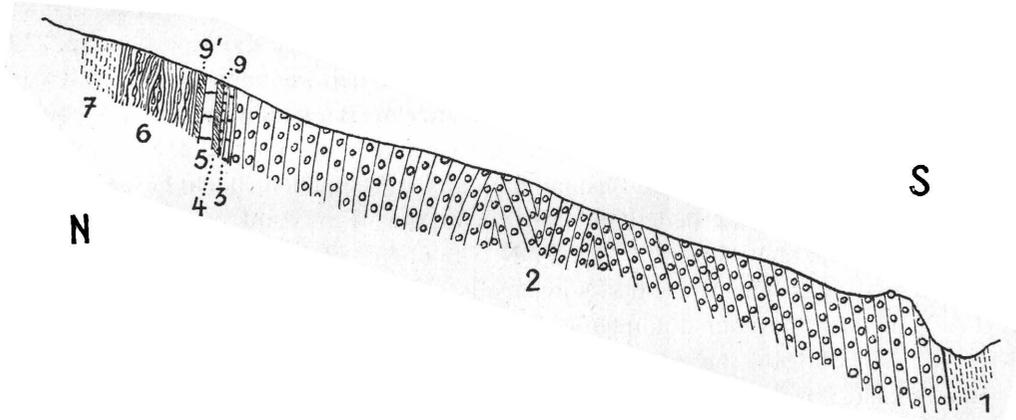


Fig. 5. Profil westlich Belmonte.

phyllitischen Lagen wechselnd; darauf folgen immer noch teilweise stark phyllitisiert die Biotitschiefer der Tonaleserie mit ausgewalzten Pegmatitlagen (7).

Der Verrucano dieses Profils setzt gegen O in offenbar bedeutender Mächtigkeit fort, ist aber schlecht aufgeschlossen. An dem Steig westlich Belmonte sind die grünlichen Schiefer mit Quarzit- und Arkoselagen mehrfach entblößt; und die violetten Schiefer wurden schon vor Jahren in der Tiefe des Tales bei Gravasco in einem kleinen Aufschluß gefunden (5, p. 354). Die Trias dagegen scheint — soviel man sehen kann — mit dem zuletzt beschriebenen Aufschluß zunächst ihr Ende zu erreichen. Sie bildet hier östlich des Passo S. Jorio eine über 2 *km* lange und mehrere 100 *m* mächtige Linse, welche bisher so gut wie vollkommen unbekannt¹ geblieben war.

Östlich Valle del Dosso sind uns zunächst auf dem stark verwachsenen Gehänge keine Aufschlüsse bekannt geworden. Erst der große Graben zirka 1 *km* westlich Dosso del Liro bietet solche. An dem großen Weg, der von dem genannten Dorf gegen W führt, sieht man schon den Verrucano anstehen; das ist wohl der Punkt, den Repossi (51, p. 18) erwähnt. In dem Graben selbst ist er wohl 150 bis 200 *m* mächtig aufgeschlossen, ohne daß wir den Kontakt mit dem liegenden Glimmerschiefer (in welchem weiter abwärts Amphibolit eingelagert) erreicht hätten. Der Verrucano besteht hier größtenteils aus Konglomeraten mit bis hühnereigroßen Quarzgeröllen in grünlichgrauem, schwach schieferig-sandigem, etwas Glimmer führendem Bindemittel; gegen oben wechseln sie mit violettgrauen, sandigen Schiefen und mit violett, grün, grau geflammten, feinblättrigen Tonschiefen. Noch etwas unterhalb des genannten

¹ Einzig G. Henny scheint sie gesehen zu haben (23, p. 26), hat aber keine näheren Beobachtungen darüber veröffentlicht.

Weges erfolgt der Übergang in eine wilde Quetschzone; darin steckt zirka 4 *m* mächtig hellgrauer, stark zertrümmerter Triasdolomit. Auf seiner Nordseite sind noch zirka 2 *m* gänzlich zermalmter grauer Schiefer aufgeschlossen; dann folgen stark zerquetschte Glimmerschiefer der Tonaleserie mit einer Reihe von geringmächtigen Einlagerungen dunkelblaugrauen, wenig krystallinen Kalkes mit reichlichem Pyritgehalt. Weiterhin stellen sich weiße, quarzreiche, stark verschieferte Lagen in den Glimmerschiefern ein, wohl zerquetschte Aplit- oder Pegmatitgänge; eine besonders mächtige quert den Graben dort, wo ihn der Weg überschreitet. Weiter aufwärts tritt die mechanische Verschieferung allmählich zurück, die Tonaleschiefer gewinnen ihr normales Aussehen. Auch eine $\frac{1}{2}$ *m* mächtige Amphibolitlage erscheint dazwischen. Der Übergang in die feldspatisierte Kontaktzone des südlich von Piaghedo durchziehenden Tonalits ist gestört durch eine kleine flache Aufschubung der Kontaktschiefer gegen S.

Am Weg, der von Dosso del Liro über den Bergrücken nordwestlich nach den Hütten von Moraia hinaufführt, sieht man zwar Quetschschiefer und ihren allmählichen Übergang in die normale Tonaleserie (darin ganz oben, nahe dem Rande des Kastanienwaldes, drei dünne Amphibolitlagen); die Dislokation selbst aber ist hier nicht aufgeschlossen.

Günstigere Aufschlüsse bietet ein schmaler Steig, der von etwas oberhalb der Häuser von Dosso del Liro auf dem Westgehänge der Val d'Inferno gegen N führt. Er schneidet zuerst bei einem Wasserriß stark diaphthoritische Glimmerschiefer an, gegen N werden sie immer stärker phyllonitisch, schließlich zu schwarzen und geflamten, zum Teil stark rostig anwitternden Quetschschiefern. Tiefschwarze, abfärbende Schiefer, die sich darin finden, mögen vielleicht mit den viel weiter östlich (vgl. p. 242) auftretenden Kohlenstoffphylliten in Beziehung zu bringen sein. Es folgt Verrucanokonglomerat mit bis faustgroßen Quarzgeröllen, 25 bis 30 *m* mächtig und vielfach stark gequetscht. Mit grauer Zermalmungszone, in der einzelne Dolomitlinsen schwimmen, stößt jenes an hell anwitternden grauen Triasdolomit (3 *m*). An diesen schmiegt sich dunkelgrauer, feinkrystalliner Kalk (20 *cm*), wohl identisch mit dem im vorigen Profil erwähnten. Weiterhin durchquert man grüngraue Quetschschiefer, die auf zirka 30 bis 40 *m* kein (makroskopisches) Anzeichen ihrer wahren Natur mehr erkennen lassen; dann sieht man sie allmählich aus normalen Biotitschiefern der Tonaleserie hervorgehen. Amphibolite sind hier sehr reichlich, aber nie mehr als einige Zentimeter mächtig eingelagert; Pegmatite stellen sich gegen N zu zahlreicher ein.

Die östliche Talseite von Val d'Inferno zeigt ein entsprechendes Profil, aber viel mangelhafter aufgeschlossen, insbesondere konnten wir Verrucano und Trias hier anstehend nicht finden. Doch setzt die Furche, in welcher die letztere liegt und die der stärksten Zertrümmerungszone entspricht, auch auf der Ostseite fort.

Damit sind wir an die altbekannten Aufschlüsse des Sasso Pel herangelangt, dessen helle Dolomitmauer weithin über den Comersee leuchtet (vgl. Fig. 15, p. 235). Allein wer dort Näheres über die Beziehungen der Trias zu ihrer Umgebung zu ermitteln sucht, wird einigermaßen enttäuscht: die dichte Vegetation verhüllt alle Kontakte im Verein mit dem Dolomitschutt unter der Steilwand. Einzig das Sträßlein, das von Domaso über das Ostgehänge des Sasso Pel nach Livo führt, entblößt ein ziemlich zusammenhängendes Profil. Man sieht dort die hellen, muskowitzreichen Glimmerschiefer der Basis mittelsteil gegen N fallen; gerade unter den Häusern von Gaggio ist ihnen Amphibolit (wohl 20 *m*) eingeschaltet — anscheinend ein Ausläufer der gewaltigen Amphibolitmasse des Monte Cortafo (vgl. später, p. 238). Weiter aufwärts stehen nach längerer Unterbrechung dieselben Glimmerschiefer wieder an, und darauf liegen anscheinend konkordant, aber durch das fast völlige Fehlen jeglicher Krystallinität lebhaft kontrastierend, feinblättrige violette und graue Schiefer, vielfach gelb anwitternd. Sie entsprechen ganz den Schiefen des Verrucano; aber auffallenderweise sind hier keine Konglomerate damit verknüpft, trotz der nicht unbeträchtlichen aufgeschlossenen Mächtigkeit von zirka 50 *m*. Vielfach sind die Schiefer stark zerrüttet. Nach ganz kurzer Schuttunterbrechung folgt darauf der Dolomit, mehr oder weniger zuckerkörnig und bituminös, heller oder dunkler von Farbe, trotz aller kleinen Unterschiede aber nicht weiter zu gliedern und fast durchwegs gewaltig zertrümmert. Der letzterwähnte Umstand wird wohl die Schuld tragen, daß es uns so wenig wie einem unserer Vorgänger geglückt ist, irgend eine Spur von einem Fossil zu finden. Die Mächtigkeit des Dolomits ist groß, sicher einige 100 *m*; seine Nordgrenze ist jedoch am Wege nicht aufgeschlossen und an dem steilwandigen Gehänge unter demselben nicht zugänglich; wahrscheinlich verläuft sie in oder nahe dem tief eingerissenen Graben

südlich Livo. Die Südgrenze des Dolomits aber sieht man von der gegenüberliegenden Talseite aus steil und teilweise diskordant hinabbiegen, wie auf Profil Fig. 15, p. 235, angedeutet. In der Gipfelpartie des Sasso Pel aber liegt er flach auf den Glimmerschiefern, die man z. B. bei Naro mit mäßigem Nordfallen darunter hervorkommen sieht.

Auffallend ist das plötzliche Ende des Dolomits gegen W. Es fällt wohl zusammen mit dem Ende der Felsen des Sasso Pel; die großen Quellen östlich Peglio dürften ihm entströmen. Westlich dieses Dorfes ist jedenfalls keine Spur einer Fortsetzung mehr zu finden; spärliche Aufschlüsse schwarzer Quetschschiefer zeigen zwar das Durchstreichen der großen Dislokationszone an, allein die Wiesen ringsum machen durchaus nicht den Eindruck, als ob große Dolomitmassen unter ihnen verborgen wären.¹

In großer Mächtigkeit setzt dagegen der Dolomit nach O zum Comersee fort, in ganz gleicher Lagerung wie am Sasso Pel. Sein Südkontakt ist freilich auch hier nirgends entblößt; dagegen gibt es einen sehr wichtigen Aufschluß des nördlichen (bereits kurz erwähnt in 10). Man erreicht ihn auf dem

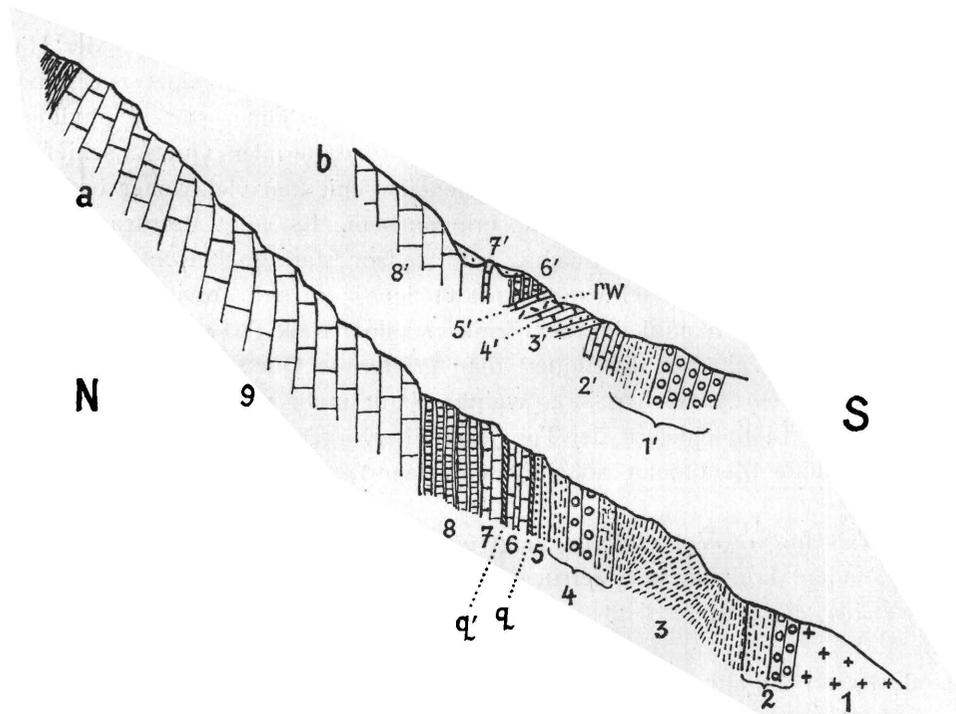


Fig. 6. Profile nördlich über Dubino.

Wege, der von Vercana längs der östlichen Talflanke nach Val Darengo hineinführt. Hat man den Dolomit durchquert, so gelangt man an einen steil eingeschnittenen Seitengraben, der seiner Nordgrenze folgt. Sie wird gebildet von einem grauen, tönigen Mulm, dünnblättrig gepreßt, der einzelne Linsen von Dolomit umschließt. Das Streichen ist hier 80° W, bei sehr steilem Nordfallen. Auf der Nordseite des Grabens folgt nach einigen Metern Unterbrechung, zu einem grünlichgrauen augengneisähnlichen Diaphthorit zerquetscht, der gefeldspatete Schiefer des Tonalitkontaktes² und weiterhin bald der Tonalit selbst. Hier hat also die an der Insubrischen Linie erfolgte Bewegung den triadischen Dolomit mit dem vom Disgraziamassiv herüberziehenden Tonalit in fast unmittelbaren Kontakt gebracht, ohne daß am ersteren eine Spur von Kontaktmetamorphose zu sehen wäre; dagegen ist die mechanische Metamorphose an der Kontaktzone des Tonalits sehr auffällig. Das sind Tatsachen von größter Bedeutung für das Altersverhältnis von Tonalitintrusion und Dislokation.

¹ Nach Repossi findet sich jedoch am Gehänge des Monte Motta noch einmal etwas Dolomit und Verrucano (51, p. 17). Wir haben diese Stelle nicht gefunden.

² Dies ist eine kleine Abänderung der Angaben von Novarese (41) und Repossi (51, p. 16), nach welchem der »Diorit« auf der Westseite des Comersees unmittelbar mit der Trias zum Kontakt käme. Für die daraus zu ziehenden Schlüsse ist sie ohne Bedeutung.

Im Prinzip dasselbe, nur etwas weniger schön aufgeschlossen, zeigt weiter östlich das Gehänge gegen den Comersee. Auch dort sieht man an einem von Vercana nordostwärts führenden Steig den Dolomit bei einem kleinen Graben enden, sehr steil nordfallend; nördlich desselben folgen graue zur Unkenntlichkeit mylonitisierte Schiefer¹ (10 bis 12 *m*), ein gleichfalls stärkst zerrüttetes aplitisches Gestein (3 bis 4 *m*), darauf noch erkennbar, aber in gleicher Weise umgewandelt, wie oben beschrieben, die Kontaktzone des Tonalits.

Die Straße längs dem Ufer des Comersees durchquert zwar auf beträchtlicher Strecke die Trias, bietet aber sonst keinerlei bemerkenswerte Aufschlüsse.

2. Die Aufschlüsse im Veltlin.

a) Das Profil von Dubino

wurde zwar bereits 1915 a. a. O. (5, p. 303 f.) ausführlich besprochen. Doch macht die Vergleichung mit der Schichtenfolge in der Valle S. Jorio eine Umdeutung der damaligen Beobachtungen notwendig;

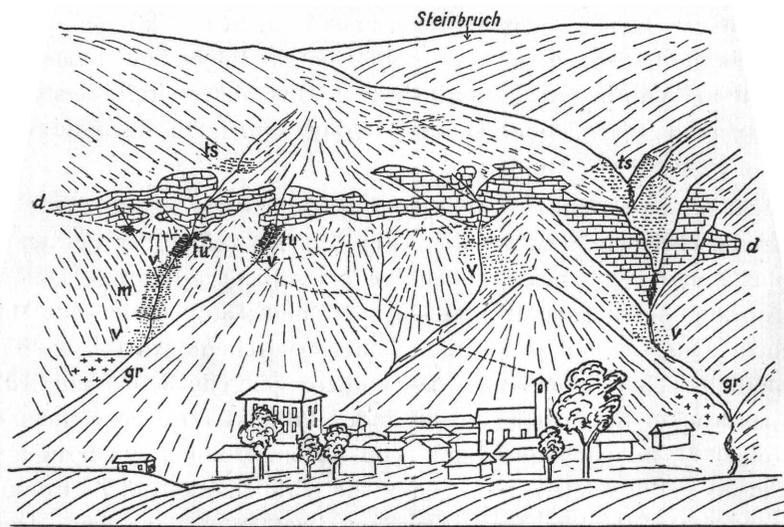


Fig. 7. Ansichtsskizze des Gehänges über Dubino.

gr = Granit, *m* = Morbegnoschiefer, *v* = Verrucano, *tu* = untere Triasglieder, *d* = Dolomit, *ts* = Tonalieschiefer.

und eine neuerliche Begehung im Jahre 1926 hat tatsächlich eine Reihe von neuen Einzelheiten zutage gefördert, welche einer solchen Umdeutung zu Hilfe kommen.

Die Ansichtsskizze Fig. 7 zeigt die Lage der Aufschlüsse. Das Hauptprofil (Fig. 6a) folgt der westlichen Hauptrinne.² Es beginnt mit einem grünlichen Granit (1), der a. a. O. (p. 309 unten) bereits kurz beschrieben wurde. Darauf folgt steilstehend Verrucano (2): grünliche Schiefer (zum Teil deutlich verschieferte Quarzporphyre! Im Schriff gut bipyramidal entwickelte Quarzeinsprenglinge, oft zerbrochen, in feinem Quarzmus mit Serizitsträhnen) und geschieferte Quarzkonglomerate,³ insgesamt zirka 20 *m*. Darüber aber trifft man (3) graue muskowitz-, beziehungsweise serizitreiche phyllitische Schiefer, zum Teil mit quarzitischen Lagen; stellenweise erhaltene Albitflecken lassen in ihnen Tektonite der Morbegnoschiefer (Albitknotengneise, vgl. p. 243) erkennen. Nun wiederholt sich der Verrucano (4): violette und graue Schiefer, zum Teil wieder quarzporphyrverdächtig, und Quarzkonglomerate (zirka 25 *m* im ganzen). Grünlicher Quarzit mit serizitischen Zwischenlagen (5, 2 bis 3 *m*) gehört wohl noch zum Verrucano und entspricht wohl dessen oberer Abteilung in der Valle S. Jorio, wo solche Gesteine vorherrschen (vgl. oben), und nicht zum Buntsandstein. Die typischen Gesteine des letzteren fehlen: eine ausgesprochene Quetschzone (9), 1 bis 2 *m* mächtig, bildet die Grenze gegen das nächste Glied: gelb-

¹ Im Profil Fig. 15 (p. 235) des Maßstabes halber nicht ausgeschieden!

² Daß sie a. a. O. als die dritte westlich des Dorfes bezeichnet wurde, beruhte auf einer Zählung von der nördlichen Talseite, von Delebio aus. An Ort und Stelle kommt man, je nach dem man die untergeordneten Zweiggräben mitzählt oder nicht, zu abweichenden Numerierungen.

³ Im Profil nur schematisch voneinander getrennt!

grau anwitternden, dünnbankig-flaserigen Dolomit mit Tonbelägen und Gehalt an Quarzsand (6, 3 bis 4 m). Eine Bank von dunklem, bituminösem Dolomit bildet den Abschluß. Dann aber folgt wieder eine Quetschzone (9, 1 m) als Grenze gegen den hellgrauen, gut — unten dünn, oben dicker — gebankten Dolomit (7), aus welchem a. a. O. Spuren von ? Diploporen erwähnt wurden — eine Angabe, die leider nicht sichergestellt werden konnte. Seine Mächtigkeit wurde a. a. O. mit 20 m bedeutend überschätzt, sie dürfte in dem Wasserriß 8 m nicht überschreiten. Daran schließen sich — ohne daß über die Natur der Grenze Sicheres beobachtet wäre — die bunten Schiefer mit gelben Dolomitbänken (8), die a. a. O. als Raibler Schichten angesprochen wurden und die Hauptstütze für die dort vertretene Auffassung des ganzen Profils waren. Sie gleichen aber den schon p. 217 erwähnten Buntsandstein-Muschelkalk-Grenzschichten der Valle S. Jorio so vollkommen, daß wir gezwungen sind, sie mit jenen zu vereinigen. Um so mehr, als der Kontakt mit dem folgenden mächtigen hellen Dolomit (9) nicht normal ist: an dem von Dubino heraufkommenden Weg, welcher gerade hier den Graben quert, sieht man ein paar Schritte westlich des letzteren deutlich eine Gleitfläche, welche die Schichten der Unterlage verquetscht und zum Teil abschneidet; eine größere Zermalmungszone allerdings fehlt. Die Obergrenze des 150 bis 200 m mächtigen Dolomits (9) haben wir nicht neuerdings besucht und können folglich nicht entscheiden, ob die dort mit sehr steil nordfallendem tektonischem Kontakt folgenden »Quarzphyllite«, die a. a. O. angegeben wurden, nicht in Wahrheit diaphthorisierte Biotitschiefer sind; Gesteine dieser Art, welche wenig weiter östlich in dem tiefen, über Dubino herabkommenden Bacheinriß in analoger Position anstehen, lassen solches wenigstens vermuten.

Es ist uns geglückt, in einer östlich unmittelbar benachbarten Seitenrinne ein bisher unbekanntes Parallelprofil zum oben beschriebenen aufzufinden (Fig. 6b). Es zeigt über Verrucanoschiefern und -konglomeraten (1') bräunliche und gelbliche, dünnbankige bis schieferig-flaserige Dolomite (2'), mit gelben Mergellagen, die an Auslaugungsrückstände von Gyps erinnern; aufgeschlossene Mächtigkeit 5 bis 6 m. Darüber folgen bräunliche Quarzite mit grünlichen Schieferzwischenlagen (3', wohl- 5 in Fig. 6a); 6 bis 8 m, und darauf wiederholt sich (4') nochmals das vorhergegangene Schichtenglied 4 bis 5 m mächtig, ein gelbes, wie eine zerdrückte Rauhwacke aussehendes Produkt (rw) bezeichnet einen sicher tektonischen Kontakt; nach einer $\frac{3}{4}$ m mächtigen Bank von hellem Dolomit wiederholt sich jenes nochmals. Es handelt sich bei diesen geringmächtigen Lagen wohl wirklich nur um Zertrümmerungsprodukte von Dolomit und nicht um echte Rauhwacken. Darüber liegt noch eine helle Dolomitbank (5'), $\frac{1}{2}$ m mächtig, wie alle Schichten von (3') aufwärts ziemlich flach nordfallend. Eine tektonische Diskordanz — aufgeschlossen ist sie freilich nicht — trennt davon die bunten Schiefer mit gelben Dolomitbänken (6' = 8 in Fig. 6a). Ihre Obergrenze ist hier nicht sichtbar. Darüber aber liegt, freilich nur 1 m aufgeschlossen, ohne Kontakt mit dem Liegenden oder Hangenden ein schwarzer, etwas knolliger, sehr stark bituminöser Dolomit (7'), zweifellos gleich dem Muschelkalkdolomit (7) der Valle S. Jorio (vgl. p. 217); und nun erst folgt der helle Dolomit (8').

Was die Deutung des vorliegenden Doppelprofils betrifft, so wurde dieselbe bereits bei den einzelnen Schichten zum Teil versucht. Hier sei ergänzend noch folgendes angeführt: Es fehlt dem Profil, durch eine Gleitfläche unterdrückt, der ganze typische Buntsandstein: auf den Verrucanoquarzit (5) folgen gleich die »Grenzschichten«, und zwar, wenn wir mit Valle S. Jorio vergleichen, deren oberste Lagen (6). Dann fehlt wiederum, tektonisch unterdrückt, der ganze Muschelkalk einschließlich der dunklen Kalkschiefer von Valle S. Jorio. Den hellen Dolomit (7) — und (4', 5'), samt den rauhwackeähnlichen Zermalmungszonen — sehen wir als ladinisch an, die bunten Schiefer usw. (8, 6') als tektonische Wiederholung der »Grenzschichten«, und zwar merkwürdigerweise nur des unteren Teiles. Sehr wichtig ist für diese Deutung das Auftreten von (7') als eines Rudimentes des Muschelkalkdolomits.¹ Den hellen Dolomit (9, 8') wird man auch hier ebenso wie in Val Morobbia am ehesten als ladinisch ansehen müssen; nur wenn man tektonischen Ausfall der ganzen ladinischen und karnischen Stufe annehmen will, kann es sich um Hauptdolomit handeln.

Gegenüber der Auffassung von 1915 a. a. O., wonach es sich bei Dubino um eine einfache normale, ziemlich vollständige Schichtenfolge vom Verrucano zum Hauptdolomit gehandelt hätte, ergeben sich

¹ Dahin wird wohl auch der dunkle Kalk gehören, den Repossi (47, p. 300) als »äußerste Zone« der kalkigen Trias von Dubino erwähnt — leider ohne genauere Kennzeichnung des Fundortes.

nun also beträchtliche Änderungen. Die Schichtenfolge ist weder einfach noch normal noch vollständig, besteht vielfach aus mehreren tektonisch begrenzten Fragmenten mit großen Schichtenlücken, die als Linsen aneinander vorbeigeglitten und wiederum miteinander verkeilt sind: ein Ergebnis, zu dem wir freilich ohne Kenntnis der Profile von Valle S. Jorio und Val Morobbia nie gekommen wären! Damit steht auch das ungemein rasche Verschwinden der tieferen Triasschichten im Streichen in bestem Einklang. Gegen O insbesondere sind diese bei dem großen Dolomitbruch schon gänzlich verschwunden, der Verrucano ist bis fast unmittelbar an den hellen ? ladinischen Dolomit aufgeschlossen.

Hier muß ganz kurz noch von dem Westende der Trias von Dubino (über Spinide) gesprochen werden. Nach der Darstellung Repossi's (51, p. 13) liegt hier eine regelmäßige Synklinale vor, mit Verrucano zu beiden Seiten der Trias; das Gehänge unterhalb der letzteren ist freilich gänzlich von Schutt verhüllt, so daß von einem Muldenschluß nichts zu sehen, falls ein solcher vorhanden ist. Wir haben leider dieses Gehänge in den letzten Jahren nicht mehr besucht; Notizen von einer Exkursion aus dem Jahre 1913 erwähnen aber nichts von Verrucano auf der Nordseite der Trias. Tatsächlich würde sein Vorkommen dortselbst so sehr in Widerspruch stehen mit allem was wir aus der unmittelbaren Fortsetzung im O wie im W kennen, daß wir den Zweifel nicht unterdrücken können, ob nicht

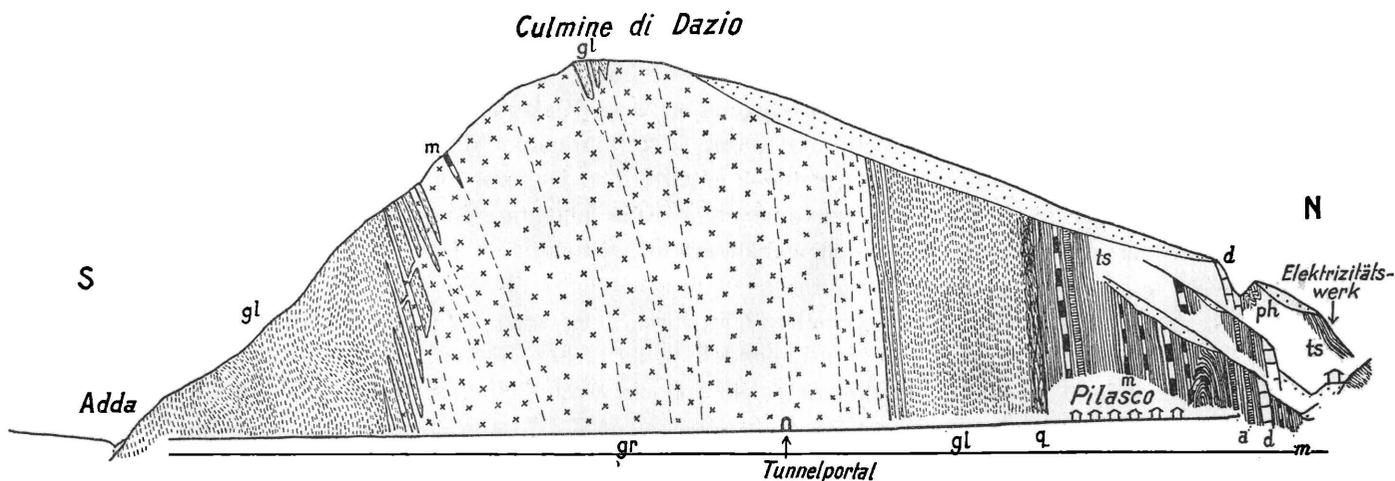


Fig. 8. Profil durch den Culmine di Dazio (etwas schematisch, besonders am Südrand des Granits). Maßstab 1:12.000 zirka. *gr* = Granit, *gl* = Glimmerschiefer und Albitknotengneis (Morbegnoschiefer), *q* = Quetschzone, *m* = Marmor, *d* = Triasdolomit, *ts* = Tonalesschiefer, *a* = Amphibolit, *ph* = dunkler Phyllit.

Repossi hier irgendwelche aus altkrystallinen Schiefen entstandene Quetschprodukte für Verrucano angesehen hat — eine Verwechslung, wie sie ja im Laufe der geologischen Erforschung der Alpen hunderte von Malen vorgekommen ist.

Bezüglich der gegen O folgenden Aufschlüsse auf den Terrassen von Cino—Cercino—Mello—Civo—Dazio muß auf die Darstellung von 1915 verwiesen werden (5, p. 305, 347). Wir haben auf dieser Strecke nur einzelne Punkte neuerlich besucht, ohne bemerkenswerte neue Ergebnisse zu erzielen.¹

Dagegen verdient eine erneute eingehende Besprechung

b) das Profil des Culmine di Dazio (Fig. 8).

Dieser der Ausmündung von Val Masino vorgelagerte Hügel wird in der Hauptsache aufgebaut von dem a. a. O. p. 307 f. unter dem Namen Daziogranit beschriebenen Komplex intrusiver Gesteine: orthoklasarmer Biotitgranite und ihrer basischen hornblendeführenden Fazies. Sie werden umhüllt von den Staurolithschiefern und Albitknotengneisen der Morbegnoschiefer. Auffällige Kontakterscheinungen fehlen — wenn man nicht das Auftreten zum Teil auffallend großer Staurolithe, Disthene und Albitknoten hierher rechnen will; doch sind das alles Dinge, die weit abseits von jedem sichtbaren Granit im Verbreitungsgebiet der Morbegnoschiefer südlich des Veltlins gelegentlich wiederkehren (vgl. p. 243). Ihre Deutung als

¹ Leider nicht mehr besuchen konnten wir den a. a. O., p. 305 als wahrscheinlich Rhät erwähnten dunklen Kalk im Vallone di S. Giovanni (östlich Traona). Es ist uns nämlich fraglich geworden, ob es sich hier nicht doch um einen (nur wenig krystallin gewordenen) Kalk aus der Tonalesserie handelt (vgl. den oben p. 219 erwähnten wenig krystallinen Kalk!).

Kontakterscheinungen,¹ die a. a. O., p. 299 in den Vordergrund gestellt wurde, verliert damit aber an Wahrscheinlichkeit. Dagegen ist Durchäderung, Aufblätterung und lokal selbst Einschmelzung der Schiefer besonders auf dem Gipfelplateau des Culmine einwandfrei zu beobachten (a. a. O., p. 307/308); auch längs dem Südabfall sieht man in der Grenzregion die beiden Gesteine stets mehrfach wiederholt. Das läßt auf Verbandsverhältnisse schließen, wie sie in Fig. 8, jedoch bloß schematisch dargestellt sind. Ganz vereinzelt liegt am Südabfall des Culmine bei zirka 700 bis 750 *m* auch eine kleine Scholle (2 bis 3 *m* mächtig) von weiß und grau gebändertem Marmor im Granit — wohl der Rest eines der im Bereiche der Morbegnoschiefer so spärlichen Marmorzüge (vgl. p. 246).

Der Kontakt auf der Nordseite des Granits ist gut aufgeschlossen am Ostfuß des Culmine, nördlich vom Ausgang des Tunnels der Veltliner Eisenbahn. Man sieht dort in einem Steinbruch eine vielfache Wechsellagerung steilgestellter Schiefer mit hellen granitisch-aplitischen Lagen² — eine regelrechte Injektionszone; gestört jedoch durch untergeordnete steilstehende Verschiebungsflächen. Weiterhin folgen typische Morbegnoschiefer mit reichlich Albitknotengneisen, die gegen N in eine mächtige Zone schwarzer mylonitischer Schiefer übergehen; sie entspricht wohl dem Durchstreichen der Insubrischen Linie. Trias ist hier nicht aufgeschlossen; vielleicht aber entspricht das von Melzi (38) südlich Regolido aufgefundene, schlecht aufgeschlossene Dolomitvorkommen der westlichen Fortsetzung. — Nördlich folgen jedenfalls die Glimmerschiefer der Tonaleserie mit ihren Marmor- und Amphibolitlagern (vgl. 5, p. 348); den dort erwähnten mylonitisierten Granit bei der Ausmündung von Val Masino konnten wir neuerdings nicht mehr finden. Gegenüber dem Elektrizitätswerk steckt zwischen den hier stark diaphthorischen Glimmerschiefern und ihren silikatführenden Marmoreinschaltungen die a. a. O., p. 306/307 beschriebene Trias³: ein heller, gelblich anwitternder Dolomit, durch seine ganze Masse intensiv zertrümmert, aber gar nicht krystallin, maximal etwa 10 *m* mächtig. Auf der Nordseite ist er verwalzt mit dunkel- oder hellgrauem, zum Teil gebändertem, schieferigem Kalk (höchstens 1 *m*), reich an Pyrit; dessen a. a. O. gegebene Deutung als (wahrscheinlich) Lias möchten wir heute etwas mehr anzweifeln, ohne freilich eine besser gesicherte an ihre Stelle setzen zu können. Nach S wie nach N wird das Mesozoikum von sehr steil nordfallenden Scherflächen begrenzt, mit starker Mylonitisierung; in den nördlich folgenden Glimmerschiefern stecken noch zwei kleine, silikatführende Marmorlagen.

Gegen W setzt der Dolomit in ganz gleicher Stellung und Ausbildung, an Mächtigkeit noch etwas zunehmend, längs dem Gehänge durch sehr steilen Buschwald aufwärts, bis zu dem großen südwestlich vom Elektrizitätswerk hinaufziehenden Graben. Auf dessen Nordseite liegen dunkle, auffallend wenig krystalline Phyllite, frei von Pegmatit; sie sind intensiv gefältelt. Gegen aufwärts legt sich eine mächtige Moränendecke über alles, welche auch am Weg gegen Dazio alle Aufschlüsse verhüllt (wohl Ausfüllung eines alten, den Culmine di Dazio westlich umgehenden Masinolaufes!).

Was das geschilderte Profil in höchstem Grad auffällig macht, ist das Auftreten des Mesozoikums nicht an der Insubrischen Linie selbst, sondern nördlich davon mitten in den Tonaleschiefern. Es steht damit einzig da unter allen uns bekannten Profilen an der Insubrischen Linie. Wir haben uns deshalb ernstlich die Frage vorgelegt, ob es sich hier wirklich um Trias handelt. Wir werden im nächsten Abschnitt einen mit alten Marmoren verknüpften Dolomit kennen lernen, der z. T. auch den lithologischen Typ eines triadischen zeigt; es wäre nicht ganz ausgeschlossen, daß hier ein analoger Fall vorläge. Indessen bleibt hier der a. a. O. (5, p. 306 und besonders p. 327) betonte Gegensatz zwischen dem nicht umkrystallisierten, pegmatit- und silikatfreien Triasdolomit einerseits, den hochkrystallinen, pegmatitdurchtränkten, silikatführenden Marmoren andererseits — die noch dazu in unmittelbarer Nachbarschaft anstehen — in voller Schärfe bestehen und läßt ein Zusammenwerfen beider Bildungen nach wie vor als ausgeschlossen erscheinen. Es bleibt also doch wohl bei der Auffassung, daß jener Dolomit usw. wirklich mesozoisch ist.

¹ Im engeren Sinne; vgl. p. 244! Vgl. dazu übrigens Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Brixen—Meran; »Schlernschriften«, 16, 1929, p. 47, 80. (»L-Krystallisation«.)

² Davon wurde a. a. O., p. 348 nichts erwähnt, vermutlich deshalb, weil der Steinbruch erst seither diese Kontaktzone erschlossen hat.

³ Die sehr instruktiven Aufschlüsse sind jetzt, dank der Neuanlage eines Weges von Pilasco dem Bergfuß entlang, sehr viel leichter zugänglich als 1913/14.

Um sein Auftreten an dieser Stelle zu erklären, müssen wir also eine tektonische Komplikation zu Hilfe nehmen: Eine Einkeilung von oben, unten oder von der Seite (vgl. p. 287) her. Näheres bleibt leider einstweilen unentscheidbar.

c) Von Ardenno bis Ponte.

Auf dieser Strecke ist es mit Aufschlüssen der Insubrischen Linie schlecht bestellt: streicht sie doch über die moränenbedeckten, größtenteils von Kulturen und Ortschaften eingenommenen Terrassen, die dem Gebirge auf der Nordseite des Veltlins an seinem Fuß vorliegen. Gleichwohl fehlt es nicht an Anhaltspunkten, die ihre Festlegung ermöglichen.

Die Terrasse von Berbenno zeigt an ihrem Südfall phyllitische Schiefer, die jedoch mehrfach, so bei der Kirche des genannten Dorfes, Reste von Albitknoten erkennen lassen und somit vielleicht in ihrer Gesamtheit Diaphthorite von Morbegnoschiefern darstellen. Auf der Höhe der Terrasse fehlen auf weite Erstreckung Aufschlüsse ganz, selbst in den Bachbetten. Erst oberhalb des ersten querenden Weges (am Nordrand des Dorfes) steht in dem Bach, der aus Val Finale kommt, ein plattiger, zum Teil stark verdrückter Quarzphyllit an, mit ziemlich flachem Nordwestfallen. Am Ausgang jenes Tales stehen wieder, nach längerer Schuttunterbrechung, gleichartige Phyllite an, die aber weiterhin in höher-

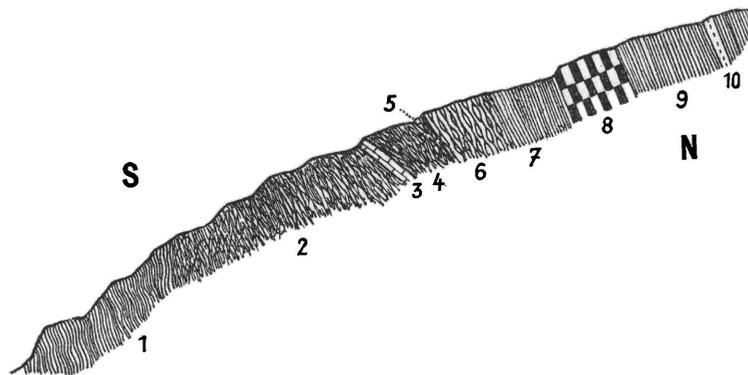


Fig. 9. Profil im Graben westlich Piatta.

krystalline biotitführende Schiefer übergehen, mit Pegmatitgängen. Letztere gehören sicher zur Tonaleserie; wahrscheinlich gilt dies auch schon bezüglich des zuvor erwähnten Quarzphyllitaufschlusses. Die Insubrische Linie wäre hier demnach etwa quer durch den Ort Berbenno zu suchen.

Wesentlich mehr ist zu sehen an der nächst östlichen Terrasse, die nach dem Dorf Triangia zu benennen ist. An ihrem Westende stehen die Häuser von Gatti auf einem mächtigen, der Tonaleserie angehörenden Amphibolitlager, an das sich südlich gleichfalls in bedeutender Mächtigkeit Marmor schließt. Weiterhin folgt eine aufschlußlose Wiesenmulde, und südlich von dieser ein gletschergeschliffener Rücken, an dem die von Andevenno heraufführende Straße zusammenhängend übel zugerichtete Quetschschiefer erschließt. Sie fallen ziemlich steil nördlich; zwei Marmoreinlagerungen deuten darauf hin, daß sie wenigstens zum Teil noch zur Tonaleserie gehören dürften. Andererseits kommt man gegen S aus der Quetschzone unmerklich in die Quarzphyllite, welche den ganzen Südfall der Terrasse aufbauen und zweifellos bereits dem südlichen Gebirge angehören. Innerhalb jener Quetschzone muß also die tektonische Trennungsfuge zwischen beiden Zonen, d. h. die Insubrische Linie, verlaufen.

Wesentlich schärfer noch läßt sie sich fassen in dem großen Graben westlich der Häusergruppe Piatta. Unterhalb derselben führt die schon erwähnte Straße ganz nahe an jenen Graben heran; ein Fußweg läßt dessen Sohle leicht gewinnen; gerade dort ist die Zermalmungszone aufgeschlossen, mit einigen Linsen von Dolomit, der gänzlich in sich zertrümmert und zum Teil rauhwackeartig ausgelaugt ist. Der Bach läuft in ganz spitzem Winkel zum Streichen und schneidet etwas weiter abwärts die Zone der Dolomitlinsen noch einmal. Nicht ganz so schief zum Streichen verläuft ein westlicher Zweiggraben; er bietet das folgende Profil (Fig. 9): Steilgestellte Quarzphyllite (1) gehen nördlich (bachaufwärts) unter zunehmender Verquetschung über in schwarze Quetschschiefer (2) von großer

Mächtigkeit (50 bis 60 *m*? Wegen des schiefen Anschnittes nur sehr unsicher zu schätzen). Sie streichen im Durchschnitt 85° östlich und fallen gegen aufwärts weniger steil nördlich. Darauf liegen zirka 1/2 *m* schieferdurchflochtene Dolomitlinsen, dann zirka 3 *m* kompakter heller Dolomit (3), in endogene Breccie verwandelt. Es folgen nochmals zirka 10 *m* dunkle undefinierbare Quetschschiefer (4) und nahe deren Grenze nochmals zirka 1/2 *m* mächtige Linsen von gelb anwitterndem Dolomit (5). Weiter ein hellgrünlicher Quetschschiefer (6; aus Augengneis hervorgegangen? Vgl. oben die Profile der Valle S. Jorio, und später M. Padrio und Val Camonica!); anschließend würde man die Tonaleschiefer erwarten, die aber hier zunächst wieder durch weniger krystalline phyllitische Schiefer (7) vertreten werden.¹ Nach etwa 20 bis 30 *m* enthalten sie ein mächtiges Lager von blaugrauem, feinkörnigem, zum Teil silikatführendem Marmor, mit einzelnen weißen Bänken, dunkelorange verwitterndes Eisencarbonat tritt darin sowohl lagenweise als in durchgreifenden Adern auf (8, 12 bis 15 *m*). Dieser Marmor dürfte die Fortsetzung des Lagers bilden, das wir oben bei Gatti getroffen haben. Darauf liegen wieder phyllitische Schiefer (9), in denen sich erst oberhalb der nächsten Brücke ein mehrere Meter mächtiger, massiger Aplit (10) einstellt.

Von Gatti zieht der Amphibolit, meist als Rippe aus dem Wiesengelände hervortretend, ostwärts nach Triangia weiter. Auch dieser Ort steht auf ihm, doch sieht man ihn hier mit Glimmerschiefern verzahnt. Auch den Marmor kann man von Gatti ein Stück weit gegen O verfolgen; er wird dort in der Hauptsache fast dicht und rein dolomitisch und wäre mit Triasdolomit zu verwechseln, wenn nicht auch hier die Durchflechtung mit Eisencarbonat und die stellenweise Verknüpfung mit den grauen Silikatschlierenmarmoren wäre. Die Mächtigkeit nimmt auf zirka 20 bis 25 *m* zu, das Einfallen wendet sich wieder gegen N. Durch den Wiesenboden südlich dieser Aufschlüsse muß das Ausstreichen der Insubrischen Linie gehen; denn die Buckel jenseits desselben bestehen schon aus dem südalpiner Quarzphyllit, der weiterhin den ganzen Abfall der Terrasse zum Veltlin hinab zusammensetzt.

Von Triangia bis hinab zur Ausmündung von Val Malenco ist das Ausstreichen der Dislokation durch eine wiesenbedeckte Senke gekennzeichnet. Zerquetschte Schiefer stehen da und dort an (besonders oberhalb S. Anna), aber ohne erkennbaren Zusammenhang im einzelnen. An der obersten nordschauenden Kehre der nach Sondrio hinabführenden Straße sieht man, ebenfalls stark tektonisch zertrümmert, den Amphibolit von Triangia fortsetzen; auch an der nächst tieferen Kehre erscheint er noch einmal, hier wieder — aber nun auf der Nordseite — von weißem Marmor begleitet.

Östlich von Val Malenco fehlen auf der ganzen Strecke der Terrassen von Montagna, Tresivio und bis über den riesigen (aus Val di Ron hervorquellenden) Schuttkegel hinaus, auf dem Ponte steht, alle Aufschlüsse der Insubrischen Linie.² Zwischen den Häusern von Tresivio sieht man an der Straße noch Quarzphyllit anstehen (dem südlich von hier, am M. Calvario, der a. a. O., p. 300 erwähnte grünliche Kalkphyllit eingelagert ist). In dem Graben westlich des Ortes erscheinen schon auf der Terrasse die Glimmerschiefer der Tonaleserie; dadurch ist der Raum, innerhalb dessen die Dislokation durchziehen muß, auf einige 100 *m* Breite eingeengt. Wo das Gebirge über die Terrasse aufsteigt sind überall die Tonaleschiefer zu sehen, die hier die schon lange bekannten, zum Teil sehr mächtigen Marmorlager enthalten.

Auch der Ausgang von Val Fontana bietet keinen zufriedenstellenden Aufschluß. Etwas oberhalb der Stelle, wo das Sträßchen von Chiuro nach Castione den Bach überschreitet, stehen stark zerquetschte Quarzphyllite an, mit mittlerem Nordfallen, darin eingelagert ein dunkelgrüner, feinkörniger, undeutlich geschieferter Amphibolit, 2 bis 3 *m* mächtig. Gegen N folgt nun aber eine über 100 *m* breite Strecke ohne Aufschlüsse, innerhalb deren wohl die Dislokation durchzieht; denn die nördlich zunächst anstehenden, phyllitisch-quarzitischen, schwarz und grau geflammten, meist bis zur Unkenntlichkeit verquetschten Schiefer gehören wohl schon der Tonaleserie an, wie eine kleine Marmor-einlagerung schließen läßt. Sie stehen fast senkrecht auf große Erstreckung (zirka 300 *m*) an; dann

¹ Analog dazu in der Tonalegegend die Einschaltung von Quarzphyllit auf der Nordseite des Stavelgneises; vgl. das (von Hammer gezeichnete) Profil 2 bei Trener, 80, p. 435.

² Die Trias, welche Theobald's Karte bei Montagna und Tresivio verzeichnet, würde der Fortsetzung der Insubrischen Linie an und für sich sehr gut entsprechen. Doch haben wir jetzt wieder ebenso vergeblich darnach gesucht wie schon 1913. Bei Tresivio scheint eine Verwechslung mit den Carbonatadern des dortigen Kalkphyllits (5, p. 300) vorzuliegen.

folgt wiederum eine wohl ebenso breite Aufschlußlücke. Hierauf ist der Austritt des Tals aus dem Gebirge erreicht und damit ein zusammenhängendes, allerdings sehr bald kaum mehr begehbares Profil. Es beginnt mit einem hellen, sehr zerquetschten Intrusivgestein, anscheinend tonalitischer Natur (nicht näher untersucht); es ist zirka 20 *m* mächtig. Gegen N wird es immer stärker geschiefert und scheint ohne scharfe Grenze überzugehen in phyllitische Schiefer. Dieselben bieten aber auch weiterhin alle Anzeichen starker Zerquetschung und scheinen durch regressive Metamorphose aus den gewöhnlichen Tonale-Glimmerschiefern hervorzugehen. Sie enthalten alsbald deren normales Zubehör in Gestalt von grauen Silikatmarmoren sowie stark verschieferten Pegmatiten.

Weiter nach O läßt sich nur feststellen, daß wiederum das höhere Gebirge aus der Tonaleserie, die vorgelagerte Terrasse aus Quarzphylliten besteht, ohne daß unserer Erfahrung nach irgendwo die Grenze sichtbar wäre. Auch in dem tiefen Einschnitt der Val di Rogna ist sie durch mächtige Moränen verdeckt; immerhin läßt sich an den unterhalb hervorkommenden Quarzphylliten starke Zerquetschung feststellen, wie auch in dem westlich benachbarten Graben oberhalb Castione-Jancoli; sie deutet wohl auf Nachbarschaft der Dislokation.

d) Die Aufschlüsse bei Teglio und Stazzona.

Erst nördlich von Teglio ist die Insubrische Linie wieder gut aufgeschlossen. Verfolgt man den Weg, der vom oberen Ende des Dorfes bergwärts führt, so durchschreitet man (Fig. 10a) zunächst normalen, zum Teil stark gefalteten Quarzphyllit (1). Gegen N nimmt er immer mehr das Aussehen der bekannten Quetschschiefer an (2). Gerade unterhalb der großen gegen O konvexen Kehre des Weges steckt darin ein Gang eines basischen Eruptivgesteins (*p*), 2 bis 3 *m* mächtig, jedoch vollständig zu Linsen gepreßt und mit zerquetschten Schiefern durchflasert. Etwa 15 *m* weiter folgt konkordant auf den nur mäßig nordfallenden Phyllit ein hellgelber, dichter bis feinkrystalliner Dolomit (4), zirka $\frac{1}{2}$ *m* mächtig, darüber wieder schwarze Quetschschiefer mit lebhaft gelb anwitternden, von Ankerit durchsetzten, etwas massigeren Einlagerungen (5). Ein grünlicher, stark mylonitisierter Gneis (6) liegt darüber, dort wo das Gehänge steiler anzusteigen beginnt, etliche Meter mächtig, er wird wiederum von dunklen, zerquetschten Schiefern (7) überlagert, aus denen bald die normalen Glimmerschiefer der Tonaleserie (8) hervorgehen; zugleich findet Aufrichtung zu sehr steilem Nordfallen statt.

Ein Parallelprofil bietet ein Feldweg zirka 150 *m* weiter östlich (Fig. 10b). Auch hier treffen wir im Quarzphyllit den zerquetschten basischen Gang. Darüber weisen die Aufschlüsse eine Unterbrechung auf; weiter folgt ein mylonitisches Gestein mit großen Muskovitblättern (2', 1 bis 2 *m*) am Fuße einer Geländestufe. Darüber liegt ein hellgrüner serizitisch-quarziger Schiefer, der stark an gewisse Verrucanogesteine, z. B. der Valle S. Jorio, erinnert (3', 2 bis 3 *m*); dann folgt ein heller dolomitischer Kalk, unten dicht, oben mit fein krystallinen, weißen bis blaugrauen Lagen durchflochten (4', im ganzen zirka 6 bis 7 *m*). Hierauf kurze Schuttunterbrechung; dann der hellgrünliche zerquetschte Gneis (6', wie im vorigen Profil); endlich wieder ohne sichtbaren Kontakt die gleichfalls stark zerquetschten, phyllitisierten Tonaleschiefer (8').

Ein Parallelprofil bietet ein Feldweg zirka 150 *m* weiter östlich (Fig. 10b). Auch hier treffen wir im Quarzphyllit den zerquetschten basischen Gang. Darüber weisen die Aufschlüsse eine Unterbrechung auf; weiter folgt ein mylonitisches Gestein mit großen Muskovitblättern (2', 1 bis 2 *m*) am Fuße einer Geländestufe. Darüber liegt ein hellgrüner serizitisch-quarziger Schiefer, der stark an gewisse Verrucanogesteine, z. B. der Valle S. Jorio, erinnert (3', 2 bis 3 *m*); dann folgt ein heller dolomitischer Kalk, unten dicht, oben mit fein krystallinen, weißen bis blaugrauen Lagen durchflochten (4', im ganzen zirka 6 bis 7 *m*). Hierauf kurze Schuttunterbrechung; dann der hellgrünliche zerquetschte Gneis (6', wie im vorigen Profil); endlich wieder ohne sichtbaren Kontakt die gleichfalls stark zerquetschten, phyllitisierten Tonaleschiefer (8').

Zwei weitere Wege östlich des eben beschriebenen sind ohne wesentliche Aufschlüsse. Dagegen führt unterhalb derselben ein Wasserriß östlich gegen das Veltlin hinab, in welchem man absteigend das folgende Profil (Fig. 10c) feststellen kann: unter Schuttbedeckung hervortretend eine Dolomitlinse (4''),

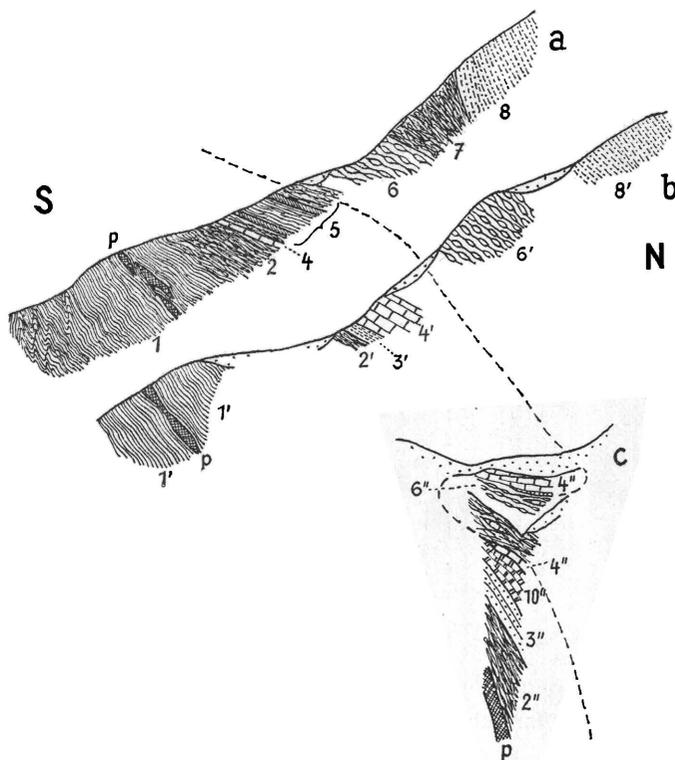


Fig. 10. Profile bei Teglio.

die einen Überhang bildet: zu oberst $1\frac{1}{2} m$ dunkelgrau, dünnbankig, dann bis über $1 m$ hell und massig, zu unterst noch zirka $10 cm$ dunkelgrauschwarz. Darunter liegt, enorm zerdrückt und von Gleitflächen durchzogen, heller Granitgneis ($6''$), in welchen noch Dolomitlinsen eingewalzt. Nach 2 bis $2\frac{1}{2} m$ Schuttunterbrechung; darunter setzt das gleiche Gestein fort (4 bis $5 m$). Dann folgt wieder heller Dolomit ($\frac{3}{4}$ bis $1 m$), massig und nicht krystallin, weiter blaugrauer pyritführender Dolomit mit sonst gleichen Eigenschaften (2 bis $2\frac{1}{2} m$). Das zuoberst flache Einfallen wird nun steil nördlich. Ein schwarzer Quetschiefer ($9, \frac{1}{2} m$) bildet die Grenze gegen ein grünliches, quarzreiches, feinkörniges Gestein, das am besten zum Verrucano zu stellen ist ($3''$, zirka $2 m$). Darunter liegt, noch steiler nordfallend, zerquetschter Quarzphyllit ($2''$), der wenig weiter wieder einen zirka $3 m$ mächtigen basischen Gang (p) enthält — wohl die Fortsetzung des oben von nördlich Teglio beschriebenen.

Zur Deutung dieser Profile ist zu bemerken: Während die Auffassung der Schichten $4''$, 10 in c als Triasglieder wohl feststehen dürfte, ist uns dies bezüglich 4 in a und besonders $4'$ in b nachträglich nach den mitgenommenen Stücken wieder zweifelhaft geworden; denn dieselben zeigen einen stärkeren Grad von Krystallinität, als er überall sonst der Trias an der Insubrischen Linie zukommt. Für die Tektonik ist die Frage ohne wesentlichen Belang, insofern als das Ausstreichen der Insubrischen Linie auf Grund der Gesteinsverteilung und der Quetschzone feststeht. Interessant ist in c die Verteilung des Gneis-Mylonits ($8''$) mit der Trias, die etwa so wie in der Figur angedeutet zu lösen sein dürfte.

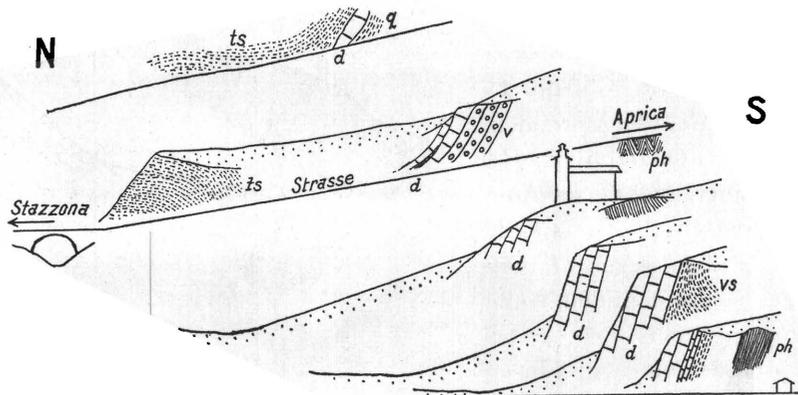


Fig. 11. Profile südlich Stazzona.

Auf den tieferen Teilen des Gehänges fanden wir keine Aufschlüsse mehr, mit denen für die Tektonik etwas anzufangen wäre. Von gegenüber, vom Gehänge des Monte Padrio, sieht man jedoch deutlich in der Fortsetzung des Profils, Fig. 10c, eine Furche hinabziehen, welche dem Ausstreichen der Insubrischen Linie entspricht.

Ebenso folgt ihr gegenüber, auf dem Gehänge des Monte Padrio selbst — wenigstens beiläufig — der große, südlich von Stazzona ausmündende Graben. In bezug auf Aufschlüsse enttäuscht er allerdings, da er fast durchwegs — soweit wir ihn überhaupt begangen haben — stark mit Schutt und verrutschtem Material erfüllt ist. Nur an seinem Eingang findet sich eine Reihe von wichtigen Aufschlüssen in sehr bequem zugänglicher Lage; trotzdem scheint sie erst Stella (71a) entdeckt zu haben (Fig. 11). Folgt man von Stazzona aus der zum Apricapaß führenden Straße, so sieht man gleich jenseits des zuvor erwähnten großen Grabens noch Tonaleschiefer (ts) anstehen, hier zum Teil auffallend quarzitisch. Sie fallen erst flach, dann stärker gegen S, und sind mehr oder minder diaphthorisiert und verquetscht. Nach einer aufschlußlosen Strecke gelangt man zu einem kleinen Steinbruch. Dort ist heller dickbankiger Triasdolomit (d) aufgeschlossen; zwischen den hangenden Lagen sind ihm schwarze Schiefer (stratigraphisch oder tektonisch?) eingeschaltet. Mächtigkeit zirka 6 bis $7 m$. Er wird konkordant, ziemlich stark nordfallend unterlagert von einer konglomeratisch-brecciösen Bildung (v), die nur als Verrucano betrachtet werden kann, bestehend aus grünlichen und grauen Phyllitbrocken bis zu etwa 4 bis $5 cm$ Durchmesser, in einer grünlichen sandigen Zwischenmasse; normalerweise nicht schieferig, aber vielfach verquetscht. Mächtigkeit 7 bis $8 m$. Damit sind die Aufschlüsse wieder zu Ende, aber wenig weiter sieht man auf der anderen Seite der Straße wenig unterhalb etwas Quarzphyllit (ph) anstehen. Etwa $200 m$ weiter

östlich zeigt ein Parallelweg zur Straße die Tonaleschiefer, vielfach stark verquetscht, bis zum Kontakt mit dem auf eine Linse von 2 bis 3 *m* reduzierten Dolomit, unter dem südlich stark zerquetschte, rostig anwitternde dunkle Schiefer folgen; das ist wohl schon Quarzphyllit (Fig. 11, oberstes Profil). Gleich unterhalb des zuvor erwähnten kleinen Steinbruches steht eine Kirche auf Quarzphyllit; aber der Weg, der von N her zu ihr hinaufführt, durchschneidet die Fortsetzung des Dolomits. Dieser bildet von dort gegen W mit etwa 20 bis 25 *m* hohen Felsen den Nordabfall einer gegen das Veltlin zu vorgeschobenen Felsterrasse (zugleich die Südbegrenzung des von dem Graben S. Stazzona ausgeworfenen, ansehnlichen Bachschuttkegels). In der Hauptsache handelt es sich um einen massigen, sehr dickbankigen gelben Dolomit, bis zirka 10 *m* mächtig; an der Basis ist teilweise noch ein grauer dünnbankiger Dolomit entwickelt (zirka 1 *m*). Das Streichen ist N 60° O bei sehr steilem Nordfallen. Darunter erscheinen, besonders gegen das Veltlin, wieder grünliche, stark rostig verwitternde Schiefer, die jedenfalls dem Verrucano angehören (*vs*); den Quarzphyllit sieht man etwas weiter südlich, zunächst stark zerdrückt, ebenfalls anstehen.

e) Der Monte Padrio

ist für die Geologie der Insubrischen Linie bedeutsam geworden durch die Mitteilung Salomon's, daß er dort, im Schutt bei Alpe Trivigno, Rauhwacke sicher triadischen Alters gefunden habe (56; 58, p. 335), in Gesellschaft der Marmore der Tonaleserie. Nähere Untersuchungen über das Auftreten des genannten Gesteines konnte jedoch weder der genannte Autor anstellen, noch war dies einem anderen möglich;¹ kein Wunder, war doch dieser mit einem Netz militärischer Verbote überzogene Berg vor dem Kriege für einen Geologen — zumal einen ausländischen — so gut wie unzugänglich.

Wie schon erwähnt, zieht die Insubrische Linie entlang dem großen, S. Stazzona ins Veltlin ausmündenden Graben gegen O zum Monte Padrio hinauf, wobei der Graben selbst jedoch stets innerhalb der Tonaleserie bleibt. Einen bemerkenswerten Aufschluß fanden wir darin nur im oberen Teil, zwischen etwa 1400 und 1500 *m*. Dort reichen die Tonaleschiefer in einem großen Anriß auf der Südseite weit hinauf; gegen oben sieht man sie allmählich flacher südlich fallen und in schwarze zerpreßte Phyllonite übergehen. In diesen steckt, zirka $\frac{1}{2}$ *m* mächtig, ein dunkelgelbes, feinsandig zerfallendes rauhwackeähnliches Gestein und wenig höher einzelne Linsen von hellem Dolomit; in seiner Umgebung sind die Schiefer ganz besonders zerquetscht. Parallel dem Graben geht auf der Südseite ein Weg, an dem mehrfach stark zerquetschte Quarzphyllite in steiler Stellung anstehen. Weiter südlich sind normale Quarzphyllite (mit einzelnen Quetschzonen) das einzige Gestein, das man z. B. an der zum Apricapaf führenden Straße beobachtet.

Auf der Westseite des Padriogipfels breitet sich zwischen etwa 1700 und 1800 *m* eine weite Terrassenlandschaft aus. Die Insubrische Linie streicht hier durch eine Reihe von rasen-, zum Teil auch moorbedeckten Mulden, welche naturgemäß keine Aufschlüsse bieten; doch sieht man immer auf der Südseite den einförmigen Quarzphyllit, auf der Nordseite die bunte Gesteinsgesellschaft der Tonaleserie anstehen. Gute Aufschlüsse der letzteren bietet ein Straßeneinschnitt nördlich über den Hütten von Trivigno: man sieht dort einen beständigen Wechsel von Biotitgneis, Marmor, Amphibolit und Pegmatitlagen.

Östlich über Trivigno erhebt sich der grüne Gipfelkegel des Monte Padrio, durch einen geradlinig herabziehenden tiefen Graben gespalten (Fig. 12); in dem von ihm ausgeworfenen Schutt liegen die von Salomon erwähnten Rauhwackeblöcke. Dieser Graben folgt genau dem Ausstreichen der Insubrischen Linie und verdankt der längs der letzteren herrschenden, gewaltigen Gesteinszerrüttung sein Dasein. Steigt man in ihm auf,² so beobachtet man auf der Nördseite helle, zum Teil gebänderte Muskovitgneise (2), 25 bis 30 *m* mächtig, in ungemein zerquetschtem Zustande, der namentlich im unteren Teil der Aufschlüsse bis zur völligen Auflösung zu einem grünlichen Brei führt, in dem noch einzelne festere Linsen und Schollen stecken (9¹); aber auch diese sind so zugerichtet, daß man ohne Mikroskop zum Teil kaum sagen kann, ob man einen ehemaligen Gneis oder einen Sandstein vor sich hat. Nördlich schließen sich daran stark diaphthoritische Glimmerschiefer der Tonaleserie (1), noch kenntlich an den großen Muskovitblättern und an den zahlreich durchziehenden, stark verschieferten Aplit- oder Pegmatitlagen sowie — am Kamm nördlich des Gipfels — Marmorbänken (*m*). Die Südflanke des Grabens

¹ Wenn man absieht von einem Streifzug von A. Spitz, über den jedoch fast nichts veröffentlicht wurde.

² Nur bei trockenem Wetter zu empfehlen, da Regen die Produkte intensivster Gesteinszermahlung, wie sie hier anstehen, in einen unergründlichen Schlamm verwandelt!

hingegen besteht aus dunklen, gleichfalls stark zerquetschten Quarzphylliten (8). Im höheren Teil des Grabens sieht man das Profil vollständig aufgeschlossen; dort steckt an der Grabensohle eine Linse von gelbem, massigem Dolomit, zum Teil mit rotbraunem Belag (3; zirka 2 *m*), noch in dem Gneis der Nordseite eingespießt, der auf ihrer Südseite vollständig zermahlen ist; dann folgen dunkle Quetschprodukte (9), zum Teil zu blaugrauem Ton zerfallen, mit eingekneteten Dolomitlinsen. Südlich davon folgt aber nochmals Trias, nämlich gelbe Rauwacke (4) in gelben Dolomit übergehend — die Ursprungsstelle von Salomon's Blöcken! —, die an dem südlichen Grabengehänge gegen W eine Strecke weit verfolgt werden kann; von hier ab beginnen die Schichten (im Gegensatz zur Steilstellung weiter nördlich) flacher südlich zu fallen. Über der Rauwacke liegt ein graues, feinsandiges, ganz zermürbtes Material, zum Teil mit roten Schieferlagen (5; zirka 4 *m*); weiter schwarze Quetschschiefer, mit dunkelgelben, zum Teil an zerriebene Rauwacke erinnernden Lagen (6; 3 bis 4 *m*); darauf ein grüner serizitischer Schiefer mit Quarzlinsen (7, $\frac{1}{2}$ *m*), der vermutlich dem Verrucano entspricht, endlich die auch noch mehr oder minder mißhandelten Quarzphyllite (8). Auf dem Südabfall des Padriogipfels enthalten sie einen chloritischen Schiefer (9) eingeschaltet; vgl. p. 245/246.

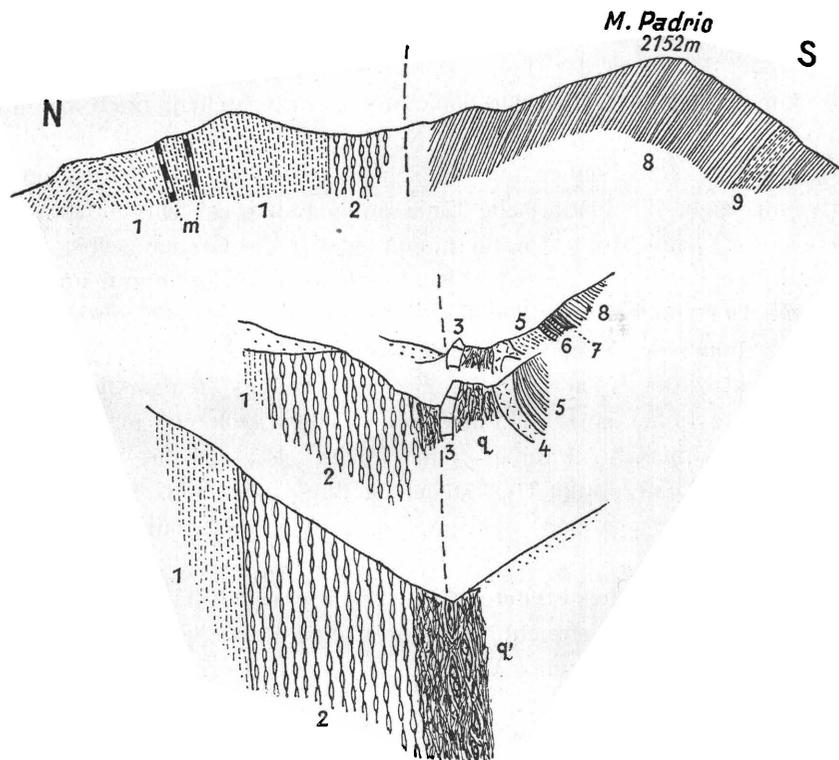


Fig. 12. Profile auf der Westseite des M. Padrio.

Das Profil des Monte Padrio zeigt also die Trias in einzelne Linsen aufgelöst und in stärkerem Ausmaß als gewöhnlich verschuppt mit dem Krystallin, und zwar ausschließlich der Südseite. Diese starke Zerstückelung macht es leider unmöglich, die einzelnen Glieder stratigraphisch genauer zu deuten.

Quer über den Padriogipfel hinweg ist die Insubrische Linie als Furche verfolgbar, welche vorwiegend nordfallende Phyllite im S von steilstehendem hellem Granitgneis — der Fortsetzung des soeben erwähnten — trennt, auf den gegen N alsbald die Glimmerschiefer der Tonaleserie mit Marmorbänken folgen. Die Quetschzone selbst ist hier jedoch nicht aufgeschlossen; und auch auf der Ostseite des Berges deutet nur ein Graben (spiegelbildlich zu dem auf der Westseite) ihre Existenz an.

Auch jenseits des Talbodens von Guspessa zieht wiederum ein Graben in der genauen Fortsetzung des vorigen gegen O weiter, zu dem Südausläufer des Dosso S. Giacomo hinauf. Er zeigt wieder auf seiner Nordseite die Tonaleschiefer¹ und den hellen Gneis, auf der Südseite Quarzphyllit; gegen aufwärts

¹ Spitz schreibt (62, p. 118): »Vom Mte. Padrio bis nach Monno (nördlich Edolo) läuft sie« — nämlich die Insubrische Linie — »dagegen, wie die Quetschzone beweist, ganz innerhalb der insubrischen Schiefer, die dort stark quarzitisches ausgebildet sind. Einen Streifen dieser quarzitisches Gneise schneidet sie ab und gliedert ihn der Tonalezone an.« Wir wissen nicht, ob

tritt dieser auf die Nordseite über und dort ist in einem kleinen Seitengraben die Insubrische Linie wieder unmittelbar erschlossen als gewaltige Zermalmungszone, aber hier ohne Trias. Erst ganz oben, hart unter der Kammhöhe, stellt sich diese ein; das Profil ist folgendes, von N nach S (vgl. Fig. 13): Heller Orthogneis (1); dunkel geflammte Mylonitschiefer, zu blauem Ton zerfallend, mit eingekneteten Dolomitlinsen (2; 1 bis 2 *m*); hellgelber, dünnschichtiger Dolomit, stark linsig zerquetscht (3; 3 bis 4 *m*); dunkles grauwackenähnliches Gestein (4; zum Buntsandstein gehörig? 1 bis 2 *m*); schwarze Quetschschiefer, mit dunkelgelben Lagen wie oben auf der Westseite des Padriogipfels (5; 4 bis 5, weiter abwärts bis zirka 10 *m*), nach oben übergehend in schwarzen, immer noch zerquetschten Phyllit (6).

Gegen O zieht wiederum eine Furche hinab, in der Verlängerung des vorigen Grabens; doch zeigt sie außer gelegentlichen Quetschschiefen kein anstehendes Gestein. Weiterhin herrscht mächtige Moränenbedeckung hinauf zum Sattel der Baita di Mola; auf dessen Ostseite ist in dem Graben, der nach Val Mortirolo hinabführt, an Hand zerquetschter Phyllite wiederum das Ausstreichen der Insubrischen Linie festzustellen.

Während ihr Streichen im Abschnitt des Veltlins fast rein ostwestlich war, ist sie im Gebiete des Monte Padrio allmählich gegen ENE umgeschwenkt. So zieht sie in die Val Camonica hinab.

3. Die Aufschlüsse in der oberen Val Camonica und am Tonale.

Vorgreifend sei bemerkt, daß auf dieser Strecke die Insubrische Linie tatsächlich fast durchwegs nahe dort verläuft, wo sie Salomon's Karte (in 58) angibt. Wenn Staub's tektonische Karte (70a) sie auf die Nordseite des Tales ausbiegen läßt, so ist das anscheinend zu erklären durch die Zweifel Trener's an ihrer Existenz; Tatsachen, welche für einen solchen Verlauf sprächen, sind uns jedoch nicht bekannt geworden. Insbesondere existiert dort keine Trias (Mißdeutung alter Marmore bei Staub? Vgl. p. 251). Wir beginnen mit den Aufschlüssen

a) Bei Monno und Incudine.

Der Ort Monno liegt auf einer Moränterrasse, welche das Ausstreichen der Insubrischen Linie verdeckt. Aber östlich von dort wird sie sichtbar, in einer steilen Rinne, welche zur Straße in der Val Camonica hinabzieht; der Weg, der von dem Wege Monno-Iscla abzweigend gegen N bis NO zur Straße hinabführt, durchquert ihr unteres Ende. An diesem Wege beobachtet man auf längere Strecke anstehend steil nordfallende Quarzphyllit-Quetschschiefer; dann folgt zirka 50 *m* mächtig ein grau- bis grünlichweißes, massiges Gestein, das zunächst wie ein Quarzit aussieht, jedoch schon makroskopisch Feldspate erkennen läßt; an beiden Rändern ist es sehr feinkörnig und — namentlich am nördlichen — mit den Schiefen durch Wechsellagerung verknüpft (beziehungsweise in Gestalt von Quetschlinsen in sie eingeknetet), in der Mitte nimmt die Korngröße zu. Gleichwohl können wir es nicht als »aplische Grenzfazies eines Biotitgranits« (59, p. 19) anerkennen — die mikroskopische Untersuchung spricht entschieden für eine metamorphe Bildung (vgl. p. 242); ihr an dieser Stelle vorgreifend, bezeichnen wir es mit einem Ausdruck Salomon's (58, p. 321) als »Colmit«. Nördlich folgen, am Südrand der erwähnten Rinne, abermals schwarze Quetschschiefer (30 bis 40 *m*); in sie verlegen wir das Ausstreichen der Insubrischen Linie, während Salomon sie bereits auf der Südseite des »Colmits« sucht (59, p. 19). Es ist ja tatsächlich — hier und anderwärts — im einzelnen Aufschluß oft nicht möglich, genau zu sagen, wo eine tektonische Grenze durchgeht — ist doch ein Komplex von Hunderten von Metern in furchtbarer Weise zerdrückt und Linse für Linse in sich verschoben worden. Aber weiter unten mitzuteilende Beobachtungen sprechen

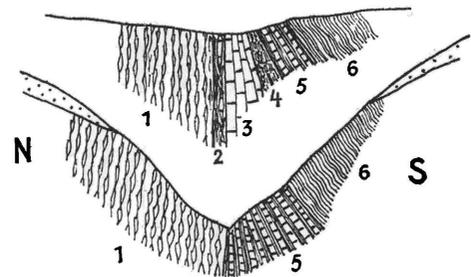


Fig. 13.

Spitz mit dem quarzitischen Gneis unseren »hellen Gneis« gemeint hat, der tektonisch überall nördlich der Insubrischen Linie liegt, oder ob er sich durch eine sekundäre Quetschzone — wir kennen solche — innerhalb der insubrischen Phyllite hat täuschen lassen; eine Täuschung, die um so verzeihlicher wäre, als Spitz in dieser Gegend unter beständiger Verhaftungsgefahr zu arbeiten hatte. Wir konnten jedenfalls nichts von einem solchen Eintreten der Insubrischen Linie in die südlichen Schiefer bemerken; nördlich von dem »hellen Gneis« folgen überall die hochkrystallinen Tonalesschiefer mit ihren typischen Einschaltungen, wenn sie auch häufig mehr oder minder tektonisch phyllitisiert sind.

doch, wie uns scheinen will, deutlich dafür, daß der Colmit noch der südlichen Gesteinsserie angehört. Im Profil folgt nun, etwas oberhalb des Weges in der Rinne zusammenhängend aufgeschlossen, ein weißer Marmor, 15 bis 20 *m* mächtig; er gehört sicher der Tonaleserie an. Auch er ist furchtbar zerdrückt. Salomon gibt a. a. O. an, daß er mit einem gebogenen N 20° O streichenden und sehr steil westlich fallenden Harnisch an den »Granit« stößt, und daß er dort an der Grenze völlig zerrieben sei. Wir haben diese Stelle nicht gesehen, sie ist wohl noch etwas höher zu suchen. Nördlich vom Marmor stehen am Weg wiederum schwarze Quetschschiefer an, hier aber an Relikten als Tonaleschiefer kenntlich, ebenso an Einlagerungen: zu Linsen zerquetschten Pegmatitgängen und Marmoren; kurz vor dem Nordende des Aufschlusses trifft man auch einen zirka 2 *m* mächtigen Amphibolit.

Auf der anderen Seite des Oglio mündet gegenüber der beschriebenen Aufschlüsse die Val Moriana (auf der Karte 1:100.000 ohne Namen). Sie folgt ungefähr der Insubrischen Linie. Man sieht dort wieder das oben erwähnte grünliche Gestein zwischen dunkeln Quetschschiefeln anstehen. Weitere Aufschlüsse gewährte der das Tal querende Wasserleitungsstollen des Ogliokraftwerkes, der dem einen von uns unter der liebenswürdigen Führung des Bauunternehmers, Cav. Martino Ferrari in Vezza d'Oglio, zugänglich war. Er durchfährt auf der Nordseite des Tals zuerst jenes massige Gestein, dann in ansehnlicher Mächtigkeit die schwarzen Quetschschiefer;¹ in ihnen steckt eine zirka 2 *m* mächtige Linse von weißem Dolomit, den wir zuerst (12) bestimmt für Trias hielten; nachträglich macht uns die stark krystalline Beschaffenheit des mitgenommenen Stücks doch etwas bedenklich, zumal wenige Meter weiter eine Reihe von Marmorlinsen folgt (was an sich noch gar nicht gegen Triasalter jener ersten Linse zu sprechen braucht!). Weiterhin trafen wir wieder schwarze Quetschschiefer — hier zum Teil auffallend graphitisch abfärbend — und Pegmatitlinsen darin. Auf der Südseite des Tals durchfährt der Stollen nur die stark zerquetschten Phyllite mit kohlenstoffreichen Einschaltungen; prachtvolle Rutschspiegel auf solchen Gesteinen konnte man im Stollenauswurf finden. Das Einfallen im Stollen ist hier auf längere Erstreckung auffallend flach.

Bemerkenswert ist die sehr bedeutende Erstreckung, auf welcher die Zerquetschung der Gesteine anhält: nach freundlicher Mitteilung von Herrn Ferrari wurde auf zirka 3 *km* insgesamt kein gesunder Fels angetroffen. Dabei ist ja wohl zu berücksichtigen, daß der Stollen das Streichen unter sehr spitzem Winkel schneidet; aber auf eine Gesamtmächtigkeit der Zerrüttungszone von zirka 1500 *m* kommt man jedenfalls, wesentlich mehr, als man ihr nach den meisten Tagesaufschlüssen zugestehen würde. Der durch die Zerrüttung bedingte Mangel an Standfestigkeit war beim Stollenvortrieb sehr störend und führte sogar zu einem tödlichen Unfall.

Der obere Teil der Val Moriana verläuft in (mehr oder minder) normalem Quarzphyllit. Aber über das Gehänge auf der Nordseite sind die zerquetschten Schiefer zu verfolgen, in steiler Stellung; und in sie eingeschaltet trifft man wieder das mehrfach erwähnte massige Gestein. Auf der Höhe des Rückens von Cavallo ist alles durch Grundmoräne und Vegetation verhüllt; dagegen sahen wir bei La Piazza an einem (nicht näher anzugebenden) Weg die Quetschschiefer wiederum aufgeschlossen.

b) In Val Paghera

ist, zunächst auf der Westseite, die Insubrische Linie sehr mangelhaft aufgeschlossen: man sieht in einem Seitengraben steilstehende Quetschschiefer, nördlich davon Tonaleglimmerschiefer und Marmore, aber kein zusammenhängendes Profil.

Wesentlich besser sind die Aufschlüsse der Ostseite. Der nördlichste der dortigen Seitengraben zeigt gleich zu Anfang steilstehende, meist stark diaphthoritische Tonaleschiefer mit einer ganzen Reihe von Marmorlagen von stark wechselnder Beschaffenheit. Da er die (durchschnittlich 70° O streichenden) Schichten unter spitzem Winkel schneidet, gelangt man aufwärts steigend in südlichere Glieder: zunächst einen hellen grünlichen Muskovitgneis, zum Teil auffallend orange anwitternd, wahrscheinlich granitischer Abkunft; er ist 15 bis 20 *m* mächtig. Weiterhin gelangt man in 50 bis 100 *m* mächtige schwarze Quetschschiefer, innerhalb deren (vermutlich an oder nahe der Nordgrenze) unsere Dislokation durchstreichen muß. In ihnen liegt der Sammeltrichter des Grabens. Weiter südlich folgt dort ein helles, massiges, sehr feinkörniges Gestein, wohl die Fortsetzung des oben von Monno und Val Moriana erwähnten; hier ist

¹ Leider erfolgte der Besuch in zu großer Eile, als daß Mächtigkeitsbestimmungen möglich gewesen wären.

auch dieses stark zerquetscht (bricht vielfach nur nach sehr enggescharten Rutschflächen); Mächtigkeit zirka 20 bis 25 *m*; dabei sind jedoch mehrere Einschaltungen schwarzer Schiefer inbegriffen. Gegen S folgen solche von neuem in großer Mächtigkeit (über 100 *m*), in welchen ein Parallelgraben eingeschnitten ist; an seinem Ausgang sieht man wieder das zuvor erwähnte massige Gestein. Auf seiner Südseite beobachtet man bereits normale Quarzphyllite, steil südfallend. Wir werden später noch in zahlreichen Profilen helle Granitgneise unmittelbar nördlich der Insubrischen Linie treffen, wie wir sie ja auch z. B. am Padrio (p. 229) und bei Teglio (p. 227 f.) in gleicher Situation gesehen haben. Das macht es ungemein wahrscheinlich, daß sie auch hier den Südrand der Tonaleschiefer markieren. Damit ist aber festgelegt, daß das massige Gestein, wie oben behauptet, bereits zu den Edoloschiefern gehören muß.

c) Zwischen Val Paghera und Val d'Avio

findet sich ein erstes gutes Profil in dem Graben von Valzerù. Er entblößt zuerst ganz flach, dann, an einer kleinen Scherfläche aufgeschoben, mittel südfallende Glimmerschiefer der Tonaleserie, mit mehreren zum Teil mächtigen Pegmatitlagern. Gegen oben wird das Einfallen steiler, zugleich nimmt die mechanische Beanspruchung immer mehr zu und es entwickelt sich eine große, weit über 100 *m* mächtige Quetschzone. Der Insubrischen Linie entspricht sie jedoch noch nicht, sondern einer Parallelstörung; denn darauf folgen weiterhin (oberhalb eines querenden Steiges) wieder normale Tonaleschiefer mit Pegmatiten, Amphiboliten und Marmoren; ein Lager der letzteren erreicht zirka 40 *m* Mächtigkeit. Oberhalb eines zweiten querenden Steiges erreicht man eine weitere, noch mächtigere Zone von Quetschschiefern, wenn auch nicht lückenlos aufgeschlossen; und hier muß nun die Insubrische Linie durchgehen, denn darüber, bis zirka 1700 *m*, liegen normale, mäßig südfallende Quarzphyllite.

Wenig bezeichnend sind die Aufschlüsse in dem nächst östlichen Tal, Val di Vallaro. Die Bachschlucht ist unzugänglich; am Weg auf der Ostseite sieht man die normalen Glimmerschiefer, Pegmatite, Marmore der Tonaleserie. Weiter aufwärts, wo die insubrische Linie durchgehen muß, fehlen Aufschlüsse oder sind gänzlich verwachsen.

Um so besser ist dafür wieder das Profil in dem nächsten Graben, gegenüber Vione (vgl. Profil II auf der Profiltafel I, das südlich der Val Camonica diesem Graben folgt). Am Eingang stehen meist mittel südfallende Tonaleglimmerschiefer an, oft fast in Phyllite übergehend und arm an Pegmatit, jedoch mit mehreren (oder einem durch Faltung wiederholten?) Marmorlagern; aufwärts wird das Fallen steiler, ein Amphibolitlager stellt sich ein. Darüber folgt auffallend flach südfallend, vielleicht 30 bis 40 *m* mächtig, grüner serizitischer Schiefer, der wahrscheinlich ganz — einzelne Relikte besonders im oberen Teil weisen darauf hin — mylonitisiertem Granitgneis entspricht. Er wittert vielfach auffallend rostbraun an. Bemerkenswert ist eine dünne (hier nur in losen Stücken gefundene) Lage darin durch ihren Gehalt an intensiv bläulichgrünem Glimmer, wie er zumeist als Fuchsit bezeichnet wird, dem er jedoch in seinen mikroskopischen Eigenschaften nicht entspricht (vgl. p. 253). Wir werden dieser »Grünglimmerbank«, wie sie der Kürze halber heißen mag, in den folgenden Profilen überall wieder begegnen. Über diesen Gesteinen folgt bei zirka 1250 *m* Höhe eine kurze, schuttverhüllte Strecke, innerhalb deren die Hauptdislokation durchgehen muß, und zwar auch mit auffällig flachem Südfallen; denn die darüber anstehenden, intensiv zerquetschten schwarzen Schiefer zeigen noch die gleiche Lagerung. Weiter aufwärts wird das Einfallen wieder steiler südlich, zugleich stellen sich auffallend zahlreich quarzitisches Lagen ein. Eine solche, zirka 3 *m* mächtig, ist besonders bemerkenswert durch großen Pyritgehalt, der sich in rostbrauner Anwitterung schon oberflächlich zu erkennen gibt. Weiter oben wird das Einfallen wieder flacher; bis hier hält die starke Zerquetschung mehr oder minder an. Erst über 1500 *m* treffen wir, über einer schuttverhüllten Strecke, normalen Quarzphyllit, bei 80° O-Streichen steil südfallend.

d) In Val d'Avio

bietet wiederum die Westseite wenig günstige Aufschlüsse. Der von N zweite Graben ist ganz in stärksten zerquetschte Schiefer eingeschnitten, die vielleicht schon zur Tonaleserie gehören; auf seiner Südseite entspringt eine Quelle aus blaugrauem, rostig verwittertem Kalk. Auch der nächst südliche Graben verläuft in furchtbar zerquetschten Schiefen, die zirka 60° östlich streichen, bei sehr steiler Stellung; gegen S gehen sie aber bereits in normalen Quarzphyllit über. Solcher bildet die auffälligen Felsen am oberen

Ende des Grabens; er enthält dort eine Einlagerung von einem dunkelgrünen, schwach geschieferten, sehr feinkörnigen, chloritreichen Gestein.

Auf der Ostseite von Val d'Avio steht im nördlichsten Seitengraben fast zusammenhängend grünlicher Serizitschiefer an, nach einzelnen reliktschen Orthoklasaugen ein verschieferter Orthogneis. Wir treffen darin die oben erwähnte Grünglimmerbank¹ an einem Steig, der von der oberen Grabengabelung gegen N führt, anstehend. In dem Sammeltrichter des nördlichen Zweiggrabens sieht man den Gneis, stärkst verschiefert und wie fast durchgängig steil südfallend, an einer nördlich geneigten Fläche diskordant abgeschnitten und von stark gefältelten, schwarzen, mylonitischen Schiefen überschoben. An der Überschiebung treten Spuren von einem gelben Mulm auf, der an zerquetschte Rauhwaacke erinnert; 1 bis 2 *m* höher steckt ein weißer feinkörniger Marmor zwischen den Schiefen. Die Zermahlung der Gesteine ist unglaublich: alles zerfließt zu einem feinen blaugrauen oder weißen Schlamm. Trotzdem kann dies noch nicht die Hauptdislokation sein, die vielmehr (wegen der Übereinstimmung mit allen anderen Profilen) erst südlich von dem hellen Gneis durchziehen kann. Tatsächlich stehen dort wieder sehr zerquetschte schwarze Schiefer an, die Rippe zwischen nördlichem und mittlerem Grabenast bildend, in steiler Stellung. Und auf der Südseite dieser Rippe liegen Blöcke von blaugrauem, rostig verwittertem, dichtem Kalk und von ausgesprochener intensiv gelber Rauhwaacke, letztere ein zweifelloses Triasgestein (während dies von dem Kalk ebenso fraglich bleibt wie von dem weiter oben erwähnten gelben Mulm an der sekundären Schubfläche). Es ist kaum zweifelhaft, daß sie in unmittelbarer Nähe ansteht — wenn wir die Stelle auch nicht finden konnten — und daß hier die Insubrische Linie durchgeht. Weiter südlich nehmen die Quetschschiefer wieder stärkeres Südfallen an und enthalten auf der Südseite des mittleren Grabenastes einzelne dünne Lagen von feinkrystallinem, hellgrauem Kalk — in dem Gebirge südlich der Insubrischen Linie ein sehr ausnahmsweiser Fall.

e) Zwischen Val d'Avio und Ponte di Legno

bieten vor allem die beiden großen Gräben gegenüber von Pontagna wichtige Aufschlüsse (vgl. die Profile Fig. 14, *a* bis *d*).

Der erste westliche² Graben (Fig. 14*b*) zeigt an seinem Ausgang ein sehr mächtiges Marmorlager (*m*), in dem mehrere Pegmatite (*p*) aufsetzen, ohne jedoch am Kontakt auffällige Veränderungen hervorzubringen. Weiter folgen einige weniger mächtige Marmorzüge, mit Biotitschiefern (*ts*) wechselnd; dann, auf der (orographisch) linken Grabenseite anstehend, ein dunkelgrauer massiger Peridotit (*o*), 1 bis 2 *m* mächtig. Er ist gänzlich in Serpentin umgewandelt. Aber auch davon sind nur mehr geringe Reste erhalten; zum größeren Teil ist das Gestein in eine fast dichte lichtbraune Karbonatmasse (mit verdünnter HCl aufbrausend, also kaltzitreich!) übergegangen. Außerdem ist es von einem liegenden Pegmatit her mit Quarzadern imprägniert. Gleich darüber folgt ein mächtiger (12 bis 15 *m*) Amphibolitzug (*a*), eine deutliche Syn- und Antiklinale beschreibend. Die folgenden, wieder mäßig südfallenden Glimmerschiefer sind vielfach auffallend wenig krystallin, ja nehmen geradezu das Aussehen von Quarzphylliten (*ph*) an; doch finden sich dazwischen immer wieder typisch grobkrystalline Lagen und bald werden wieder normale Zweiglimmerschiefer (*ts*) herrschend. Mächtige Pegmatit- sowie einzelne Marmor einschaltungen (*m*) fehlen nicht. Bei der obersten von letzteren mündet ein Zweiggraben von O, gleich darauf ein solcher von W. Über dessen Mündung folgen im Hauptgraben stark rostbraun anwitternde, frisch gelblichweiße, quarzitischeschiefer, reich an Pyrit, 20 bis 25 *m* mächtig (*qs*), dann die hellen serizitischen Schiefer (*ss*), 25 bis 30 *m*, welche hier nur undeutliche Augengneisrelikte zeigen — immerhin genügend, um die Schiefer als Gneis-mylonite zu kennzeichnen; über dem unteren Drittel fehlt nicht die uns bereits bekannte (vgl. oben) Grünglimmerbank (*gg*). Nach oben nimmt die Zerquetschung immer mehr zu; schließlich sieht man wiederum nur weißen und blaugrauen Ton. Hier streicht die Insubrische Linie aus. Auch darüber liegen noch stärkst zerknietete schwarze Schiefer (*q*) nahe der Basis mit eingekneteten kleinen Dolomitlinsen (*d*). Die Zerquetschung hält noch weithin an und macht aus dem Graben ein großes Rutschgebiet; später

¹ Auf der Westseite von Val d'Avio fanden wir auch lose Stücke davon am Weg, die keinen Rückschluß auf ihre genauere Herkunft zuließen.

² Westlich schaltet sich zwischen ihn und Val d'Avio noch ein weiterer Graben. Er bietet ein sehr ähnliches, aber nicht so vollständiges Profil wie das hier beschriebene.

folgen erst normale Quarzphyllite (*ph*). Auffallend ist das beiderseits der Insubrischen Linie auf ziemliche Erstreckung recht wenig steile Einfallen aller Schichten gegen S.

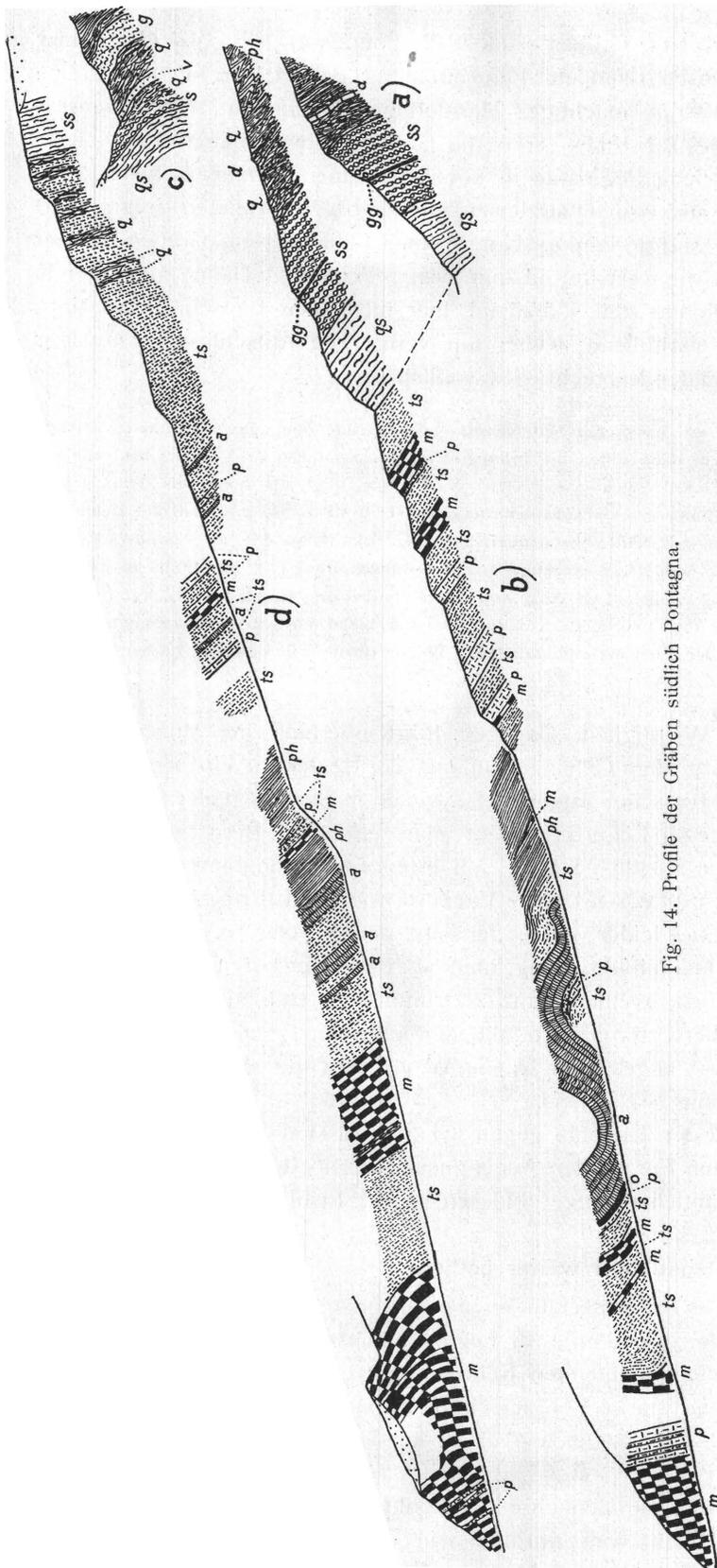


Fig. 14. Profile der Gräben südlich Pontagna.

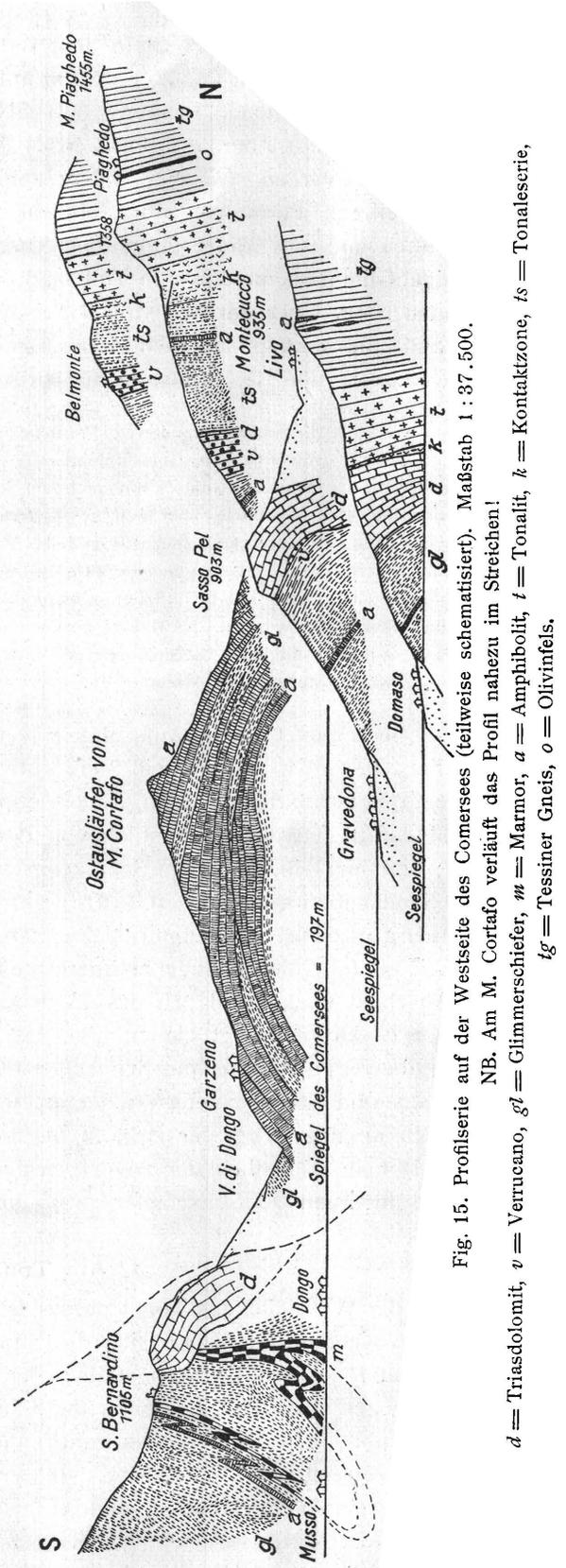


Fig. 15. Profilserie auf der Westseite des Comersees (teilweise schematisiert). Maßstab 1 : 37.500.

NB. Am M. Cortafo verläuft das Profil nahezu im Streichen!

d = Triasdolomit, *v* = Verrucano, *gl* = Glimmerschiefer, *m* = Marmor, *a* = Amphibolit, *t* = Tonalit, *k* = Kontaktzone, *ts* = Tonaleserie, *tg* = Tessiner Gneis, *o* = Olivinfels.

In dem zuvor erwähnten westlichen Zweigraben (Fig. 14a) sieht man jedoch über dem Pyritquarzschiefer die Serizitgneise steil gegen N in die Höhe biegen. Auch hier ist die Grünglimmerbank gut sichtbar. Gegen oben weitet sich dieser Graben zu

einem großen Sammeltrichter; und dort ist zwischen dem grauen Ton der Quetschzone und dem schwarzen zerquetschten Schiefer darüber ein fortlaufendes Band von weißem oder gelbem, furchtbar zertrümmertem Dolomit sichtbar. Der östliche Zweiggraben bietet keine bemerkenswerten Aufschlüsse.

Ganz ähnlich ist das Profil in dem östlichen Graben (südöstlich, Pontagna), Fig. 14*d*. Auch hier steht am Eingang Marmor an, 70 bis 80 *m* aufgeschlossen, mit Pegmatitadern; dann folgen hochkristalline Glimmerschiefer, darin ein weiteres, 30 bis 40 *m* mächtiges Marmorlager. Weiter aufwärts mehrere Amphibolitlager (das oberste zirka 8 bis 10 *m*), oberhalb deren die Glimmerschiefer auch hier durch Phyllite ersetzt werden. Darüber wieder zahlreiche Pegmatite in hochkristallinem Glimmerschiefer, den sie zum Teil mit Turmalin (besonders am Rand von Quarzlinsen) und großen Granaten imprägniert haben; auch einzelne kleine Amphibolit- und Marmorbänke. Unter einer Steilstufe im Graben wieder einförmige Glimmerschiefer, zum Teil stark rostig verwitternd, mit wenig Pegmatit. Dann zunehmende Phyllonitisierung. Über der Steilstufe Gneismylonite steil südfallend, hier nicht sehr typisch. Dann zirka 200 *m* Schuttbedeckung, die Insubrische Linie verhüllend; weiter nur vereinzelte Aufschlüsse schwarzer Quetschschiefer. Von der Steilstufe aufwärts fällt alles recht steil südlich.

Eine wertvolle Ergänzung zu diesem Profil liefert ein westlicher Seitengraben, der gerade über der erwähnten Steilstufe mündet. Er verläuft größtenteils im Gneismylonit, aus dem nach unten die braunen Pyritquarzitschiefer (vgl. oben) hervorgehen. Auch hier ist die Grünglimmerbank, wenn auch nur in losen Stücken, vertreten. Nach oben folgt auf den Gneis eine grüne, gelb anwitternde, stark zerrüttete, aber nicht geschieferte Bank eines anscheinend feinklastischen Gesteins, das man mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit als Verrucano (beziehungsweise Buntsandstein) bezeichnen darf (*v*, zirka 1 bis 1½ *m*); dann schwarze Quetschschiefer. Dieselben enthalten hier wenig höher eine wohl 15 *m* mächtige grünliche Einschaltung (*g*), gleichfalls in gänzlich zerquetschtem Zustande, der ihre Identifizierung nicht zuläßt (vielleicht ein Analogon der »Colmite« von Monno usw.?). Vgl. Fig. 14*c*.

Eine östliche Verzweigung des Hauptgrabens unter der mehrfach erwähnten Steilstufe bietet nur sehr unzusammenhängende Aufschlüsse. Auf der südlichen Begrenzungsrippe setzt der Gneismylonit aufwärts. Weiter oben, wo sich der Graben zu einer Wiesenmulde weitet, stehen helle Marmore an.

Val Seria bietet keine Aufschlüsse von Wichtigkeit. Dagegen führt oberhalb der Mündungsstufe dieses Tals, bei etwa 1400 *m*, ein Steig ostwärts dem Gehänge entlang, der später zu einem verfallenen Schützengraben entartet. An ihm steht wieder typischer Augengneis, weiter in Serizitschiefer übergehend, an. Bald darauf (etwa südsüdöstlich von Ponte di Legno) erreicht man eine den Berg herabziehende Furche; und hier sind aus dem Schützengraben reichlich Stücke von rotem Quarzkonglomerat, roten und grünen Sandsteinen ausgeworfen, lauter ganz unzweifelhafte Verrucano-, beziehungsweise Buntsandsteingesteine! Anstehend sieht man sie leider nicht. Jenseits der Furche (d. h. südlich des »Verrucano«) folgt der übliche zerquetschte Quarzphyllit. Steigt man aber in jener bergab, so sieht man, allem Anschein nach nördlich des »Verrucano«, weißen, ganz zertrümmerten Dolomit anstehen (nicht über ½ *m*): darunter folgt blauer Ton, das Verwitterungsprodukt der äußerst zermalmtten Gesteine an der Hauptbewegungsfläche, das wir schon öfters angetroffen haben. Weiter abwärts steht auch der helle Augengneis und Serizitschiefer wieder an, mäßig SO fallend.

Auch an dem Weg, der zirka 50 *m* über der Talsohle gegen SO ins Tal (Val Narcane) hineinführt, durchquert man südöstlich der zuvor erwähnten Furche den Augengneis; jenseits desselben erreicht man bald die schwarzen Quetschschiefer, allein unmittelbar aufgeschlossen ist die Insubrische Linie hier nicht.

f) Am Tonalepaß und weiter östlich.

Auf der Westseite des Tonalepasses ist es mit Aufschlüssen der insubrischen Linie schlecht bestellt. Die großen Kehren, mit denen sich die Straße über Ponte di Legno hinaufwindet, sind ganz in die Tonaleschiefer gesprengt (gleich südlich der beiden untersten Kehren darin ein großer Marmorzug); wo jene sich gegen O wendet, beginnen die Schiefer starke Verquetschung zu zeigen und tatsächlich müssen wir der Insubrischen Linie bereits ganz nahe sein. Zugleich aber ist an der Straße auch das Ende der Aufschlüsse erreicht.

Weiter gegen die Paßhöhe treten über der Straßenkehre bei Punkt 1784 Quarzphyllite auf (auch auf Salomon's Karte verzeichnet), während nicht weit nördlich von dort, am Gehänge östlich vom Ausgang des großen Grabens zwischen Cima di Cady und M. Serotine, heller Granitgneis ansteht und daran anschließend in demselben Graben die ganze Schichtenmannigfaltigkeit der Tonalezone (vgl. Profil I, Tafel I). Zwischen Quarzphyllit und Granitgneis muß die Insubrische Linie durchgehen; zu sehen aber

ist sie hier auch nicht. Ebenso ist die Paßhöhe weithin von einer hoffnungslosen Moränendecke eingenommen, in die auch die Kriegsaufschlüsse keine Bresche gelegt haben, soweit wir feststellen konnten.

Auch auf der Ostseite der Paßhöhe sieht man in dem Graben westlich über Malga Pece den Quarzphyllit zwar stark verquetscht, ebenso den nördlich folgenden Augengneis;¹ der Kontakt zwischen beiden aber ist durch Schutt verhüllt.

Weiter östlich haben wir keine zusammenhängenden Begehungen mehr vorgenommen, sondern uns nur durch einzelne Stichproben davon überzeugt, daß die Insubrische Linie hier in derselben Weise weiterzieht wie weiter westlich: gekennzeichnet durch eine mächtige Quetschzone, zwischen dem Stavelgneis im N, den Quarzphylliten und ihren Einschaltungen von Kohlenstoffphylliten im S. Somit können wir die Angaben Salomon's durchaus bestätigen gegenüber Trener, der das Vorhandensein einer bedeutenden streichenden Dislokation hier in Abrede stellte (80).

In anderer Hinsicht freilich müssen wir dem letztgenannten Autor Recht geben: Dort, wo er auf Blatt Bormio-Tonale seine »klastische Grenzbildung von Stavel« kartiert, sind — wenigstens teilweise — tatsächlich primär klastische Gesteine vorhanden, und zwar — nach den Stücken, die wir auf der Westseite der Val di Barco (allerdings nur lose im Schutt) gesehen haben — typische grüne und rote Sandsteine und sandige Schiefer sowie rote Quarzkonglomerate des Verrucano oder Buntsandstein! Ob diese Deutung freilich auf die ganze Erstreckung der von Trener unter der obigen Bezeichnung kartierten Zone zutrifft, wagen wir nicht zu entscheiden; die Angaben, die er im Text seiner Arbeit (80, p. 437) über diese »Grauwacken« macht, passen nicht ganz dazu. Jedenfalls aber existiert an der angegebenen Stelle noch einmal eine Linse permotriadischer Gesteine, die vorläufig östlichste² der zahlreichen ihrer Art, welche von der Val Morobbia bis hier die Insubrische Linie begleiten.

II. Das Gebiet südlich der Insubrischen Linie.

1. Das Gebirge westlich des Comersees.

(Vgl. das Profil Fig. 15.)

a) Das alte Grundgebirge.

Dasselbe besteht überwiegend aus Zweiglimmerschiefern, oft mit Granat, manchmal auch mit Staurolith, genau entsprechend den Typen, wie sie auf der anderen Seite des Sees auftreten; nur ist die Ausbildung des Gesteins im ganzen wesentlich gleichmäßiger: es fehlt das dort häufige rasche Alternieren grob- und feinkörniger, mehr massiger und stark schieferiger Lagen; es fehlen fast ganz die extrem grobkörnigen, die grobporphyroblastischen Varietäten; insbesondere fehlen durchaus die charakteristischen Albitknotengneise (soweit natürlich unsere auf großen Strecken nur sehr cursorischen Begehungen ein Bild geben können). Gegen W nimmt die durchschnittliche Korngröße ab, die Porphyroblasten verschwinden ganz und es werden speziell in der Gegend der Schweizer Grenze überaus einförmige, dunkle, feinschuppige Biotit- bis Zweiglimmerschiefer herrschend, die im wesentlichen bis zum Tessin anhalten. Der einzige Wechsel besteht gemeinhin in der Einschaltung mehr quarzitischer Lagen zwischen glimmerreichere.

Sehr bemerkenswert ist das Vorkommen von Quarzlinsen mit Andalusitkrystallen in einem der zuerst erwähnten staurolithführenden Glimmerschiefer der Gegend von Musso, das Repossi (48) beschrieben hat; es ist ein vollkommenes Analogon zu den bekannten Nordtiroler Andalusitvorkommen (Pitztal usw.), oder zu denen des Flüelagebiets.

Als Besonderheit ist hervorzuheben das Auftreten heller Knollen von wechselnder Größe (bis 3 bis 4 cm). Sie erinnern beim ersten Anblick an Gerölle, doch erweist sich bei näherem Zusehen ihre Gestalt oft als mehr augenförmig; auch bestehen sie nicht etwa in der Hauptsache aus Quarz, sondern (wenigstens in vielen Fällen) aus großen einheitlich spaltenden Orthoklasen. Beim Aufstieg von Camorino zur Hochfläche der Monti della Cima, auf etwa 900 m, wurden diese Gebilde in großer Anzahl gefunden, auf beschränkter

¹ Stavelgneis Trener's = Val Piana-Augengneis von Salomon. Daß derselbe dort gegen W zu Ende gehe, wie auf der Karte des letztgenannten angedeutet, scheint uns nicht mit den Tatsachen übereinzustimmen.

² Denn der Umdeutung der Kohlenstoffphyllite und weißen Quarzite Trener's in eingeklemmtes Karbon und Perm (Staub, 70, p. 147) können wir nicht beistimmen.

Fläche, und in Schiefen, die sich wenigstens äußerlich nicht von den gleichartigen der Umgebung unterscheiden. Vielleicht handelt es sich um Produkte einer Feldspatisierung als Ausläufer einer granitischen Injektion; doch bedürfen sie noch eingehenderer Untersuchung, bevor diese Deutung als endgültig wird gelten können. (Vgl. dazu p. 244 unten!)

Glimmerschiefer von anderem Typus trafen wir vor allem in der Nachbarschaft des Comersees; am Fuße des Sasso Pel und am Monte Cortafo sowie in der Valle di Dongo. Sie zeichnen sich aus durch viel größeren Reichtum an Muskovit und im allgemeinen recht strenge Schieferung.

Eine geringe Rolle spielen Einlagerungen von Orthogneis. Auf der italienischen Seite fehlen sie, soweit unsere Erfahrungen reichen, ganz. Dagegen finden sie sich immer wieder längs der Val Morobbia. So fanden wir einen flaserigen Biotitgneis mit Orthoklasaugen in Val di Verona und — in feinerer Ausbildung — unter der Terrasse der Monti di Verona. Weiter finden sich helle, vermutlich granitische Gneise an der Straße oberhalb Carena, am Ausgang der Val di Prada und in großer Mächtigkeit oberhalb Ruscada an der Talsohle; im einzelnen konnten wir ihrer Verbreitung dort nicht nachgehen. Auch weiter südwestlich, unter Monti di Pianturino (südöstlich Cadenazzo) steht vereinzelt ein ziemlich grob geflasierter Biotitaugengneis an, einige Meter mächtig aufgeschlossen.

Eine wesentlich größere Rolle spielen Amphibolite, und zwar vor allem auf der italienischen Seite. Sie bauen dort einen großen Teil des im Monte Cortafo gipfelnden Rückens auf, wenn auch in vielfachem Wechsel mit den Glimmerschiefern (im Profil Fig. 15 und in der Kartenskizze nur schematisch wiedergegeben). Ausläufer dieser im ganzen mehrere 100 *m* mächtigen Masse sind wohl die kleinen Amphibolitlager, die man auf der Südseite des Sasso Pel, bei Gaggio und am Abhang nördlich Domaso antrifft (diese schon auf Rolle's Karte richtig eingetragen), sowie ein weiteres westlich Dosso del Liro.

Ein Dünnschliff vom Monte Cortafo zeigt einen fast reinen Hornblendeschiefer von mäßig dunkel graulichgrüner Färbung und ausgeprägter Schieferung. Auch im Dünnschliff beobachtet man neben der recht lichtgefärbten Hornblende ($a =$ blaßgelblich, $b =$ grün, $c =$ blaugrün; $c : c = 20^\circ$ zirka; Interferenzfarben zweiter Ordnung) nur höchst untergeordnete Feldspate, denen jegliches Bestimmungsmerkmal fehlt; nur daß alle Brechungsexponenten nicht unerheblich über dem des Kolloliths liegen, läßt sich nachweisen. Es handelt sich also wohl um einen nicht ganz sauren Plagioklas. Zum Teil ist er ganz frisch, zum Teil stark serizitisiert. Außerdem findet sich noch Apatit und Rutil. Die Struktur nähert sich zum Teil der diablastischen.

Auf Schweizer Seite sind Amphibolite vor allem wieder aus der oberen Val Morobbia zu erwähnen. Sie begleiten dort die zuvor genannten Granitgneise von Carena aufwärts bis oberhalb Ruscada in so auffälliger Weise, daß der Verdacht einer näheren Beziehung zwischen beiden — genetischer oder stratigraphischer Art — sich aufdrängt. Auch südsüdwestlich Camorino, am Gehänge des Tessintals wenig unter der Hochfläche der Monti della Cima, ist ein geringfügiges Amphibolitlager (zirka $\frac{1}{2}$ *m*) den Glimmerschiefern zwischengeschaltet.

Endlich tritt auch weiter südlich am Comerseegehänge, südlich der alsbald zu besprechenden Trias von Musso, noch Amphibolit auf. Geringfügige Einschaltungen in dem dortigen Marmor beschreibt bereits Repossi (47, p. 291); auch wir sahen eine solche in dem alten Steinbruch (oberhalb des oberen großen jetzt in Betrieb befindlichen). Der schwarzgrüne, gut geschieferte Amphibolit setzt wie ein Gang, 1 *m* mächtig, durch den fast massigen Marmor; tatsächlich aber handelt es sich — nach den Andeutungen von Schichtung im letzteren — doch wohl um eine Einschuppung. Nach Lesesteinen zu schließen, scheint sie weit gegen WNW fortzusetzen.¹ Etwas bedeutender sind Amphibolitzüge, die den Marmor südlich begleiten. Hat man denselben von S. Bernardino aus südlich auf dem Weg absteigend überschritten, so quert man alsbald den Amphibolit dreimal hintereinander. Die Verbindung der drei Aufschlüsse zu einer Falte, wie im Profil, Fig. 15, gezeichnet, ist hypothetisch, drängt sich aber auf Grund der Neigungsverhältnisse ohne weiteres auf. Auch die weitere Fortsetzung nach unten ist in der gezeichneten Form nicht sichtbar; man beobachtet nur beim Abstieg nach Musso immer wieder kleine Amphibolitaufschlüsse. Endlich steht auch noch weiter südlich, am Gehänge über Pianello, wieder Amphibolit an, einige Meter mächtig und kommt, nach Lesesteinen zu schließen, auch sonst noch gelegentlich in jener Gegend vor.

Wohl die interessanteste Einschaltung in den alten Glimmerschiefern ist der bereits erwähnte Marmor von Musso selbst. Repossi hat denselben eingehend beschrieben (47), geologisch wie petrographisch; so bleiben uns nur ein paar kleine Ergänzungen hinzuzufügen. Die eine betrifft das mehrfache Auftreten kleiner Marmorbänke westlich oberhalb Musso; in einem Graben (seine nähere Kennzeichnung

¹ Im Profil Fig. 15 wäre dieser Amphibolit nur unter maßloser Übertreibung einzutragen gewesen.

ist uns leider nicht möglich) fanden wir dort vier solche hintereinander, $\frac{1}{2}$ bis 2 m mächtig, den Glimmerschiefern eingeschaltet, in der Nachbarschaft des zuvor erwähnten Amphibolits. Es scheint uns naheliegend, dieselben mit dem kleinen Marmorvorkommen von S. Bernardino (das auch Repossi von der Hauptmasse abtrennt) zu verbinden. Und ferner möchten wir auf die (auch Repossi bekannte) starke Verfaltung mit den Schiefen hinweisen: Dreimal¹ wiederholt sich an der Straße Dongo—Musso der Marmor, durch Schiefer getrennt. Man gewinnt so den Eindruck, daß jener nur durch Zusammenstauchung seine bedeutende Mächtigkeit erlangt habe. Unser Profil, Fig. 15, soll andeuten, wie man sich die Verbindungen vorstellen kann, ohne damit jedoch auf mehr als schematische Richtigkeit Anspruch zu erheben.

Nach J. Koenigsberger (31, 31a) kommen innerhalb der krystallinen Schiefer unseres Abschnitts mehrfach Einklemmungen von karbonischen, beziehungsweise karbonähnlichen Graphitschiefern vor. Wir können uns dieser Ansicht, was die Altersdeutung betrifft, nicht ohne weiteres anschließen. Denn die uns wohlbekannten, bei S. Bernardo und Morterello (in der Gegend von Dongo) anstehenden schwarzen, »tektonisch und dynamometamorph veränderten«, »schieferigen und scheinbar phyllitischen« Gesteine möchten wir lieber als mylonitische Quetschprodukte der umgebenden Glimmerschiefer ansehen, mit welchen sie durch Übergänge verknüpft sind (vgl. unten, p. 240). Wenn Koenigsberger schreibt (31a, p. 294): »hier wie überall hat die Kohle den Anlaß zu Rutschflächen gegeben, wobei Temperatur und Druck eine teilweise Umwandlung zu Graphit verursachten«, so scheint uns der Fall eher umgekehrt zu liegen; die Durchbewegung des Gesteines hat den im letzteren verteilten Graphit (reichlich nachgewiesen in den ganz gleichartigen »Morbegnoschiefern« des unteren Veltlins; 5, p. 297 f.) auf Rutschflächen und Gleithäuten gesammelt, ein Beispiel von »mechanischer Entmischung«. Ein ganz ähnlicher Fall wird uns später bei Besprechung der Kohlenstoffphyllite des Tonalegebiets wieder begegnen (p. 242).

Ebenso scheint uns das »Carbon«² der Morobbiaschlucht zu den Quetschgesteinen der Insubrischen Linie (vgl. p. 211 f.) zu gehören. Wir möchten diese Auffassung jedoch nicht auf die sämtlichen weiteren, uns nicht aus eigener Anschauung bekannten Vorkommen ausdehnen, die Koenigsberger aus der Gegend zwischen Val Morobbia und Monte Ceneri angibt; wenn er auch von einem derselben kontinuierlichen Übergang in Glimmergneis ausdrücklich erwähnt (31a, p. 291). In manchen der von ihm aufgefundenen Graphitschiefer mag vielleicht tatsächlich Carbon vorliegen.

b) Die Trias von Musso

hat ebenfalls durch Repossi (47) eine erschöpfende Beschreibung gefunden. Es handelt sich um einen bituminösen, zuckerkörnigen Hauptdolomit, genau entsprechend der in den benachbarten lombardischen Kalkalpen herrschenden Ausbildung und so gar nicht metamorph, daß Repossi daraus eine ganze Reihe von bestimmaren Fossilien gewinnen konnte, nachdem bereits Curioni die Auffindung der ersten Fossilspuren geglückt war (14).

Durchaus beipflichten möchten wir mit Spitz (63) der Auffassung Repossi's bezüglich der vollkommenen Verschiedenheit von Marmor und Trias, welche von früheren Autoren und später wieder von Salomon (58, p. 351 f.) zusammengeworfen worden sind. Die Unterschiede sind in der Tat groß: der Marmor reiner Kalk, die Trias Dolomit; jener zum Teil sehr grob krystallin (stellenweise bis über 1 cm Korndurchmesser) und mit Gehalt an Silikaten, die Trias nicht stärker krystallin als das auch im unveränderten Sedimentärgebirge vorkommt, ohne jede Spur von Silikatneubildungen, dafür mit den bezeichnenden Fossilien; der Marmor mit den umgebenden Schiefen eng verbunden, in vielleicht primärer Wechsellagerung, jedenfalls aber unter tiefentektonischen Bedingungen zusammengefaltet, die Trias vom alten Gebirge mit tektonischem Kontakt getrennt, wovon gleich näher zu sprechen sein wird.

c) Die Tektonik

des in Rede stehenden Abschnitts läßt sich in zwei voneinander unabhängige Anteile gliedern:

Das ist einmal die Tektonik des alten Schiefergebirges. Im einzelnen nur (wenn überhaupt) durch sehr langwierige Detailstudien entzifferbar, läßt sie doch einige Hauptcharakterzüge schon ohne allzu große Mühe erkennen. Vor allem den stetigen Charakter der Deformationen, wie ihn besonders gut die

¹ Abgesehen von der häufigen, vielleicht als primär zu deutenden Wechsellagerung dünner Schichten von beiden Gesteinen an deren Grenzen; vgl. das Profil von Spreafico, 77, p. 163.

² Von Koenigsberger selbst in Anführungszeichen gesetzt; 30b, p. 292.

Verfaltung des Marmorlagers von Musso mit seiner Schiefernachbarschaft zeigt; sowie die — wenn auf Grund ganz weniger Schliffe ein Urteil erlaubt ist — durchaus dem Abschluß der Krystallisation vorausgehende Durchbewegung der Gesteine. Endlich fällt, was die Richtung betrifft, das häufige Abweichen von dem alpinen O-W-Streichen auf: im oberen Teil der Val Morobbia z. B. beobachtet man das immer wieder, etwa an dem oben erwähnten Amphibolit oberhalb Carena, der bei steiler Stellung N-S streicht. Und der Amphibolit des Monte Cortafo zeigt — wie in Übereinstimmung mit Henny-Lugeon (32) trotz des Widerspruchs von seiten Repossi's (51, p. 182, Fußnote) festzustellen ist — in großer Ausdehnung N-S- bis NW-Streichen, ob er nun steilgestellt ist oder mehr oder minder flach nach O bis NO einfällt.¹ In diesem letzteren Fall könnte man ja nun auch allenfalls an ein weitgespanntes Gewölbe mit axialem Untersinken gegen O denken; allein die Tektonik der Umgebung läßt sich nicht gut in Einklang bringen mit einer solchen Annahme, die erfordern würde, daß der Amphibolit in den beiden Schenkeln des aufgebrochenen Gewölbes fortstriche, d. h. längs der Valle di Dongo und Valle S. Jorio gegen W; wogegen er in Wirklichkeit nördlich des letzteren Tales gegen NO und ONO herumschwenkend seine Ausläufer bis nördlich Domaso (vgl. oben) erstreckt. Man wird also auch hier in dem queren Streichen eine ältere Struktur erblicken dürfen.² Ganz gleichartige Erscheinungen werden uns auch im Gebiet östlich des Comersees alsbald wieder begegnen.

Die jüngere Tektonik ist vor allem kenntlich durch das Auftreten der Trias von Musso. Wir verdanken Spitz die Feststellung, daß dieselbe nicht normal auf den krystallinen Schiefern liegt, sondern mit tektonischem, durch das Auftreten von Myloniten gekennzeichneten Kontakt (63). Wenn wir auch die Stelle auf der Ostseite des Dolomits in dem dichten Buschwerk nicht wiederfinden konnten, wo Spitz die Mylonite angibt, so fanden wir doch solche ganz unzweifelhaft auf der Südseite, an dem senkrechten Kontakt zwischen Krystallin und Trias, bei einer kleinen, aus der letzteren entspringenden Quelle. Wir können auch den Eindruck, den Spitz hatte, bestätigen, daß die Trias sich gegen N (relativ) flach über das Krystallin ausbreite; nicht aber den weiteren, daß ihre Schichten flach südlich fallen. Dieselben scheinen uns vielmehr (wie das Profil Fig. 15 andeutet) im N mittelsteil gegen N abzudachen, im S aber sich parallel zur Südgrenze steil aufzurichten.³ Besonders wichtig scheint uns aber zu sein, daß auch in der westlichen Verlängerung der Trias Quetschzonen mit allen Merkmalen starker mechanischer Beanspruchung in den Glimmerschiefern nachzuweisen sind. Bis über die Val Marnotto, etwa $2\frac{1}{2}$ km vom Westende der Trias, sind sie zu verfolgen, als 40 bis 50 m mächtige Zone steilgestellter schwarzer Phyllonite;⁴ von N her fallen die Glimmerschiefer zum Teil dagegen ein und scheinen von der nahe O-W streichenden Quetschzone diskordant abgeschnitten zu werden. Weiter westlich werden die Spuren undeutlich und scheinen sich noch auf italienischem Boden ganz zu verlieren. Daß sie gegen das Carbon von Manno weiterziehe, wie Staub meint (70) — davon ist nichts zu sehen; aber ebensowenig von einer Abzweigung von der »Morobbialinie«, wie sie Koenigsberger (31a, p. 287) vermutet. Dagegen ist der tatsächlich beobachtete Verlauf auf der Kartenskizze des gleichen Verfassers a. a. O. mit unseren Feststellungen übereinstimmend wiedergegeben.

Jedenfalls scheint uns aus dem Gesagten hervorzugehen, daß eine Bewegungsfläche hier in das Gebirge steil einschneidet; und auf dieser ist die Trias von Musso als dicke, seitwärts rasch auskeilende Linse in die Schiefer eingeklemmt, nicht nur denselben aufgesetzt, wie das Spitz a. a. O. annimmt. Ihre tiefe Lage in dem bis weit über 1000 m darüber aufsteigenden krystallinen

¹ Aber wohlgedenkt: die mesozoischen Sedimente sind von diesem abweichenden Streichen in keiner Weise betroffen (24, p. 26). Auf dem Profil Fig. 15, das auf der querstreichenden Strecke mehr oder minder im Streichen gelegt werden mußte, kommen diese Verhältnisse naturgemäß nicht richtig zur Darstellung. Das dort gezeichnete flache Gewölbe am Monte Cortafo entspricht in dieser Form wohl nicht der Wirklichkeit.

² Es darf hier beigefügt werden, daß auch Herr P. Knoblauch, gemäß freundlicher brieflicher Mitteilung, im südlichen Tessin zu der Auffassung gekommen ist, daß in der Zone südlich der Insubrischen Linie eine ältere, zeitlich voralpine Tektonik erhalten geblieben ist. Dies ist auch die Ansicht von Koenigsberger (31a, p. 290), der Tektonik und Metamorphose der südtelessiner Gneise für größtenteils präcarbonisch hält.

³ Damit wird ein Bruch, wie ihn Spitz hier annehmen wollte, als Begrenzung der Trias gegen S, überflüssig. Die auf Taramelli's Karte (76) verzeichnete Gneiszung am Kamm S. Passo S. Jorio, die Spitz mit diesem Bruch in Verbindung bringen wollte, existiert auch nicht, soweit wir sehen konnten.

⁴ Das sind die von Koenigsberger (31a, p. 294) erwähnten graphitischen Gesteine von Morterello; vgl. p. 239.

Gebirge wird bei unserer Auffassung — die sich ungefähr mit der von R. Staub (70) deckt, wenigstens was die örtlichen Beobachtungen betrifft — besser verständlich; und sie läßt sich auch besser in das Bewegungsbild der Umgegend einfügen (vgl. später, p. 288f.). Allerdings ist es uns nicht gelungen, auf der Trias aufsitzende krystalline Reste — wie man sie etwa auf dem Nordabfall der ersteren erwarten könnte — aufzufinden. Und eine Schwierigkeit bietet das Fehlen nicht nur aller tieferen Triasglieder, sondern auch des in naher Nachbarschaft so gewaltig entwickelten Verrucanos: sie zwingt zur Annahme einer sehr bedeutenden Perm, untere und mittlere Trias betreffenden Ausquetschung im Liegenden des eingeklemmten Hauptdolomits.¹

Inwieweit auch abseits der nachweisbaren jungen Störungszonen noch junge Tektonik anzunehmen ist — ob z. B. O—W bis ONO streichende Elemente der Alttektonik, wie etwa die Marmorfalten von Musso, erst nachträglich in diese alpine Richtung eingedreht worden sind, diese Frage wird nur auf Grund ganz detaillierter Spezialaufnahmen vielleicht zu entscheiden sein.

2. Die Orobische Kette² und das Adamellogebiet.

Wir betrachten diese beiden durch die Val Camonica getrennten Abschnitte unseres Gebiets gemeinsam, da die krystallinen Schiefer ganz unverändert über jenes Tal hinweg streichen und das Objekt, durch welches der Ostabschnitt seine Besonderheit in geologischer Hinsicht erhält: die gewaltige Tonalitmasse des Adamello, hier außerhalb der Betrachtung zu bleiben hat. Sinngemäß in diese eingeschlossen ist der schmale Streifen zwischen Insubrischer Linie und Talsohle des Veltlins, der ja von der Orobischen Kette nur orographisch, nicht tektonisch getrennt ist.

a) Die Gesteine.

Seit langem ist bekannt, daß die krystallinen Schiefer der Orobischen Kette im O wesentlich andere sind als im W. Im O — und ebenso noch über Val Camonica hinaus, im nördlichen Teil der Adamelloumrahmung — herrschen einförmige Quarzphyllite in dem Komplex, den Salomon (58) als Edoloschiefer bezeichnet. Im W hingegen walten hochkrystalline Glimmerschiefer vor in der Serie, die bei früherer Gelegenheit (5, p. 296f.) Morbegnoschiefer genannt worden ist.

Was zunächst die Quarzphyllite betrifft, so ist über dieselben nicht viel Neues zu berichten; der in 5, p. 291 gegebenen kurzen Beschreibung »normaler« Phyllite liegen Stücke von dem Nordsaum unserer Zone (Nordseite des Veltlins) zugrunde, und es kann daher auf sie verwiesen werden.³ Denn im ganzen ist diese Gesteinsserie von einer ermüdenden Einförmigkeit: etwas mehr phyllitische oder quarzitisches Beschaffenheit (bis zu übermeterdicken Quarzitbänken als Endglied), gelegentlich etwas gröbere Entwicklung der Glimmerblätter, stärkeres oder schwächeres Hervortreten der häufig vorhandenen Lagen krystallinen Quarzes bilden die wesentlichen makroskopisch auffallenden Abwechslungen (wenn man von tektonischen Sekundärfazies absieht).⁴ Damit soll ja nicht behauptet werden, daß eine gründliche mikroskopische Durchmusterung der weiten Phyllitareale nicht noch manches interessante und vielleicht unerwartete Ergebnis zeitigen könnte. Wenn aber a. a. O., p. 292 die Vermutung geäußert wurde, daß unter den phyllitischen Gesteinen des Veltlins diaphthoritisierte Granitgneise eine größere Rolle spielen könnten, so möchten wir das jetzt doch einschränken; denn wo in unserem Gebiet Orthogneise phyllitisiert worden sind, da sind sie doch stets auch makroskopisch leicht unterscheidbar von den Quarzphylliten geblieben (vgl. z. B. die westlichen Ausläufer des Stavelgneiszuges, p. 232ff.). Damit soll natürlich in keiner Weise bestritten werden, daß sich unter letzteren vielfach Abkömmlinge einstmals höher krystalliner Paragneise befinden mögen; sicher bekannt geworden sind

¹ Sofern man nicht primäres Auskeilen auf ganz kurze Distanz für die genannten Schichtenglieder in Rechnung ziehen will; dafür könnte, wenigstens was permische Sedimente und Buntsandstein betrifft, deren z. T. starke Reduktion im südlichen Tessin (94, p. 302) immerhin eine gewisse Stütze abgeben.

² Nicht mehr benutzt werden konnte die (mir erst nach Abschluß des Manuskriptes zugegangene) Dissertation von Th. H. F. Klompé: Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo; Beiträge zur Geologie der Bergamasker Alpen, Nr. 3, Leiden 1929; darin sind Angaben über ein Stück am Südrand des orobischen Krystallins enthalten.

³ Außerdem auf die eingehenden Ausführungen bei Salomon (52a, p. 406f.; p. 528f.; 58, p. 319) und die Bemerkungen Trener's (80, p. 468); sowie die Beschreibung bei Jong (106a, p. 57) unter der Bezeichnung »Quarzite« und »Glimmerschiefer«.

⁴ Abgesehen natürlich von Einlagerungen; vgl. unten.

uns solche nicht. Eine große Rolle spielen selbstverständlich — besonders in der Nachbarschaft der Insubrischen Linie — sekundäre tektonische Fazies des Quarzphyllits: die schwarzen, in flache Linsen zerquetschten Schiefer, denen wir im ersten Abschnitt dieser Arbeit immer wieder begegnet sind.

Eine besondere Varietät der Quarzphyllite bilden die Kohlenstoffphyllite Trener's.¹ Die meist dunkel gefärbten Quarzphyllite enthalten wohl fast immer mehr oder minder reichlich kohliges Pigment; und so ist die Abtrennung der daran besonders reichen Gesteine nicht ohne eine gewisse Willkür möglich. Wir haben uns darauf beschränkt, einige Vorkommen im Padriogebiet als Kohlenstoffphyllite anzusprechen, bei denen der Kohlenstoffgehalt so groß ist, daß sie bei der Berührung abfärben. Es sind dies ausnahmslos ganz geringmächtige Einschaltungen in den gewöhnlichen Phylliten: drei solche am Gehänge oberhalb Doverio, keine viel über 1 m; etwas bedeutender (einige Meter) eine weitere auf dem Ostabfall des Dosso Toriela, in der Gegend um Restone. Salomon und vor allem Trener sind mit der gleichen Bezeichnung viel freigebiger umgegangen; und wir möchten der Vermutung Ausdruck geben, daß speziell der letztere Autor sehr viele Quetschgesteine — auf Grund der schwarzen Farbe hin, die solche immer zeigen — als Kohlenstoffphyllite kartiert hat, deren unveränderte Äquivalente normale Quarzphyllite sind. Begründen können wir diese Vermutung freilich nur mit dem Hinweis auf die sehr bescheidene Rolle ausgesprochener Kohlenstoffphyllite in Gebieten abseits der großen Quetschzonen²) (vgl. dazu auch oben p. 239).

Ein auffallendes, von den Quarzphylliten leicht abzutrennendes Gestein sind die grünlich bis grauweißen, massigen »Colmite«, die unmittelbar südlich der insubrischen Linie sowohl an der Straße unter Monno (p. 231) als auch längs der Val Moriana (p. 232) und wieder, soweit ohne Dünnschliff über diese Lokalität ein Urteil zulässig, in Val Paghera (p. 232/233) anstehen. Sie lassen im Dünnschliff Feldspat ebenso reichlich wie Quarz erkennen; und zwar handelt es sich vorzugsweise um stark getrübe, saure Plagioklase, die in einem Schliff auffällig große, ganz mit Quarz durchspickte Individuen bilden. Orthoklas ist ungleich seltener oder fehlt ganz. Kleine und sehr dünne, meist chloritisierte Biotitblättchen sind regellos durch das Gestein verstreut. Kalzit tritt in einem Schliff in einzelnen Körnern und Nestern auf. Erz, Apatit, Zirkon sind sehr spärlich. Die Struktur ist typisch kristalloblastisch; Schieferung fehlt — man würde die Gesteine für Kontaktprodukte halten, wenn irgendein Erstarrungsgestein in der Nähe wäre. Mechanische Gefügeverletzungen treten auffallend zurück, trotz der unmittelbaren Nachbarschaft der Insubrischen Linie — die Bewegungen haben sich eben wesentlich in den umhüllenden, furchtbar zugerichteten Schiefen abgepielt! An der ursprünglichen Sedimentnatur ist nicht zu zweifeln, vielleicht handelt es sich um ehemalige Arkosen.

Eine weitere, makroskopisch leicht von den Quarzphylliten abtrennbare Gesteinsfamilie sind die Granatphyllite beziehungsweise Granatglimmerschiefer; je nach der etwas wechselnden Ausbildung mag die eine oder die andere Bezeichnung passender erscheinen. Es sind gewöhnlich sehr glimmerreiche und entsprechend gut geschieferte Gesteine, bald mit dem unverdeckten grünlichen Weiß des herrschenden Muskovits als Gesamtfarbe, bald — infolge von Kohlenstoffgehalt — dunkler; das Korn meist etwas gröber als bei gewöhnlichen Quarzphylliten. Die Granaten von Stecknadelkopf- bis Erbsengröße treten darin meist in großer Zahl auf, mit mehr oder minder zugerundet rhombendodekaedrischer Umgrenzung.

Im Dünnschliff sieht man die letzteren, blaßrötlich und isotrop, auf einzelne Lagen beschränkt, in denen außerdem Biotit und Quarz auftreten, und zwar gewöhnlich in sogenannten »Streckungshöfen« um die Granaten, die aber in der Richtung der Schieferung beträchtlich verlängert sein können. Bemerkenswerterweise tritt in einem Schliff ein blättriges Mineral ausschließlich als Einschluß im Granat auf, welches sonst gänzlich fehlt; die wenigen verfügbaren Schnitte erlauben keine ganz sichere Bestimmung, doch handelt es sich mit größter Wahrscheinlichkeit um einen Sprödglimmer (recht starke Licht- und schwache Doppelbrechung; kleine Auslöschungsschiefe; α' grünlich bis bläulich in der Längsrichtung, c' grünlich-gelb). Sonst sind die Granaten von Einschlüssen fast frei; nur Magnetit kommt noch als solcher vor; jegliches Anzeichen für eine Lageänderung während der Krystallisation fehlt. — Die Hauptmasse des Gesteins besteht aus Muskovit; in ziemlicher Menge beigemischt sind kleine schmutziggelbe Säulchen von Turmalin sowie etwas Magnetit und Zirkon. Die

¹ Nach den Feststellungen Trener's über die Natur des kohligen Pigments (80, p. 484 f.) ist diese Bezeichnung richtiger als Graphitoidschiefer, wie sie Salomon nennt.

² Wenn Staub (70, p. 147) von den Kohlenstoffphylliten schreibt, daß sie »ins Carbon zu stellen sind«, so ist das eine gänzlich willkürliche Vermutung; ostalpinen Carbon sieht doch wesentlich anders aus!

Muskovitaggregate sind teilweise wirrblättrig, doch schneiden immer wieder Lagen von scharf in die Schieferung eingeregelt Blättern hindurch. In den vorliegenden Schriffen — sie stammen aus der oberen Val Madre — fehlen Anzeichen postkrystalliner Deformation fast ganz.

Gesteine der beschriebenen Art bilden eine Zone, die von dem Oberlauf aller Täler im mittleren Teil der Orobischen Kette gequert wird, und zwar bemerkenswerterweise an der Grenze der Quarzphyllite gegen den Bereich der Morbegnoschiefer; sie scheinen den Übergang zwischen beiden zu vermitteln. Früher (5, p. 291) wurde ein ähnlicher Granatphyllit schon von Triasso (westlich Sondrio) erwähnt; nach Salomon (58, p. 125) finden sich solche Gesteine in beträchtlicher Verbreitung in der Gegend von Corteno bis Cortenedolo. Eingehendere Untersuchungen werden sie wohl noch an mancher Stelle innerhalb der einförmigen Phyllitmassen nachweisen.

Was nun weiter die Morbegnoschiefer betrifft, so hat die nunmehr gewonnene Kenntnis eines weit größeren Verbreitungsgebiets, als es den Untersuchungen a. a. O. zugrunde lag, zur Unterscheidung zweier — wenn auch keineswegs scharf geschiedener — Typen geführt, deren Merkmale damals gemeinsam beschrieben wurden. Der eine umfaßt die häufig staurolith-, granat- und disthenführenden Glimmerschiefer, wie wir sie auch schon auf der Westseite des Comersees getroffen haben. Von den genannten Übergemengteilen ist namentlich der erste sehr oft schon makroskopisch wahrnehmbar; seine Krystalle erreichen bis etwa 3 cm Länge. Der andere Typus kann nach seinem charakteristischsten, stets makroskopisch auffallenden Porphyroblasten (er enthält die anderen genannten meist auch) als Albitknotengneis bezeichnet werden;¹ er ist im Gegensatz zu den über größere Strecken recht einheitlichen, meist ziemlich grobblättrigen Staurolithglimmerschiefern² von sehr wechselvoller Beschaffenheit, indem feinschuppige Glimmerschiefer und ganz quarzitähnliche Lagen mit den durch Albitknotenführung ausgezeichneten wechseln. Im übrigen darf auf die a. a. O. gegebene Beschreibung verwiesen werden; hinzugefügt sei, daß es zwei deutlich trennbare Durchbewegungsphasen gibt. Die eine überall vorhandene ist streng vorkrystallin (soweit unsere Beobachtungen reichen); Erscheinungen wie die Drehungen der Feldspatporphyroblasten, die Streckeisen (130, p. 122) aus sonst analogen Gesteinen beschreibt, haben wir nie festgestellt. Der anderen, nachkrystallinen und unter Diaphthorese verlaufenden gehören jene schwarzen Quetschschiefer an, wie wir sie von der Insubrischen Linie und parallelen Zerrüttungszonen kennen. Aber auch abseits von solchen sind Erscheinungen nachkrystalliner Deformation ab und zu selbst schon makroskopisch wahrnehmbar: so kennen wir von der Südwestseite des Monte Legnone Staurolithporphyroblasten bis zu einigen Zentimeter Länge, die an zahlreichen parallelen Querrissen schief verzerrt sind.

Die Begehungen in der Orobischen Kette haben nun ergeben, daß die Staurolithführung von der Albitknotenführung weitgehend unabhängig ist im Gegensatz zu der a. a. O. geäußerten Ansicht. Während die Staurolithglimmerschiefer im Legnonegebiet — von wo sie schon Melzi (36) beschrieben — die ganze Breite des Gebirges von der Insubrischen Linie bis (fast) zum Kontakt mit der südalpiner Sedimentserie einnehmen, sind die Albitknotengneise auf einzelne Inseln innerhalb dieses Bereiches beschränkt.

Ebenso scheint es (wenn wir auch dort nur auf Grund einiger flüchtiger Durchquerungen urteilen können) im zweiten Verbreitungsgebiet gleichartiger Gesteine, im Hintergrund der Täler südlich von Sondrio, zu sein, nur daß dort die Glimmerschieferhülle um die Knotengneiskerne lange nicht so bedeutend ist. Und zwar decken sich jene Inseln — soweit unsere Begehungen ein Urteil zulassen — mit einem wesentlichen Anteil der Flächen, die auf Porro's Karte (44) die Signatur des »Gneiss occhiato e granitico« einnimmt. Um »Augengneise«, im Sinne wie dieses Wort bei uns allgemein gebraucht wird, handelt es sich dabei nun ganz und gar nicht; die unregelmäßig rundlichen Albite lassen keine Einschichtung in die Schieferung erkennen, sondern umschließen Relikte derselben

¹ In Anlehnung an Hammer, welcher vollkommen gleichartige Gesteine aus der Gegend von Landeck in Tirol beschrieben hat (103); eine noch weit größere Verbreitung besitzen sie nach dem gleichen Forscher in den Ötztaler Alpen (20, 20a). Eine sehr eingehende Untersuchung einer gleichfalls weitgehend mit den Morbegnoschiefern übereinstimmenden Gesteinsgesellschaft aus dem Silvrettamassiv hat jüngst A. Streckeisen geliefert (130).

² Unter dieser Bezeichnung seien auch die Gesteinsvarietäten mitverstanden, in denen Staurolith als bezeichnender Übergemengteil zurücktritt oder fehlt; solche wurden 5, p. 296f. bereits kurz erwähnt; da sie immer wieder mit (überwiegenden) staurolithführenden Bänken wechseln, erscheint ihre geologische Abtrennung nicht gerechtfertigt, solange es sich wenigstens nur um die großen Züge handelt.

wie a. a. O. angedeutet — soweit Beobachtungen vorliegen — ohne jede Verdrehung: sie sind jünger als die fertige Schieferung. Es liegt hier ein Beispiel von Albitisierung vor, wie sie von Sander (116) in Tauern- und Wechselgesteinen, von Hammer (102) in den bereits erwähnten Albitknotengneisen der Ötztaler Alpen angenommen wird; auch Streckeisen (130) hält einen solchen Vorgang für wahrscheinlich.

Andererseits scheint uns Hammer wohl zu weit zu gehen, wenn er Staurolithbildung und Albitisierung auch zeitlich trennen und die letztere in eine viel jüngere Phase versetzen möchte, wegen des Fehlens von postkrystallinen Durchbewegungserscheinungen (in den Ötztaler Alpen: vgl. 20a). Allerdings kennen auch wir in den Albitknotengneisen keine solchen, außer an der Insubrischen Linie, wo sie in verhältnismäßig sehr später Zeit zur Ausbildung gekommen sein können (vgl. p. 288); aber abseits von derselben, in der Orobischen Kette, ist augenfällige postkrystalline Tektonik eben überhaupt nicht häufig. Wenn man eingehender sucht, als wir es konnten, wird man indessen jene vielleicht noch finden, auch in den Knotengneisen. Dafür aber, daß die Albitisierung doch in einer nahen Beziehung zur Staurolithbildung steht, spricht der Umstand, daß die erstere nirgends außerhalb des Bereiches der Staurolithschieferfazies auftritt; wäre sie jünger, warum greift sie dann nicht z. B. auf die Quarzphyllite über? Wie man sich den Zusammenhang vorstellen kann, siehe unten (vgl. auch später, p. 274f.).

Seinerzeit wurde die Vermutung geäußert, daß die Metamorphose der Morbegnoschiefer als granitische Kontaktmetamorphose aufzufassen sei (5, p. 299). Daran konnte man denken, solange nur von der Nordseite des Veltlins Beobachtungen herangezogen wurden; denn dort erreicht tatsächlich sowohl die Albitisierung wie die Größe der Staurolithkrystalle ein Maximum in der Nähe des Daziogranits. Auf der Südseite aber, d. h. in dem Hauptverbreitungsgebiet dieser Schiefer, ist von einer solchen Beziehung nichts zu bemerken; auf der Südostseite des M. Legnone z. B., wo wir die größten Staurolithe überhaupt zu sehen bekamen, ist weit und breit kein anstehender Granit zu finden. Trotzdem kann man an eine letzten Endes magmatische Bedingtheit der Albitisierung wie der Porphyroblastenbildung überhaupt denken: an eine Art »Teleinjektion« im ersten Fall Na-haltiger Dämpfe, welche im Gestein absorbiert wurden, im zweiten Fall reiner H₂O-Dämpfe, welche beim Durchgang durch jenes den Transport bestimmter Stoffe, ihre Konzentration an einzelnen Stellen übernommen hätten.

Diese — ganz im allgemeinen von W. Schmidt (119) ausgesprochene — Arbeitshypothese macht die angedeuteten Beziehungen zum Daziogranit ebenso verständlich wie das Fehlen solcher im S — sind doch nach ihr die zu erklärenden Erscheinungen nicht notwendig an Granitnähe geknüpft; auch das früher (5) vermerkte Auftreten von Turmalin kann ihr als Stütze dienen. In unserem Fall können diese Vorgänge nur lange vor der alpinen Gebirgsbildung abgelaufen sein, nach Melzi's (36) Fund turmalinführenden Glimmerschiefers in südalpinem Verrucanokonglomerat. (vgl. auch 5, p. 359f.).

Echte Augengneise finden sich im orobischen Gebiet auch: es sind die »Gneiss a muscovite« oder »Gneiss chiari« von Porro's Karte. Es sind zweifellose Granitgneise, mit Lagentextur, grünlichem Muskovit und großen Orthoklasäugen — die jedoch durch zunehmende Verschieferung gelegentlich unterdrückt werden; ein Typus, wie er auch in anderen Zonen der Alpen häufig ist: Stavelgneis (p. 252); Granitgneis der Combolomasse (5, p. 312); Malojagneis (88, p. 389, und 5, p. 265); Melzi hat ihn (36) mit dem Surettagneis verglichen. Auch auf der Nordseite des Veltlins gibt es ein verwandtes Gestein: an der Straße, die von Mantello nach Cino hinaufführt, sieht man es zwischen die Albitknotengneise des Bergfußes und die diaphthoritischen Schiefer der Terrasse von Cino eingeschaltet, als wohl 150 bis 200 m mächtige Linse. Gegen O verschwindet sie bald; gegen W ist sie bis gegen Dubino zu verfolgen.

Dies Gestein ist ausgezeichnet durch meist stark ausgeprägte Stengeltextrur; augenförmige Feldspate treten stark zurück. — Im Dünnschliff beobachtet man als Hauptgemengteile Quarz; Orthoklas bis Mikroklin, auch wohl Mikropertit; Oligoklasalbit und an Menge zurücktretend Muskovit; daneben etwas Apatit, Magnetit. Es herrscht fast rein krystalloblastisches Gefüge mit starker Verzahnung besonders der Quarzkörner; Lagentextrur ist etwas unvollkommen, da die dünnen und gut parallelen Glimmerlagen nicht weit auszuhalten pflegen, die anderen Mineralien aber stark gemischt sind. Postkrystalline Störungen recht unbedeutend.

Einen gänzlich anderen Gesteinstypus, auf Porro's Karte mit der gleichen Signatur wie die Albitknotengneise bezeichnet, stellen dunkle Augengneise dar, die im Hintergrund der Verzweigungen von Val Tartano und von Valle del Bitto d'Albaredo auftreten, und zwar stets in der Übergangszone von den höherkrystallinen Morbegnoschiefern zum Quarzphyllit, mit den oben erwähnten Granatglimmerschiefern wechselnd. Auch in Val Venina fanden wir einen gleichartigen Typus wieder (auf

der Nordwestseite des Tals oberhalb Case di Venina), hier mit Phylliten wechsellagernd. Die Eintragung auf der Kartenskizze ist wesentlich unter Benutzung von Porro's Angaben vorgenommen. Es sind biotitreiche Schiefer mit zahlreichen großen (bis über 1 cm Durchmesser) gerundeten und nicht in der Schieferung angeordneten Feldspaten.

Im Dünnschliff erkennt man diese als mikroperthitische Orthoklase, zum Teil Karlsbader Zwillinge. Sie werden durchsetzt von zahlreichen Einschlüssen von Quarz und Muskovit, die — deutlich allerdings nur an einem Beispiel nachgewiesen — in der Richtung der Gesamtschieferung der Gesteine angeordnet sind; und zwar ohne Rücksicht darauf, daß diese den Feldspaten äußerlich ausweicht. Hier darf man also einmal wirklich (wie das des öfteren mißbräuchlich geschieht) von Orthoklasporphyroblasten reden: sie sind so ziemlich die jüngste Bildung im Gestein. Auch saurer Oligoklas findet sich in noch relativ großen Individuen, ebenfalls von Muskovitschuppen erfüllt; hier liegen sie aber ungeordnet und sind wie gewöhnlich Neubildungen. Sonst besteht das Gestein aus viel tiefbraunem Biotit, lokal daraus hervorgegangenem Chlorit, etwas Muskovit und reichlich Quarz, der oft Linsen für sich allein bildet, sowie einzelnen kleinen Granaten; etwas Magnetit (zum Teil titanitumrandet) und Apatit; ein einzelnes Körnchen von ? Turmalin wurde gefunden. Schieferung gut ausgeprägt, wenn auch stark wellig, da sie sich um die Feldspate und Quarzlinsen herumwinden muß; postkrystalline Deformationsspuren unbedeutend.

Die Genese dieses Gesteins ist einigermaßen schwierig deutbar. Wie ein Orthogneis sieht es nicht aus; die Porphyroblastennatur der großen Feldspate macht es auch überflüssig, an einen solchen zuerst zu denken. Nach der petrographischen Beschaffenheit möchte man zunächst annehmen, daß es sich um einen gefeldspateten sedimentogenen Schiefer handelt, wie bei den Albitknotengneisen, nur daß hier ein Kalifeldspat die Stelle der Albitknoten vertritt. Freilich ist eine solche Feldspatisation hier wesentlich schwerer denkbar, wegen der Situation am Übergang zu den normalen Phylliten; ein Eruptivgestein, das dabei eine Rolle gespielt haben könnte, ist weit und breit nirgends zu sehen; unmöglich ist es vielleicht trotzdem nicht, daß irgendeine genetische Beziehung zu den Albitknotengneisen besteht. Bestimmtere Schlüsse erlaubt unser geringes Beobachtungsmaterial nicht; wir müssen hoffen, daß von einem künftigen Bearbeiter mehr ermittelt werden wird.

Unter Vorbehalt ist noch bei den Granitgneisen einzureihen ein sehr feinkörniges, leicht geschiefertes biotithaltiges Gestein aus der Val Venina (Westseite, nahe der Talgabelung), wohl entsprechend den bei Porro (44, p. 8 oben) erwähnten. Nähere Untersuchung steht aus.

Amphibolite spielen eine sehr bescheidene Rolle in dem in Rede stehenden Abschnitt. Einige Vorkommen hat Melzi (36) erwähnt;¹ ein weiteres auf der Nordseite des Veltlins bei Triasso wurde a. a. O. (5, p. 322) kurz beschrieben. Dazu kommt noch ein ansehnliches Lager auf der Nordostspitze der Halbinsel non Piona² sowie ein weiteres auf der Nordseite des Monte Legnone, S. Piazzacalda; die Ausdehnung im Streichen ist möglicherweise hier keine unbedeutende, doch wurde es nicht weiter verfolgt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Amphibolite am Westende der Orobischen Kette in näheren Beziehungen stehen zu den gleichartigen Gesteinen jenseits des Comersees (vgl. p. 238/239). Auch wenig nordwestlich des Passo del Legnone zieht ein wenige Meter mächtiges Amphibolitlager über den Grat.

Mikroskopische Untersuchungen über diese Gesteine haben wir nicht angestellt. Nach Melzi (36, p. 16f.) handelt es sich teils wieder um fast reine Hornblendeschiefer (anscheinend ähnlich dem oben p. 238 vom Monte Cortafo erwähnten), worin jedoch auch Quarz mehrfach angegeben wird; teils aber (Olgiasca) auch um ausgesprochenen Plagioklasamphibolit.

In dem großen östlichen Quarzphyllitbereich scheinen Amphibolite gänzlich zu fehlen. Statt dessen treten dort — wenn auch als große Seltenheit — dunkelgrüne, schwach schieferige und sehr feinkörnige Chloritschiefer auf. Nicht näher untersucht haben wir ein solches Vorkommen südlich unter dem Gipfel des Monte Padrio sowie ein weiteres an der Straße gleich östlich Tresenda. Ein drittes finden wir auf der Westseite der Val d'Avio in der Adamellogruppe, knapp südlich der Quetschzonen der Insubrischen Linie.

Das letztere Gestein besteht in der Hauptsache aus klaren rundlichen Körnern von Albit mit seltenen Zwillinglamellen und aus lebhaft blaugrünem, sehr schwach doppelbrechendem Klinochlor mit gelegentlich deutlicher Zwillingbildung. Gelegentlich ist mit dem letzteren ein tiefbrauner Biotit verwachsen, als allem Anschein nach gleichzeitige Bildung. Dazu kommen noch einzelne größere Körner und in der Schieferung gestreckte Nester von sehr reichlich zwillinglamelliertem Kalzit, endlich massenhaft Titanit und Magnetit in größtenteils sehr kleinen Körnchen. Alle Mineralien des Gesteins sind deutlich in parallelen Zügen angeordnet; da dieselben aber wenig scharf gegeneinander begrenzt sind, kommt doch keine eigentliche Lagentextur zustande. Postkrystalline Deformationsspuren fehlen (trotz der Nähe der Insubrischen Linie!), wenigstens in dem untersuchten Schliff.

¹ Vom Monte Azzarini, Val Tartano, Olgiasca, Monte Legnone (nahe Gipfel) und anderen Orten. Leider entspricht die Grenzführung auf Melzi's Kärtchen so wenig den Verhältnissen in der Natur, daß wir die genannten Vorkommen nur mit starkem Vorbehalt in unsere Kartenskizze einfügen können.

² Von Melzi (36, p. 19) gleichfalls bereits erwähnt, aber nicht auf der Karte eingetragen.

An Marmoren haben wir (abgesehen von dem kleinen, bereits p. 224 erwähnten Vorkommen am Culmine di Dazio) innerhalb unseres Abschnittes nur die bekannten Lager von Olgiasca¹ selbst gesehen. Da wir neue Beobachtungen über dieselben nicht vorlegen können, verweisen wir auf die Beschreibung Repossi's (47, p. 295f.; Kartenskizze in 49), ebenso bezüglich der kleinen Fetzen oberhalb Dervio. Wir möchten nur hinzufügen, daß uns das Vorkommen von Olgiasca die direkte Fortsetzung desjenigen von Musso (p. 239) zu sein schien.

Außerdem aber erwähnt Curioni (14, I, p. 37) Marmor mit einer 3 m mächtigen Speckstein-einlagerung von den »Monti di Corteno«, südlich über dem gleichnamigen Dorf; auf seiner Karte ist das Vorkommen leider nicht verzeichnet. Und Saragat (60, p. 406) spricht von einem Marmor (»Calcare saccaroide«) bei Calchera (Südseite des Veltlins zwischen Chiuro und Tresenda) — einem Ort, dessen Namen wohl mit diesem Kalkvorkommen zusammenhängt; auch dieser steht auf keiner geologischen Karte. Wir sind auf beide Vorkommen erst nachträglich aus der Literatur aufmerksam geworden und haben sie nicht mehr besuchen können — bedauerlicherweise: denn es sind die einzigen innerhalb der ganzen Quarzphyllitregion der »Edoloschiefer« (abgesehen von Val d'Avio; vgl. p. 234).

Zu den eigentümlichen Kalkphylliten von Tresivio hat sich kein weiteres Analogon mehr gefunden. Wir verweisen auf die früher (5, p. 300) gegebene kurze Beschreibung.

Eine sehr bescheidene Rolle spielen unveränderte Erstarrungsgesteine, zunächst Granite. Wenn man absieht von ganz geringfügigen Adern in der Gegend südlich Morbegno, so ist es bei den schon 1915 bekannten Vorkommen nördlich des Veltlins: dem Granit von Dubino (vgl. 5, p. 309) und dem des Culmine di Dazio (p. 307f.) geblieben. Besonders bemerkt zu werden verdient der Umstand, daß der letztere — von unbedeutenden Apophysen westlich von Sirto abgesehen — nicht übers Tal fortzustreichen scheint, wo man ihn (zumal nach Porro's Karte) am Monte Forcola hätte erwarten können; auch dort trafen wir nur Albitknotengneise an.

Aus der Beschreibung Porro's (44, p. 8) scheint indessen hervorzugehen, daß es vereinzelt noch weitere kleine Granitdurchbrüche gibt: am Monte Gavet, Monte Azzarini, Monte Pedena — hier werden eckige Glimmerschiefer einschüsse in einem solchen Gestein erwähnt. Wir haben die fraglichen Stellen nicht besuchen können. Wenig südlich des hier behandelten Gebietes befinden sich die ansehnlichen Granitintrusionen der Val Sassina; vgl. Porro's Karte (44).

Auch Pegmatite spielen eine sehr geringe Rolle. In der Umgebung des Daziogranits treten ab und zu — im ganzen sehr spärlich — solche auf; vereinzelt im Phyllit bei Vigna di Sassella, westlich Sondrio (5, p. 310). Auch auf der Südseite des Veltlins sind sie mir in der Gegend von Sirto begegnet, ebenfalls noch dem Umkreis des Daziogranits angehörig. Vereinzelt fand ich in der unteren Val Madre (am Weg knapp über der großen Mündungsstufe) ein grobkörniges pegmatitisches Quarz-Feldspataggregat als diskordant durchgreifende, 10 cm mächtige Ader in biotitreichem Schiefer.

Davon abgesehen, handelt es sich nur um das bekannte, zuerst von Melzi (34) beschriebene Vorkommen von Olgiasca und um einige wohl damit zusammenhängende Gänge am Nordwestfuß des Monte Legnone; eine Reihe solcher verzeichnet Repossi (49). Weiter im O fehlen sie jedenfalls so gut wie ganz — in höchst auffallendem Gegensatz zu den nördlich benachbarten Tonaleschiefern (vgl. p. 250). Und es ist durchaus ausgeschlossen, daß die genannten in ihrem Auftreten lokal eng beschränkten Gänge für die Metamorphose der Morbegnoschiefer von irgendeiner Bedeutung gewesen wären; ja es besteht sogar eine starke Wahrscheinlichkeit, daß dieselbe mit dem Pegmatit von Olgiasca überhaupt in keiner auch nur indirekten genetischen Verknüpfung steht, daß vielmehr dieser Pegmatit in einen ganz anderen, jüngeren Zusammenhang geologischer Ereignisse hineingehört: nämlich zu der Gefolgschaft der jungen Granitintrusionen — Bergeller Massiv usw. —. Das wurde in anderem Zusammenhang näher ausgeführt (vgl. 8).

Porphyritische Gänge sind aus unserem Gebiet seit Studer (72) bekannt. Aus der Gegend der oberen Val Camonica hat Salomon (57) und ausführlicher Riva (50a), aus dem Veltlin Melzi² solche beschrieben (39); auf Porro's Karte findet sich eine Reihe angegeben, doch bezeichnet der Autor selbst seine Eintragungen in diesem Punkt als unvollständig (44, p. 19). Wir konnten trotz der

¹ Es ist ein großer Irrtum von Henny, wenn er diesen Marmor für Trias hält. Mit der echten Trias hat er so wenig gemein wie der Marmor von Musso. Vgl. auch Repossi, 51, p. 182.

² Leider sind die sehr zahlreichen Gänge aus Val Caronella und Bondone, die er erwähnt (p. 482), auf keiner Karte verzeichnet, von der wir sie hätten übernehmen können; wir selbst sind dort nie gewesen.

geringen Dichte unseres Begehungsnetzes einige weitere hinzufügen — den westlichsten am Grat wenig nordwestlich des Passo del Legnone,¹ gleich über dem p. 245 erwähnten Amphibolit.

Bemerkenswert ist eine Reihe von Gängen an der Adda nördlich unter Sazzo; einer davon durchdringt mehrfach verästelt (östlich der Stelle, wo der Addakanal des Kraftwerkes wieder ans Tageslicht kommt) das dem Phyllit eingefaltete Carbon(?)konglomerat. Leider ist gerade er nicht in den Phyllit zu verfolgen, so daß für die Altersbeziehungen zur Tektonik nichts zu ermitteln ist. Auch auf die Nordseite des Veltlins gehen die Porphyrite bis hart an die Insubrische Linie heran: eine ganze Reihe von Gängen steht an der Straße östlich Tresenda an; von Teglio wurde p. 227 ein weiterer erwähnt, und die Vorkommen von Sondrio und Umgebung wurden bei früherer Gelegenheit (5, p. 324f.) beschrieben. Bezüglich der petrographischen Beschaffenheit sei hier nur bemerkt, daß aus dem Veltlin durchwegs Hornblendeporphyrite vorliegen; vgl. die Beschreibungen bei Melzi (39) und a. a. O. (5). Im Gegensatz dazu handelt es sich bei den von Riva (51a) aus der Gegend des Apricapasses und des Dosso Toriela beschriebenen Gängen um Uralitdiabase und -porphyrite.

Noch immer ungeklärt ist die Altersfrage dieser Gänge. Salomon (58, p. 589) hat bekanntlich die Möglichkeit eines tertiären Alters der südalpiner basischen Gangformation stark in den Vordergrund gestellt, ohne indessen in Abrede zu stellen, daß sich auch Vertreter älterer eruptiver Perioden darunter finden mögen. Unsere Beobachtungen erlauben eine Entscheidung weder im einen, noch im anderen Sinne. Gegen ein tertiäres Alter könnte zunächst das scharfe Abschneiden dieser Gänge an der Insubrischen Linie² bedenklich machen; es schließt tatsächlich die Möglichkeit aus, daß sie jünger als die Bewegungen an dieser, d. h. daß sie jungtertiär sind. Davon wird später noch zu reden sein (vgl. p. 288). Noch ein anderer Umstand gibt zu denken: Nach Porro's Karte (44) ist die Zahl der Gänge, die in der Trias aufsetzen, unvergleichlich geringer als die der aus dem krystallinen Gebiet der Bergamasker Alpen bekannten; und dabei müßten sie doch in der Trias bei weitem leichter aufzufinden sein. Immerhin wäre es denkbar, daß ihre Anzahl nach S überhaupt abnimmt oder daß sie verhältnismäßig tief unter der Oberfläche stecken geblieben, mithin in höhere Schichten in geringerer Anzahl aufgedrungen sind. Und so wagen wir nicht, hierin einen Grund gegen das an sich recht plausible (alt)tertiäre Alter eines größeren Teiles dieser Gangbildungen zu erblicken. Inwieweit dem Versuch Erfolg winkt, sie nach petrographischen Merkmalen in altersverschiedene Gruppen aufzulösen, bleibe dahingestellt.

Die permotriadische Sedimentserie der Südalpen zu besprechen, liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit. Hinzuweisen ist hier nur auf die im orobischen Krystallin tektonisch eingekeilten Verrucano-, beziehungsweise Carbonschichten, die teilweise schon auf Porro's Karte verzeichnet sind; das Vorkommen bei Sazzo, von dem weiterhin noch zu reden sein wird, findet sich wohl zum ersten Mal erwähnt bei Saragat (60, p. 405). Es handelt sich dort um ein Konglomerat (bis Breccie) aus Phyllit- und Quarzbrocken von ein paar Zentimeter Durchmesser im Maximum; normalerweise ist es kaum geschichtet, nimmt aber tektonische Schieferung an und wird dadurch vom Phyllit sehr schwer unterscheidbar. Über das Auftreten dieses Gesteins vergleiche den nächsten Abschnitt.

b) Tektonik.

Wie in dem westlichen Abschnitt (vgl. p. 240 f.), läßt sich auch hier scharf unterscheiden zwischen der Tektonik des alten Untergrundes und der sie durchschneidenden jungen Tektonik.

Was die erstere betrifft, so ist sie auch hier wiederum gekennzeichnet durch das häufige Auftreten quer (N—S bis NW) streichender Schieferpakete. In der Gegend von Morbegno war dies schon lange aufgefallen und wurde als Ablenkung durch das dort gegen W verschwindende Granitmassiv vom Culmine di Dazio aufgefaßt (5, p. 347); wohl zu Unrecht, nachdem sich nun die viel allgemeinere Verbreitung der Erscheinung herausgestellt hat. So beobachteten wir sie auf der Südseite des Passo Legnone; in der obersten Valle Lunga (Valle Tartano) zwischen Casera Dordona und den Laghi di Porcile; in der Gegend des Passo di San Marco (hier wurden auch Kleinfalten gemessen, die N 25° W

¹ Melzi (39, p. 483) gibt die Val Madre als Westgrenze ihrer Verbreitung an; sie ist mit dem obigen Vorkommnis weit überschritten.

² Denn die Gänge aus dem Gefolge des Tonalits von Sondrio (5, p. 317f.) sind von ihnen petrographisch deutlich verschieden.

bis N 25° O streichen); SW Albosaggia; in der Gegend von Sazzo. Es handelt sich ja wohl hier zumeist um verhältnismäßig kurze Strecken, auf denen dies abgedrehte Streichen herrscht; nach nicht allzulänglichem Verlauf schwenkt es meist wieder in die O-W- bis ONO-Richtung ein. Aber die Erscheinung ist doch schon durch unsere wenigen Orientierungstouren in dem weiten Gebiet in solcher Verbreitung festgestellt, daß man unmöglich daran vorbeigehen kann.

Die jüngere Tektonik äußert sich wiederum in Quetschzonen und Verschiebungsflächen von alpinem, d. h. O-W- bis ONO-Streichen, parallel bis spitzwinkelig zu der Insubrischen Linie im N, der Orobischen Linie, d. h. der Aufschiebung, beziehungsweise Überkipfung der orobischen Glimmerschiefer usw. über Verrucano und Untertrias (vgl. 44) im S. Solche junge Störungen sind sehr verbreitet; doch ist ohne sehr eingehende Detailkartierung zumeist nicht festzustellen, ob sie von größerer Bedeutung sind.

Zunächst möchte man eine Fortsetzung der Quetschzone, auf welcher die Trias von Musso eingeklemmt ist, auf der Ostseite des Comersees erwarten.¹ Tatsächlich sind Quetschzonen vorhanden oberhalb Fontanedo (Nordnordwestseite des Monte Legnone), steilstehend und fast genau O—W streichend; es ist wohl denkbar, daß dieselben über die Lücke zwischen der Halbinsel von Piona und dem Montecchio Sud (diese beiden Inselberge scheinen in sich durchaus ungestört zu sein) nach Musso hinüber zu verbinden wären. Allein sie sind verhältnismäßig unbedeutend. Erheblich ansehnlicher erscheinen Quetschzonen etwas weiter östlich, freilich soviel man sehen kann, nicht genau in der Fortsetzung der vorigen gelegen. Man erkennt sie auf den Wegen, die von Dubino und Piantedo bergwärts führen, stets an starken Verquetschungen in den untersten anstehend sichtbaren Gesteinspartien. Weiter nach O aber konnten sie nicht verfolgt werden. Man kann daraus jedenfalls entnehmen, daß die »Linie von Musso« (sofern ihr überhaupt die angeführten Quetschzonen noch entsprechen) keine Dislokation von mehr als lokaler Bedeutung ist.

Großes Interesse knüpft sich an die Dislokation, die Porro's Karte (44) im obersten Bremotal von der Orobischen Linie absplittern läßt und mit diagonalem Verlauf, durch Verrucano-Einklemmungen kenntlich, bis über die Val Cervo nach ONO zieht. Bekanntlich hat Spitz das obenerwähnte Konglomerat von Sazzo (Carbon oder Verrucano) mit der genannten Störung in Verbindung zu bringen gedacht (63). Es galt also die etwa 14 km lange Zwischenstrecke nach Spuren derselben abzusuchen. Tatsächlich steht das Konglomerat, welches die Straße unterhalb Sazzo eine Strecke weit begleitet, auch an dem Weg wieder an, der von diesem Ort gegen SW führt; und das Streichen im begleitenden Phyllit schwankt hier immer um ONO. Ein weiterer Aufschluß fand sich in Val Sorda, bei etwa 600 bis 650 m, bloß 3 bis 4 m mächtig zwischen Phyllit, der glattgeschliffene Platten gleich westlich vom Bachübergang (östlich Piateda) bildet; hier ist das Streichen 60° östlich. — Und in Val Venina ist — in den Felsen der westlichen Talseite oberhalb der Case di Venina — zwar kein Konglomerat zu beobachten, wohl aber eine steile, zirka 60 bis 55° Ost streichende Dislokationsfläche, die unter starker Mylonitisierung den dunklen Augengneis im N von dem p. 245 erwähnten feinkörnigen Biotitgranit scheidet. Das sind alles Anzeichen dafür, daß der von Spitz vermutete Zusammenhang tatsächlich besteht; von einer wirklichen Durchverfolgung der Dislokation kann freilich noch nicht gesprochen werden, und es ist ebensogut möglich, daß eine ablösende an ihre Stelle tritt. Dies um so mehr, als auch nördlich unter Sazzo, an der Straße nach Boffetto, noch eine weitere, anscheinend parallele Konglomeratzone zu verfolgen ist. Eine Tatsache aber ist es jedenfalls, daß das orobische Krystallin hier fast seiner ganzen Breite nach von diagonal verlaufenden Störungszonen z. T. mit Einkeilung der Deckschichten, durchsetzt wird — eine Tatsache, auf deren Bedeutung für die tektonische Auffassung wir später (p. 285) zurückkommen werden.

Henny hat bekanntlich quer durch die Quarzphyllitregion der östlichen Orobischen Alpen seine »alpin-dinarische Grenze« gezogen (23, p. 31 und Karte) — eine Auffassung, die von Staub (67) scharf bekämpft worden ist. Tatsächlich lassen sich gegen sie vom Standpunkte des Aufnahmogeologen aus schwere Einwände geltend machen: die krystallinen Schiefer beiderseits der angeblichen Grenze sind ganz die gleichen Quarzphyllite; ihr Streichen verläuft gerade hier in großer Ausdehnung ost-

¹ Südlich der Halbinsel von Piona, wo sie R. Staub's Alpenkarte angibt, kann sie nicht fortsetzen; denn kein Anzeichen spricht dafür, daß ihr bei Dongo ostwestliches Streichen plötzlich in ein südöstliches umknickt. Ob dort auf der Südwestabdachung des Monte Legnone eine Quetschzone verläuft, entzieht sich unserer Kenntnis.

westlich, über jene »Grenze« hinweg¹; das »Karbon« von Belviso scheint nicht zu existieren, die von Henny erwähnten Quarzite sind vielmehr nichts weiter als die gerade hier mächtig entwickelten quarzitischen Einlagerungen im Quarzphyllit²; das Konglomerat von Sazzo streicht, wie wir oben sahen, gegen SW und nicht gegen SO, wie es im Zusammenhang mit Hennys Auffassung zu erwarten wäre. Damit verliert die letztere aber jegliche Stütze. Man darf indessen Henny keinen schweren Vorwurf machen: sein Verhängnis war, daß er irreführenden Angaben seiner Vorgänger zu blindlings vertraut hat: daß im östlichen Veltlin keine scharfe Grenze zwischen Tonale- und Edoloschiefern nachgewiesen sei (5); daß die Trias am M. Padrio in den Tonaleschiefern stecke (58); daß Salomons Tonalelinie östlich vom Tonalepaß als Störungslinie von regionaler Bedeutung nicht existiere (80, 2). Da wo sie wirklich verläuft, mußte Henny also ein Suchen nach der »alpin-dinarischen Grenze« aussichtslos erscheinen³ — kein Wunder, daß er sie weiter südlich suchte: in der Orobischen und Gallinalinie und daß er diese auf die angedeutete etwas gewaltsame Weise an den von W bis zum Comersee festgestellten Verlauf jener Grenzlinie anzuschließen unternahm.⁴

Wir stimmen also bezüglich der Tektonik der Orobischen Kette insoweit überein mit Staub, als wir dieselbe als Ganzes zwischen die zwei großen Dislokationen: die Insubrische Linie im N, die Orobische im S stellen. Auch daß man gegen oben nirgends einen gewölbeförmigen Abschluß ihrer vorwiegend steilgestellten oder — wenn man von den Resten alten N- und NW-Streichens absieht — isoklinal N-fallenden krystallinen Schiefer sieht, ist unbedingt richtig; damit ist ja freilich noch nicht gesagt, daß ein solcher Abschluß in der einen oder anderen Weise nicht vorhanden gewesen sein könnte. Von der regionalen Auffassung dieser Zone durch Staub und unserer Stellung zu derselben wird später (p. 282) zu reden sein.

Für einen Fächerbau des Orobischen Krystallins, wie ihn Cacciamali (3 d, p. 713) annimmt, mit Scheitelung nördlich der Linie Dongo—Olgiasca und weiterhin auf der Südseite der Adda, derart, daß von dieser nördlich alpine, südlich »dinarische« Decken wurzelten, haben sich uns keine Anhaltspunkte ergeben. Die Möglichkeit einer Herleitung südbewegter Decken aus dieser Zone überhaupt, müssen wir auf sich beruhen lassen; unsere Begehungen erlauben weder sie zu bestätigen noch sie auszuschließen.

III. Das Gebiet nördlich der Insubrischen Linie.

1. Die Berge zwischen dem Tonalepaß und dem Oberen Veltlin.

a) Die Tonaleserie.

Wir gebrauchen diesen Namen in demselben eingeschränkten Sinne wie Hammer (2, p. 637): für die durch Reichtum an Marmoren, meist umgewandelte basische Eruptiva und Pegmatit ausgezeichnete, im allgemeinen hochkrystalline Serie auf der Nordseite der Insubrischen Linie. Nach Salomons viel umfassenderem Sprachgebrauch dagegen würde alles was weiterhin unter (b) bis (e) abgetrennt ist, auch noch zur Zone der Tonaleschiefer gehören.

Vorausgeschickt mag werden, daß wir über die Gesteine dieser Serie an Tatsachen nicht sehr viel Neues beizubringen haben; wir können uns deshalb kurz fassen und in vielen Punkten auf die Ausführungen Hammers (19 u. a.) verweisen.

¹ Das NW-Streichen in Valle Belviso, das Henny a. a. O. angibt, mag lokal vorhanden sein; es ist wie an anderen Stellen ungezwungen als Rest einer älteren Struktur zu deuten. Gerade hier haben wir es jedoch nicht feststellen können.

² Auch im Schutt haben wir eingehend, aber vergeblich nach Gesteinen gesucht, die auf die Anwesenheit von Karbon schließen ließen. Im Tal anstehende Breccien aus Phyllit- bis Quarzitbrocken in gelbem Ankerit- oder Sideritbindemittel gehören wohl zu gangförmigen Eisenkarbonaten, deren gelegentliches Auftreten im Quarzphyllit schon Studer (72) erwähnt.

³ Dort wo Hennys Karte die Grenze zwischen Tonale- und Edoloschiefern angibt (N-Seite des Apricapasses), befindet man sich bereits mitten in den Edoloschiefern!

⁴ Zu der vorläufigen Mitteilung von Lugeon und Henny (32) hat Cacciamali bereits 1917 (3 b) bemerkt, daß die »Orobische Linie« von Porro bis nach Bellano am Comersee verfolgbar ist, daß also, wenn sie mit der »alpin-dinarischen« Grenze zusammenhinge, am Comersee eine scharfe Knickung bestehen müßte, was er mit Recht als unannehmbar zurückweist.

Das verbreitetste Gestein der Tonaleserie sind vielfach grobkristalline Biotit- bis Zweiglimmerschiefer und -Gneise,¹ mit häufigem Gehalt an makroskopisch sichtbarem Granat, meist mikroskopischem Sillimanit, der geradezu als Leitmineral dieser Zone gelten kann (wie der Staurolith in den Morbegnoschiefern). Diese Schiefer zeigen nicht selten Übergänge in gewöhnliche Quarzphyllite; man vergleiche z. B. die oben (p. 234 f.) beschriebenen Profile. Die Tatsache ist schon lange bekannt (vgl. p. 211). Indessen ist da Vorsicht nötig; denn wohl noch viel häufiger sind Übergänge auf dem Wege der Mylonitisierung in dunkle Quetschschiefer, »Phyllonite«, die der nicht hinreichend Erfahrene leicht für Phyllite ansieht und die von verquetschten Phylliten tatsächlich sehr oft kaum oder — wenigstens makroskopisch — gar nicht mehr zu unterscheiden sind (ein häufig brauchbares Unterscheidungsmittel gibt das Vorkommen größerer silberglänzender Muskovitblätter ab, in den Quetschprodukten höher kristalliner Glimmerschiefer und Gneise).

Auch bezüglich der Bedingung, von welcher die Umwandlung von Phylliten zu unseren Glimmerschiefern abhängt, sind wir einer Meinung mit unseren Vorgängern: es ist die intensive Durchtränkung mit Pegmatit. Wo dieser sich in größerer Menge einstellt, ist auch gleich die starke Metamorphose da. Gewöhnlich treten die Pegmatite auf als konkordant den Schieferungen eingeschaltete (oder — in manchen Fällen — nachträglich auf tektonischem Wege parallel eingeschichtete?) Lagergänge von häufig einigen bis zirka 10 m Mächtigkeit; oft sind sie in ungemein großer Anzahl an einem Ort anzutreffen, so daß ihre Masse nahe gleich, vielleicht selbst größer sein mag als die der trennenden Schiefer. Beispiele dafür liefert der Grat des Monte Mattaciul (auf Profil II, Tafel I des Maßstabes halber nur ganz schematisch!) oder der Grat zwischen Monte Serotine und Cima Blais, nördlich vom Tonale; beide verdanken ihre scharfzahnige Kontur der verhältnismäßig großen Widerstandsfähigkeit der Pegmatite. Es gibt indessen, wenn auch selten deutlich, Beispiele für ein diskordantes Durchgreifen von Pegmatiten; an solchen Stellen sieht man gewöhnlich sehr deutlich wie zahlreiche feine Verzweigungen des Pegmatits parallel zu den Schieferungsflächen eindringen.

Es wurde an anderer Stelle ausgeführt (8), daß manche Gruppen von Pegmatiten, z. B. die von Olgiasca am Comersee (vgl. p. 246) und wahrscheinlich auch die von Sondalo nichts zu tun haben mit jenen der Tonaleserie (mit denen sie gelegentlich zu Unrecht zusammengeworfen sind). Von letzteren unterscheiden sie sich durch im allgemeinen schwächere tektonische Beeinflussung und Auftreten viel zahlreicherer Nebengemengteile (vor allem Beryll, Chrysoberyll, Dumortierit, Pechblende); sie scheinen damit an die geologisch jungen Pegmatite des Bergeller und Tessiner Massivs anzugliedern, welche gleichartige Mineralführung zeigen. Leider wurde a. a. O. ein von Hammer mitgeteilter Beryllfund Rothpletz' aus der nördlichen Ortlergruppe übersehen (100, Fußnote auf p. 523/1.) Es ist nicht ersichtlich, ob es sich hier um ausnahmsweise Beryllführung eines alten Pegmatits handelt oder um ein vereinzelt Vorkommen aus der jungen Gruppe; letzteres wäre angesichts der Nachbarschaft der posttriadischen, auf einen jungen Intrusivkern in der Tiefe weisenden Tonalitporphyrite der Königsspitze usw. durchaus verständlich.

Ein sehr charakteristisches Glied der Tonaleserie bilden die Marmore, die immer wieder den Glimmerschiefern eingelagert sind. Eine ganze Reihe von Vorkommen wurde bereits oben gelegentlich der Beschreibung der einzelnen Profile von der Südseite der Val Camonica erwähnt. Noch mächtiger aber sind — wenigstens stellenweise — die Lager auf der Nordseite des Tales; sie ziehen dort, teilweise weithin sichtbare helle Felsen bildend, von dem Gehänge oberhalb Vezza nach dem Monte Mattaciul und Monte Coleazzo. Ein weiterer Zug setzt östlich Ponte di Legno an der Cima Sorci ein und erreicht über den Monte Serotine (der fast ganz aus Marmor besteht; vgl. Profil I, Tafel I) die Cima di Cady, wo ihn Hammer bereits kartiert hat. Von kleineren Vorkommen dieser Gegend wird weiter unten zu reden sein (p. 262); ebenso von solchen aus der Val di Messi.

Es lassen sich unter den Marmoren leicht zwei Haupttypen unterscheiden. Die eine umfaßt unreine, heller oder dunkler graue, auch gebänderte und geflammte Gesteine von meist ziemlich feinem Korn, mit Lagen, Schlieren oder Knödeln von injiziertem pegmatitischem Material und von Kalksilikaten wie das a. a. O. (5, p. 301 f.) aus dem Veltlin beschrieben wurde. Der andere Haupttypus ist vertreten durch vielfach etwas gröberkörnige helle, teilweise schneeweiße Kalkmarmore, makroskopisch meist frei von Silikaten oder höchstens Glimmer (z. T. Phlogopit) führend; sie sind gewöhnlich deutlich geplattet, in wechselnder Dicke. Die reinsten Varietäten werden in Val Cané und oberhalb Vezza ausgebeutet

¹ Die alte Stache'sche Bezeichnung »Phyllitgneis«, unter der noch so vieles andere — vor allem Diaphthorite von Granitgneisen usw. — geht, die auf Blatt Bormio—Tonale für diese Schiefer gebraucht ist, wird man heute besser fallen lassen, wie das auch Hammer in seinen neueren Arbeiten getan hat.

und zu Bildhauerarbeiten verwendet. Gelegentlich finden sich unscharf begrenzte schmale — höchstens nach Dezimetern messende — Zonen von intensiv gelber Farbe und löcheriger Anwitterung, wodurch sie eine gewisse Ähnlichkeit mit Rauhdecken bekommen; doch handelt es sich sicher nicht um echte Rauhdecken, sondern um lokale Produkte postkrystalliner Zerquetschung. Damit steht im Einklang, daß sie sich häufig — aber nicht immer! — gerade an den Grenzen von Marmor und Nebengestein finden, wo es leicht zu sekundären Gleitungen kommen konnte. Diese weißen Marmore überwiegen bei weitem in den großen Marmorzügen. Doch finden sich immer wieder damit verknüpft und durch Übergänge verbunden, die dunklen Silikatschlierenmarmore des ersten Typus; so z. B. am Monte Serotine, wo sie schon von ferne durch ihre rotbraunen Anwitterungsfarben gegenüber der hellen Hauptmasse auffallen. Doch läßt sich bisher gar nichts über das primäre gegenseitige Verhältnis der beiden Typen aussagen, ob es sich etwa um zwei altersverschiedene Horizonte handelt. Merkwürdig bleibt jedenfalls die Tatsache, daß die pegmatitischen Schlieren die hellen Marmore zu meiden scheinen; wogegen es an durchsetzenden Gängen darin keineswegs fehlt (vgl. die Profile Fig. 14). Zur Bildung auffallender Kalksilikate am Kontakt mit solchen Gängen ist es jedoch nicht gekommen; wohl aber finden sich solche in beträchtlichem Umfange gleich östlich des Bereiches unserer Begehungen, in Val d'Albiolo und Val di Strino, von wo sie v. Foullon (94) und später Hammer (18 und 19, p. 7) beschrieben haben.

Bezüglich der Altersfrage der Tonalemarmore darf auf die Arbeiten von Hammer (19), Spitz (62) sowie die früheren Ausführungen über die analogen Gesteine des Veltlins (5) verwiesen werden: durchgreifende petrographische Unterschiede sowohl der primären Gesteinszusammensetzung wie der Metamorphose scheiden sie vom sicheren Mesozoikum. Die Gleichsetzung beider durch Termier (78) und Salomon (58), C. Schmidt (118) und Ed. Suess (73) ist nicht mehr haltbar und ist auch in neuerer Zeit nicht mehr vertreten worden.¹ Wir haben ja nunmehr in zahlreichen Gebieten mesozoische Kalke und alte Marmore zu unterscheiden gelernt; Schwierigkeiten ergeben sich dabei — von ganz vereinzelt Ausnahmen abgesehen — nirgends (soweit nicht auch das Mesozoikum metamorph ist, wie in der penninischen Zone). Die (relative) Gleichaltrigkeit der Marmore mit den umgebenden krystallinen Schiefen kann demnach heute wohl als Tatsache gelten.

Ebenfalls ungemein bezeichnend für die Tonalezone ist der Reichtum an Amphiboliten, die in teilweise recht mächtigen Lagern längs der oberen Val Camonica durchziehen. Es sei bezüglich ihres Auftretens auf die Profile der Tafel I sowie Fig. 14, p. 235 verwiesen. Das Maximum ihrer Entwicklung scheint auf dem Nordgehänge des Monte Padrio, oberhalb Tirano zu liegen; doch fehlen uns von hier genauere Aufnahmen. Nach Hammers Schriffen aus dem Tonalegebiet (vgl. 19, p. 11) handelt es sich zumeist um normale Plagioklasamphibolite, deren Plagioklas gelegentlich unter Neubildung von Zoisitmineralien (besonders Klinozoisit) entmischt ist. Mikroskopische Studien an eigenen Schriffen haben wir nicht angestellt.

Ein weiteres, im O für die Tonaleserie charakteristisches Glied, der Olivinfels (vgl. 99), ist in unserem Gebiet nur durch ein winziges Vorkommen (bei Pontagna) bekannt geworden; dasselbe wurde bereits p. 234 erwähnt. Das Gestein ist restlos umgewandelt in dunkelgrünen Serpentin, der mikroskopisch ein feines, vielfach deutlich geschiefertes Antigoritblätternetz zeigt. Und zum größten Teil ist weiter Umwandlung erfolgt in eine graugelbe, sehr feinkörnige Carbonatmasse, die mit verdünnter Salzsäure aufbraust; ein Hinweis auf ihr Ursprungsmaterial ist auch im Dünnschliff nicht mehr zu erkennen — so vollständig ist die (offenbar unter Stoffaustausch erfolgte) Umwandlung verlaufen. Einzelne Quarzadern darin dürften auf pegmatitische Injektion zu beziehen sein.

Ob die mächtigen Peridotit-, beziehungsweise Serpentinmassen, die Hammers Karte knapp östlich der ehemaligen Tiroler Grenze angibt, nach W in unserem Gebiet noch eine Fortsetzung finden, wollen wir nicht unbedingt in Abrede stellen; dafür ist unser Begehungsnetz nicht dicht genug. Blöcke solcher Gesteine finden sich jedenfalls nicht selten in den Moränen beiderseits der Tonalepaßhöhe.

In auffälligem Gegensatz zu dem Reichtum an metamorphen Abkömmlingen basischer Eruptiva in der Tonalezone steht das Zurücktreten von solchen höheren Kieselsäuregehaltes (wenn man absieht von den bereits erwähnten Pegmatiten). Es ist uns in dem hier zu betrachtenden Gebirgsabschnitt nur

¹ Eine Ausnahme macht hierin anscheinend Jenny (28, p. 42), wenn er sich auch nicht ganz präzise ausspricht.

ein derartiges Vorkommen¹ bekannt geworden, das allerdings durch seine bedeutende Erstreckung eine besondere Rolle spielt: der Stavel-Augengneis², der von Salomon wie von Trener als langer bis kilometerbreiter Zug längs der Südgrenze der Tonaleschiefer in der Val di Sole kartiert worden ist. Beide Autoren haben ihn bis auf die Ostseite des Tonalepasses verfolgt (vgl. p. 237); er setzt aber auch jenseits der mächtigen Moränenbedeckung auf der Paßhöhe noch fort, wenn auch mit wesentlich verringerter Mächtigkeit, wie dies aus den früher beschriebenen Detailprofilen deutlich hervorgeht (vgl. p. 232f.). Ja wir tragen kein Bedenken, ihm auch die analogen Gesteine gleichzusetzen, die nach längerer Unterbrechung immer in gleicher tektonischer Situation wieder auftreten, z. B. am Monte Padrio (p. 229 f.), ebenso bei Teglio (p. 227), ja noch weiter: Piatta (p. 226) bis westlich vom Comersee (p. 215 f.).

Trener hat auch eine petrographische Beschreibung des Stavelgneises gegeben (80, p. 470 f.), der wir nicht viel hinzuzufügen haben. Es ist ein ganz normaler Augengneis granitischer Abkunft³ aus der obersten Tiefenstufe, mit grünlichem Muskovit und großen reliktschen Mikroklinaugen; allerdings ist das Gesteinsbild, worauf ebenfalls schon Trener und ebenso Salomon (58, p. 144) hinweist, in der Mehrzahl der Fälle mehr oder minder gestört durch sekundäre Mylonitisierung, die Serizitschiefer oder serizitquarzitähnliche Bildungen aus dem Gneis hervorgehen läßt. Dies trifft für die von uns untersuchte Strecke z. T. noch mehr zu: ohne Kenntnis des typischen Gesteins von Val Stavel und gelegentliche Relikte würde man makroskopisch überhaupt nur ausnahmsweise einem dieser hellen, z. T. verrukanoähnlich erscheinenden Quetschprodukte seine Herkunft von einem Orthogneis ansehen. Inwieweit auch die z. B. von Pontagna (p. 234f., Fig. 14) erwähnten pyritreichen Quarzitschiefer dazugehören, muß mangels näherer Untersuchung unentschieden bleiben. Besonders hinweisen möchten wir hier noch auf zwei Punkte. Das ist einmal das Auftreten der bereits oben (p. 233 f.) mehrfach erwähnten Grünglimmerlage, in einer Reihe von Profilen der Val Camonica.

Sie besteht aus einem z. T. gelblich bis rostbraun verwitternden Gestein mit leuchtend bläulichgrünen Glimmerlagen. Im Dünnschliff zeigen letztere feinblättrige bis filzige Aggregate mit noch deutlich bläulichgrüner Farbe, merklichen Pleochroismus und lebhafter Interferenzfarbe. Daneben aber finden sich auch ganz farblose Lagen von normalem Serizit sowie ein farbloser? Klinochlor. Quarz bildet Streifen mit pflasterähnlicher Struktur. Der größte Teil des Schliffes aber besteht auffallenderweise aus Carbonaten, und zwar in der Hauptsache stark bräunlich getrüben, ohne jede Spur von Zwillinglamellen. Das deutet auf ein Glied der Dolomit-Ankeritreihe, womit auch die zuvor erwähnte Verwitterungsfarbe des Gesteins sowie das Ausbleiben einer Reaktion mit verdünnter Salzsäure im Einklang steht. Vereinzelt liegen in der Karbonatmasse große, z. T. in subparallele Körner zerfallene aber nicht undulös auslöschende Quarze; sie sind offenbar nach starker tektonischer Beanspruchung rekrystallisiert! Erz ist fleckenweise sehr reichlich; Zirkon vereinzelt. Im ganzen herrscht lagenförmige Anordnung der Komponenten. Natur und Genese dieser Bildung sind einstweilen rätselhaft.

Der zweite zu erwähnende Punkt betrifft einen Dünnschliff, der sich unter dem Nachlaß von Albrecht Spitz gefunden hat mit der Bezeichnung: Muskovitgranitgneis von Stavel, Tonalestraße. Er ist ausgezeichnet dadurch, daß das feinkörnige (Durchmesser zwischen 0·05 und 0·15 *mm*) Quarzmosaik, worin die größeren Fragmente von Orthoklas und sehr saurem Plagioklas liegen, unverkennbare Anzeichen von Rekrystallisation zeigt: die einzelnen Körnchen sind fast durchgehends frei von mechanischen Raumbitterstörungen und zeigen einfach-rundliche, pflasterartige Umriss. Auch Risse in den Feldspäten sind mit neukrystallisiertem Quarz gefüllt. Dieser Befund — zu dem der zuvor erwähnte aus der Grünglimmerlage vorzüglich stimmt — zeigt also jedenfalls, daß die kataklastische Zertrümmerung nicht durchwegs der letzte Vorgang gewesen ist, der den Stavelgneis betroffen hat, sondern daß ihr wenigstens lokal noch eine Umkrystallisation gefolgt ist.

b) Die Granat-Staurolith-Glimmerschieferserie.

Nördlich an die Tonaleserie schließt sich eine Zone von Zweiglimmerschiefern; sie sind fein- bis mittelkörnig, meist gut geschiefert oder lagentexturiert. Schon makroskopisch fallen sie auf durch Gehalt

¹ Das sogar streng genommen nicht einmal zur Tonaleserie gehören dürfte, vgl. p. 289/290; doch sei es hier wegen der räumlichen Nachbarschaft im Anschluß an jene besprochen.

² Wenn wir dies Gestein so oder kurzweg als Stavelgneis bezeichnen, geschieht es nicht deshalb, weil diesem Trenerschen Namen gegenüber dem von Salomon gebrauchten »Valpiana-Augengneis« die Priorität zukäme, sondern weil er uns — zumindest bei den österreichischen Fachgenossen — bereits mehr eingebürgert zu sein scheint; außerdem hat er den Vorzug größerer Kürze.

³ Nicht bestimmen können wir Salomon, wenn er ihn (50, p. 338) für einen kataklastisch stärksten zertrümmerten Pegmatit erklärt; von solchem unterscheidet er sich vielmehr ganz deutlich.

an lichterbeerrotem Granat und mehr braunem Staurolith, welcher letzterer besonders an der Cima Rovaja prachtvolle glänzende Prismen (mitunter auch Durchkreuzungszwillinge) bildet. Es läßt sich die Beobachtung machen, daß mit zunehmender Entfernung von der Tonaleserie zuerst (wenigstens soweit makroskopisch sichtbare Krystalle in Frage kommen) der Staurolith, erst später die Granaten zu verschwinden pflegen. Es wiederholt sich hier also ganz das Verhältnis, das wir oben in dem Falle der Morbegnoschiefer getroffen haben: wenn man nämlich in der Reihe 1. Albitknotengneise, 2. Staurolith-, 3. Granatglimmerschiefer, 4. Phyllite an Stelle von 1, die Tonaleserie setzt. Makroskopisch sichtbare Albitknoten, durch die die Übereinstimmung mit den Morbegnoschiefern vollständig würde, haben wir nie gefunden. Wohl aber tritt — ebenfalls wie dort — hin und wieder Turmalin auf, in Nestern von glänzend schwarzen Prismen. Zum Teil allerdings ist er ersichtlich geknüpft an zwar nicht häufig, aber immerhin ab und zu auftretende pegmatitische Adern (besonders an den Abhängen des Motto Pagano) — von denen vorläufig nicht feststeht, ob sie als letzte Ausläufer der Tonalepegmatite zu betrachten oder ob sie mit anderen Intrusionsmassen (vgl. p. 256 f.) in Zusammenhang zu bringen sind.

Im Dünnschliff zeigen diese Gesteine sehr deutliche Lagen- bis Linsentextur: es wechseln fast reine Quarzlagen, beziehungsweise Linsen, aus meist stark verzahnten Einzelkörnern zusammengesetzt, mit größtenteils aus großblättrigen Glimmern bestehenden, die an Dicke die Quarzlagen übertreffen, anderseits zu ganz dünnen Häuten heruntersinken können. An Stelle des Biotits tritt darin in manchen Schliffen Chlorit — wohl als sekundäres Umwandlungsprodukt; der Biotit ist im gleichen Schliff wohl erhalten, dort wo er durch Umschließung mit Granat geschützt ist. Nicht immer sind die Glimmerblätter parallel der Schieferung eingestellt; vielmehr trifft man in dicken Glimmerlagen gelegentlich ganz wirrblättrige Partien. Fast ausschließlich in den Glimmerlagen (und besonders in dicken) liegen die Porphyroblasten: Staurolith (auch wo makroskopisch nicht erkennbar z. T. vorhanden), Granat und gelegentlich Turmalin. Letzterer ist öfter in Gestalt von kleinen graubraunen (z. T. deutlich hexagonal begrenzten) Prismen in reichlicher Menge vertreten. Alle Porphyroblasten sind arm an Einschlüssen oder ganz frei von solchen. Sekundäre Umwandlung des Stauroliths in serizitische feinschuppige Aggregate, des Granats in Chlorit findet sich gelegentlich. Feldspäte fehlen (in den vorliegenden Schliffen) gänzlich; doch finden sich in einem derselben in der Richtung der Schieferung gestreckte Serizit-Zoisit-Felder, die vermutlich auf einen einst vorhandenen Plagioklas zurückzuführen sind. Magnetit ist meist ziemlich reichlich vorhanden, Zirkon verhältnismäßig auch. — Postkrystalline Gefügeverletzungen sind in den vorliegenden Schliffen recht unbedeutend; doch erlaubt die geringe Zahl der letzteren keine Verallgemeinerung dieses Befundes.

c) Die Pejoserie Hammers,

und zwar deren untere Abteilung, reicht im O noch in das untersuchte Gebiet herein, von der Forcellina di Montozzo nach dem SO-Gehänge der Valle di Viso. Es sind dunkle gebankte Glimmerquarzite, dazwischen gelegentlich biotitreiche Phyllite. Näher untersucht haben wir sie nicht und verweisen auf die Darstellung Hammers (19).

Was der genannte Autor an der Punta d'Albiolo als »Obere Pejoserie« bezeichnet, scheint uns jedoch mit den Gesteinen der Tonaleserie derart übereinzustimmen,¹ daß eine Abtrennung von der letzteren nicht gerechtfertigt ist: es sind dieselben Biotit- und Zweiglimmerschiefer, dieselben Marmore, (spärlichen) Amphibolite und Pegmatite. Was auf den Gedanken bringen könnte, ihr eine gewisse Selbständigkeit zuzumessen, sind einzig schwarze dichte geschieferte Gesteine, die schon makroskopisch starke Zerquetschung erkennen lassen. Hammer sah in ihnen Grauwacken. Eine Nachprüfung seiner Originalschliffe von den Laghetti (östlich Forcellina di Montozzo) zeigte aber ein derartiges Überwiegen der sekundär-kataklastischen Merkmale — die Gesteine sind geradezu »zu Brei zerdrückt« — daß es hoffnungslos erscheint aus dem Schliffbild das Ausgangsgestein bestimmen zu wollen. Spärliche rundliche Albit- und Quarzkörnchen, die als primär-klastische Komponenten gedeutet werden könnten, sind zwar da; doch kann es sich dabei ganz gut um »tektonische Mikrogerölle« handeln, wie sie ja in stärksten ausgewalzten Schiefen beliebiger Herkunft auftreten können. — Es scheint uns jedenfalls näherliegend, in diesen schwarzen Quetschgesteinen eine postkrystalline tektonische Fazies der unmittelbar

¹ Übrigens betont auch Hammer den allmählichen Übergang zwischen Tonale- und »Oberer Pejoserie«. — Inwieweit der letzteren weiter nordöstlich eine größere Selbständigkeit zukommt, wagen wir nicht zu beurteilen.

benachbarten Tonaleglimmerschiefer zu sehen als eine Grauwacke; denn es wäre nicht einzusehen, weshalb sich eine solche stets nur in diesem stärksten mißhandelten Zustande finden sollte und nicht auch gelegentlich in einem besser erkennbaren.

Gesteine, welche etwas an die Pejoserie erinnern, finden sich auch an der Straße zum Gaviapaß nördlich an die Tonaleschiefer anschließend. Auch hier handelt es sich um vielfache Wechsellagerung quarzitischer Bänke mit Glimmerschiefern.

Wenig weiter westlich, unterhalb des Lago nero, schieben sich jedoch zwischen sie und die Tonaleschiefer pegmatitfreie Granatglimmerschiefer ein, so daß man hier eher an diese, — d. h. die oben unter *b*) beschriebene Serie — als an die Tonaleschiefer die Quarzite angliedern möchte; ja sogar der Gedanke an eine — vorkrystalline, daher nicht durch Mylonite gekennzeichnete — Aufschiebung der Tonaleserie, durch welche jene Granatglimmerschiefer gegen O abgeschnitten wurden, taucht auf. Eine Entscheidung über diese Fragen muß genauer Kartierung vorbehalten bleiben.

Diese Quarzite werden nördlich begleitet von einem recht gleichmäßigen, ziemlich biotitreichen, feinen Streifengneis mit stark entwickelter Lineartextur, der sowohl an der Gaviapaßstraße, als auch beim Lago nero ansteht (auf der Karte nicht ausgeschieden, wohl aber in Profil I, Tafel 9). Vereinzelt finden sich pegmatitische Schlieren in diesem Gneis.

Im Dünnschliff zeigt er als Hauptgemengteile neben dem Biotit: ganz mit Zoisitbesen durchwachsenen, nicht lamellierten Plagioklas, Quarz und lichtgrüne Hornblende; stärker zurücktretend kleine farblose Granatidioblasten. Nebengemengteile reichlich Apatit, etwas Titanit, Magnetit, Zirkon (mit intensiven pleochloritischen Höfen), ganz vereinzelt Orthit. Es herrscht sehr streng ausgebildete, durchaus von der Krystallisation überdauernde Durchschieferung mit lagenweiser Anordnung der einzelnen Mineralspezies (wobei Hornblende und Granat mit dem Biotit gehen) und weitgehende Regelung auch des Quarzes ($\gamma' \perp s$). — Nachkrystalline Gefügeverletzungen liegen so gut wie nicht vor. — Das Ausgangsmaterial dürfte etwa in der Nachbarschaft der Tonalite zu suchen sein; sofern es sich nämlich überhaupt um ein umgewandeltes Massengestein handelt, was ohne Untersuchung eines umfangreicheren Materials wohl nicht zu entscheiden sein wird.

d) Die Glimmerschiefer der Val Grande und die Quarzphyllite mit ihren Einlagerungen.

Gegen N schließt sich an die unter (*b*) beschriebenen Granat- und Staurolithglimmerschiefer, im O fast direkt an die Tonaleserie ein makroskopisch recht einförmiger Komplex von feinschuppigen Glimmerschiefern, die weiterhin in typische Quarzphyllite übergehen. Die ersteren sind besonders in der oberen Val Grande entwickelt, wo sie den stolzesten Berg dieser Gegend, die Punta di Pietra rossa aufbauen; sie hat den Namen von der rostroten Anwitterung, die für diese Gesteine bezeichnend ist. Ganz ähnliche Gesteine finden sich aber auch auf der Ostseite der Val delle Messi, an dem Gehänge der Cima delle Graole gegen Pezzo. Der folgenden kurzen Beschreibung liegt wesentlich Material aus dem erstgenannten Gebiete zugrunde.

Die dortigen Glimmerschiefer machen makroskopisch einen recht wechselvollen Eindruck, der aber wesentlich einerseits auf den wechselnden Mengenverhältnissen von Quarz und Glimmer beruht — sie führen von sehr glimmerreichen Lagen zu ganz quarzitischen, scheinbar kompakten, die aber bei genauem Zusehen stets noch feine Schieferung erkennen lassen; andererseits auf Wechsel der Korngröße, die von zirka 1 mm langen, deutlich individualisierten Biotit- (seltener Muskovit-) Blättern bis zu feinen phyllitischen Glimmerhäuten alle Übergänge hervorbringt, wenn auch hier die etwas größeren, deutlich »glimmerschieferigen« Gesteine vorherrschen. Und endlich kommen dazu noch mechanisch bedingte Unterschiede: neben Gesteinen, die nichts Auffälliges zeigen, gibt es solche mit sehr ausgeprägter Linearstreckung und andere mit auffallend schöner fein zickzackförmiger Fältelung. Allen gemeinsam ist mehr oder minder dunkelgraue Farbe. — Im Dünnschliff ähneln sie sich alle — soweit untersucht — sehr: Biotit, mäßig intensiv gefärbt, herrscht vor gegenüber Muskovit; Quarz, reichlich vorhanden, bildet schwach eckige bis rundliche, isometrische Körner; Albit (nach Lichtbrechung! einziger Feldspat) ist recht untergeordnet. Als Übergangemengteil stets recht gut vertreten ist Granat, in kleinen oft gerundeten Rhombendodekaedern. Magnetit, Apatit, Titanit, Zirkon, (pleochroitische Höfe in Biotit!) sind wechselnd, aber meist spärlich vertreten. Feinverteilt schwarzes krümeliges Pigment, graphitischer oder kohligler Natur, fällt zuweilen auf. — Strukturell herrscht durchwegs schöne Krystallisationsschieferung, mit strenger Parallelordnung der Glimmer; in einem mehr phyllitischen Gestein sind diese nicht so deutlich in Lagen angeordnet wie in den gröberkörnigen. Mechanische Gefügeverletzungen fehlen in allen untersuchten Schlifften fast ganz; bemerkenswerter Weise auch in einem stark gefältelten Gestein, wo nur ganz unbedeutende Verbiegungen an den im übrigen als »Polygonalbögen« (Sander) angeordneten Glimmern vorkommen. Die Fältelung ist also fast ganz vorkrystallin.

Die echten Quarzphyllite, durch Übergänge mit diesen Glimmerschiefern verknüpft, haben ihren Herrschaftsbereich von der Gegend des Mortirolopasses nordwärts in der wasserscheidenden Kette zwischen dem oberen Veltlin und den Seitentälern der Val Camonica; dann wieder in der Gegend des Gaviapasses. Von dort weg bilden sie den ganzen Hauptkamm der südlichen Ortlergruppe (vgl. Blatt

Bormio—Tonale). Von dort hat sie Hammer, leider nur sehr kurz, beschrieben (19, p. 12); und wir sind auch nicht in der Lage wesentliche Ergänzungen geben zu können. Dagegen gibt Salomon (54, p. 400) eine mikroskopische Beschreibung von phyllitischen Gesteinen der oberen Val Mortirolo, die er mit den »Quarzlagenphylliten« der Gegend von Edolo vergleicht. Wie diese enthalten sie neben Muskovit auch Biotit und akzessorischen Granat und Turmalin.

Durch ihre Einlagerungen unterscheiden sich die Quarzphyllite (und Glimmerschiefer) stark von Tonaleschiefern. Vor allen treten nun plötzlich die dort fast ganz fehlenden Augengneise granitischer Herkunft stark hervor. Es sind helle Gesteine, mit vorwaltendem oder allein herrschendem Muskovit und Orthoklasaugen. Makroskopisch vertreten sie ganz den Typus des Stavelgneises oder der orobischen hellen Augengneise (mikroskopisch haben wir sie nicht untersucht). — Solche Gesteine treten in großer Menge in den Bergen beiderseits des Mortirolopasses auf. Die Abgrenzung gegenüber dem Phyllit, wie sie nördlich des Passes im Profil III (Tafel I) durchgeführt ist, ist rein schematisch: wir wissen nur, daß beide Gesteine mehrfach wechsellagern und gegenseitig ineinander auskeilen. Ein anderes bedeutendes Lager zieht über den Nordgrat der Punta di Pietra rossa — hier durch seine weiße Farbe weithin auffallend — mit stark abnehmender Mächtigkeit zur Südseite des Gaviapasses; hier ist jedoch als Glimmer Biotit vorhanden. Auch auf den Kämmen südlich vom Monte Serottine¹ und Tremoncelli begegnet man vereinzelt kleinen Augengneislagen (vgl. Profil III); doch ist hier wegen der starken Kontaktmetamorphose (siehe p. 258 f.) nicht sicher zu sagen inwieweit die umgebenden Schiefer streng dem Quarzphyllit äquivalent sind. Ebenso finden sich einzelne zumeist unbedeutende Lager auf der Ostseite von Val di Messi mit den feinschuppigen Glimmerschiefern verknüpft, die dort mit der typischen Tonaleserie wechseln (vgl. p. 261 f.).

Ebenfalls mit den Quarzphylliten usw. wechselnd, trifft man zuweilen Amphibolite; doch spielen sie lange nicht die Rolle wie in der Tonaleserie. Bekanntgeworden sind sie uns vom Ostgehänge des Veltlins südlich Tiolo sowie vom Ausgang der Val Dombastone östlich Bolladore; auch ein schöner Granatamphibolit an der Militärstraße auf der Ostseite der Cima Verde gehört möglicherweise hieher, befindet sich aber schon in einem der bereits flüchtig erwähnten Kontakthöfe. — Genauer untersucht haben wir diese Gesteine nicht.

Auffällig ist eine Einschaltung eines dunkelgrünen Serpentin ähnlichen Gesteins im Quarzphyllit bei Taronno (südlich Sondalo). Er steht an entlang dem Steig, der von diesem Flecken schwach ansteigend gegen S führt, als 12—15 m mächtiges, konkordant mit dem umgebenden Phyllit einfallendes Lager; dasselbe ist im Innern stark linsig zerquetscht, namentlich gegen die obere Grenze gänzlich verschiefert. — Im Dünnschliff zeigt das Gestein ein feines, recht ausgeprägt parallelgeordnetes Gewebe blaßgrünlicher, schwach (zum Teil fast gar nicht mehr) doppeltbrechender Blättchen teils antigoritischer vorwiegend jedoch wohl chloritischer Natur, mit auffällig starker Beimengung eines farblosen, jedoch nur mäßig doppelbrechenden Glimmers, der oft ganze Lagen und Schlieren für sich bildet (Reaktionsprodukt mit dem Nebengestein?) Sonst ist nur noch etwas Eisenerz zu erwähnen.²

Eine sehr auffällige Einlagerung in den Glimmerschiefern der Punta di Pietra rossa muß als Hornblende-Zoisit-Quarzit bezeichnet werden. Leider besitzen wir keine genaueren Notizen über Ort und Art seines Auftretens, da seine Besonderheit erst nachträglich an einem mitgenommenen Stück erkannt wurde. Es ist ein dünnbankiges, ziemlich massiges Gestein von hellgrauer Farbe und rotbrauner Anwitterung; aus sehr feinkörniger Grundmasse treten ungefähr parallel geordnete, tiefgrüne Hornblenden, bis zirka 2 mm lang, hervor.

Im Dünnschliff erkennt man als wesentlichen Bestandteil des Grundgewebes Quarz, in ziemlich eckigen Körnern; Albit tritt stark zurück. Teils in einzelnen parallelgestellten Säulchen, teils in zusammenhängenden Zügen ist Klinozoisit reichlich beigemischt. Granat ist in zahlreichen meist sehr kleinen isotropen Kryställchen (110) vorhanden; kleine Körnchen von Titanit sind ebenfalls nicht selten. Die auffallend blaß gefärbte (a fast farblos, b grün, c bläulichgrün) Hornblende bildet kurze, stark zerlappte und ganz von Einschlüssen (vorwiegend Quarz) durchsetzte Säulen. Sehr untergeordnet ist lichtbrauner Biotit, in Nestern von kleinen wirt gelagerten Blättchen. Er ist ganz, die Hornblende in der Hauptsache an die Klinozoisitlagen geknüpft. Diese bedingen eine gut durchgreifende Schieferung. Postkrystalline Deformation fehlt ganz.

¹ Man beachte das mehrfache Vorkommen dieses Namens in den Bergen der oberen Val Camonica!

² Als »Serpentin« kann man dies Gestein eigentlich nicht mehr bezeichnen, wenn es auch wohl aus einem solchen hervorgegangen ist.

Endlich ist noch ein — allerdings winziges — Vorkommen von Marmor zu nennen, im Gegensatz zu den zahlreichen der Tonaleserie das einzige in dem uns bekannt gewordenen Teil des Quarzphyllitgebietes (sofern es diesem tatsächlich angehört; da es auch in einem der erwähnten Kontakthöfe liegt, ist das nicht ganz sicher). Es befindet sich am Nordgrat des auf der Karte 1:50.000 »i Dossoni« genannten (auf Karten kleineren Maßstabes nicht verzeichneten) Gipfels in dem westlich Monte Serottine gegen S abzweigenden Seitengrat (vgl. Profil III, Tafel I). Der Marmor tritt dort in zwei kleinen, je zirka 0·5 m mächtigen Lagern auf — vermutlich in Wirklichkeit ein einziges, durch Faltung gedoppeltes Lager. Es ist ein graubrauner, ziemlich feinkörniger Kalzitmarmor mit einzelnen Quarzknauern; Silikate wurden von uns nicht darin beobachtet. — Es ist darauf hinzuweisen, daß diesem Marmor weiter nördlich im Quarzphyllitgebiet weit ausgedehntere Vorkommen an die Seite gestellt werden können; so vor allem die zahlreichen Lager, die Hammer im obersten Martelltale kartiert hat; sowie das große Marmorlager, das den Stock des Monte Sobretta durchzieht und von Termier irrtümlich als mesozoisch aufgefaßt wurde (78).

e) Intrusivmassen und ihre Kontaktbildungen.

Viel genannt in der Literatur sind die Massen basischer Intrusivgesteine, die im oberen Veltlin in der Gegend von Sondalo aufsetzen; sie wurden zuletzt von Linck und seinen Schülern Hecker, A. Zapf und W. Rasch untersucht und von dem letztgenannten petrographisch beschrieben, während W. Sauerbrei die Untersuchung der umgebenden sedimentogenen krystallinen Schiefer (zum guten Teil Kontaktprodukte der Intrusivmassen, nach unserer Vermutung) beisteuerte.¹

Weniger bekannt ist das Auftreten einer ganzen Reihe von weiteren Intrusivmassen in den Bergen zwischen Sondalo und der oberen Val Camonica. Entdeckt wurden sie anscheinend von Stache, der aber nichts Näheres darüber publiziert hat; ungefähr gleichzeitig werden sie bei Ragazzoni erwähnt (nach Zitat bei Salomon, 58, p. 342), und auf Curionis Karte (14) sind dahin gehörige Vorkommen in der Gegend des Monte Serottine eingetragen. Die einzigen bisher vorhandenen petrographischen Beschreibungen hat Salomon (54, p. 357 f.) geliefert.

Es handelt sich um eine stark differenzierte Serie von massigen Gesteinen, in der wir vorläufig als saures Glied eine Reihe von Granitmassen,² als basisches eine solche von im einzelnen recht wechselvollen Dioriten unterscheiden können. Außer dem bereits von Salomon a. a. O. erwähnten Vorkommen beider Gesteine in der Val Mortirolo, unter der Casa bianca kennen wir solche an der Cima verde — deren Gipfel scheint aus dem Granit zu bestehen, auf der Westseite steht er und südlich davon der Diorit an der Militärstraße südlich des Mortirolopasses an; sowie am Motto Pagano, sowohl auf der Nordwestseite als südöstlich unter dem Gipfel (beides Granit; am letztgenannten Punkte feinkörnig). Alle diese Vorkommen bilden vielleicht eine einzige Intrusivmasse. Weitere Granitstöcke finden sich am Monte Resverda und in anscheinend nicht unbeträchtlicher, jedoch bisher nicht genauer festgestellter Ausdehnung auf der Westseite des Monte Varadega und Pizzo alto alle Croce. Die — soweit wir sehen können — bedeutendste von allen endlich beginnt in der obersten Val Mortirolo, setzt über den Grat zwischen Dossoni und Cima di Grun nach dem Serotenkessel, baut den Tremoncellikamm größtenteils auf und setzt über die Val grande nach der südlichen Cima di Glere (P. 2926 der Karte) fort. Diorit — bzw. basische Gesteine überhaupt: Hypersthensyenit Ragazzonis — ist in diesem Zuge vielfach mit dem vorherrschenden Granit verknüpft. Seine Länge beträgt zirka 8, seine größte Breite über 2 km; er folgt im ganzen dem Streichen der umhüllenden Schiefer. Über das Auftreten dieser Intrusionsmasse können wir — im Gegensatz zu den anderen, deren Darstellung auf Profil III, Tafel I rein schematisch ist — etwas genauere Angaben machen: sowohl am Grat nördlich der Cima di Grun als an der Cima di Glere sieht man den Granit, vielfach verästelt, mit diskordanten Kontakten in die Schiefer eindringen,

¹ Eine entsprechende geologische Bearbeitung fehlt leider ganz; und folglich sind die vorliegenden petrographischen Beschreibungen für genetische Fragen größtenteils nicht zu gebrauchen. Z. B. ist ganz und gar nicht zu übersehen, inwieweit die von Sauerbrei beschriebenen, z. T. Sillimanit, Andalusit, Cordierit führenden »krystallinen Schiefer« der Gegend Kontaktprodukte der Intrusivmassen sind; oder wie das mehrfach erwähnten Auftreten stark kataklastischer Gesteine durch die Tektonik bedingt ist.

² Salomon beschreibt (54) ein hierher gehörendes Gestein unter dem Namen »Adamellit«, den wir jedoch lieber vermeiden wollen.

von denen er zahlreiche Schollen umschließt. Die Profile II und III (Tafel I) geben davon eine Vorstellung (selbstverständlich mußten auch sie des Maßstabes halber stark vereinfacht werden durch Weglassung zahlreicher Schollen, Zusammenziehung von anderen). Auch im Kessel des Lago Seroten sieht man Scholle auf Scholle im Granit schwimmen, trefflich aufgeschlossen in der größtenteils vegetationslosen Rundhöckerlandschaft, die sich zu einem genaueren Studium dieser Erscheinungen vorzüglich eignen würde.

Das Verhältnis vom Granit zu Diorit ist im allgemeinen das gewöhnliche: der letztere ist älter und wird vom Granit umschlossen und durchädert. Als vorläufig unerklärliche Ausnahme beobachteten wir über dem Lago Seroten, an der obersten Karschwelle, rundliche bis elliptisch umgrenzte Putzen von anscheinend dem gleichen Granite im Diorit, bis 25 *cm* im Durchmesser; man denkt bei ihnen zunächst unbedingt an echte Einschlüsse. Den Widerspruch aufzuklären gegenüber dem schon in unmittelbarer Nachbarschaft bestehenden normalen Verhältnis: Schollen vom Diorit im Granit — das bleibt eine von den vielen Aufgaben künftiger Forschung.

Der herrschende Typus des Granits ist ein grauweißes (gegenüber den durchbrochenen Schiefen stets sehr hell erscheinendes) mittelkörniges Gestein mit ziemlich isometrisch entwickelten, einsprenglingsartigen (zirka 1 *cm* Kantenlänge) Kalifeldspaten, weiß bis licht bläulichgrau mit glänzenden Spaltflächen: reichlich grauer Plagioklas, grauweißer Quarz und etwas schwarzer Glimmer sind mit freiem Auge leicht erkennbar. Der Haupttypus der Masse Cima di Grun—Cime di Glere und des südlichen Vorkommens in Val Mortirolo gleichen sich makroskopisch durchaus. — Im Dünnschliff (von C. di Glere) zeigt sich der Kalifeldspat als Orthoklas, mikroperthitisch mit Albit durchflochten; Mikroklin, wie ihn Salomon a. a. O. angibt, konnten wir nicht finden. Der Plagioklas ist wegen massenhafter parasitärer Neubildung von Zoisit und Serizitschüppchen in unserem Schliff nicht mehr näher bestimmbar; Salomon gibt basischen Oligoklas mit Albiträndern an. Der Biotit ist tiefbraun gefärbt; untergeordnet ist auch Muskovit vorhanden. Eine eigentümliche Strukturerscheinung ist am Quarz zu beobachten: größere Körner sind nämlich öfters von einem Kranz von kleinen umgeben oder auch streifenweise von solchen durchsetzt; dabei fehlen kataklastische Erscheinungen ganz (wenn man von gelegentlich undulöser Auslöschung absieht). Es wäre immerhin möglich, daß es sich da um rekrystallisiertes Zerreibungsmaterial handelte; doch bleibt die Sache noch weiter zu verfolgen. Apatit (z. T. recht große Säulchen), Zirkon, Magnetit sind als Nebengemengteile vorhanden. Die Struktur wird bestimmt durch die normale granitische Ausscheidungsfolge, wobei beide Feldspäte gegenüber dem Quarz ausgesprochen älter: scharf kristallographisch umgrenzt sind. Ganz übereinstimmende Gesteine sind es anscheinend, die Rasch von Ceppina und Val di Rezzo unter dem Namen »Tonalit-Granit« beschrieben hat (114, p. 201 f.).

Die Diorite sind viel wechselvoller ausgebildet, sowohl was das Mengenverhältnis der Hauptgemengteile: Plagioklas und Hornblende betrifft als auch bezüglich der Korngröße. In manchen Typen wird Biotit als weiterer Gemengteil sichtbar und Salomon beschreibt einen pyroxenführenden (54, p. 369 f.); die basischen Glieder möchte man makroskopisch geradezu als Gabbro bezeichnen. Öfters sind verschiedenartige Varietäten schlierig durcheinandergewoben. Im Dünnschliff eines normalen Diorits (ebenfalls von Cima di Glere, Westseite bei zirka 2000 *m*) fanden wir die Hornblende $c = b$ bräunlichgrün, a lichtgrünlichgelb, mit mäßiger Auslöschungsschiefe; der ziemlich reichliche Biotit zeigt eine charakteristische lichtrötlichbraune Farbe, teilweise ist er chloritisiert. Plagioklas bildet einmal ziemlich große einsprenglingsartige Individuen, reichlich mit Einschlüssen: Hornblende und Quarz — dieser öfters von Krystallflächen des einschließenden Feldspats umgrenzt — durchsetzt und ziemlich stark umgewandelt (Neubildungen von Zoisit, weniger Serizit); andererseits kommt er auch in kleinen Körnern, von der gleichen Größenordnung wie die anderen Gesteinsminerale vor, die meist wesentlich weniger umgewandelt sind. Stofflich sind, so viel wir auf Grund der Lichtbrechung feststellen konnten, beide gleich, nämlich Andesin; Zonenstruktur ist höchstens schwach angedeutet. Quarz ist verhältnismäßig reichlich vorhanden, so daß man das Gestein als Quarzdiorit bezeichnen darf. Magnetit, z. T. mit Titanitkränzen, ist ein häufiger Nebengemengteil, auch lange Nadeln von Apatit finden sich. Die Ausscheidungsfolge ist, wie so oft in dioritischen Gesteinen, nicht sehr deutlich: Plagioklas scheint unter den Hauptgemengteilen die älteste, Quarz die letzte Ausscheidung; doch sind die großen Plagioklase jedenfalls noch nach Krystallisation eines Teils des Quarzes weiter gewachsen, wie aus dem oben Mitgeteilten hervorgeht.

Wer nun auf Grund von Salomons Beschreibungen a. a. O. erwarten möchte, in diesen Granit- und Dioritmassen ein reiches Feld für die Beobachtung mechanischer Gesteinsumformung zu finden, der wird sich bei genauerem Studium enttäuscht sehen. Die Quetschzonen in der mittleren Val Mortirolo, aus denen Salomon's Proben stammen, sind vielmehr eine recht ausnahmsweise Erscheinung; es können ihnen zwar noch einzelne andere an die Seite gestellt werden, so besonders deutlich an dem von der Val Grande zum Col Carette aufsteigenden Weg, wo er den vom Lago Seroten kommenden Bach überschreitet. Auf des letzteren Südufer ist der Diorit zu einem dünnschieferigen, makroskopisch amphibolit-gleichen Gestein¹ zerquetscht, das 75° westlich streicht und sehr steil steht. Die Mächtigkeit dieser Quetschzone beläuft sich jedoch nur auf ein paar Meter; beiderseits geht sie sehr rasch in den unverletzten, ganz massigen Diorit über. Für den bei weitem überwiegenden Teil dieser

¹ Mikroskopisch untersucht haben wir es nicht.

Granit- und Dioritmassen aber kann es geradezu als Regel hingestellt werden, daß sie von mechanischen Verletzungen so gut wie frei sind; ebenso wie auch ihre Kontakte rein die Gestaltung zeigen, die sie den intrusiven Vorgängen danken, ohne irgendwie nennenswerte tektonische Umformung.

Die Intrusivmassen sind umgeben von recht mächtigen — sicher einige 100 *m* — Kontaktzonen. Was in diesen umgewandelt wurde sind vor allem die Quarzphyllite gewesen; möglich ist, daß auch die Staurolithglimmerschiefer in die Kontakthöfe einbezogen sind, doch ist es bisher nicht gelungen ihre Äquivalente dortselbst von den umgewandelten Quarzphylliten zu unterscheiden. Allerdings sind unsere Untersuchungen über diese Kontaktmetamorphose nicht mehr als ein sehr bescheidener Anfang zu ihrer Erforschung.

Jedenfalls greifen am Motto Pagano die Intrusionen auch in den Bereich der Staurolithglimmerschiefer ein. Und es ist, wenn auch nicht sicher, so durchaus wahrscheinlich, daß die dort häufigen Nester und Imprägnationen mit schwarzem Turmalin auf Exhalationen des gleichen Magmas zurückzuführen sind. Sie sind gewöhnlich mit Linsen oder Adern von Quarz verknüpft; wo letztere quer durch den Schiefer setzen, kann man die Turmalinimprägnationen beiderseits den Schieferungsflächen folgend auf einige Zentimeter ins Nebengestein ausstrahlen sehen. Daß diese Turmalinbildung wirklich zum Gefolge unserer Intrusionsmassen gehört, wird wahrscheinlich durch ihre Lokalisierung auf dem Motto Pagano; wenn es sich etwa um letzte Ausläufer der Pegmatite der Tonalezone handelte, sollten sie auch sonst in deren Nachbarschaft verbreitet sein. Allerdings sind sie auch in der Umgebung der Granite usw. sonst bisher noch nicht bekannt geworden. Bemerkenswert ist überhaupt die ganz verschwindende Rolle, die Pegmatite in deren Gefolge bisher zu spielen schienen (wogegen in dem benachbarten, sicher wesensgleichen Intrusionsgebiet von Sondalo Pegmatite reichlich auftreten; vgl. 111 und 8).

Das auffallendste unter den Kontaktprodukten sind dunkle glimmerreiche Gesteine, meist nicht allzugut geschiefert, durchwachsen von oberflächlich bräunlichen auf dem Querbruch blaugrauen Prismen von Andalusit, die — allerdings ausnahmsweise — bis gegen 5 *cm* Länge und über 0.5 *cm* Dicke erreichen. Wir fanden solche ebensowohl in der Nähe des südlichen Granits am Wege nach Val Mortirolo, als auch am Südgehänge des Monte Tremoncelli; und besonders schön am Grat der Dossoni bis fast zum Westgrat des Monte Serottine an einer Reihe von Stellen. Hier treten sie auf bis mindestens einige 100 *m* vom nächsten sichtbaren Granit und bilden das äußerste ohne weiters sichtbare Zeichen der Kontaktmetamorphose überhaupt. Das ist nichts ungewohntes; Salomon hat dasselbe vom Adamello-massiv beschrieben (Valle S. Valentino, 58, p. 168 f.), und ebenso wie dort entfernen sich an der Nordostecke des Disgraziamassivs die großen Andalusite bis gegen 2 *km* vom sichtbaren Kontakt, als letztes sicheres Anzeichen desselben (6; 7).

Im Dünnschliff ist man überrascht die äußerlich so tadellos umgrenzten, durchaus unverletzten Andalusitkrystalle vollkommen umgewandelt zu finden; und zwar in einer sehr schmalen äußeren Hülle in ein äußerst feines wirrblättriges Aggregat von glimmerartigen Substanzen, im weit überwiegenden inneren Teil aber in ein Mineral, das sich mit großer Wahrscheinlichkeit als Disthen bestimmen ließ: es ist farblos, stark lichtbrechend (zirka 1, 7), schwach doppelbrechend (0.01 bis 0.015), zweiachsig negativ mit sehr großem Achsenwinkel; Dispersion $\rho > v$ ist nicht ganz sichergestellt, jedenfalls sehr schwach; die Achsenebene bildet einen nicht näher feststellbaren, sicher 15° übersteigenden Winkel mit einem System von wenig vollkommenen Spaltrissen, während in anderen Schnitten eine wesentlich bessere Spaltbarkeit ungefähr parallel zur Auslöschungsrichtung *c* verläuft.¹ Charakteristische äußere Umgrenzung fehlt; es handelt sich vielmehr um nur schwach länglich entwickelte, unregelmäßig aneinander abstoßende, beziehungsweise ineinander verfilzte, dazu meist recht kleine Körner. Es liegen somit auch hier anscheinend Disthenparamorphosen nach Andalusit vor, wie sie kürzlich Kieslinger von der Koralpe beschrieben hat (107). Wir können seiner Auffassung nur beipflichten, daß diese Umwandlung unmittelbar nichts mit gebirgsbildenden Vorgängen zu tun hat: wäre sie an solche geknüpft, so müßten die Andalusitprismen irgendwie deformiert sein, was gar nicht der Fall ist.² Allerdings bleibt man in unserem wie in anderen Fällen gänzlich im Ungewissen, was sonst für eine Bedingung für diese Umwandlung maßgebend ist. Das Grundgewebe besteht zum überwiegenden Teil — auf größeren Strecken des Schliffes ausschließlich — aus ziemlich licht gefärbtem Biotit; er zeigt Sagenitausscheidungen und fast schwarze pleochroitische Höfe. Stellenweise ist ihm Muskowit beigemischt. Turmalin in kleinen licht gelblich- bis grünlichbraunen Säulchen ist ziemlich häufig; Feldspat dagegen nur lagenweise vorhanden. Er bildet ziemlich große meist einschlußreiche Körner mit seltenen Zwillingslamellen; nach der Auslöschungsschiefe von zirka 4° $\perp c$ steht er dem Oligoklas nahe. Er ist vollkommen unverändert. Zirkon, Apatit, Ilmenit finden sich als Nebengemengteile; die letzteren beiden sowie die Glimmer kommen auch als Einschlüsse im Andalusit vor. Das Grundgewebe zeigt ziemlich gut Parallelordnung der Glimmer, die von den Andalusitprismen rücksichtslos durchbrochen wird. Mechanische Gefügeverletzungen fehlen ganz.

¹ Herrn Dr. A. Marchet danken wir für freundliche Hilfe bei dieser schwierigen Bestimmung.

² Weitere Literatur über die Frage bei Kieslinger (107). Herrn Dr. Kieslinger danken wir für freundlich gewährten Einblick in sein Material, das mit dem unseren einige Ähnlichkeit besitzt. Man vergleiche auch die eben erschienene Arbeit von O. H. Erdmannsdörffer: Über Disthen-Andalusit-Paragenesen; Sitzungsber. Heidelberger Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Kl., 1928/16.

Vertreten somit diese Andalusitgesteine einen äußeren Kontakthof, so wird der innerste durch viel weniger auffällige Gebilde eingenommen: meist dunkle, im einzelnen ziemlich wechselvolle Gesteine; von feinem oder gröberem Korn, öfter ziemlich massig als deutlich (durch Glimmerlagen) geschiefert, gewöhnlich aber mehr oder minder ausgeprägt gebändert; größere Muskovitblätter sind manchmal auffallend, zeigen auch wohl schon makroskopisch den eigenartigen Schiller, der auf die Anwesenheit von Sillimanit deutet.¹

Im Dünnschliff erkennt man stets reichlich Quarz; Feldspäte spielen eine sehr wechselnde Rolle daneben. Vorwiegend ist ein dem Andesin nahestehender, aber auch gelegentlich saurerer Plagioklas, Kalifeldspat verschwindet daneben fast oder ganz; wo vorhanden, ist er durch das Auftreten von Myrmekitkränzen gekennzeichnet. Biotit ist noch reichlich vorhanden in licht rötlichbraunen Tafeln; wo Muskovit in größerer Menge vorkommt, sind seine Blätter viel größer als die des Biotits. Sillimanit ist bald reichlich vorhanden, bald tritt er bis fast zum Verschwinden zurück; neben ganz feinen Nadeln finden sich auch etwas größere Stengel mit der charakteristischen diagonalen Spaltbarkeit. In einem schon makroskopisch auffallend dunkel gebänderten Gestein ist Graphit sehr reichlich vertreten, in randlich stark verschmierten Blättern und unregelmäßigen Massen. Granat wurde nur einmal in Spuren beobachtet, Cordierit gar nicht. Apatit und Zirkon (dieser mit sehr intensiven pleochroitischen Höfen im Biotit) sind gelegentlich wahrnehmbar; Erz fehlt so gut wie ganz. Auch im Dünnschliff fällt die streifenweise wechselnde Häufigkeit der Gemengteile auf, der jedoch nur teilweise eine Parallelstellung der einzelnen Individuen entspricht, vor allem der Glimmer; auch gestreckte Entwicklung der Quarze ist in dem am deutlichsten geschieferten Gestein wohl ausgeprägt. Stets aber haben sie ganz einfach gestaltete, rundliche Umrisse; und strichweise herrscht die schönste Pflasterstruktur. Siebstruktur zeigen vielfach die mit Quarztröpfchen und kleinen Biotiten durchwachsenen Plagioklase und die großen, ganz mit Quarz durchdrungenen Muskovite; in dem graphitreichen Gestein bilden diese beiden Mineralien stark mit Graphit imprägnierte, einschlußreiche Knoten. Mechanische Gefügestörungen fehlen allen untersuchten Kontaktgesteinen vollkommen. Ganz ähnliche sillimanitführende Gesteine hat Salomon (54, p. 398 f.) aus der Nachbarschaft der Intrusivmassen der mittleren Val Mortirolo beschrieben; auch er deutet die Möglichkeit an, daß es sich um Kontaktbildungen handelt, was uns nunmehr erwiesen scheint.

Leider treten in die Kontakthöfe unserer Intrusivstöcke keine jüngeren Gesteine bestimmbarer Alters ein. So bleibt man bezüglich der Altersfrage der Intrusiva selbst auf Kombinationen angewiesen. Bisher galten sie — soweit bekannt — als zu den basischen Gesteinen der Tonalezone gehörig und mithin als alt. Nach unseren Feststellungen ist von dieser Zugehörigkeit keine Rede: alle hier betrachteten Massen liegen nördlich außerhalb der Tonalezone und wenn wir später (p. 263 f.) auch solche kennen lernen werden, die in dieser aufsitzen, so zeigt das nur, daß sie auf die Zonengrenze keine Rücksicht nehmen, nicht aber, daß sie zur Tonalezone gehören. Und was das Verhältnis zu den alten Amphiboliten betrifft, gelang uns eine wichtige Beobachtung an einem der hier nicht weiter berücksichtigten Intrusivstöcke der Gegend von Sondalo: östlich Bolladore steht, an der Ausmündung der großen vom Monte Serottine herabziehenden Gräben ein vollkommen massiger Gabbro an, der nur an einzelnen Quetschzonen zerdrückt ist. Auf der Nordostseite des Hauptgrabens dagegen trifft man geschieferten Amphibolit mit einzelnen granatreichen Schlieren; er fällt mäßig gegen N bis NO ein. Daß er nicht aus dem Gabbro hervorgeht, erkennt man an mehreren Stellen des Grabenrandes: denn jener grenzt mit scharfem zackigen Kontakt an den Amphibolit, schneidet dessen Schieferung diskordant ab und entsendet in ihn Gänge, wobei er selbst eine feinkörnige Randzone entwickelt.

Damit ist aber festgestellt, daß die Intrusivmassen der Gegend von Sondalo — und damit wohl auch die von Val Grande—Val Mortirolo — jünger sind als die alten Amphibolite,² die mit ihnen genetisch nichts zu tun haben. Daß bezüglich der Augengneise ein Gleiches gilt, sieht man sehr schön an dem Grat Dossoni—Cima di Grun und auch an der Cima di Glere, wo solche von granitischen Gängen durchsetzt werden (vgl. Profil II, Tafel I).³

Gehören unsere Intrusiva also in einen jüngeren Zusammenhang geologischer Ereignisse hinein, so erhebt sich die Frage nach ihrem Verhältnis zur alpinen Orogenese.

¹ Der Beschreibung liegen in der Hauptsache Stücke aus der Schollenzone auf der Nordwestseite der südlichen Cima di Glere (P. 2926) zugrunde.

² Jedenfalls zu den letzteren gehört der Plagioklasamphibolit zwischen Stua und der Mündung von Val Scala, den Rasch (114, p. 230) beschreibt; wenn er auch gewiß das Umwandlungsprodukt eines gabbroiden Gesteins ist, so ist doch nicht der leiseste Beweis dafür erbracht, daß er aus einem der als solche erhaltenen Gabbrogesteine dieser Gegend hervorgeht.

³ Auf Profil III erlaubte der Maßstab die Eintragung des von den Gängen durchsetzten geringmächtigen Augengneislagers nur teilweise.

Leider ist dieselbe nicht eindeutig zu beantworten. An unserer größten Intrusivmasse (Cima di Grun—Cima di Glere) sind die Spuren tektonischer Einwirkung so minimal, daß man ihr kaum zutrauen möchte, daß ein größeres tektonisches Ereignis sie betroffen haben könnte. Wesentlich stärker sind sie schon in der südlichen Masse, aus der Salomons Proben stammen; und noch stärker scheinen sie wenigstens stellenweise in dem Gebiet von Sondalo—Le Prese zu sein, nach den bedeutenden kataklastischen Erscheinungen zu schließen, die Linck (111) und seine Schüler (106, 114, 117) beschreiben. Was wir selbst davon gesehen haben, geht immerhin nicht hinaus über das was auch z. B. in den Randzonen des Adamellomassivs (vgl. 80, p. 453 f.) vorkommt, auch im Tonalit der Disgraziamasse (p. 268) findet sich ja mancherlei der Art.

Auch die Erstreckung dieses Teiles unserer Intrusivmassen in der Richtung des Streichens der Nebengesteine gibt keine Entscheidung: sie kann an und für sich ebensogut durch primäre Anpassung des Intrusivkörpers an vorgezeichnete Strukturen zustande gekommen sein wie durch nachträgliche tektonische Zusammenpressung — nur daß diese wenigstens im Falle unserer nördlichen Hauptmasse bestimmt nicht vorliegt; Gesteine wie Kontakte müßten sonst ganz anders aussehen!

Es ist also immer noch ganz gut möglich, daß alle diese kleinen Intrusivmassen — die nach W bis über das untere Puschlav hinaus eine Fortsetzung finden (vgl. p. 263) — die Ausläufer eines ansehnlichen, in vielleicht gar nicht großer Tiefe steckenden, stark differenzierten (von Olivingabbro bis zu basischem Granit) Batholithen¹ darstellen, von im wesentlichen posttektonischen Alter, d. h. jünger als die Hauptphasen der Alpenfaltung; damit ist natürlich nicht ausgeschlossen, daß spätere, mehr lokale Phasen ihn noch betroffen haben können (was ja für die Adamello- wie für die Disgraziamasse in ganz ähnlicher Weise gilt; vgl. 9). Ein »Beweis« läßt sich für diese Auffassung vorerst nicht erbringen — auf eine eventuelle Möglichkeit eines solchen ist später (p. 266) hingedeutet. Einstweilen kann nur als Stütze dafür noch auf die Pegmatite von Sondalo hingewiesen werden, deren Mineralführung sie in Gegensatz zu den Tonalepegmatiten stellt, während sie weitgehend jener der jungen Pegmatite des Bergellermassivs usw. gleicht (vgl. 8).

Wir möchten also vorläufig als Arbeitshypothese aussprechen, daß hier eine bisher nicht beachtete Gruppe »periadriatischer« Massen von kretazisch-tertiärem Alter vorliegt; und wir möchten dieselbe zu eingehender petrographischer wie tektonischer Untersuchung warm empfehlen.

f) Tektonik.

In tektonischer Hinsicht gehören alle die im vorigen beschriebenen Serien krystalliner Schiefer zu einer Einheit. Tektonische Grenzen zwischen ihnen sind zwar stellenweise vorhanden; so sieht man am Monte Mattaciul (Mittelgipfel) die hier sehr zahlreichen und mächtigen Pegmatitgänge der Tonaleserie gegen NW zu blätterdünnen Lagen ausgewalzt, worauf (an der Scharte zwischen Mittel- und Nordwestgipfel) mit scharfer Grenze die pegmatitfreien Staurolithglimmerschiefer folgen. Hier ist also die — seigerstehende — Grenze zwischen beiden sicher tektonisch. Geht man aber zirka 12 km weiter gegen SW (auf der Zwischenstrecke fehlen genauere Beobachtungen über diese Grenzverhältnisse), so gelingt es an der Cima bella überhaupt nur bei großer Aufmerksamkeit, eine Grenze zwischen beiden Serien aufzufinden; und dabei bieten die gletschergeschliffenen Felsflächen westlich unter diesem Gipfel schöne zusammenhängende Aufschlüsse. Von einer Zerquetschungs- oder Mylonitzone, die eine tektonische Grenze kennzeichnen würde, ist dort bestimmt keine Rede. Ganz im O, an der Forcellina di Montozzo, ist wieder eine Aufschiebung der Tonaleserie auf die (untere) Pejoserie vorhanden: die schwarzen Mylonitschiefer am genannten Sattel sprechen eine deutliche Sprache; und ähnliche Zerquetschungsspuren lassen sich auch gegen SW weiter verfolgen längs des Nordwestabfalls der Kette Punta d'Albiolo—Cima Bleis. Daß diese Aufschiebung mit dem tektonischen Kontakt am Monte Mattaciul gar nichts zu tun hat, wird aus dem folgenden klar werden; beides sind recht lokale Störungen, deren streichende Erstreckung über einige Kilometer nicht hinausgeht.

Wir können nämlich vom Monte Mattaciul gegen NO die Tonaleserie weiter verfolgen, stets gekennzeichnet durch die reichlichen Pegmatite. So baut sie den namenlosen Gipfel P. 3097 östlich Val

¹ Derselbe würde die Lücke zwischen dem Adamello im S und den bekannten Tonalitporphyriten des Ortlergebietes (überflüssigerweise auch »Suldenite« geheißen) überbrücken.

Cané auf; hier fallen die Staurolithglimmerschiefer steil südöstlich darunter ein. Jenseits der Val delle Messi treffen wir die Fortsetzung der Pegmatite an der Straße zum Passo di Gavia, dort wo sie den Südausläufer des Monte Gaviola quert; und an dem Grat Pizzo Ercavallo—Cima di Cajone steht die vollständige Tonaleserie mit wenigstens einem Marmorlager in ziemlich flacher Lagerung an¹; vgl. Profil I, Tafel I. Sie greift hier gegen N über Gesteine, welche an die Pejoserie erinnern (vgl. p. 254), jedoch auffallenderweise, nach den Aufschlüssen an der Paßstraße, ohne daß eine scharfe Grenze sichtbar wäre; die Staurolithglimmerschiefer sind hier nicht mehr nachgewiesen.

Während im Profil der Cima bella die Tonalezone auf wenig mehr als 2 km Breite eingeengt ist, hat hier im O der Abstand zwischen ihrer Nord- und Südgrenze (der Insubrischen Linie!) infolge des divergenten Streichens beider auf über das Vierfache zugenommen.² Aber nicht mehr alles was sich in diesem Raume befindet, gehört der Tonaleserie an. Steigt man auf der bereits erwähnten Gaviapaßstraße ab, so trifft man südlich der hochkrystallinen Schiefer mit ihren zahlreichen Pegmatitgängen wieder unscheinbare feinschuppige Glimmerschiefer mit vereinzelt wahrnehmbarer Staurolithführung; die Pegmatite fehlen ihnen, dafür enthalten sie untergeordnete Einschaltungen von Augengneisen. Und etwas nördlich über S. Apollonia, an einem Bachgraben, der die Zickzackwindungen der Straße quert, werden jene abermals abgelöst von den mehr oder minder steil S bis SO fallenden, pegmatitführenden Tonaleschiefern, mit einem mehrfach angeschnittenen, im Detail vielfach komplizierten Zug von Marmor und Amphibolit. Seine Mächtigkeit beträgt nur wenige Meter; gleichwohl scheint er uns die Fortsetzung des mächtigen Marmorzuges des Monte Mattaciul und Monte Coleazzo darzustellen. Soviel wir sehen konnten legen sich diese Tonaleschiefer am Grat der Cima delle Graole flach und verbinden sich mit den zuvor erwähnten der Cima di Cajone; wenn das richtig ist — die zur Nachprüfung erforderliche ziemlich zeitraubende Begehung konnten wir leider nicht mehr ausführen — dann bilden die nördlich S. Apollonia hervorkommenden Staurolith führenden Glimmerschiefer ein von der Tonaleserie überbrücktes »Fenster.« Von den Kontakten beider Serien haben wir freilich zu wenig gesehen um sicher sagen zu können, daß eine Überschiebung der Tonaleserie vorliegt; immerhin sind auf der Südostseite des »Fensters«, über S. Apollonia, Andeutungen von Quetschgesteinen vorhanden.

Dieser Tonaleschieferzug von S. Apollonia ist jedoch nur von relativ geringer Mächtigkeit. Auf dem Südfall der Cima delle Graole folgen wieder feinschuppige Zweiglimmerschiefer mit einem ansehnlichen Orthogneislager, oben mäßig, weiter unten steiler S bis SO fallend. Weiter abwärts legen sich darüber wiederum Staurolith führende Glimmerschiefer, die Felsen oberhalb Pezzo bildend, wo ihr Einfallen ziemlich flach gegen O gerichtet ist. Unter Pezzo fehlen Aufschlüsse, ebenso längs der unteren Val di Viso; aber es kann als sicher betrachtet werden, daß die jenseits folgende (von den Tonaleschiefern der Punta d'Albiolo überschobene; vgl. oben) Pejoserie über jenen Glimmerschiefern liegt. Wie beide gegen SW endigen ist eine ungelöste Frage.

Wir sehen also, daß die fächerförmige Verbreiterung der Tonalezone im Raume nördlich Ponte di Legno mit einer Zerspaltung in einzelne Züge verbunden ist, die jeder für sich nach N überfaltet oder überschoben sind. Um große Beträge kann es sich bei diesen Überschiebungen nicht handeln; dafür sind sie im Streichen zu wenig ausdauernd.

Eine Frage, die wir nicht mehr entscheiden konnten, ist es, wohin die Tonaleschiefer nördlich S. Apollonia weiter gegen N fortsetzen. Hammers Karte verzeichnet nichts, was zu der anscheinend nächstliegenden Annahme berechtigen würde, daß sie in die »Gneisphyllite« auf der Nordseite von Val del Monte übergehen. Tauchen sie etwa in der Gegend des Lago di Ercavallo in die Tiefe?

Der südliche Zug der Tonaleschiefer aber scheint gegen O in gewisser Weise die aus der oberen Val Camonica geschilderten Erscheinungen zu wiederholen: an der Cima Bleis nordwestlich vom Tonalepaß auf $2\frac{1}{2}$ km Breite eingeengt, verbreitert er sich gegen O immer mehr und spaltet sich in zwei Züge, die östlich der Val di Pejo einen Fremdkörper zu umschließen scheinen (vgl. Blatt Bormio—Tonale).

¹ Begehen konnten wir diesen Grat zwar (aus Zeitmangel) nicht mehr; doch läßt der Anblick aus der Entfernung im Verein mit den reichlich im Schutt gefundenen Marmorbruchstücken keinen Zweifel. Das Profil, das Termier (78) durch diesen Kamm zeichnet, ist äußerst schematisch.

² Wenn sich somit die Tonalezone gegen W keilförmig verschmälert, so ist doch ihr Auskeilen, wie es Jenny (28, p. 38) behauptet, ins Gebiet der Phantasie zu verweisen: daß sie vielmehr längs des ganzen Veltlins mit ziemlich ungeändertem Charakter fortzieht, hätte Jenny der — auch in seinem Literaturverzeichnis angeführten — Literatur entnehmen können.

Inwieweit bei diesen Erscheinungen eine Interferenz alpiner und voralpiner Strukturen vorliegt, läßt sich vorläufig schwer beurteilen. Östlich vom Tonale möchten wir das für sehr wahrscheinlich halten (vgl. p. 287); westlich, wo ausgesprochenes Querstreichen nicht mehr vorkommt, sind etwa vorhandene voralpine Strukturen jedenfalls größtenteils in den Alpenbau eingeregelt, so daß ihre Erkennung kaum mehr möglich ist. Doch bedarf es für die Entscheidung dieser Fragen noch ausgiebiger petrographisch-tektonischer Studien.

Wenig sicheres läßt sich über die innere Detailtektonik der Tonalezone aussagen. Einmal sind überhaupt viel zahlreichere Begehungen für ihre Entzifferung notwendig als wir, die wir uns im wesentlichen auf einzelne Profile beschränken mußten, haben ausführen können. Und ein Mangel der auch durch intensivste Arbeit kaum wird behoben werden können, ist die vollständige Unsicherheit bezüglich der Altersfolge der Gesteine.

Immerhin läßt sich mit großer Sicherheit sagen, daß die vielfache Wiederholung von Marmor- und Amphibolitbänken zwischen den Glimmerschiefern zum guten Teil tektonisch bedingt ist, und zwar durch Faltung. Besonders überzeugend in dieser Hinsicht ist das Profil des großen Grabens westlich der Tonalepaßhöhe, zwischen Cima di Cady und Monte Serotine. Es ist in Profil I, Tafel I wiedergegeben, mit einigen durch den Maßstab bedingten Vereinfachungen; ebenso mußte die Einzeichnung der Schichten etwas über das Beobachtete hinausgeführt werden. Aber worauf es hier ankommt: die beiden größeren Antiklinalwölbungen, die das Profil zeigt, sind in der Natur ganz einwandfrei zu beobachten. Dasselbe läßt sich demnach ganz ungezwungen zurückführen auf Faltung im wesentlichen eines zirka 8—10 m mächtigen Amphibolitlagers und eines darüber (primär?) befindlichen, noch etwas mächtigeren Marmorlagers. Ob sich an das letztere der viel mächtigere Marmor, der Cima di Cady und Monte Serotine bildet, ebenfalls anschließen läßt, in Form einer weiteren Synklinale wie auf dem Profil angedeutet — das ist freilich vorerst eine offene Frage. Auch anderwärts, z. B. auf der Ostseite des Monte Mattaciul und Nordostseite des Monte Coleazzo, läßt sich beobachten, daß die vielfache Wiederholung geringmächtiger Marmorbänke mindestens teilweise auf sehr komplizierte Faltungen zurückgeführt werden muß (in den Profilen der Tafel I konnte nur schematisch ein Hauptmarmorlager gezeichnet werden).

Auch bei diesen Faltungen innerhalb der Tonaleserie ist es fraglich, wieviel davon auf die alpinen, wieviel auf ältere tektonische Vorgänge zurückgeführt werden muß. Immerhin darf man wohl die nicht mit Diaphthorese und postkrystalliner Teilbewegung verknüpften Faltungen, zu denen anscheinend z. B. die wilden Verschlingungen der Marmore am Monte Mattaciul und Monte Coleazzo gehören, eher als voralpinen Alters ansehen; denn es ist nicht anzunehmen, daß die recht hoher Temperatur entsprechende Mineralfazies der Tonaleserie einer Durchbewegung in nicht allzu großer Tiefe gegenüber sich sollte widerstandsfähig verhalten haben. Genauere Untersuchungen über das Verhalten der einzelnen Falten in dieser Hinsicht wären sehr erwünscht; freilich werden sie recht zahlreiche Schiffe erfordern.

Einiges bleibt noch zu sagen über die Tektonik der Gegend nördlich der Tonalezone. Im ganzen nehmen die Schiefer gegen N zunächst steileres bald aber flacheres Einfallen gegen S an — beziehungsweise gegen SO; denn in der Gegend von Mortirolo—Val Grande macht sich ein ausgesprochenes Umschwenken des Streichens in Nordostrichtung bemerklich. Daß dieses nicht etwa durch Axialgefälle bedingt ist, zeigt die Kleinfältelung der Glimmerschiefer in der oberen Val grande, die auch nordöstlich streicht. Die Staurolith- und Granatglimmerschiefer legen sich gegen NW über die Quarzphyllite. Diese bilden in der Gegend des Mortirolopasses eine Antiklinale; nördlich davon herrscht allgemein wieder nördliches Einfallen auf dem Veltliner Gehänge, das erst südlich von Bolladore wieder in südliches übergeht (Profil III, Tafel I). Die Mortirolo-Antiklinale streicht ungefähr O—W; auch die in der Scheitelregion häufigen Kleinfalten des Quarzphyllits halten diese Richtung ein. Da ist es nun überraschend, daß sie östlich der Val Mortirolo nicht mehr nachgewiesen ist; allerdings ist dort der Zusammenhang durch die verschiedenen Intrusivkörper stark unterbrochen. Erst weiter nördlich, am Grat der Dossoni, treffen wir flach gelagerte und z. T. leicht nach N einfallende Schiefer. Wenn das die Fortsetzung der Mortirolo-Antiklinale sein sollte, so müßte sie nicht nur bereits stark ausgeflacht, sondern auch — was ganz im Bereiche des Wahrscheinlichen liegt — nach NO abgeschwenkt sein. Doch bleibt eine Klärung dieser Frage künftigen Aufnahmen vorbehalten.

2. Das Gebiet auf der Nordseite des Veltlins von Tirano bis zum Piano di Chiavenna.

Dieses Gebiet wurde in der früheren, mehrfach zitierten Arbeit (5) ausführlich behandelt. Es liegen nicht viele neue Beobachtungen vor, welche es nötig machten, darauf im einzelnen zurückzukommen; wir können uns vielmehr mit einem kurzen Überblick begnügen, wobei es nicht verschwiegen werden soll, daß in manchen Punkten genauere Untersuchungen sehr erwünscht wären; wohl aber ist es nötig, gewisse Umdeutungsversuche von Seiten R. Staubs kritisch zu prüfen.

In dem fraglichen Abschnitt setzt zunächst, unmittelbar nördlich der Insubrischen Linie, die Tonalezone¹ gegen W fort, mit demselben Charakter den sie im Tonalegebiet selbst zur Schau trägt: Vorwiegend die z. T. Sillimanit führenden Biotitschiefer mit ihren Pegmatitinjektionen, wo letztere aussetzen in phyllitische Gesteine übergehend; eingelagert Amphibolite, welche jedoch zwischen Teglio und Val Masino fast ganz aussetzen, abgesehen von den neu aufgefundenen Vorkommen auf der Terrasse von Triangia (vgl. p. 225 f.); Olivingesteine fehlen hier. Dagegen sind Marmore reichlich vertreten; und eng verbunden mit ihnen sind auch die bei Triangia auftretenden merkwürdigen, Ankerit durchwachsenen Dolomite (p. 226), die weiter östlich kein Analogon besitzen. Ebenfalls ein gegenüber dem Ostabschnitte neu hinzutretendes, untergeordnetes Glied sind Augengneise granitischer Herkunft (abgesehen von Äquivalenten des Stavelgneiszuges, vgl. p. 227 f.); ein ganz grober bei Campocologno (5, p. 312), dazu ein neugefundenes Analogon oberhalb Bianzone; einzelne geringfügige Lager am Ausgang von Val Masino und weiter westlich. Vom Stavelgneis u. a. unterscheiden sie sich durch andersartige Metamorphose: sie führen alle Biotit.

Bereits a. a. O. wurden auch verschiedene jüngere, größtenteils massig gebliebene Intrusivgesteine erwähnt, die in der Tonaleserie aufsetzen: der Tonalit von Sondrio (5, p. 312 f.), ebensolcher (p. 318) und Hornblendegabbro (p. 320) bei Campocologno. Neu hinzu kommt ein ebenfalls vollkommen massiger Diorit, der bei Bratta oberhalb Bianzone in einer Reihe kleiner Stöcke und Gänge in dem zuvor erwähnten Augengneis aufsetzt.

Es ist ein Gestein von im ganzen ziemlich dunkel grüner Farbe und rasch wechselnder Korngröße, bestehend im wesentlichen aus weißem Feldspat und grüner langsäulig ausgebildeter Hornblende sowie etwas zurücktretend braunem Biotit, der in einer feinkörnigen Varietät relativ große, fast einsprenglingsartige Tafeln bildet. Im Dünnschliff gleicht die bräunlichgrüne Hornblende und der lichtrötlichbraune Biotit vollkommen den entsprechenden Gemengteilen des Diorits von der Cima di Glere (p. 257); und auch der Feldspat steht, wie dort, dem Andesin nahe, z. T. ist er noch vollkommen frisch erhalten, anderwärts hingegen ganz von neugebildeten Zoisitnadeln überwuchert. Aber der Gesamtcharakter des Gesteins ist viel mehr melanokrat, was sich sowohl in dem zugunsten der Hornblende verschobenen Mengenverhältnis der Gemengteile ausdrückt als auch in dem vollständigen Zurücktreten des Quarzes; auch der Biotit ist stark in den Hintergrund gedrängt. Eigenartig ist die Ausbildung des letzteren in dem oben erwähnten feinkörnigen Gestein: es sind große, mit zahlreichen kleinen Plagioklasen durchspickte Tafeln (neben einzelnen den übrigen Gesteinsgemengteilen an Größe gleichgeordneten Individuen). Magnetit und Apatit recht häufig, Zirkon viel weniger, aber z. T. auffallend groß ausgebildet. Eine deutliche Ausscheidungsfolge zwischen den beiden wesentlichsten Gemengteilen: Hornblende und Plagioklas ist nicht zu erkennen; Biotit ist jünger als beide, der spärliche Quarz letzte Ausscheidung. Spuren mechanischer Einwirkung fehlen in den untersuchten Schlifften fast ganz.

Dieser Diorit zählt — ebenso wie die a. a. O. beschriebenen Intrusiva von Campocologno — zu der Gruppe vielgestaltiger Massengesteine, die wir von Val Mortirolo und Val Grande kennengelernt haben und der auch die Vorkommen von Sondalo und Le Prese im Veltlin angehören. Während diese alle nördlich der Tonalezone aufgedrungen sind, treten sie hier, westlich von Tirano in diese selbst ein — was zu der falschen Vorstellung führen könnte, daß sie mit den basischen Eruptiven der Tonalezone in engerer Beziehung stünden. Die Verbreitung auch in anderen Zonen widerspricht dieser Vorstellung ebenso wie der Gegensatz in der petrographischen Beschaffenheit: auf der einen Seite geschieferte, ziemlich einförmige Amphibolite (wenn man von den seltenen Peridotiten absieht), auf der anderen vorwiegend massige Gesteine von viel größerer Variationsbreite (Gabbro bis Granit); und besonders frappant wird dieser Gegensatz, wenn man das massige Gestein das schiefrige durchbrechen und Schollen davon umschließen sieht, wie dies oben (p. 259/260) von Sondalo und bereits früher (5, p. 318) von dem Tonalit bei Campocologno beschrieben wurde.

¹ Als mittleres Glied der a. a. O. (5) ausgeschiedenen »Südlichen Gneiszone«, die außerdem — als Sammelgruppe, die sie ist — die später zu erwähnenden Combologneise sowie andererseits das Gebirge südlich der Insubrischen Linie mitumfaßt.

Es erscheint somit als sicher, daß alle diese massigen Gesteine einer anderen, jüngeren Intrusionsepoche angehören als die geschieferten Amphibolite der Tonaleserie. Welches Alter jene haben ist ja damit noch nicht gesagt. Es sei diesbezüglich auf das oben (p. 259/260) Ausgeführte verwiesen.

Beiläufig zu erwähnen ist die große junge Intrusivmasse des Disgrazia-(Bergeller-)Massivs, die im W bis in die Tonalezone hereinreicht. Näher darauf einzugehen ist an dieser Stelle nicht erforderlich. Sie hat auf die Gesteine der Tonalezone zwar nicht sehr weitreichende, aber deutliche Kontaktwirkungen ausgeübt. Hier sei nur hingewiesen auf ein besonders auffälliges Glied dieser Kontaktzone¹: den durch Aufnahme großer basischer Plagioklase »gefeldspateten« Biotitschiefer (bereits kurz erwähnt in 6): wir trafen ihn bereits in der Val Morobbia, wo er mit Staubs »Augengneis von S. Antonio« identisch ist (p. 211); und wir werden ihm später (p. 267) wieder begegnen.

Westlich vom Puschlav tauchen unter den nach N übergelegten Tonaleschiefen tiefere Elemente hervor, um sich weiter gegen W bald gleich den ersteren steilzustellen. Es sind 1. die Augengneise und Phyllite der Combolomasse; 2. die granitischen, monzonitischen, dioritischen Gesteine der »Zone von Brusio«; 3. die Augengneise und Phyllite der »Nördlichen Gneiszone«; 4. der Serpentin von Val Malenco.

Über alle diese Elemente — mit Ausnahme des letzten, worüber neuere Arbeiten von R. Staub (68, 69) vorliegen — sind unsere tatsächlichen Kenntnisse wesentlich auf dem Stande von 1915 stehen geblieben. Den östlichen Teil des Gebietes: das Puschlav, hat Staub ebenfalls genauer untersucht, doch ist darüber noch nichts Näheres veröffentlicht. Es ist daher nicht möglich, zu den teilweisen Umdeutungen, die der Genannte vorgenommen hat (65, 70), endgültig Stellung zu nehmen. Nur einiges sei hier kurz erörtert.

Fest steht zunächst, daß die »nördliche Gneiszone« die Wurzel² der Margnadecke³ enthält: die Verbindung über den Serpentin von Val Malenco hinweg ist vollkommen klar erkennbar. Das kann gegenüber den immer wiederkehrenden Behauptungen, daß den alpinen Decken die Wurzeln fehlten, nicht nachdrücklich genug betont werden.

Im einzelnen ist dazu gegenüber der a. a. O. (5, p. 349) gegebenen Darstellung folgendes abzuändern. Die angeblichen Kontaktwirkungen vom Serpentin an den überlagernden Gesteinen der Margnadecke sind wohl in anderer Weise zu deuten: die Kalksilikatfelse unter Alpe Cavaglia (5, p. 269) u. a. sind nach Staubs Entdeckung der Fedozserie eher an diese anzuschließen; ihre Metamorphose ist also älter als der Serpentin. Was aber die mit Hornblende imprägnierten Malojagneise an der Serpentinengrenze betrifft (5, p. 267 f.) sowie auch die mit Antigorit, Glimmer- und Hornblendemineralien sowie Klinozoisit durchwachsenen Triasgesteine nordöstlich Torre S. Maria (5, p. 261 f.), die allerdings bereits innerhalb der Serpentinmasse liegen, so muß man sich fragen, ob da nicht Veränderungen vorliegen, die eher mit einem Stoffaustausch über die Gesteinsgrenzen hinweg, im Zusammenhang mit der allgemeinen Metamorphose der Gegend, in Verbindung zu bringen sind; mit echten Produkten einer Kontaktmetamorphose, für die sie a. a. O. — wenn auch mit einigen Zweifeln — gehalten wurden, haben sie recht wenig gemein. Es wird hoffentlich möglich sein, diese Frage in anderem Zusammenhang näher zu erörtern.

Wenn nun aber die kontaktmetamorphen Mittelschenkelgesteine an der Basis der Margnadecke in Wegfall kommen, so bleibt von der a. a. O. angenommenen Überfaltennatur der letzteren nicht mehr sehr viel übrig; und es kann der Auffassung Staubs im wesentlichen beigestimmt werden, daß sie mit glatter Überschiebungsfläche auf dem Serpentin, der einer tieferen (Suretta-)Decke angehört, aufruht.

Ein Problem besonderer Art bietet noch das Auftreten der Fedozserie, die in dem nördlichen Ausbreitungsgebiet der Margnadecke in der westlichen Berninagruppe (127) und in der Disgraziagruppe

¹ Von ihren Gesteinen liegt ein bereits 1914 gesammeltes, reichhaltiges Material vor, das bei anderer Gelegenheit seine Darstellung finden soll. Bemerkt sei, daß die Kontaktzone von Dubino ostwärts viel besser entwickelt ist als weiter westlich, wo sie fast nur mehr durch den erwähnten »Augengneis« vertreten wird; so ist es zu verstehen, wenn Repossi (51, p. 20) das Fehlen von deutlichen Kontakterscheinungen bemerkt.

² Über vielleicht keinen Punkt der alpinen Geologie bestehen so viele Mißverständnisse als über die Wurzelfrage, deshalb nämlich, weil in den Begriff »Wurzel« immer wieder genetische Erwägungen hineingetragen werden. Losgelöst von solchen sei hier unter der Wurzel einer Decke rein deskriptiv die Stelle verstanden, wo letztere in der Richtung entgegen ihrer Bewegung endgültig in die Erde hinein verschwindet. Vergl. auch bei Staub. 70, p. 213.

³ Nach der heute üblichen Bezeichnungsweise; früher rhätische Decke.

(68, 7) eine große Bedeutung erlangt. Wäre sie, wie das Staub annimmt, die normale Unterlage der Malojaserie (d. h. der gewöhnlichen Gneise und Phyllite der Margnadecke), so müßte man erwarten, daß sie in der Wurzelregion in mindestens ebensogroßer Verbreitung auftreten würde. Statt dessen finden sich dort nur recht unbedeutende Spuren davon (wenn auch das noch sehr ungenügend begangene Gebiet um den Monte Caldenno in dieser Hinsicht allenfalls noch Überraschungen verborgen halten könnte). Dieses Mißverhältnis findet leicht seine Erklärung, wenn wir das Verhältnis von Fedoz- und Malojaserie vor der Alpenfaltung nicht im Sinne eines Über-, sondern eines Nebeneinander auffassen, als Folge einer starken vormesozoischen Gebirgsbildung und nachfolgenden Abtragung (vgl. 89). Damit ist die heutige wenig gesetzmäßige Verteilung der beiden Gesteinsgruppen am besten zu vereinbaren.

Weiter steht fest die vollkommene Übereinstimmung zwischen den Gesteinen der Zone von Brusio und denen der Selladecke, die im N unmittelbar über der Margnadecke folgt; eine Übereinstimmung, die seinerzeit den Anlaß gab, jene Zone als Wurzel der Selladecke zu deuten (5, p. 351 f.). Andererseits steht ebenso fest, daß sich die gleichen sehr charakteristischen Gesteine auch in der Berninadecke wiederfinden; und Staub verbindet demgemäß diese mit der Zone von Brusio (65, 70). Die Wurzel der Selladecke war er demgemäß gezwungen tiefer zu suchen, d. h. im südlichen Teil unserer »Nördlichen Gneiszone«, die ja durch eine Reihe von Linsen und Zügen mesozoischer Gesteine untergeteilt ist.

Wer unbefangen die Verhältnisse am Passo d'Uer betrachtet, wo sich die nach N abfließenden Decken und die nach S abbiegenden Wurzeln auf ganz kurze Distanz nahe kommen, wird indessen diese letzte Kombination als in hohem Grade willkürlich erkennen: daß die Monzonite usw. des Corno delle Ruzze nicht in den gleichartigen Gesteinen unter dem Pizzo Cancianogipfel usw., d. h. der Zone von Brusio, fortsetzen sollen, sondern in dem Gneiszug darunter, der, soweit bekannt, nirgends eine Spur jener charakteristischen Massengesteine enthält! Daß einem Triaszug unter Corno delle Ruzze zwei unter Pizzo Canciano gegenüberstehen, spielt keine Rolle angesichts der Tatsache, daß südlich des letzteren, beziehungsweise des Pizzo Scalino noch mehr solche anzutreffen sind; es deutet dies nur auf eine Detailverwickelung in der nördlichen Gneiszone hin! Auch weiter westlich findet die Aufspaltung der letzteren in einen Margna- und einen Sella-Anteil keine Stütze in den Tatsachen: die beiden Anteile sind, soweit heute zu übersehen, petrographisch ganz gleich und bestehen größtenteils aus den Augengneisen der Malojaserie, die aus der Selladecke nicht¹ beschrieben wurden. Eine Ausnahme bilden nur die Gesteine des Poggio Cavallo, die wieder sehr an die Monzonitserie erinnern (5, p. 273); allein als Wurzeläquivalent für die im Streichen längs der ganzen Bernina-Südfront ausgedehnten Sella-Intrusiva (66, p. 355) ist dieses ganz lokale Vorkommen denn doch etwas schäbig. Es liegt wohl näher, hier an eine lokale Einfaltung von oben her zu denken. Denn daß in der »Nördlichen Gneiszone« noch sehr bedeutende Lokalkomplikationen stecken, die heute nur noch nicht zu verstehen sind, ist sicher. Namentlich dann, wenn die Trias des Monte Arcoglio und jene von Valle Dagua-Lavigiola wirklich zusammenhängen wie Staub meint; denn so einfach, wie er es auf seiner tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen (in 65), sowie auf der tektonischen Karte (in 67) dargestellt hat, ist eine Verbindung dieser beiden senkrecht zum Streichen mehr als 2 km voneinander entfernten Triaszüge nicht möglich.

Endlich tritt am Grat zwischen Pizzo Painale und Cima Vicima noch ein Granit innerhalb der nördlichen Gneiszone auf (5, p. 273), den Staub auch mit den Gesteinen der Selladecke in Verbindung bringen möchte. Er zeigt indessen, soweit bekant, nichts, was zu einer solchen Vergleichung Anlaß geben würde (es ist ein heller, ziemlich feinkörniger Biotitgranit). Er bildet einen größeren Stock und darum gruppierte, z. T. auffällig scharfe Gänge in den Gneisen. Und wir möchten die Frage aufwerfen, ob hier nicht ein letzter westlicher Vorposten der vielgestaltigen Intrusiva von Mortirolo—Sondalo—La Prese vorliegt. Wenn sich das nachweisen läßt, so wäre damit zugleich auch der Beweis geliefert für das im wesentlichen nachtektonische Alter dieser ganzen Intrusivgesellschaft; denn ob er nun in der Margna- oder in der Selladecke steckt — jedenfalls befindet sich der Granit des P. Painale in einer tieferen tektonischen Einheit als jene anderen Durchbrüche.²

¹ Oder höchstens ganz untergeordnete und nicht genau entsprechende Äquivalente besitzen; vgl. die Beschreibungen der »Casannaschiefer« bei Staub (126, p. 285 f.).

² Eine genaue Detailuntersuchung dieses Granitvorkommens wäre sehr wertvoll; ebenso eine solche des Poggio Cavallo.

Es steht also anscheinend nichts der Auffassung im Wege, daß die Zone von Brusio die Wurzel der Selladecke enthält, wie dies a. a. O. (5) angenommen. Wo ist dann aber die Wurzel der Berninadecke¹ zu suchen?

Die Antwort auf diese Frage kann nur lauten: ebenfalls in der Zone von Brusio. Die petrographische Verwandtschaft von Sella- und Berninadecke ist so eng, daß man unwillkürlich zu der Annahme ganz enger Beziehungen zwischen beiden gedrängt wird: daß die Selladecke nur eine untere Abspaltung der Berninadecke ist.

Dem stehen nun freilich die neuen Befunde Staubs anscheinend entgegen, wonach in Val Fex die krystallinen Gesteine der Selladecke unter die Ophiolithe der Margnadecke hineingreifen (70, p. 47); weshalb Staub jetzt die Selladecke als obere (wenngleich bis in die Wurzel getrennte) Abspaltung der Margnadecke auffaßt. Allein wir möchten da doch die Frage aufwerfen, ob es sich hier nicht vielmehr um eine sekundäre Einwicklung von Ophiolithen handeln könnte, durch einen aus der Berninadecke gegen N abwärts vorgetriebenen Deckenkopf; dies schiene uns als die einzige wirklich befriedigende Lösung.²

Was nun die oben unter (1) genannte Zone, die Combologneise (und -phyllite) betrifft, so spricht manches dafür, daß auch sie noch zur Berninadecke gehört; ihre Gesteine wären der Caraleserie (65, p. 372) vergleichbar. Den Dolomit unter dem Passo delle tre Croci (5, p. 244) mag man mit Staub als Fortsetzung des Sasselbozuges betrachten, als trennendes Sedimentband zwischen der Berninadecke und der nächst höheren Einheit, die in unserem Gebiet durch die Tonalezone repräsentiert wird.

Bezüglich der Verhältnisse im W (Val Masino) und des Abschneidens der Wurzelzone am Disgraziamassiv ist auf frühere Veröffentlichungen zu verweisen (5, 6; ferner 69). Ein schwieriger Punkt ist noch immer die Verbindung über dieses Massiv hinüber nach W. Von den dort auftretenden — petrographisch äußerst mannigfaltigen — Gesteinen hat Repossi (51) eine ausgezeichnete Beschreibung geliefert. Er hebt mit Recht hervor, daß dieselben — seine Zone Verceja—S. Cassiano — mit der »Nördlichen Gneiszone« des Veltlins, d. i. der Margnawurzel, gar keine Übereinstimmung zeigen, dagegen in mancher Hinsicht bedeutende mit der Tonaleserie (sillimanitführende Biotitgneise, Silikatmarmore, Amphibolite). Nun ist es aber kaum denkbar, daß die Zone Verceja—S. Cassiano der Tonalezone allein entspricht; es müßte denn die letztere auf der durch das Disgraziamassiv herausgeschnittenen Strecke plötzlich auf ein Mehrfaches ihrer sonstigen Breite anschwellen, und das anzunehmen, liegt kein Grund vor. (Repossi macht übrigens eine derartige Annahme nicht, vielmehr läßt er die Frage des Zusammenhanges unentschieden.) Wir kommen um die Notwendigkeit nicht herum, eine Fortsetzung der sämtlichen im O verschwundenen Zonen auf der Westseite des Massivs zu suchen; und wenn dem die von Repossi hervorgehobene Einheitlichkeit der Zone Verceja—S. Cassiano und die gegenüber dem O sehr abweichende Metamorphose Schwierigkeiten bereiten, so drängt sich uns die Vermutung auf, daß eben diese Metamorphose jünger ist als die Tektonik (in ihren Hauptzügen) und einer ursprünglich vielgestaltigen und nicht zusammengehörigen Gesteinsgesellschaft eine einheitliche Mineralfazies aufgeprägt hat. Das ist keine ad hoc erfundene Hypothese: es wurde schon vor Jahren darauf hingewiesen (6) und auch von Staub bestätigt,³ daß auf der Westseite des Disgraziamassivs im Gegensatz zur Ostseite mächtige Injektions- und Einschmelzkontakte vorliegen. Das deutet darauf hin, daß auf dieser Seite die Hitzewirkung wesentlich größer war; wenn wir nun bei Repossi sehen, wie das ganze Gebiet bis gegen Chiavenna von kleinen Granitstöcken und Gängen durchschwärmt wird (wozu wir aus der Gegend der oberen Val Codera analoge Beispiele anführen können), so gewinnt die Annahme an Wahrscheinlichkeit, daß in der Metamorphose der »Zone Verceja—S. Cassiano« ein guter Teil junger Kontaktmetamorphose steckt. Tatsächlich erwähnt Repossi auch wiederholt ein Mineral, das — in unverändertem Zustande — unseres Wissens in den Alpen nur aus tektonisch nicht mehr überarbeiteten Kontaktzonen bekannt ist: den Cordierit. Einen Versuch durch die Gegend westlich des Disgraziamassivs, die Wurzeln der einzelnen Decken durchzuziehen, hat Staub (70, p. 50 u. a.) unternommen; ob er im einzelnen haltbar ist, wird erst eine genaue Detailkartierung, insbesondere über die Grenzen von Repossi's Kärtchen hinaus nach O, entscheiden können.

¹ Es ist als ein großer Fortschritt in der Auffassung zu bewerten, wenn Staub die Errdecke, die er einst mit der Selladecke vereint in der »Nördlichen Gneiszone« wurzeln ließ (66, p. 30 f.), nunmehr als überfahrenen Stirnteil der Berninadecke betrachtet (70, p. 105). Die Carungasdecke, die im Oberhalbstein als tiefste ostalpine Decke unter der Errdecke liegt, dürfte gegenüber der letzteren dieselbe Rolle spielen wie diese gegenüber der Berninadecke; so daß für alle diese unterostalpinen Decken eine einheitliche Wurzelzone genügt.

² Eine im Sommer 1928 unternommene Begehung des Gehänges über dem Lej Sgrischus im Val Fex hat mich überzeugt, daß tatsächlich ein Teil der obersten Schuppenpakete (aus Phylliten, Mesozoikum) der Margnadecke zum Grat nördlich des Chapütschin hinaufsteigt, also über das Nordende der Selladecke. Andererseits erscheinen die Schiefer der Selladecke von denen der Margnadecke doch so deutlich verschieden, daß eine unmittelbare Verbindung beider bedenklich scheint und die Frage nach einer Einwicklung der Selladecke unter jenen Schuppenzug (widersinnig: das Liegende nach S über das Hangende zurückgestülpt) erneut sich aufdrängt. Freund R. Staub verdanke ich freundlichst erteilte Ratschläge für die Ausführung jener Tour.

³ Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv; Vierteljschr. Natf. Ges. Zürich, 63, 1918, p. 16.

3. Das Gebirge zwischen dem Comersee und dem Tessin.

Diesen Abschnitt haben wir nur in der näheren Nachbarschaft der Insubrischen Linie genauer begangen. Wir müssen uns deshalb kurz fassen, was um so lieber geschehen kann als über den schweizerischen Anteil eingehende Mitteilungen von seiten P. Knoblauch's bevorstehen.

Wir treffen westlich des Comersees die Tonalezone in der gewohnten Ausbildung wieder, wenn auch etwas verarmt, besonders an Marmoren: nur ganz vereinzelt finden sich solche z. B. in Val Morobbia. Von besonderer Bedeutung ist das bisher allerdings alleinstehende Auftreten von Staurolith führenden Glimmerschiefern — ununterscheidbar von solchen aus der Val Camonica oder von manchen Typen der Morbegnoschiefer — in dem Profil des Passo S. Jorio, über den eigentlichen Tonaleschiefern (vgl. p. 215).

Bei Gera erreicht auch der von dem Disgraziamassiv nach W fortsetzende Tonalit¹ das westliche Seeufer und ist von da als schmaler, langgestreckter Zug nach der Val Morobbia zu verfolgen, über die Gipfel des Gardinello und der Cima di Cugn hinweg. Dabei widerfährt ihm gleich westlich vom Seeufer eine merkwürdige Knickung im Streichen, das aus der sonst fast genau ost-westlichen Richtung in mehr südwestliche umschwenkt. So kommt es, daß er oberhalb Vercana und in der Valle di Domaso fast unmittelbar an die Insubrische Linie herantritt (vgl. p. 220), wie das auch von Novarese (41) und Reossi (51) bereits beobachtet wurde. Weiter westlich entfernt er sich aber wieder von jener und bleibt bis an sein Westende überall durch mehrere hundert Meter Schiefer von ihr getrennt.

Die Kontaktzone des Tonalits an den Schiefen auf der Südseite ist sehr gleichbleibend ausgebildet längs seiner ganzen Erstreckung. Bezeichnend dafür sind insbesondere die gefeldspateten Biotitschiefer, wie wir sie bereits von weiter östlich kennen (vgl. p. 264). Die weißen Feldspäte, welche sie in großer Zahl erfüllen, erreichen zirka 1 bis 2 *cm* Länge im Maximum und zeigen manchmal schon makroskopische Zwillingslamellen und Zonarstruktur; sie sind zwar im großen der Schieferung parallel gelagert, jedoch viel weniger streng als Augenfeldspäte; auch zeigen sie meist viel deutlicher als diese krystallographische Umgrenzung. Sie erfüllen jedoch nicht gleichmäßig die etwa 100 *m* mächtige Kontaktzone, sondern dazwischen schalten sich immer wieder Biotitschieferlagen, denen man wenigstens makroskopisch gar nichts von Kontaktnähe ansieht. Ob die aplitischen Lagen, die den Schiefen meist konkordant eingeschaltet sind, der alten Injektion der Tonaleschiefer oder dem Gangfolge des Tonalits zuzurechnen sind, bedürfte eingehender Untersuchung; wahrscheinlich kommen Aplite und Pegmatite beider Art darin vor. Denn auch der Tonalit wird von solchen in großer Anzahl durchsetzt.²

Kontaktgesteine der beschriebenen Art sind es, die an den p. 267 erwähnten Punkten nördlich Domaso von der Insubrischen Linie angeschnitten sind; sie sind dort in grüne Diaphthorite verwandelt, aber meist an den großen Feldspäten noch kenntlich. Aber auch der Tonalit selbst ist mehrfach stark mechanisch beeinflusst, von Parallelstörungen zur Insubrischen Linie.

Ein besonders eindrucksvolles Beispiel dieser Art ist in Fig. 16 abgebildet; es betrifft einen Aufschluß in einem Graben südwestlich Montecucco (nähere Kennzeichnung seiner Lage ist leider nicht möglich). Man sieht den Tonalit mit steilstehender Schieferung, durchsetzt von flach nördlich einfallenden Pegmatitgängen; diese sind durch eine Schar von steil nordfallenden Verschiebungsflächen verstellt, zwar jeweils nur um geringe Beträge, aber mit charakteristischem Sinn: es ist nämlich stets der Nordflügel über den südlichen hinaufgeschoben. Das ist eine für die Deutung der Vorgänge an der Insubrischen Linie bedeutungsvolle Feststellung; wir werden später (p. 285/286) noch darauf zurückkommen.

Außer diesen grobmechanischen Störungen zeigt aber der Tonalit hier, westlich vom Comersee, stets eine deutliche Paralleltexur — viel stärker ausgeprägt als im unteren Veltlin; er ist hier wirklich zu einem »Hornblendegneis«, ja sogar gelegentlich zu einem Schiefer geworden. Die Paralleltexur streicht

¹ Bezüglich seiner petrographischen Beschaffenheit — sie bleibt sich von Val Masino bis Val Morobbia im wesentlichen gleich, abgesehen von der gegen W zunehmenden Verschieferung — vgl. vor allem die ausführlichen, auf sorgfältige Beobachtungen gestützten Ausführungen von Reossi (51, p. 21 f.).

² Auffällig ist es, daß diese gefeldspateten Biotitschiefer auch noch über das sichtbare Westende des Tonalits (bei S. Antonio in Val Morobbia) hinaus nach W fortsetzen, bis Margnetti (S. Giubiasco; vgl. p. 211). Es scheint demnach, daß der Tonalit hier bloß etwas weiter in der Tiefe steckengeblieben ist.

stets parallel zu der äußeren Umgrenzung, d. h. im ganzen O—W. Sie ist älter als die un stetig zerscherenden Bewegungen, die wir soeben gesehen; denn sie wird von den Scherflächen geschnitten, unter spitzem Winkel. Sie steht auch in keinem Zusammenhang mit einer Diaphthorese des Gesteins. Es scheint sich hier wirklich um eine Schieferung zu handeln, die während oder gleich nach der Erstarrung dem Tonalit aufgeprägt worden ist. Näheres darüber werden hoffentlich die in Aussicht stehenden Mitteilungen Knoblauch's über Val Morobbia bringen.

Nördlich von dem Tonalitzug dehnt sich ein weites Gebiet injizierter und von Apliten und Pegmatiten durchschwärmter Gneise aus. Sie¹ sind teils granitischer, teils sedimentärer Herkunft. Einlagerungen von Amphiboliten finden sich ziemlich häufig; allerdings sind es vielfach nur ganz geringfügige Schmitzen. Bemerkenswert ist ein Zug von Serpentin, zirka 30 bis 40 *m* mächtig, auf der Ostseite von

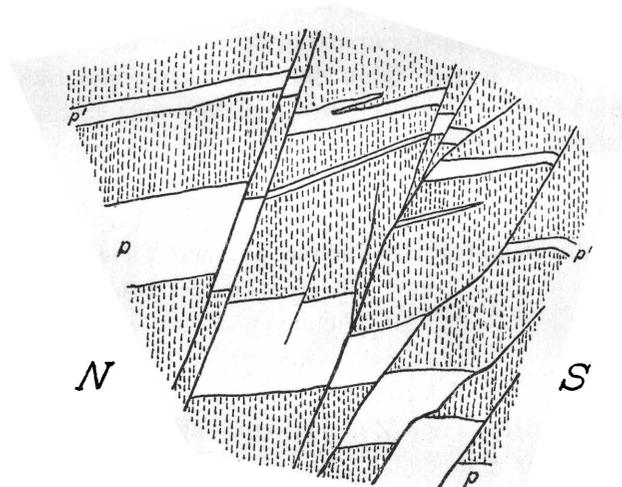


Fig. 16. Schersflächen im Tonalit.
p = Pegmatit.

Valle del Dosso, unterhalb Piaghedo; das Gestein ist vielfach stark schiefrig, von Strahlstein durchsetzt und geht in ausgesprochenen Strahlsteinschiefer über. Es ist möglich, daß er mit dem Serpentin von Dascio auf der Westseite des Lago di Mezzola tektonisch zusammengehört; beide Vorkommnisse entsprechen sich ungefähr im Streichen. Dagegen ist eine Anknüpfung an den (im Streichen gegen 2 *km* nördlicher verlaufenden!) Zug der Ganda rossa (Staub, 70, p. 147) nicht möglich, sofern nicht eine Transversalverschiebung oder bruske Knickung des Streichens auf der Westseite von Val del Dosso existiert; dafür aber spricht bis jetzt nicht das leiseste Anzeichen.² — Auch Marmore beziehungsweise Kalksilikatfelse sind uns bekannt geworden, aber erst nördlich des ersten beziehungsweise der beiden Serpentinzüge: in der Valle di Lorico zwei geringmächtige Züge etwa westlich von Porcido; in der Valle del Dosso im den Bach querenden Riff westlich des Monte Duria.

Es ist wohl möglich, daß ein Teil dieser Gesteine nördlich des Tonalitzuges noch der Tonalezone angehört, wie Staub annimmt. Irgendeine Gewißheit, ob dies der Fall und wo etwa ihre Nordgrenze anzusetzen wäre, besteht indessen nicht.

Man könnte sogar das Auftreten der obenerwähnten Staurolithschiefer nördlich des Passo S. Jorio als Anzeichen dafür nehmen, daß hier die Tonalezone bereits südlich des Tonalitzuges ihr Ende findet. Doch ist auch die Möglichkeit zu berücksichtigen, daß es sich um eine von oben eingefaltete Synklinale handelt (vgl. p. 276 f. über das wahrscheinliche Verhältnis der Tonaleserie zu den Staurolithschiefern).

¹ Nämlich das Material, worin die Injektion erfolgt ist.

² Möglicherweise entspricht einer weiteren westlichen Fortsetzung des Zuges Dascio—Piaghedo ein Peridotit auf der Westseite des Tessins, etwas südwestlich von Sementina. Er steht dort in sehr beschränkter Ausdehnung an der Straße an, am deutlichsten, mit gelbbrauner Anwitterung, auf ihrer Südseite; aber auch auf der Straße selbst bildet er einige blankgeschliffene grüne Buckel. Der Abstand von der Insubrischen Linie ist bei diesem Vorkommen ungefähr derselbe wie bei den beiden zuvor genannten; die Distanz zwischen beiden im Streichen ist freilich zu groß, als daß man mehr als auf die Möglichkeit einer tektonischen Äquivalenz hinweisen könnte.

Jedenfalls: wenn man die Nordgrenze der Tonalezone in einen der erwähnten Serpentin- oder Marmorzüge verlegt, so trennt man damit Gebiete, die sich — soweit die bisherige flüchtige Kenntnis ein Urteil erlaubt — in der Hauptmasse ihrer Gesteine durchaus gleichen. Allerdings dürfte diese Gleichheit zum guten Teil sekundär bedingt sein: durch die mächtige, granitisch-pegmatitische Durchtränkung, welche diese Gebiete in der Westverlängerung des Disgraziamassivs im wesentlichen posttektonisch betroffen hat. Sie darf keinesfalls mit der alten Injektion in den Tonaleschiefern zusammengeworfen werden. Schon im Handstück sind beide zumeist leicht zu unterscheiden; und beim Durchwandern des großen nördlichen Injektionsgebietes fällt einem immer wieder die Seltenheit von postkrystallinen Quetsch- und Zerrüttungszonen auf (wenn auch solche nicht ganz fehlen). Die Südgrenze dieser Injektionsvorgänge bildet der Tonalizug; wo dieser in der unteren Val Morobbia aufhört, reichen sie bis fast unmittelbar an die Insubrische Linie heran.

So scheint es uns verfrüht, über die Einzelheiten der tektonischen Auffassung des Gebietes nördlich vom Tonalizug irgendein Urteil abzugeben.¹ Dasselbe gehört zweifellos heute noch zu den wenigst bekannten der ganzen Alpen. Nur eine genaue Spezialuntersuchung kann da Abhilfe schaffen. Für den Schweizer Anteil ist eine solche wohl in Bälde von P. Knoblauch zu erwarten; für den italienischen ist, solange die heutigen Zustände im Grenzgebiet andauern, wenig zu hoffen.

B. Zusammenfassender und erklärender Teil.

1. Zur Charakteristik der tektonischen Erscheinungen an der Insubrischen Linie.

Wir haben nunmehr die Insubrische Linie verfolgt vom Tessin bis zum Tonalepaß. In allen untersuchten Profilen stellte sie sich uns dar als ein scharfer Schnitt im Gebirgsbau, an dem meistens recht verschiedenartige Gesteinsserien aneinanderstoßen; wenigstens was die Art ihrer Metamorphose betrifft.

Im N ist es auf der ganzen betrachteten Strecke die hochkrystalline, pegmatitisch injizierte Tonaleserie, welche die Insubrische Linie unmittelbar begleitet. Das Gebirge im S — die »Insubrische Zone« Argand's — zeigt im O andere Zusammensetzung als im W. Im O treten die Quarzphyllite an die Insubrische Linie heran; westlich von Sondrio werden sie durch die Staurolithglimmerschiefer und Albitknotengneise der Morbegnoschiefer abgelöst, die bis gegen die Schweizer Grenze anhalten, um weiterhin einförmigen Glimmerschiefern Platz zu machen. Da dort im W die pegmatitische Durchäderung in der Tonaleserie zurücktritt, scheint sich hier der Gegensatz zwischen beiden Seiten der Insubrischen Linie etwas zu verwischen; er wird aber gleich wieder sehr deutlich, sowie wir nicht nur den nächstgelegenen Streifen des Gebirges betrachten, da alsdann der Nordflügel von dem mächtigen Tessiner Injektionsgebiet beherrscht wird. Umgekehrt schwindet im O der Gegensatz zwischen N und S, wenn wir größere Räume überschauen: denn im Tonalegebiet schließen sich nördlich an die Tonaleserie große Massen von Staurolithglimmerschiefern und weiter von Quarzphylliten, welche mit jenen des S verglichen werden können.

Beiden Seiten gemeinsam sind die mächtigen jungen Intrusivmassen: im S Adamello-, im N die Disgraziamasse, wozu wahrscheinlich noch der Tonalit von Sondrio und die zahlreichen kleinen Stöcke der Gegend Mortirolo—Sondalo—Tirano kommen. Zugehörige Pegmatite gibt es auch wahrscheinlich auf beiden Seiten (vgl. 9). Auffallenderweise ganz auf den S beschränkt, aber hier weit verbreitet, ist eine Gruppe von Hornblendeporphyrigängen; vgl. p. 247.

Eine bemerkenswerte Erscheinung ist jener Streifen von Augengneisen (und begleitenden Quarzphylliten; vgl. Trener, 80, p. 434), der von der Val die Sole über den Tonalepaß herüberzieht, aber auch viel weiter westlich in manchen gleichartigen Gesteinslinsen eine Fortsätzung findet. Er verläuft stets unmittelbar nördlich der Insubrischen Linie, die ihn vom südlichen Gebirge scheidet. Aber auch an der Nordseite dieses Gneiszuges ist mitunter eine Dislokation deutlich wahrnehmbar (p. 234). Der Tonaleserie (s. str.) steht er in Gesteinbestand und Metamorphose fremd gegenüber; nach beidem

¹ Demgemäß ist dasselbe auf der Karte einheitlich als »Tessinerneis« bezeichnet.

könnte er seinen Platz ganz gut beim südlichen Gebirge finden, allein dies verbietet die Tektonik. Eine Deutung für diese Verhältnisse wird sich uns später ergeben (vgl. p. 290).

Ein auffälliger Gegensatz besteht teilweise auch in den Lagerungsverhältnissen. Insofern als auf der Nordseite der Insubrischen Linie alles streng parallel zu dieser streicht, während auf der Südseite in der Gegend zwischen Tessin und Comersee wie im Unteren Veltlin gelegentlich querstreichende Strukturen an sie herantreten. Blicken wir aber über den Tonale nach O, so verwischt sich auch dieser Gegensatz: denn dort treffen wir gerade auf der Nordseite die merkwürdigen, von Hammer beschriebenen Gebilde, in denen das Streichen im Kreise herum — also streckenweise auch »quer« — geht. Auf sie wird später noch zurückzukommen sein (p. 287). Im ganzen aber treten die querstreichenden Gebiete — abgesehen vielleicht vom Abschnitt westlich des Comersees — doch so weit zurück, daß man die Insubrische Linie ohne wesentlichen Fehler als streichende Dislokation kennzeichnen darf.

Längs ihrer ganzen untersuchten Erstreckung wird die Insubrische Linie immer wieder von Linsen permischer und triadischer Schichten begleitet. Während sie im O zumeist ganz geringfügig sind und keinen Schichtverband zeigen, ist ein solcher im W bei Dubino und vom Comersee bis nach Val Morobbia erhalten geblieben; nimmt doch dort ihre Mächtigkeit auf Hunderte von Metern zu. Und bezeichnenderweise liegen dort stets die ältesten Schichten im S, die jüngsten im N (ein ähnliches Verhältnis scheint wenigstens andeutungsweise auch bei Stazzona und Ponte di Legno zu bestehen). Dabei ist natürlich abgesehen von untergeordneten Komplikationen innerhalb der Zone junger Schichten, wie sie sich in Gestalt von Schuppungen (Dubino, p. 221 f.; Valle S. Jorio, p. 216 f.), von Faltung und Ausquetschung (oberste Val Morobbia, p. 213 f.), von Verschuppung mit dem Krystallin (Val Fossada, p. 212 f.) finden.

Die Hauptdislokation der Insubrischen Linie verläuft stets auf der Nordseite dieser jungen Schichten. Intensivste Zertrümmerungserscheinungen kennzeichnen sie zur Genüge; hier finden sich — vor allem (aber nicht ausschließlich) dort wo das Mesozoikum ganz oder fast ganz weggequetscht ist — die mehrfach erwähnten, zu Ton zerfallenden Quetschprodukte. Auch der Südrand des jungen Schichtenstreifens ist gewöhnlich von einem tektonischen Kontakt gebildet, so wie auch eine Reihe von solchen innerhalb des ersteren aufzutreten pflegen. Aber allen diesen Bewegungsflächen kommt keine größere Bedeutung zu: es handelt sich hier nur um mehr untergeordnete Gleitungen zwischen benachbarten Schichten, die den stratigraphischen Verband oft nicht allzusehr in Unordnung gebracht haben. So sind insbesondere die Verzahnungen zwischen Verrucano und südlichem Krystallin (in Valle S. Jorio, p. 216 f. und bei Dubino, p. 221 f.) aufzufassen.

Überhaupt wäre nichts falscher, als die Vorstellung, daß an der Insubrischen Linie nur eine einzige Fläche Bewegungen vermittelt hätte. Ein großer Teil der letzteren hat sich vielmehr in differentieller Verteilung im Nebengestein abgespielt, wie dessen Verwandlung in Quetschgesteine voller Rutschflächen dartut — eine Umformung, die Gesteinskomplexe bis zu mehreren hundert Metern Mächtigkeit betroffen hat. Und dann wieder finden wir mehr un stetige Teilbewegungen, wie sie in jenen Scherflächen im Tonalit nördlich Domaso (p. 268) zum Ausdruck kommen.

Auf den merkwürdigen, einzeln dastehenden Fall der Trias am Nordfuß des Culmine di Dazio wurde bereits (p. 224) aufmerksam gemacht: sie steckt nicht an der Grenze zwischen Tonaleschiefern und südlichem Gebirge, sondern mitten in den ersteren selbst. Es ist dies ein Verhältnis, das nicht ohne Hilfsannahmen zu deuten ist: am einfachsten in der Weise, daß man zwei Phasen derselben Bewegung annimmt, die sich nicht auf der gleichen Fläche abgespielt haben; die bei der ersten Phase bereits eingeschuppte Trias wurde von der zweiten abermals erfaßt und auf der neuen Bewegungsfläche verschleppt. Voraussetzung dafür ist, daß sich die beiden Bewegungsflächen irgendwo schneiden; daß also die ältere der Hauptdislokation der Insubrischen Linie entsprechende, nach der Tiefe zu bald geringere Neigung annimmt. Hoffentlich findet sich dereinst noch ein analoges, besser aufgeschlossenes Vorkommen an der weiteren Fortsetzung der Insubrischen Linie, welches gestattet, die ange deutete Erklärung aus dem Bereiche der Hypothese herauszurücken — oder durch eine bessere zu ersetzen.

Krystallisationserscheinungen post- und paratektonischer Art treten in den Gesteinen längs der Insubrischen Linie zurück. Insbesondere fehlen sie der kalkig-dolomitischen Trias so gut wie ganz. Neubildung von Serizit ist im Verrucano von Dubino—Valle S. Jorio verbreitet, sowohl in

klastischen Gesteinen wie in Quarzporphyr;¹ schwächer auch in tonigen Gesteinen der Trias. Bemerkenswert ist die p. 253 bemerkte Rekrystallisation im zermalmtten Stavelgneis. Die Möglichkeit muß offen gelassen werden, daß ausgedehntere mikroskopische Studien noch mehr analoge Fälle aufzeigen werden.

Das Einfallen der insubrischen Dislokation ist im allgemeinen steil bis sehr steil nördlich. Vielfach steht sie nahezu oder auch ganz senkrecht. Ganz vereinzelt (Valle Paghera, p. 233) findet sich indessen auch steile Neigung nach der anderen Seite, nach S. Bemerkenswerterweise aber kommen auch einzelne Stellen vor mit relativ flachen Neigungen: sowohl nach N (bei Teglio, vgl. Fig. 10, p. 227) als auch nach S (in der oberen Val Camonica, vgl. Fig. 14, p. 235).

Wir haben uns die Frage vorgelegt, ob hier nicht überhaupt bloß durch das Einschneiden der Haupttäler bedingte Kippungs- und Senkungserscheinungen (Hakenwerfen) anzunehmen sind; denn es ist auffallend, daß das Einfallen (in den zur Diskussion stehenden Fällen!) immer vom Haupttal weggerichtet ist. Das Südfallen in Val Paghera freilich kann man nicht auf diese Weise erklären; denn hier handelt es sich ja um ein nahe N—S verlaufendes Seitental. Und das Profil östlich unterhalb Teglio (Fig. 10c) scheint zu zeigen, daß es lokal sogar recht intensive, nachträgliche Verbiegungen der Hauptbewegungsfläche gibt; die Vermutung ist demnach gestattet, daß auch solche von etwas größerem Ausmaß vorkommen können; und auf sie möchte ich das abnorme Einfallen in den erwähnten Fällen zurückführen.

Immerhin sind die letzteren in solchem Grade Ausnahmserscheinungen, daß sie der Deutung der »Insubrischen Linie« als im ganzen steil nordfallender Bewegungsfläche keinen Eintrag tun. Was für Bewegungen sich auf ihr abgespielt haben, soll in einem folgenden Abschnitt (p. 281f.) erörtert werden.

2. Die fazielle Stellung der insubrischen Trias.

Um die normale Schichtfolge der Trias an der Insubrischen Linie zusammenfassend festzustellen, kommen von den oben beschriebenen Profilen nur ganz wenige in Betracht, nämlich vor allem die aus der oberen Val Morobbia (p. 213) und aus der Valle S. Jorio (p. 216), daneben auch noch das von Dubino (p. 221). Alle anderen zeigen zu sehr bloß isolierte Schichtglieder — meist nur Dolomit, seltener Verrucano beziehungsweise Buntsandstein, noch seltener Rauhacken — als daß sie eine Aufstellung stratigraphischer Profile erlauben würden; sie sind jedoch wertvoll als Zeugnis für die Kontinuität der Erscheinungen gegen O.

Wir müssen bei der Aufstellung der Schichtfolge auch absehen von den früher (5) als vorhanden angenommenen jüngsten Schichten. Die Umdeutung des Profils von Dubino hat für die Auffassung der wichtigsten Dolomitvorkommen als Hauptdolomit die sichere Stütze entzogen. Es ist ja wohl möglich, daß solcher — auch bei Dubino selbst (vgl. p. 222) — vorhanden ist; aber es ist wohl wahrscheinlicher geworden, daß aller vorhandene helle Dolomit ladinischen Alters ist — denn wenn man bei einem solchen tief eingeklemmten Sedimentzug zwischen zwei altersverschiedenen Gliedern die Wahl hat, hat wohl immer das ältere die größere Wahrscheinlichkeit für sich, solange nicht besondere Gründe für das jüngere sprechen. Damit wird aber auch das Liasalter des 5, p. 306, und oben p. 224 besprochenen Bänderkalkes vom Ausgang von Val Masino sehr problematisch; ohne daß sich eine andere gesicherte Deutung dafür geben ließe. Und was das 5, p. 305, erwähnte angebliche Rhät betrifft, so haben sich derartige pyritführende, wenn auch nur schwach krystalline dunkle Kalke seither so oft als zu den Tonalemarmoren gehörig erwiesen, daß wir auch hinter das Vorkommen von Vallone di S. Giovanni — das wir leider nicht neuerdings aufsuchen konnten — ein großes Fragezeichen machen müssen (die a. a. O. erwähnten Fossilspuren sind zu unsicher, als daß man sich auf sie stützen könnte).

Das jüngste sicher vorhandene Glied ist demnach

1. die Karnische Stufe, vertreten durch die mächtigen (40 bis 50 *m*) gelben Rauhacken der Val Morobbia; darunter schwarze Schiefer, grünlichgraue, gelb anwitternde Mergelkalke (zirka 10 *m*), endlich heller Dolomit, dünnbankig, mit dünnen Lagen schwarzer Schiefer (zirka 20 *m*), den Übergang vermittelnd zur

¹ Im Sinne der letzten Ausführungen Schwinners (Geol. Rundschau 1929) könnte man daran denken, daß hier gar kein »Verrucano«, d. h. kein Perm vorliege, sondern irgendein paläozoisches oder noch älteres Schichtglied, bei dem natürlich die stärkere Metamorphose gar nicht auffallend wäre. Indessen ist doch zu beachten, daß auch der südalpine Verrucano und Quarzporphyr (dessen permisches — höchstens zum Teil oberkarbonisches — Alter doch nicht gut anzuzweifeln ist!) im Bereiche der Orobischen Überschiebung beziehungsweise Flexur zum Teil nicht nur verschiefert, sondern auch serizitiert worden ist; vgl. W. Salomon, Zur Entstehung der Serizitschiefer der Val Camonica; Bericht über die 40. Versammlung des Oberrhein. Geol. Ver. Lindau 1907. Wenn zu diesen Vorgängen an der Orobischen Linie die Bedingungen bestanden, wird man sie an der wesentlich tiefer greifenden Insubrischen erst recht als gegeben erachten dürfen.

2. Ladinischen Stufe, vertreten durch hellen Dolomit; Mächtigkeit in Val Morobbia 100 bis 150 *m*; wenn, was wahrscheinlich, der Sasso Pel auch dazugehört, 300 bis 400 *m*. Übergang¹ durch Wechselagerung zur

3. Anisischen Stufe, oben dünnplattige graue Kalke (mit Lumachellen!) und Kalkschiefer, maximal 40 bis 50 *m*?; darunter dunkler, stark bituminöser Dolomit, zum Teil mit braunen oder roten, tonigen Ablösungen und — im mittleren Teil — schwarzen Hornsteinen, 80 *m* zirka. Grenzschiefer: gelbe und bräunliche, zum Teil sandige und flaserige Dolomite; darunter Wechsellagerung von gelbem Dolomit in dünnen Bänken mit violetten und grünen, tonigen Schiefern; 10 bis 15 *m*.

4. Skythische Stufe: typischer Buntsandstein, zum Teil konglomeratisch, rot, grün, grau usw., lokal mit Einlagerungen von grauen Schiefern und gelben Dolomitbänken.

Liegendes: Verrucano, bestehend aus grünen und violetten tonig-serizitischen Schiefern, Serizitquarziten, geschiefert Konglomeraten und Einlagerungen von serizitischen Quarzporphyren.

Sollte es einem Einwand begegnen, daß die Rauhacken von Val Morobbia hier als karnisch angesprochen werden und nicht als »untere Rauhacke«, so sei hier schon auf zwei Punkte in dem p. 214 von dort beschriebenen Profil beziehungsweise in dem der Valle S. Jorio, p. 216/217, hingewiesen: einmal sind die Schiefer, welche die Rauhacken begleiten, mit den hellen (ladinischen) Dolomiten eng verknüpft; und zweitens vollzieht sich der Übergang vom Buntsandstein zur anisischen Stufe ohne Einschaltung von Rauhacke. Diese kann demnach nur ins Hangende desselben Dolomits, d. h. in die karnische Stufe gehören.

Vergleichen wir nun diese Schichtfolge mit solchen aus anderen Triasgebieten!

Nach der von Staub versuchten tektonischen Einordnung unserer Triaszone käme dafür in erster Linie die mittelostalpine Trias, d. h. die der Unterengadiner Dolomiten in Frage; mit ihr wurde auch seinerzeit das Profil von Dubino von Cornelius und Spitz verglichen (vgl. 5, p. 304; 62, p. 113). Nun ist dieser Vergleich durch die Umdeutung des Profils von Dubino (vgl. oben p. 221f.) zum Teil hinfällig geworden. Und die nunmehr richtiggestellte Schichtfolge eignet sich für einen solchen weit weniger; wenn man von einigen mehr oder minder überall vorkommenden Gliedern, wie dem Buntsandstein, dem ladinischen Dolomit und den Raibler Rauhacken absieht, sind es wesentlich nur die anisischen Kalkschiefer und etwa der sandige Dolomit der Grenzschiefer, die an die von Spitz und Dyhrenfurth (125) mitgeteilte Schichtfolge erinnern könnten. Aber gerade die charakteristischsten Glieder der letzteren, wie die »Eisendolomite«, die bunten Schiefer, die Primärbreccien, sucht man bei uns vergeblich; und umgekehrt finden unsere Hornstein führenden Dolomite sowie die Lumachellen dort kein Analogon. Und die Grenze gegen den Buntsandstein ist ganz anders ausgebildet: Wechsellagerung von Sandstein, Rauhacken, sandigen Dolomiten, Kalkschiefern. Eine besonders in die Augen fallende Ähnlichkeit mit der Unterengadiner Trias besteht mithin nicht.

Mit den unter der »Campodecke« liegenden Sedimenten der Salsalbozone scheint keine besondere Ähnlichkeit zu bestehen: weder aus der Beschreibung der Schichtfolge, die Spitz und Dyhrenfurth (125a) geben, noch aus der — allerdings etwas summarischen — bei Staub (128) ist eine solche herauszulesen.

Erst recht nicht läßt sich eine Verwandtschaft mit der unterostalpinen Trias des Oberengadins konstruieren (woran ja im Ernst auch niemals gedacht worden ist): Die anisischen Kalkschiefer und die »Grenzschiefer« fehlen dort, die Raibler Schichten mit ihren Sandsteinen und Breccien sind ganz anders entwickelt, der anisische und ladinische Dolomit — wie übrigens mehr oder minder die ganze Trias — ist ungleich weniger mächtig.

Die Übereinstimmung mit dem oberostalpinen Gebiete Graubündens geht ungefähr ebensoweit wie jene mit dem mittelostalpinen: Im Ducanzuge liegt nach den Angaben von Eugster (93, p. 27f.) an der Buntsandstein-Muschelkalkgrenze eine untere Rauhacke (beziehungsweise gelbliche Sandsteine serizitische Schiefer und helle, sandige Dolomite mit braunen Tonhäuten — diese vielleicht dem Glied 6 des Profils von Dubino vergleichbar?). In der anisischen Stufe gibt es Dolomite analog den unseren; in der Hauptsache aber bestehen sie aus knolligen Kalken; ein Analogon unserer Kalkschiefer usw. fehlt ganz. Auf die Übereinstimmung der ladinischen Dolomite und Raibler Rauhacken ist kein Gewicht zu legen (im übrigen ist die karnische Stufe viel reicher gegliedert). Nicht verschwiegen aber

¹ Selbstverständlich läßt sich, solange beweisende Fossilfunde fehlen, nicht genau angeben, wo die Grenze von ladinischer und anisischer Stufe liegt — es könnte sehr gut auch noch ein Teil des hellen Dolomits anisisch, ebensogut aber umgekehrt ein Teil der dünnplattigen Kalke und Kalkschiefer ladinisch sein. Ähnliches gilt von der Stellung der »Grenzschiefer« an der skythisch-anisischen Grenze.

sei, daß unser schwarzer anisischer Dolomit von Gutensteiner Dolomit aus Niederösterreich vollkommen ununterscheidbar ist.

Doch sehen wir uns nun in den benachbarten Südalpen um: Die südalpine Schichtfolge auf der Ostseite des Comersees zeigt wenigstens in einem charakteristischen Punkt eine weitgehende Übereinstimmung mit unserem Profil, für den jede Anknüpfungsmöglichkeit anderwärts fehlt. An der Obergrenze des Buntsandsteins treten nämlich rote, seltener grüne Letten auf; und »nach unten zu schieben sich zwischen die Letten Bänke von unreinem, verwittert gelbem, frisch dunklem, dolomitischem Kalk, die zuweilen so die Überhand gewinnen, daß die weicheren Schichten nur noch als dünne Bänder zwischen ihnen zum Vorschein kommen« (113, p. 684). Das ist genau das Bild unserer »Grenzschichten«! Und charakteristischerweise sind sie dort im Grignagebirge ursprünglich geradeso als Raibler Schichten betrachtet worden wie von uns bei Dubino. Allerdings kommen darunter noch schwarze Plattenkalke und scagliaähnliche Mergel und über feinen roten Letten die »untere Rauhewacke«; aber erstere sind im Grignagebiet selbst schon nicht überall vorhanden, und die untere Rauhewacke ist auch kein Horizont, der sich durch unbedingte Konstanz auszeichnet. Es ist somit von nebensächlicher Bedeutung, wenn beides in unserem Falle fehlt.¹ Auch unsere Muschelkalkbildungen lassen sich in der von Philippi beschriebenen Schichtfolge unterbringen: dunkle, vorwiegend dolomitische, zum Teil krystalline Kalke beschreibt er aus dem unteren Muschelkalk (p. 693 f.), allerdings ohne Hornsteinlagen zu erwähnen (auch Cosijn [91a, p. 280] erwähnt »Gutensteiner Kalk« aus den Bergamasker Alpen). Die vielfach vorhandenen klastischen Einstreuungen und Einschaltungen sind mehr lokal bedingt, ihr Fehlen an der Insubrischen Linie besagt mithin nichts; eher könnte man das des charakteristischen »Bernoccolato«, der Knollenkalke mit kieseliger Zwischenmasse, als wesentlich betrachten. Ob man die hier als oberanisisch betrachteten Schichten als wohl schon primär etwas abweichende, jedenfalls aber tektonisch modifizierte Fazies von Philippi's oberem Muschelkalk (dunkle Knollen- und Plattenkalke mit glimmerreichen Mergelzwischenlagen) oder seiner Buchensteiner Schichten (schwarze, klotzige Kalke mit Hornstein und Pietra verde, darüber dünn-schichtige Plattenkalke mit Kieselbändern) betrachten will, sei dahingestellt; die Lumachellen dürften wohl mehr für die erste Möglichkeit sprechen. Ladinische und karnische Stufe lassen sich wieder ohne weiteres vergleichen, da ja der Esinokalk auch eine dolomitische Fazies besitzt! — alles in Allem scheint sich somit die insubrische Trias ziemlich nahe an die des Grignagebietes anzuschließen, wenn auch dort die Schichtfolge wesentlich reichhaltiger ist.

Mit der einförmigen Dolomitentwicklung des geographisch nächst benachbarten Triasgebietes, der Luganer Alpen (86), besteht, da es sich um ein Gebiet mit »Riffazies« handelt, naturgemäß wieder fast keine Verwandtschaft: wenn man von Buntsandstein, ladinischem Dolomit und Raibler Rauhewacken absieht, bedeuten nur die dunklen gebankten Dolomite des unteren Muschelkalks eine Übereinstimmung. Die »Grenzbitumenzone« Frauenfelder's (95) in den Bergen südlich Lugano vertritt wieder eine rein lokale Fazies, deren Fehlen nichts beweist.

Zusammenfassend ist somit festzustellen: die Trias an der Insubrischen Linie hat mit jedem der zum Vergleich herangezogenen ober- und mittelostalpinen Gebiete Glieder gemein, auch wenn man von den ganz indifferenten, überall vorhandenen absieht. Am nächsten aber scheint sie sich der räumlich benachbarten südalpinen Trias anzuschließen, sofern man nur das richtige Gebiet für die Vergleichung wählt.

3. Zur Auffassung des krystallinen Gebirges.

Wenn auch der Hauptgesichtspunkt der vorliegenden Arbeit ein anderer ist und obwohl, wie schon einleitend bemerkt, die Untersuchung des krystallinen Gebirges auf große Erstreckungen hin nur in summarischer Weise vorgenommen werden konnte, sei doch die Frage nach der Natur des letzteren hier kurz behandelt.

¹ Auffallend mag es vielleicht scheinen, daß in den Beschreibungen von Jong (116a) und Cosijn (91a) aus den nördlichen Bergamasker Tälern genau entsprechende Schichten nicht genannt werden. Aber es hat eben einmal den Anschein, daß die Verhältnisse an der Buntsandstein-Muschelkalk-Grenze im einzelnen überhaupt rasch wechseln, wenigstens innerhalb des benachbarten Abschnittes der Südalpen; und andererseits betonen die beiden Autoren überhaupt die große Seltenheit brauchbarer Aufschlüsse. Jong hat Muschelkalk überhaupt nur an einer Stelle seines Untersuchungsgebietes (südlich Valtorta) gefunden; die »grauen, bankigen, dolomitischen Kalke mit mergeligen Zwischenlagen«, die er dort an der Grenze zwischen Servino und Muschelkalk angibt (106a, p. 12), mögen immerhin ein etwas abgeändertes Äquivalent unserer »Grenzschichten« sein.

Wir haben es, um dies kurz zusammenzufassen, zu tun

a) im südalpinen Grundgebirge mit den Staurolith führenden Glimmerschiefern (Morbegnoschiefer), den darin eingeschalteten Albitknotengneisen, Amphiboliten und (selten) Marmoren, sowie vereinzelt muskovitischen Orthogneisen; ferner mit den Granatglimmerschiefern, die den Übergang zu den Quarzphylliten vermitteln; endlich mit diesen selbst und ihren (spärlichen) Einschaltungen von Kohlenstoff- und Karbonatphylliten, Chloritschiefern und Amphibolit, sowie den verhältnismäßig bedeutenden Orthogneisen der orobischen Kette;

b) in der Tonalezone und dem mit ihr verknüpften ostalpinen Grundgebirge handelt es sich um 1. die Tonaleserie mit ihren pegmatitdurchtränkten Biotitgneisen usw., die jedoch in Quarzphyllite übergehen, ihren Amphiboliten, Peridotiten, Marmoren und spärlichen Orthogneisen; 2. um die Quarzite und Glimmerschiefer der Pejoserie; 3. um die Staurolith- und Granatglimmerschiefer, mit spärlichen Amphiboliten und Marmoren; 4. um die Quarzphyllite, in denen die genannten Einschaltungen noch mehr zurücktreten oder ganz verschwinden,¹ dafür sich reichlich Orthogneise einstellen, außerdem ein vereinzelt Serpentinorkommen.

Von den verschiedenen jüngeren Eruptivgesteinen war bereits oben ausführlich die Rede (p. 263 und 264). Ebenso wollen wir die Gesteine der Wurzeln tieferer Decken im Veltlin (p. 256f.) und weiter westlich hier außer Betracht lassen, von gelegentlichen Hinweisen abgesehen.

Die Frage, um die es sich vor allem dreht, ist die: Sind die verschiedenen, durch verschiedenartige Metamorphose ausgezeichneten Serien als altersverschiedene »Formationen« aufzufassen oder als Anpassungen eines (teilweise) einheitlichen Ausgangsmaterials an verschiedene physikalisch-chemische Bedingungen?

Einer älteren Generation von Geologen hätte es ohne weiteres nahegelegen, die Frage im ersten Sinne zu beantworten. Mit den Fortschritten der Lehre vom Metamorphismus ist man gegen stratigraphische Folgen krystalliner Schiefer mißtrauisch geworden; aber auch noch z. B. Hammer redet in seinen älteren — freilich 20 und mehr Jahre zurückliegenden — Arbeiten von einer Gneis- und einer Phyllitformation als von etwas ganz Selbstverständlichem. Dem gegenwärtigen Standpunkt dieses Forschers entspricht dies natürlich nicht mehr; er findet sich kurz dargelegt in einer kleinen neueren Veröffentlichung (20*a*), worin der Versuch gemacht wird, an Hand von Durchbewegungs-, Krystallisations- und Intrusionsphasen zu einer zeitlichen Gliederung zu gelangen; dabei wird jedoch bezüglich der Altersfolge der Gesteine noch kein bestimmtes Schema aufgestellt. Daran anschließend, im übrigen wesentlich ausgehend von Beobachtungen in den östlichen Ostalpen, hat es nun in neuester Zeit Schwinner unternommen (124), für das gesammte ostalpine Krystallin eine stratigraphische Folge zu entwerfen; maßgebender Gesichtspunkt ist dabei in erster Linie der gesetzmäßige Verband bestimmter Gesteinsarten zu einer Serie, in zweiter die metamorphe Fazies.²

Mit Schwinner's Versuch in erster Linie wollen wir uns hier auseinandersetzen; auf Hammer's Ausführungen sei verwiesen wie es jeweils der Zusammenhang ergibt.

Schwinner unterscheidet (p. 361 ff.) eine älteste Serie I, bestehend aus sehr mächtigen und eiförmigen Schiefergneisen mit Amphiboliten und meist reichlichen Intrusionen (sauren und basischen), und eine damit vielfach verfaltete jüngere Serie II, die *a)* neben herrschenden Glimmerschiefern Marmor, Amphibolit, kohlereiche Schiefer, Graphit, darüber *b)* Quarzite, Gneisquarzite bis Paragneise enthält. Serie I liegt in der Mineralfazies der tiefsten bis (häufiger) mittleren, Serie II normalerweise in der mittleren Tiefenstufe vor; doch werden derselben auch gewisse, durch Kalkreichtum ausgezeichnete Quarzphyllitareale zugerechnet. Die große Masse der Quarzphyllite, mehrfach mit grobklastischen Bildungen sowie Grauwacken und Quarziten, und wieder mit basischen Eruptiven, aber — mindestens normalerweise — ohne Marmor und ohne Granitabkömmlinge bildet eine noch jüngere Serie III, die wahrscheinlich diskordant über I und II liegt; sie findet sich heute in der Mineralfazies der obersten Tiefenstufe und vielfach in Tektonitfazies vor. Dem Alter nach sind alle drei Serien dem eozoischen System zuzurechnen; I wird — vorläufig — mit der kalevischen, II mit der jatulischen, III mit der

¹ Innerhalb unseres Gebietes; in der Ortlergruppe (Blatt Bormio—Tonale) finden sich zonenweise reichlich Marmore im Quarzphyllit.

² Vgl. hierzu auch die neueste, nach Abschluß der vorliegenden Arbeit erschienene Publikation Schwinner's (Geol. Rundschau, 1929, a. a. O.).

jotnischen¹ Formation Finnlands verglichen, die Orogenese zwischen II und III der algomanschen gleichgesetzt. Die altpaläozoische Serie IV von Schwinner kann hier außer Betracht bleiben; sie findet in unserem Gebiet kein Analogon.

Der an und für sich schwächste Punkt des Schwinner'schen Schemas ist wohl die Voraussetzung, daß alle kalkreichen Serien gleich alt seien. Soweit die gleichen charakteristischen Begleitgesteine (z. B. reichliche Amphibolite) vorhanden sind, wird man ja nicht viel dagegen einwenden können, auch wenn der metamorphe Zustand ein verschiedener ist. Anders aber ist es, wenn diese charakteristischen Begleiter fehlen, wie z. B. bei den Marmorzügen im Quarzphyllit des Martelltales: sie etwa mit den Tonalemarmoren gleichzusetzen, erscheint aus dem angegebenen Grunde viel bedenklicher als wegen der andersartigen Metamorphose.² Doch sei zunächst von diesem Einwand abgesehen, wenn wir versuchen, wie weit wir mit der Anwendung des angedeuteten Schemas auf unser Gebiet (und seine Nachbarschaft) kommen.

Den Ausgangspunkt bildet dabei naturgemäß die Tonaleserie: sie kann nur mit der kalkführenden Serie II verglichen werden, der sie (und ebenso die Laaser Schichten der Ortlergruppe) Schwinner selbst zurechnet (p. 363). In der penninischen Nachbarschaft wäre ebendahin die Fedozserie Staub's zu rechnen (und ebenso die ihr identische Valpellineserie des Wallis), die bereits bei früherer Gelegenheit (90, p. 355) mit Schwinner's »Brettsteinzügen« (123) verglichen wurde. Aber auch die Amphibolit und Marmor führende Region von Musso-Olgiasca müßten wir wegen des letzteren Merkmals als Einfaltung von Serie II betrachten, ebenso außerhalb des von uns untersuchten Gebietes die Marmorzüge im Quarzphyllit des oberen Martelltales und des Monte Sobretta in der Ortlergruppe (vgl. dazu aber oben). Die Pejoserie stellt Schwinner selbst ebenfalls zu II (siehe oben unter *b*); auch nach unseren Beobachtungen scheint sie gegenüber der Tonaleserie keine große Selbständigkeit zu besitzen.

Mit Serie I wären in unserem Untersuchungsgebiet höchstens die Morbegnoschiefer zu vergleichen, die ja mit von Schwinner dahin gestellten Ötztaler Gesteinen³ identisch sind (vgl. p. 243), Serie III dagegen entsprächen die großen Quarzphyllitareale sowohl im S (östliche orobische Kette und Adamellogebiet) als im N (Ortlergruppe).

Hier ergeben sich nun eine Reihe von Unstimmigkeiten. Zunächst ist von einer scharfen Abtrennung, womöglich Transgression der Quarzphyllite nichts zu sehen, soweit unsere (ja lückenhaften) Begehungen ein Urteil gestatten; vielmehr weist in der orobischen Kette alles auf einen allmählichen Übergang Quarzphyllit—Granatglimmerschiefer—Staurolithglimmerschiefer—Albitknotengneis. In ganz auffallendem Parallelismus dazu folgen sich nördlich der Insubrischen Linie, dort wo die Pejoserie fehlt (westlich von Val delle Messi) Quarzphyllite, gemeine Glimmerschiefer, Granat- und Staurolithglimmerschiefer, Tonaleserie; die letztere nimmt hier die Stelle der Albitknotengneise in der obigen Reihe ein, was angesichts der Verwandtschaft der wesentlichen Vorgänge — Pegmatitisierung im einen, Albitisierung im anderen Falle — vielleicht doch mehr als eine bloße konstruierte Analogie sein dürfte. Allerdings sind die Übergänge in der zweiten Reihe zum Teil durch die jüngeren Intrusionen und deren Kontakthöfe verschleiert. Man muß sich also ernstlich fragen, ob sich die beobachteten Gesteinsunterschiede in beiden Reihen nicht zurückführen lassen auf eine schrittweise Abnahme der Metamorphose, die im einen Falle in den Albitknotengneisen, im andern in der Tonaleserie ihren höchsten Grad erreicht hätte.

Nun kommt aber noch ein sehr merkwürdiger Umstand hinzu, das ist die Verteilung der Augengneise. Solche fehlen nämlich den Zonen höher krystalliner Schiefer seltsamerweise fast ganz: im Bereiche der Morbegnoschiefer ist nur das kleine Vorkommen unter Cino⁴ bekannt; in der Tonaleserie sind zwar geringfügige Lager da und dort versteckt, einige Bedeutung erlangen sie aber nur bei Campocologno und Bianzone (wegen des Stavelgneises siehe unten). Dagegen stellen sich Augengneise sehr oft in großer Ausdehnung ein, sobald die begleitenden Schiefer sich im Zustande phyllitischer Metamorphose befinden oder sich demselben wenigstens nähern. Das ist der Fall bei den Augengneisen längs dem

¹ Neuerdings (1929 a. a. O.) geteilt: jotnisch und kambrisch.

² Aus anderen Gründen (Verwandtschaft der Laaser Schichten mit dem Schneeberger Zug beziehungsweise mit der unteren Schieferhülle der Tauern) spricht sich auch Hammer gegen eine solche Gleichstellung aus (20a, p. 153).

³ Sieht man übrigens von der Analogie mit den Ötztaler Gesteinen ab, so liegt auch einer Einreihung in eine der jüngeren Serien Schwinner's nichts im Wege.

⁴ Das übrigens wenig unter dem Verrucano der insubrischen Mulde, also innerhalb der Morbegnoschiefer wohl in recht hohem Niveau liegt!

Südrand des orobischen Krystallins und ebenso in dem Quarzphyllitgebiet auf der Ostseite des oberen Veltlins (südlich Sondalo) sowie in der Gegend des Gaviapasses. Und auch den Stavelgneis darf man hier anschließen, nicht wegen der Nachbarschaft der insubrischen Phyllite, von denen er ja tektonisch getrennt ist; aber in der Val Vermiglio ist er von den eigentlichen Tonaleschiefern durch einen schmalen Quarzphyllitzug geschieden (vgl. die Profile 2 und 5 bei Trener, 80, p. 435), und auch in der Metamorphose entspricht er den stets mit den Phylliten verknüpften muskovitischen Augengneisen (oberste Tiefenstufe!) und nicht den Biotit führenden der Tonaleserie! Auch seine Äquivalente weiter westlich sind von der eigentlichen Tonaleserie zum Teil sehr deutlich geschieden (vgl. p. 226, 227). Wegen der Auffassung dieser Beziehungen siehe p. 289/290.

Auch die von Hammer beschriebenen Augengneise der Laaser Gruppe und des Ciavalatschkammes liegen an oder nahe der Grenze von »Phyllitgneis« und Quarzphyllit (101, p. 726) und lassen sich somit hier anschließen; weiter gegen N jedoch ändern sich die Verhältnisse.¹

Weiter westlich findet sich in der unterostalpinen Combolo- (5) und Caraleserie (66) eine gleichartige Gesteinsverknüpfung wieder; und ebenso in der penninischen Malojaserie (88, p. 389f.; 5, 265); ja die Analogie mit dieser geht noch weiter, wenn Staub's Ansicht richtig ist (127), daß die Malojaserie das stratigraphische (richtiger: zeitlich voralpine, vgl. unten) Hangende der — der Tonaleserie gleichzustellenden! — Fedozserie bildet.

Diese Verknüpfung von Augengneisen und Phylliten spricht nun einerseits stark dafür, daß hier doch eine primär zusammengehörige Serie vorliegt; aber ebenso steht sie auf der anderen Seite im Gegensatz zu dem Schema Schwinner's, der ausdrücklich (124, p. 369) betont, daß Granite in die Serie III nicht mehr emporgestiegen seien und das Auftreten des Schwazer Augengneises in den Inn-taler Quarzphylliten als ein Argument nimmt, um dieselben von Serie III abzutrennen und II zuzuweisen (p. 366). Wenn wir ihm darin folgen wollen — und tatsächlich kann man sich nicht gut vorstellen, wie Granite in Masse in das Hangende von daran so gut wie freien² Serien kommen sollten —, so müssen wir alle Quarzphyllite nördlich der Insubrischen Linie ebenfalls aus Serie III streichen und südlich der letzteren wenigstens die der Westhälfte der orobischen Kette, die aber gegen die ganz gleichartigen, nur eben Augengneis freien Gesteine weiter östlich bloß durch einen willkürlichen, wenig befriedigenden Strich abgegrenzt werden könnten. Nur die letzteren könnten bei Serie III verbleiben; alle anderen krystallinen Schiefer unseres Gebiets wären zu II zu stellen. Damit scheint aber für dieses die Schwinner'sche Gliederung ziemlich gegenstandslos.

Ein Ausweg böte sich, wenn wir annehmen dürften, daß sich die Zusammensetzung von Serie III von den Gebieten im O der Alpen, die für Schwinner's Aufstellung vor allem maßgebend waren, gegen W ändert: daß hier reichlich Granitgneise in diese oberste Serie eintreten. Aber ihr merkwürdiges Zurücktreten in den höher krystallinen Morbegno- und Tonaleschiefern — die doch von der Granit-intrusion ebenso betroffen sein sollten wie die stratigraphisch höheren Phyllite — bleibt auch damit unerklärt; es sei denn, daß wir in jenen Gneisen umgewandelte porphyrische Ergüsse erblicken wollen. Hammer hat für eine solche Auffassung mancher Vorkommen Argumente beigebracht (105); ihrer Verallgemeinerung steht jedoch als schweres Hindernis gegenüber, daß die leicht kenntliche Porphyroidstruktur normalerweise auch in Resten nicht mehr auftritt.

Es bleibt also nur noch eine Möglichkeit, nämlich anzunehmen, daß gelegentlich einer zeitlich voralpinen (herzynischen oder — vielleicht wahrscheinlicher — noch älteren?) Gebirgsbildung eine Umkehrung der ursprünglichen Lagerungsverhältnisse auf große Erstreckung zustande kam, welche die Granitgneise über die daran armen (heute) tieferen Serien gebracht hat; und daß die Verschiedenheiten der Metamorphose durch die Stellung in diesem alten Gebirgsbau zu erklären sind, sei es, daß die Phyllite zum großen Teil Produkte einer rückschreitenden Metamorphose sind (gelegentliche Anzeichen

¹ Ebenso schon in unserem Gebiete südlich der Val Morobbia, wo eine Reihe von Augengneislageren in teilweise stark krystallinen Glimmerschiefern liegen; vgl. p. 212. Dieselben sind zwar wahrscheinlich Vertreter von Quarzphylliten in andersartiger Metamorphose, doch ist uns jene Gegend zu wenig bekannt, um darüber mehr als Vermutungen äußern zu können. Sie bleibe hier außer Betracht.

² Selbstverständlich ist dabei abgesehen von nicht in Augengneis verwandelten Graniten wie den obenerwähnten jüngeren Durchbrüchen oder auch dem Daziogranit (5, p. 307, und oben p. 17) und den Graniten des Monte Polinar und der Cima Ventignana in den Südostausläufern der Ortlergruppe (Hammer, 19).

einer solchen sind ja nach Hammer bekannt), sei es, daß die Metamorphose auch der heute tieferen Serien damals erst zustande kam. Mit einer solchen Annahme stünden die Lagerungsverhältnisse im N der Tonalelinie gut im Einklang. die pegmatitdurchtränkte Tonaleserie als tiefstes Glied, darüber die Staurolithglimmerschiefer usw., zuoberst die Phyllite mit ihren Granitgneisen, aber diese Folge wäre keine stratigraphische, sondern eine tektonische! Dabei bleibt es vorerst ganz unentschieden, wohin tektonische Kontakte zu legen wären, die ja durch die (gleichzeitige oder spätere) regionale Umkrystallisation — in den tieferen Serien ist ja präkrystalline Durchbewegung vielfach nachweisbar — überdeckt sein müssen. Südlich der Insubrischen Linie läßt sich ja eine gleichartige vertikale Gesteinsfolge im voralpinen Bau nicht mehr unmittelbar erkennen; wahrscheinlich ist aber auch dort, daß die Augengneise (und die mit ihnen verknüpften Phyllithorizonte) ein höchstes Niveau einnehmen, denn wie wäre sonst ihre merkwürdige Konzentrierung an der Grenze gegen die permisch-mesozoischen Deckschichten (die ja nicht als reine Überschiebung des ältesten Gliedes über das jüngste, sondern mehr als zerrissene Überfalte oder überschobene Flexur zu deuten ist) zu erklären?¹ Die Staurolithschiefer, Albitknotengneise usw. der Morbegnoschiefer hätten also auch dort im voralpinen Bau ein tieferes Niveau eingenommen.

Der vorstehende Deutungsversuch läßt also die Möglichkeit offen, daß große Teile der heute durch verschiedenartige Metamorphose getrennten Serien tatsächlich stratigraphisch äquivalent sind: z. B. die Marmore der Tonaleserie jenen von Musso-Olgiasca oder in den Laaser Schichten (Staurolithschieferfazies!), ebenso, wenn man will (vgl. dazu aber oben!), jenen in den Quarzphylliten, z. B. des oberen Martelltals und der Val Furva. Andererseits ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß heute einheitlich erscheinende Serien tatsächlich komplexer Natur sind, so wenig verlockend auch zumeist eine derartige Annahme aussieht. Erklärt wird die »Wurzellosigkeit« der in den Quarzphylliten gehäuften Orthogneise; und auch noch weitere Eigentümlichkeiten der letzteren werden verständlich, die bisher zu vielem Rätselraten Anlaß gegeben haben; die fast ausnahmslos konkordante Einschaltung in den Phylliten, das Fehlen einerseits von Intrusivkontakten, andererseits von Anzeichen sedimentärer Aufbereitung der Granitgneise — alles das erklärt sich leicht, wenn wir es hier mit einem alten Bewegungshorizont großen Stils zu tun haben. Die notwendige Folge muß sein, daß wir auch mikroskopisch die Spuren dieser Durcharbeitung werden finden müssen, nicht nur in den Granitgneisen (wo sie ja auf der Hand liegen, schon in Gestalt der Augentextur), sondern auch in den begleitenden Phylliten usw., wo man Hammer's Angabe von kräftiger nachkrystalliner Durchbewegung (20a) darauf beziehen kann.

Die angedeutete Lösungsmöglichkeit ist uns erst während der Niederschrift der Arbeit in den Sinn gekommen; wir hatten also keine Gelegenheit mehr, sie im Gelände zu prüfen. Vorläufig muß sie Hypothese bleiben.

Mit dem Schwinner'schen Schema, um auf dieses zurückzukommen, ist sie nicht gar so schlecht vereinbar. In seinem Sinne hätten wir Serie I höchstens in den »überschobenen« Granitgneisen und begleitenden (»diaphthoritischen«) Schiefen; Serie II in den marmorreichen Komplexen (Tonaleserie usw.); Serie III in den großen Massen der einförmigen Quarzphyllite und Glimmerschiefer. An Hilfsannahmen wird dabei, außer solchen, die auch Schwinner machen muß, nur eine neue eingeführt: die große »post-quarzphyllitische« Orogenese und begleitende Metamorphose, mit der auch die Pegmatitisierung in der Tonaleserie — ebenso die Albitisierung in den Morbegnoschiefern — zusammenhängend zu denken ist. Diese Hilfsannahme allein ist aber imstande, für unser Gebiet das Schwinner'sche Schema anwendbar zu machen.

Ein ungelöstes Problem bleibt dabei die Beschränkung der Pegmatite in der Tonalezone auf die reichlich marmor- und amphibolitführende Serie. Nicht die Erscheinung meinen wir, daß häufig Pegmatit-schlieren und -knödel in Marmor anzutreffen sind, ohne daß sich in den benachbarten Schiefen Entsprechendes nachweisen läßt: sie ist vermöge der ausfallenden Wirkung des Kalks auf saure Dämpfe (V. M. Goldschmidt) leicht verständlich (vgl. 5, p. 302; 62). Aber auch in viel größerem Maßstabe besteht ein Zusammenhang: die großen Pegmatitgänge sind stets an die Nachbarschaft von Marmorlagern geknüpft. Das sieht man am besten in Valle delle Messi, wo ja stets beide Gesteine die verschiedenen Wiederholungen der Tonaleserie kennzeichnen (vgl. p. 261f.). Übrigens gilt das nicht auch umgekehrt:

¹ Auf den Granit von Val Sassina bezieht sich das Gesagte nicht; er ist mit seinen schönen Kontakterscheinungen (55, p. 256) und seinem tektonisch meist unverletzten Gefüge sicher als späterer, wenn auch nach unserer Auffassung immer noch vorpermischer Durchbruch gekennzeichnet.

Marmore ohne Pegmatit gibt es schon bei Musso und nördlich außerhalb unseres Gebiets in großer Menge (Val Furva, Martelltal usw.); und auch für die Pegmatite gilt es außerhalb der Tonaleserie nicht mehr: schon bei Sondalo treten sie ohne Marmore auf (hier allerdings ziemlich wahrscheinlich viel jünger; vgl. 8) und in der Ortlergruppe noch mehrfach.

Eine auffallende Tatsache verdient hier noch vermerkt zu werden: daß nämlich Pegmatite und Staurolithführung der Schiefer sich gegenseitig so gut wie ausschließen. Abgesehen ist dabei von vereinzelt sehr spärlichen Pegmatitäderchen, wie sie aus den Morbegnoschiefern schon früher (5, p. 297) erwähnt wurden und wie sie auch in den Staurolithschiefern der Val Camonica ab und zu vorkommen; beiderorts werden sie häufiger durch Quarzadern und -schlieren vertreten. (Ebenfalls abgesehen ist natürlich von den jüngeren Pegmatitgängen von Olgiasca usw., zu denen vielleicht auch manche der Adern in Val Camonica — als Gangfolge der p. 256 f. besprochenen Intrusivmassen — gehören mögen.) Nach den Beobachtungen Hammer's (20a) ist das angegebene Verhalten nicht auf unser Gebiet beschränkt, sondern besteht ganz gleichartig im Bereiche der Laaser Serie; es scheint sich demnach um eine Erscheinung von weiterer Verbreitung zu handeln. Die Vermutung aber, die der genannte Forscher daran knüpft, daß die Bildung der Staurolithporphyroblasten älter als die Pegmatitphase wäre, vermögen wir nicht zu unterschreiben; es ist geradeso gut möglich, daß beide gleich alt sind und die Staurolithfazies dort zur Ausbildung kam, wo die Pegmatite nicht mehr (oder nur mit ihren letzten Ausläufern) hindrangen. Das würde ganz in der Richtung unserer Arbeitshypothese bezüglich des Zusammenhangs der Metamorphose in den verschiedenen Schiefergruppen liegen.

4. Tektonik und Metamorphose.

Bei früherer Gelegenheit wurde angeführt (5, p. 357 f.), daß die Metamorphose zu krystallinen Schiefen in den ostalpinen Wurzelzonen des Veltlins ein Vorgang ist, der mit der kretazisch-tertiären, alpinen Gebirgsbildung nichts zu tun hat, sondern wesentlich älter sein muß, spätestens der herzynischen Gebirgsbildung zugeschrieben werden kann. Wogegen die alpine Gebirgsbildung in den krystallinen Gesteinen Mylonitisierung und regressive Ummineralisation hervorbringt, nicht in regionaler Verbreitung, sondern beschränkt im wesentlichen auf tektonisch stärker beanspruchte Zonen, und in den Sedimenten progressive Neubildungen auf eine geringfügige Serizitbildung in tonhaltigen Gesteinen und geringfügige Umkrystallisation mancher Kalke beschränkt sind, während die Dolomite ausschließlich¹ durch Zerbrechen reagieren.

Dieses Bild ist durch die Fortführung der Untersuchungen im wesentlichen bestätigt worden, mit einer kleinen Einschränkung: es hat sich nämlich gezeigt, daß Rekrystallisationsvorgänge, vor allem am Quarz, in mechanisch deformierten Gesteinen immerhin vorkommen. Sowohl an der Insubrischen Linie selbst, wo solche vom Stavelgneis erwähnt wurden (p. 253) als auch im Bereich der Berninawurzel, wo manche Schiffe von dem auf solche Dinge jetzt besser als vor 15 Jahren geschulten Auge als typische »Blastomylonite« (Sander) erkannt wurden. Wir sind indessen leider für jetzt nicht in der Lage zu entscheiden, wie groß die Bedeutung dieser Vorgänge für unser Gebiet ist.

Auch die (progressive) Serizitneubildung spielt vielleicht eine etwas größere Rolle als die Ausführungen a. a. O. ihr zuerkennen. Nicht im Mesozoikum, aber im Verrucano, in dem sie merkwürdigerweise wesentlich stärker ist: das zeigen die Serizitschiefer, Serizitquarzite, serizitischen Konglomerate von Dubino und der Valle S. Jorio (unter den Serizitschiefern allerdings verstecken sich vielleicht noch mehr ausgewalzte Quarzporphyre, wie sie von Dubino bekannt sind; vgl. p. 221).

Für die Umformung unmittelbar an der Insubrischen Linie ist charakteristisch die sehr weitgehende, rein mechanische Zertrümmerung aller Gesteine zu einem nicht oder fast nicht verbundenen Pulver, das an der — stets wasserführenden! — Oberfläche als grauer oder weißer »Ton« in die Erscheinung tritt. Von der Judikarienlinie kennt man Ähnliches. Diese Art der Gesteinszerreibung — die übrigens nie mehr als ein paar Meter Gesteins betroffen hat — darf möglicherweise als Hinweis auf zeitlich junge, bereits recht oberflächennah erfolgte Bewegungen betrachtet werden.

In voller Schärfe bestehen bleibt der Gegensatz zwischen dem schwach oder gar nicht metamorphen Mesozoikum — manche Gesteine, wie der Buntsandstein oder Gutensteiner Dolomit des Joriozuges, sind in nichts von solchen aus den Nordalpen zu unterscheiden! — zu dem stark metamorphen

¹ Die verbreitete zuckerkörnige Beschaffenheit mancher Dolomite hat natürlich mit Metamorphose nichts zu tun, sonst müßten ja auch in den nördlichen wie in den südlichen Kalkalpen viele Dolomite metamorph sein!

Altkrystallin, das sie umgibt, die Quarzphyllite natürlich eingeschlossen; deren verbreitete Biotitführung zeigt ja schon eine sehr wesentlich über alles im insubrischen Mesozoikum Beobachtete hinausgehende Metamorphose an. Von einem Zusammenwerfen der mesozoischen Kalke und Dolomite mit den alten Marmoren der Tonalezone oder von Musso und von Olgiasca kann auf keinen Fall die Rede sein.

Ebenso bleibt aber auch der andere Gegensatz in voller Schärfe bestehen: zwischen dem nicht oder nur schwach metamorphen Mesozoikum an der Insubrischen Linie und dem ganz wesentlich stärker umgewandelten der penninischen Wurzelzone; auch auf diesen Gegensatz wurde bereits a. a. O. (5) und auch von Spitz (62) hingewiesen. Zunächst gilt dies von der Gegend von Val Malenco, von wo die Trias- und Liasgesteine der Margnadecke zum Teil in ganz geschlossenem Zuge bis ins Engadin verfolgt werden können, so daß Zweifel an ihrem mesozoischen Alter nicht möglich sind, auch abgesehen von dem lithologischen Bestand. Bezüglich der Marmorzüge der Gegend von Bellinzona ist zugegeben, daß man zunächst verschiedener Meinung sein kann, und auch uns ist das mesozoische Alter mancher von ihnen (Tabio) noch nicht über jeden Zweifel erhaben.

Dagegen geht Heritsch nach unserer Ansicht viel zu weit, wenn er (27, p. 162) den Marmor von Castione wegen seiner granitisch-pegmatitischen Durchhäderung und seiner Kalksilikate mit den Tonalemarmoren zusammenwerfen will. Es wurde schon bei früherer Gelegenheit (6) angedeutet, daß die granitisch-pegmatitische Durchhäderung in der Gegend von Bellinzona nach O lückenlos zu verfolgen ist bis an den Rand des Disgraziamaassivs und sich mit diesem verknüpft: sie ist also jung. Dem entspricht auch die Beschaffenheit dieser Gänge, die von tektonischen Bewegungen nicht oder verhältnismäßig wenig gelitten haben; das haben alle Beobachter von Klemm (30) und Gutzwiller (17) bis R. Staub (65) und neuestens Kündig (110) hervorgehoben. Sie stehen in starkem Gegensatz zu den fast durchwegs stark laminierten, oft gänzlich verschieferten Tonalepegmatiten, ein Gegensatz, der sich übrigens vielfach auch mineralogisch ausprägt, worauf kürzlich an anderer Stelle hingewiesen wurde (8). Diese Eruptiva sind also kein Grund, um den von ihnen durchsetzten Sedimenten ein vormesozoisches Alter zuzuerkennen; und wir können den Marmor von Castione ruhig dahin einreihen, wohin er seinem lithologischen Bestand nach gehört, wenn wir die Veränderungen durch Kontaktmetamorphose (im weitesten Sinne) in Abrechnung bringen. Das scheint aber wirklich am ehesten das penninische Mesozoikum zu sein.

Daß diese Verschiedenartigkeit der beiderseitigen Metamorphosen nicht unter den gegenwärtigen Lagebeziehungen der beiden Zonen — in gleicher Höhe nebeneinander in einem Abstand von nur wenigen Kilometern — zur Ausprägung gekommen ist, dürfte klar sein, wenigstens soweit keine Intrusionsvorgänge daran beteiligt waren: also z. B. in Val Malenco. Für die Metamorphose der dortigen Margnadecke ist Umprägung unter ganz wesentlich höherer Belastung und bei höherer Temperatur anzunehmen als für das ostalpine Wurzelgebiet, und besonders für die Gegend um die Insubrische Linie. Die nachträgliche Steilstellung der Wurzeln, wie sie zumeist angenommen wird, erscheint auch ungenügend zur Erklärung der Verhältnisse: denkt man sie sich rückgängig gemacht, so kommt man für das oberste penninische Mesozoikum, den Zug von Portola—Valdone—Pra Isio (5, p. 335 f.) zu einer Überdeckung von zirka 4 km. Unter einer solchen ist aber eine krystalloblastische Metamorphose noch lange nicht zu erwarten, nach allem, was wir von anderwärts wissen, beziehungsweise vermuten können. Es bleibt uns also die Möglichkeit, anzunehmen, daß im Zusammenhang mit der Steilstellung oder nach derselben die Mächtigkeit des betroffenen Gesteinspakets sich verringert habe; und wir werden bald sehen, wie ein solcher Vorgang mit den Bewegungen an der Insubrischen Linie in Verbindung zu bringen ist.

5. Beziehungen zur Morphologie.

Bereits einleitend wurde hingewiesen auf das auffällige Zusammengehen der Insubrischen Linie mit der großen Längstalfucht: Sulzberg—Tonale—Obere Val Camonica—Apricapaß—Unteres Veltlin—Passo S. Jorio—Unteres Tessintal. Der Parallelismus ist so ausgeprägt, daß der Gedanke einer ursächlichen Verbundenheit sich von selbst aufdrängt.

Will man sich dieselbe so vorstellen, daß die Erosion der durch die tektonischen Bewegungen geschaffenen Zone geminderter Widerstandsfähigkeit der Gesteine nachtastend die Täler geschaffen habe, so steht man jedoch vor einem großen Hindernis: daß nämlich die Insubrische Linie mit ganz seltenen Ausnahmen gar nicht in den Sohlen der Täler, beziehungsweise Paßfurchen austreicht — zum Glück für die Erkenntnis der Tektonik! —, sondern irgendwo auf den Gehängen darüber; ja auf einer Strecke (Apricapaß) läuft sie geradewegs über den nördlich der Tiefenlinie aufragenden Gipfel des Monte Padrio. Die angedeutete Erklärung ist also nur für die kleinen Gräben und Bachfurchen brauchbar, die recht häufig unmittelbar auf dem Ausstreichen der Dislokation eingeschnitten sind, keineswegs aber für die großen Täler.

Was nun aber die andere, noch immer manchmal gehörte, aber — wenigstens unter dem Klima Mitteleuropas — wohl nur in den allerseltensten Fällen zutreffende Erklärung »tektonischer Täler« betrifft: daß nämlich deren Eintiefung das unmittelbare Werk der tektonischen Verstellung der Erdoberfläche sei, so steht es damit nicht besser: auch sie wird durch die angedeutete Tatsache widerlegt, daß es sich wohl um Parallelismus, aber nicht um Zusammenfallen zwischen Talfurchen und Insubrischer Linie handelt. Dabei sind jene nicht einmal immer auf derselben Seite der letzteren eingeschnitten: in der untersten Val Morobbia auf der Nordseite, dann bis Incudine auf der Südseite, endlich längs der oberen Val Camonica und der Val di Sole wieder auf der Nordseite. Besonders beweisend auch gegen diese Annahme scheinen uns wiederum die oben vermerkten Verhältnisse am Monte Padrio.

Der Zusammenhang liegt also nicht so einfach. Um ihn aufzufinden, kommt uns eine Analogie trefflich zu statten. In den österreichischen Ostalpen hat sich nämlich mit aller Sicherheit ergeben, daß in all den großen, durch Einlagerung miozäner (und z. T. alttertiärer) Schichten ausgezeichneten Längstälern: Inntal, Salzach-Ennstal, Mur-Mürztal, Drautal, jene Schichten nicht etwa in den Tälern, so wie sie heute sind, abgesetzt wurden; sondern es handelt sich überall um die Reste einst viel weiter ausgedehnter Tertiärdecken, die tektonisch eingesenkt (zum Teil sogar überschoben) und eben dadurch vor der Wiederabtragung geschützt wurden, ja es sind vielerorts Anzeichen dafür bekanntgemacht worden, daß diese Bewegungen bis ins Diluvium, vielleicht sogar zum Teil bis in die Gegenwart andauern.¹ Die heutigen Längstäler aber folgen diesen Einsenkungszonen, durch die ihr Verlauf vorgezeichnet worden ist. In unserem Längstalzug findet sich nun, soweit wir heute wissen, zwar nirgends eine Spur von tertiären Schichten; aber seiner ganzen Situation nach ist er das genaue westliche Gegenstück² zu einem der oben genannten Täler, nämlich zum Drautal (vgl. dazu auch p. 294). Und es scheint uns folglich der Analogieschluß — wie ihn ähnlich W. Schmidt (119a) gezogen hat — nicht zu gewagt, daß auch dieser Längstalzug in gleicher Weise tektonisch angelegt worden ist: durch Einbiegung einer alten, wenig modellierten Oberfläche, welche der Erosion die Wege gewiesen hat.

Ob wir in der heutigen Landschaft noch Spuren dieses Vorgangs finden? Man könnte auf die Vermutung kommen, in der geringen Gipfelhöhe des Monte Padrio und seiner Umgebung (2151 *m*) zwischen den viel höher aufragenden Berggruppen im S (2600 bis 2700 *m*) und im N (2700 bis 3000 *m*) seine Wirkung zu suchen, etwa in den zugerundeten Gipfelformen des Monte Padrio, der sanften Südabdachung des Motto delle Scale Reste der eingebogenen Oberfläche selbst zu erblicken. Wir möchten dies indessen vorläufig nur als Möglichkeit³ andeuten, die vielleicht einmal durch künftige genauere morphologische Forschung ihre Bestätigung finden wird. Sicher ist jedenfalls, daß in der Gegend des Passo San Jorio eine derartige Einmuldung nur in ganz geringem Ausmaß — Gipfelhöhe südlich 2000 bis 2200 *m*, nördlich 2200 bis 2300 *m*; Paßsenke 1959 *m* — angedeutet ist, so gering, daß man kaum eine tektonische Einwirkung darin suchen wird, zumal auf dem Paßgrat auch auffällige alte Flächenreste fehlen. Aber es ist schließlich nicht nötig — auch nicht wahrscheinlich — daß der Betrag der Einmuldung überall der gleiche gewesen ist.

Ein Zug des heutigen Landschaftsbildes, das sich sehr gut auf die letztere zurückführen läßt, ist das Talnetz der orobischen Kette: die große Anzahl paralleler Gerinne, die nordwärts zum Veltlin abfließen, entspricht ganz dem Bilde, das wir uns von der Entwässerung auf einem in dieser Richtung abfallenden Gehänge machen müssen. Auch in dieser Hinsicht besteht ein genaues Gegenstück im O, südlich der Drautalfurche, in der gleichartigen Entwässerung der Karnischen Kette.

Wir dürfen also mit einiger Wahrscheinlichkeit eine tektonisch entstandene Senke als Ausgangsform unserer Längstäler annehmen. So wie sie heute vorliegen aber, sind diese rein das Werk der Erosion, der diese Senke als Angriffspunkt diente.

¹ Man vergleiche unter anderem die neueste Zusammenstellung solcher Erscheinungen in den nördlichen Ostalpen von Wehrli (132; dort viele weitere Literaturangaben) sowie die Ausführungen von Stiny über die Geschichte des Millstätter Sees (129a).

² Abgesehen davon, daß die Verhältnisse im Drautal etwas komplizierter zu liegen scheinen, unter anderem durch eine parallele zweite Tiefenzone im Gailtal. Näher darauf einzugehen ist hier nicht am Platze.

³ In der morphologischen Arbeit von Saragat (60) ist dieselbe begreiflicherweise nicht berücksichtigt — konnte doch dem Autor weder die genauere Tektonik der Gegend bekannt noch die modernen Gesichtspunkte des Zusammenspiels von tektonischer und morphologischer Entwicklung (die ja im wesentlichen erst seither herausgearbeitet wurden) geläufig sein.

Die Beziehungen zur Insubrischen Linie sind nun in der Weise zu deuten, daß im engen Anschluß an sie¹ die genannte Senke zur Ausbildung kam als ein Wiederaufleben der Bewegungstendenz, welcher jene diene, wie sich zeigen wird (p. 286). Ob dabei die Insubrische Linie selbst noch als Bewegungsfläche in Funktion trat, ist nicht sicher erweisbar. Man mag versucht sein, die größere Erhebung des Gebirges im N in Zusammenhang zu bringen mit einer »Stufung der Gipfflur« (vgl. 122) an einer Bewegungsfläche — das könnte nur eben die Insubrische Linie sein. Auffallend aber ist jedenfalls, daß sowohl der Bernina- wie der Ortlergruppe im S ein recht ausgedehntes Bergland unmittelbar vorliegt, mit wesentlich geringerer Gipfelhöhe (2800 bis 3300 *m*; ganz übereinstimmend mit den Grosinaalpen zwischen beiden Gruppen!), die gegenüber den Bergen südlich der Insubrischen Linie keinen nennenswerten Unterschied mehr zeigt, im O (Val Camonica) sogar darunter bleibt. Und dabei sind gerade in diesen Ausläufern der beiden genannten Hauptgruppen einzelne wunderschöne Reste alter Oberflächen auf Gipfeln erhalten: Cima Monticello in Val Cané, 3177 *m*; Pizzo Calino² in Val Fontana, 3040 *m* — vielleicht noch einige andere; sie zeigen, daß man dort mit einiger Wahrscheinlichkeit die Gipfflur als Erbe einer ehemaligen Landfläche mit ziemlich schwachem Relief auffassen darf.³ Für eine Verstellung derselben gegenüber dem Gebirge im S bleibt also kein großer Spielraum mehr übrig. Auch westlich des Comersees besteht kein solcher: die Stufung der Gipfflur beiderseits des Passo S. Jorio beträgt kaum 200 *m* (vgl. oben) — ein Betrag, der keineswegs tektonisch bedingt sein muß. Wenn also im Zusammenhang mit der Einbiegung des Längstalzuges an der Insubrischen Linie eine Verschiebung noch erfolgt ist, so ist diese unbedeutend gewesen — sicher nur ein ganz kleiner Bruchteil der Gesamtbewegung, der jene gedient hat.

6. Die Deutung der Insubrischen Linie.

Mannigfache Deutungen sind der Insubrischen Linie im Laufe der Zeiten beigelegt worden, die im folgenden kurz besprochen werden sollen. Sie lassen sich im wesentlichen auf eine Reihe einfacher Vorstellungen zurückführen. Es sind dies *a*) die Deutung als gewöhnlicher Senkungsbruch, *b*) die »Narbenhypothese«, *c*) die Auffassung als Überschiebung gegen N, *d*) als solche gegen S, endlich *e*) als Trennungsfläche zwischen horizontal gegeneinander bewegten Gebirgstteilen.

Mit dieser Aufzählung ist auch die Anzahl der denkbaren Deutungsmöglichkeiten tatsächlich erschöpft: sie umfaßt alle Beziehungen, die zwischen zwei durch eine steilstehende Dislokationsfläche getrennten Gebirgsstücken überhaupt bestehen können. Eine von ihnen — allenfalls eine Kombination von mehreren — muß also der Wirklichkeit entsprechen.

a) Die Deutung als gewöhnlicher Senkungsbruch.

war den primitiven tektonischen Vorstellungen des vorigen Jahrhunderts naturgemäß die einzig angemessene. Sie findet sich vor allem bei Diener (15, p. 138 f.), der die Ivreazone und ihre über Bellinzona gesuchte Fortsetzung als eingesenkten, beiderseits von Brüchen eingefassten Streifen der Erdkrinde betrachtete; auch Salomon sah in der Tonalezone einen Grabenbruch (55). Nach dieser Ansicht wäre an der Insubrischen Linie der nördliche Flügel als gesenkt zu betrachten. Aber auch die entgegengesetzte Anschauung, daß der Südflügel gesenkt sei, ist in der Literatur vertreten, in der bekannten Hypothese vom Rüksinken der Dinariden gegenüber den Alpen, sowohl ohne vorherige Überschiebung der letzteren (»Peridinarischer Randbruch«, Salomon⁴) als mit einer solchen kombiniert (Termier, 131).

¹ Im Sinne einer von Schwinner geäußerten Auffassung (123, p. 157) könnte man eine viel weiter zurückreichende Kontinuität der Entwicklung annehmen wollen, auf Grund des Parallelismus zwischen dem »Brettsteinzug« (algonkische Synklinale nach Schwinner) der Tonalezone und den heutigen Längstälern. Dazu ist zu bemerken, daß die Tonalezone wohl nicht die Rolle einer algonkischen Synklinale, sondern wahrscheinlich die einer alpinen Antiklinale spielt (vgl. p. 290), soweit sie nicht (vom Puschlav gegen W) für sich allein eine Decke in Wurzelstellung bildet.

² Herr Prof. A. Corti machte mich vor Jahren auf die merkwürdige Gestaltung dieses Gipfels aufmerksam, der allseitig steil abfallend auf seinem Scheitel eine fast kraterförmige Vertiefung trägt.

³ Das soll gelegentlich in anderem Zusammenhang näher begründet werden.

⁴ Während des Druckes erschien die neueste Arbeit von Salomon: Epirophorese, Teil I; Sitzungsberichte der Heidelberger Akademie der Wissenschaften, mathem.-naturw. Kl., 1930/6. Darin spricht der Autor die Vermutung aus, daß die Tonalelinie die »Synaphie«, d. h. die Schweißstelle, der aneinandergerückten eurasischen und afrikanischen Kontinentalmasse darstelle. Es ist leider nicht möglich, auf diese neuartige Ansicht hier einzugehen; nur so viel sei bemerkt, daß die unter *b* vorgebrachten Gründe auch gegen sie eingewendet werden können.

Die heute erlangte Kenntnis der Erscheinungen an der Insubrischen Linie und der krystallinen Gesteine beiderseits erlaubt uns die erste dieser Deutungen ohne lange Diskussion abzulehnen; denn ein eingebrochener Streifen jüngerer Schichten liegt in der Tonalezone eben sicher nicht vor: es besteht kein Anlaß, ihre krystallinen Gesteine für jünger zu halten als die der Umgebung; im Gegenteil befindet sich die eingesenkte Trias auf der anderen (Süd)-Seite der Hauptdislokation. Das Bild eines Bruches mit gesenktem Südflügel kommt also der Wahrheit schon näher. Da aber auf dem größten Teil der bekannten Erstreckung ersichtlich der Süd- unter den Nordflügel steil einfällt, die Bewegung auch zum überwiegenden Teil den Strukturflächen der Gesteine parallel erfolgt ist, sagt uns die Bezeichnung »Bruch« gar nichts darüber aus, welcher Art jene gewesen ist, und ist nur dann statthaft, wenn man mit »Bruch« überhaupt jede Fläche anomalen Kontakts bezeichnet — was man unseres Erachtens allerdings besser nicht tut. Um einen Bruch im eigentlichen, engeren Sinne — mit Einfallen der Bruchfläche nach der gesenkten Seite — genetisch ausgedrückt, um einen Zerrungsbruch, handelt es sich nach dem Gesagten in unserem Falle sicher nicht.

b) Die Narbenvorstellung.

Unter dieser Bezeichnung seien die verschiedenen Hypothesen zusammengefaßt, die ein Aneinanderschweißen zweier einander mehr oder minder fremder Gebirge annehmen; das ist vor allem die bekannte »alpin-dinarische Grenze« von Sueß (wenngleich an einer Stelle, 73, III/2, p. 229, Sueß von der Möglichkeit weitgehender unterirdischer Überdeckung der Alpen durch die Dinariden spricht, er somit vielleicht mit noch mehr Recht bei den Vertretern der folgenden Gruppe eingereiht werden könnte). Es gehören dahin weiter C. Schmidt's (118) und Zyndel's (82) Annahme, daß an der »alpin-dinarischen Grenze« die Wurzeln der höheren alpinen Decken durch Ausquetschung verschwunden seien. Ihr folgt im wesentlichen auch Kober (30) und neuerdings Jenny (28) wenigstens teilweise.

Auch von diesen Vorstellungen ist zu sagen, daß sie einer genaueren Kenntnis der Tatsachen nicht standhalten. Ein Grund zur Annahme großer Ausquetschungen liegt — innerhalb des hier betrachteten Teilstückes der Insubrischen Linie — nicht vor; die Wurzeln der alpinen Decken lassen sich nördlich von ihr sehr wohl auffinden. Die krystallinen Gesteine zu beiden Seiten der angeblichen Dinaridengrenze zeigen — in dem uns beschäftigenden Abschnitte — nahe Verwandtschaft, zum Teil vollkommene Übereinstimmung, wie schon vielfach — von Hammer (2), Trener (80), Spitz (62), Repossi (51), Cornelius (5) und anderen — hervorgehoben; ein Umstand, dessen Bedeutung allerdings dadurch abgeschwächt werden mag, daß ganz gleichartige krystalline Serien innerhalb und zum Teil auch außerhalb der Alpen immer wiederkehren. Und überhaupt besteht zwischen nördlichen und südlichen Ostalpen durchaus kein derartiger Gegensatz im Baumaterial, daß es nötig wäre, einen so scharfen Trennungstrich zwischen beiden zu ziehen (der Gegensatz beider gegenüber der helvetischen oder penninischen Zone ist viel größer!) und sie ganz verschiedenen Gebirgen zuzuweisen.¹

Wir werden später sehen, bis zu welchem Grade die Narbenvorstellung vielleicht doch einen berechtigten Kern enthält.

c) Die Auffassung als Überschiebung gegen N

ist, vorbereitet durch Termier und E. Sueß, vor allem durch R. Staub ausgearbeitet worden (65, p. 35; 70, p. 147); Alb. Heim (22, p. 692) und Cadisch (87) haben sie angenommen. Bei ihr müssen wir etwas länger verweilen — steht sie doch heute im Brennpunkt des Interesses.

Staub geht aus von der sichergestellten Verbindung der unterostalpinen Decken mit ihrer Wurzel, der Zone von Brusio. Folgerichtig sucht er in der nächstsüdlichen Zone, d. h. in den Tonaleschiefern, die Wurzel der nächsthöheren, der mittelostalpinen Deckengruppe; und tatsächlich kommt der im unteren Puschlav direkt zu beobachtende Übergang von Wurzel zur Decke dieser Deutung entgegen. Demnach bleibt aber für eine Wurzel der höchsten, oberostalpinen Deckengruppe kein Platz mehr nördlich der Insubrischen Linie; also sucht sie Staub südlich der letzteren, indem er die oberostalpinen krystallinen Massen, Silvretta und Ötztaler Masse, mit der orobischen Kette verbindet. Die oberostalpinen Decken werden ihm somit zu der nördlichen, auf die Alpen überschobenen Fortsetzung der »Dinariden« selbst.

¹ Über die seinerzeit von Kober gemachte Annahme einer fortlaufenden Injektion der »Narbe« mit Tonalit (109, Profile auf p. 190/191) ist kein Wort mehr zu verlieren: ein solches Bild bietet sie an keinem Punkte der von uns untersuchten Strecke (vgl. auch 120).

Soweit ist alles klar und logisch. Und als eine Stütze dieser Auffassung kann es gelten, daß wenigstens eine sehr charakteristische Gesteinsserie beiderseits in zunächst identisch scheinender Ausbildung wiederkehrt: nämlich die Morbegnoschiefer mit ihren staurolith- und disthenführenden Glimmerschiefern und Albitknotengneisen; die Übereinstimmung wird noch größer als früher (90) angenommen durch den damals unberücksichtigt gebliebenen Andalusitfund Reposi's in Quarzlinzen bei Musso (48). Andererseits haben allerdings die eingehenden Untersuchungen von Streckeisen (130) im Flüelagebiet eine ganze Reihe von Erscheinungen zutage gefördert, zu welchen wir bisher kein Gegenstück anführen können: so das Auftreten von Andalusit und Sillimanit als Gesteinsgemengteile, den zum Teil basischeren Charakter der Feldspatporphyroblasten und deren parakrystalline Drehungen; dabei ist allerdings zu berücksichtigen, daß eine petrographische Bearbeitung unserer Gesteine von gleicher Gründlichkeit nicht vorliegt und mithin noch mit gleichartigen Entdeckungen gerechnet werden muß; aber sicher ist, daß z. B. die Andalusitquarzlinzen im Silvrettamassiv unverhältnismäßig häufiger sind. Doch mögen diese Abweichungen alle als unwesentlich gelten.¹ Auch die Quarzphyllite der Edoloschiefer finden in den Landecker Phylliten² ein Analogon; aber das besagt wenig angesichts der weiten Verbreitung dieses Typus in allen möglichen tektonischen Elementen. Sonst aber ist der Gesteinsbestand beiderseits recht unähnlich,³ wie das Spitz (62) ganz richtig betont hat. Insbesondere stehen den reichlichen Orthogneisen, ja recht massigen Graniten der Öztaler und Silvrettamasse nur unzulängliche Äquivalente⁴ in den Orobischen Alpen gegenüber, die noch dazu in andersartiger Metamorphose — und dafür kann man nicht etwa die alpinen Bewegungen verantwortlich machen! — vorliegen. Bei den Amphiboliten besteht dasselbe Mißverhältnis in noch höherem Grade und die Öztaler Eklogite gar finden im S überhaupt kein Äquivalent. So kann man höchstens sagen, daß in bezug auf den Gesteinsbestand die vergleichbaren und die nicht vergleichbaren Momente sich die Waage halten.

Hier ist eine kleine Abschweifung einzuschalten. Wir müssen nämlich fragen: können wir überhaupt erwarten, in der Wurzel einer Decke unter allen Umständen dieselben — speziell dieselben krystallinen — Gesteine anzutreffen, welche die Decke in ihrem Ausbreitungsgebiet kennzeichnen? Diese Frage könnte nur dann mit Ja beantwortet werden, wenn es sich bei der Deckenbildung um eine vollkommen plastische Deformation handelte, wenn, mit anderen Worten, jeder Gesteinskörper des Ausgangsgebietes zu einem weit gegen den Deckenrand ausgebreiteten Fladen ausgezogen wäre. Das ist angenähert — auch nicht streng — in tiefen Decken mit gleichmäßiger stetiger Durchbewegung zu erwarten — in den Alpen also in penninischen; keinesfalls aber in relativ hochliegenden, wie den oberostalpinen, wo weitgehende Abscherung vom Liegenden und Verfrachtung auf un stetig verteilten Gleitflächen vorherrscht. Hier sehen wir vielfach noch die Verbandsverhältnisse der krystallinen Gesteine erhalten, wie sie vor der Deckenbewegung waren; und bei diesen spielt, im großen Gegensatz zu sedimentären Schichtfolgen, vielfach nicht das Über-, sondern das Nebeneinander der Gesteine die Hauptrolle — mag es sich nun um unveränderte Eruptivkörper oder um bereits in einer älteren orogenetischen Epoche gefaltete Schiefergesteine handeln.

Demgemäß können wir unter Umständen schon innerhalb der Decke in irgendeiner Richtung auf einen, vielleicht recht gründlichen Wechsel in der Zusammensetzung rechnen; und da die sichtbare Wurzel nichts weiter ist als ein weiter rückwärts befindlicher Teil der Decke, so ist gar nichts besonders

¹ Ein Umstand, der zwar nicht die Vergleichbarkeit dieser Gesteine von den Bergamasker Alpen zur Silvretta beeinträchtigt, wohl aber deren Deutung in dem Staub'schen Sinne, ist das Auftreten vollkommen gleichartiger Gesteine auch in der Gneiszone Meran—Mauls (vgl. B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Brixen—Meran; »Schlernschriften«, 16, Innsbruck 1929), d. h. nach Staub's Auffassung in der Campodecke. Auf Grund der lithologischen Übereinstimmung könnte daher Staub gradesogut seine Campodecke in den Bergamasker Alpen wurzeln lassen wie Silvretta- und Öztaler Masse!

² Die freilich von der Silvretta wie von der Öztaler Masse durch sekundäre Schubflächen getrennt sind.

³ Th. H. F. Klompé (a. a. O., p. 305 f.), der sich der Auffassung von Staub anschließt, überschätzt die beiderseitigen Ähnlichkeiten, da er von einem viel zu eng begrenzten Gebiet ausgeht, das ihm nicht gestattet, die relative Häufigkeit der beiderseits auftretenden Gesteine mit zu berücksichtigen. Wenn derselbe Autor (a. a. O., p. 309) die Art der »Dynamometamorphose« (gemeint ist die junge, alpine Metamorphose) in der Catena orobica als Grund erwähnt, um sie als Wurzelgebiet zu betrachten, so kann dazu nur gesagt werden, daß dieser Grund nicht stichhaltig ist: denn die rückschreitende Umwandlung der Feldspate, des Biotits usw. und die mylonitischen Strukturformen finden sich in allen ostalpinen Decken und sind keineswegs für die Wurzelgebiete charakteristisch.

⁴ Staub hat diese zweifellos überschätzt (66, p. 33), wohl deshalb, weil er den »gneiss occhiatino e granitico« von Porro's Karte irrtümlich einbezog, der in Wahrheit Albitknotengneis ist; vgl. p. 38.

Auffallendes dabei, wenn sie in ihrer Gesteinszusammensetzung gegenüber den vorderen Teilen derselben Decke Abweichungen zeigt. Speziell ist zu bedenken, daß die »Wurzel« — sofern sie nämlich steil in die Tiefe sticht — im allgemeinen auf einer viel geringeren Fläche der Beobachtung zugänglich sein wird als die zugehörige Decke: von dieser sehen wir mehr oder minder die flächenhafte Ausbreitung, von jener nur einen Querschnitt. Es ist demgemäß von vornherein wahrscheinlich, daß die Wurzel eine geringere Gesteinsmannigfaltigkeit zeigen wird als die Decke. Tatsächlich ist z. B. auch in der unterostalpinen Wurzel, der Zone von Brusio, von der ganzen enormen Mannigfaltigkeit der Bernina- und Albulaintrusion einzig nur die Monzonit-Banatitserie vorhanden.

Andererseits ist zu bedenken, daß die krystallinen Serien — sowohl Schiefer als Eruptivkomplexe — vielfach ihre Charaktere über außerordentlich große Räume hin mehr oder minder gleichmäßig beibehalten: über Erstreckungen, aus denen oft gut eine ganze Reihe von Decken alpinen Ausmaßes geformt werden können. Das vermindert aber auch bedenklich den Wert tatsächlich vorhandener Übereinstimmungen für die Verfolgung von Decken. Beispiele für das Wiederauftauchen gleicher krystalliner Serien in verschiedenen tektonischen Elementen wurden vor Jahren bereits gegeben (89); hier sei nur nochmals an die Tonaleserie erinnert, die nicht nur in den Ostalpen immer wiederkehrt, sondern auch in penninischen Decken (Valpelline-, Fedozserie) und in außeralpinen Gebieten (Passau; ja selbst z. B. Rhodopemassiv!). Und die Verteilung der Serien ist bedingt durch Vorgänge, die weitaus älter sind als der junge Gebirgsbau (mit Einschluß seiner Vorbereitungsstadien); es ist mithin auch unmöglich, daß sie in diesem gesetzmäßig an bestimmte Stellen gebunden sind.¹

Die Nutzenanwendung des Gesagten ist, daß man mit tektonischen Konstruktionen lediglich auf Grund von krystallinen Serien vorsichtig sein muß. Sowohl Übereinstimmung als Nichtübereinstimmung von solchen brauchen nicht viel zu besagen, sobald es sich um größere Entfernungen handelt; je kleiner diese sind, um so unbedenklicher mag man sich im allgemeinen auf jene verlassen: über nicht zu lange Strecken kann man bestimmte Leitgesteine und -serien vielfach verwenden.

Wir werden demgemäß auch für unsere Frage zunächst auf das über die krystallinen Serien Gesagte — im einen wie im anderen Sinne — weniger Gewicht legen und uns nach anderen Kennzeichen umsehen. Da ist zunächst ein vielfach verwendetes, die Fazies der Sedimente — in unserem Falle also der Insubrischen Trias. Daß diese mit der »mittelostalpinen«, an die sie nach Staub's Ansicht anzuschließen sein müßte, nicht mehr gemein hat als einige allgemein-ostalpine Charakterzüge, wurde bereits früher (p. 271 f.) ausgeführt; das Profil von Dubino ist ja heute nicht mehr, wie 1915, als ein solches »bündnerischer Fazies« anzusprechen (vgl. p. 15 f.).

Wie steht es nun aber mit der lokalen Tektonik — läßt sie sich ohne Widerspruch in den von Staub geforderten Zusammenhang einfügen?

Nach Staub müßte man erwarten, daß die Insubrische Trias die normale Sedimentdecke zu dem Krystallin auf der Nordseite, zur Tonalezone, darstellt. Dem ist aber nicht so: aus den zuvor mitgeteilten Detailbeobachtungen geht vielmehr hervor, daß überall zwischen Trias und Tonaleschiefern eine große Quetschzone mit vollkommener Zermalmung der Gesteine hindurchgeht. Allerdings stößt auch gegen S die Trias, beziehungsweise der Verrucano gewöhnlich mit Anzeichen eines anomalen Kontakts an das Krystallin; allein zu so weitgehender Gesteinszerquetschung kommt es dabei in der Regel nicht, die Kontakte behalten — wenigstens wo Verrucano vorhanden — vielmehr den Charakter von untergeordneten Gleitungen innerhalb einer normalen Serie. Und charakteristischerweise folgen überall, wo eine zusammenhängende Schichtenfolge erhalten ist, von S nach N jüngere Schichten auf ältere: nicht bloß bei Dubino, wo dies schon lange festgestellt (5, p. 347), sondern ebenso längs der ganzen Valle San Jorio und, wenn auch infolge von sekundären Störungen etwas weniger deutlich, in Valle Morobbia; ja auch weit im O, bei Stazzona, treffen wir zwischen Verrucano

¹ Um allen Mißverständnissen vorzubeugen, sei nochmals ausdrücklich bemerkt, daß hier nur von solchen krystallinen Gesteinen die Rede ist, die als solche bereits vor der Gebirgsbildung vorhanden waren. Mit metamorphen Produkten der letzteren verhält es sich natürlich ganz anders: ihr Charakter ist bedingt — letzten Endes — durch die Stellung, die sie im Gebirge einnehmen, wobei freilich nicht übersehen werden darf, daß auch innerhalb einer und derselben Decke z. B. die Deformations- und Krystallisationsbedingungen wechseln und ebenso zeitlich sich geändert haben können (vgl. Sander, a. a. O., 1929). Die altkrystallinen Gesteine aber lassen selbst dort, wo — nicht allzu weitgehende — junge Metamorphose vorhanden, ihren in einem früheren Entwicklungsstadium erworbenen Charakter oft noch mehr oder minder deutlich erkennen; vgl. z. B. die Fedozserie (7).

und Trias das gleiche Verhältnis wieder (wahrscheinlich besteht es auch südlich Ponte di Legno — vgl. p. 236; da es sich dort aber nur um lose gefundenes Material handelt, ist keine volle Sicherheit darüber zu erlangen). Somit können wir sagen — im Gegensatz zu Staub, der dies Verhalten bei Dubino als lokale Unregelmäßigkeit hinstellen wollte (65, p. 34, Fußnote) — es handelt sich bei der angegebenen Ordnung der Schichten um eine allgemeine Regel; und sie spricht ganz entschieden dafür, daß diese Trias primär nicht zu dem Krystallin im N, sondern zu dem im S gehört. Wollen wir also daran festhalten, daß eine Bewegung des südlichen über das nördliche stattgefunden habe, so hätten wir den Fall, daß der Normalschenkel vollständig verschwunden, der Mittelschenkel aber vielfach recht gut erhalten wäre — ein Fall, der zwar im kleineren Maßstabe nicht ganz ohne Beispiel ist, für die großen Verhältnisse, um die es sich bei der Insubrischen Linie handelt, jedoch sehr ungewöhnlich wäre.

Ein tektonisches Detail, welches gar nicht zu Staub's Auffassung paßt, ist ferner der schmale Verrukanokeil, der schon auf Porros Karte, schräg in das orobische Krystallin hineinsetzend, gezeichnet ist. Wenn die Konglomeratlinsen bei Sazzo seiner Fortsetzung entsprechen — und alles Bekanntgewordene spricht dafür (vgl. p. 248) —, so durchschneidet dieser Keil die Orobische Kette fast ihrer ganzen Breite nach, bis hart an die Insubrische Linie. Das bietet nun nichts besonders Auffallendes, wenn jene eine autochthone Auffaltung ist; es wird aber gänzlich unverständlich, wenn sie die Wurzel einer 100 km weit nach N gewanderten Decke darstellt!¹

Endlich ist zu erinnern an die p. 268 beschriebenen und abgebildeten Teilbewegungserscheinungen im Tonalit nördlich der Insubrischen Linie, welche eine Bewegung ihres Nord- über den Südflügel anzeigen. Man könnte zwar annehmen, daß eine solche N-S-Bewegung einer zuvor auf der gleichen Fläche erfolgten südnördlichen nachgefolgt sei — man kann da etwa an Argands »phase insubréenne« denken. Aber es ist doch sehr auffallend, daß einem so weitgehend geänderten Bewegungsvorgang die gleiche Hauptgleitfläche gedient haben soll, die zuvor gerade den entgegengesetzten vermittelt haben müßte — um so mehr, als sich zwischen beide ein Ereignis eingeschaltet hat, das eine radikale Änderung in der geologischen Struktur bedeutete, insbesondere wenigstens die tieferen Teile aller Deckensohlen für weitere Bewegungen unbrauchbar machte: nämlich die Intrusion des Disgraziatonalits (ob auch des Granits, ist noch nicht sicher; vgl. 9).

Überhaupt liegt in den Beziehungen zwischen diesem und der Insubrischen Linie eine große Schwierigkeit für die Staub'sche Auffassung. Was man an der Insubrischen Linie an Bewegungen tatsächlich feststellen kann, ist jünger als die Intrusion des Tonalits. Daß aber oberostalpine Decken über diesen hinweggegangen seien, wird wohl niemand behaupten wollen!

Endlich müssen wir von regional-tektonischem Standpunkt aus fragen: ist die Trennung zwischen Ober- und Mittelostalpin wirklich so tiefgreifend, daß wir für beide Deckengruppen getrennte Wurzeln annehmen müssen? Innerhalb Graubündens scheint das allerdings der Fall zu sein; aber hart an den Grenzen dieses Landes stehen zwei schwere Klippen für die Staub'sche Auffassung. Die eine ist der Piz Lad, die andere der Ortler; an beiden scheint nach den vorliegenden Beobachtungen ein untrennbarer Zusammenhang zwischen ober- und mittelostalpinem Krystallin zu bestehen. Und die Grenze, welche Staub zwischen beide auf der Südseite der Ötztaler Masse hineinlegt, ist nach dem Urteil des besten Kenners der Gegend, Hammer, in keiner Weise auf Tatsachen gestützt (vgl. dazu 104). Wir haben also vorläufig gar keinen Grund, in der Insubrischen Linie eine Trennung zwischen zwei Einheiten zu suchen, deren vollständige Unabhängigkeit voneinander auch sonst noch mindestens fraglich ist.²

Fassen wir alles Gesagte zusammen, so kommen wir zu dem Ergebnis, daß die Deutung der Insubrischen Linie als Überschiebung gegen N, als Basis der oberostalpinen Decken, keine befriedigende Erklärung der Tatsachen gibt.

Versuchen wir es nun also mit der entgegengesetzten Auffassung, d. i.:

¹ Dagegen besteht der sichtbare Gewölbebau der Orobischen Kette nicht zu Recht, den Jenny (28, p. 40) als Argument gegen Staub anführt.

² Nach Abschluß der vorliegenden Arbeit erscheint eben (Herbst 1929): B. Sander, Erläuterungen zur geologischen Karte Meran—Brixen; »Schlern-Schriften« 16, Innsbruck 1929. Der Verfasser setzt sich darin auf p. 98 f. eingehend mit Staub's Auffassung auseinander, mit dem Ergebnis, daß die Trennung von Ötztaler und Campodecke, wie Staub sie fordert, in den zwischen Ortler- und Brennergebiet beobachteten Tatsachen keine Stütze findet.

d) Die Deutung als Überschiebung nach Süd.

Sie wurde von Spitz (62) als Ausweg aus den Schwierigkeiten vorgeschlagen. Seine Argumente dafür sind: 1. Fast allgemeines Nordfallen der Dislokationsfläche; dasselbe ist in dem von uns untersuchten Abschnitt, soweit die Aufschlüsse ein Urteil gestatten, wohl meistens vorhanden, immerhin aber oft so wenig von der Vertikalen abweichend, daß man nicht allzuviel Gewicht auf darauf legen dürfen, zumal es auch einige merkwürdige Ausnahmen von der allgemeinen Regel gibt (vgl. p. 233). 2. Die oben bereits behandelte (mehr oder minder) normale Verknüpfung der Trias mit dem Gebirge im S, während sie gegen N tektonisch begrenzt ist; dies ist heute, wo ein gleiches Verhalten auf viel größere Erstreckung bekannt ist, ein noch wesentlich kräftigeres Argument zugunsten der in Rede stehenden Auffassung geworden. Wir fügen als ein weiteres hinzu 3. die p. 268 besprochenen Teilbewegungserscheinungen, die beweisen, daß eine Bewegung von N gegen S wirklich stattgefunden hat (vgl. oben).

Diese Deutung ist auch mit den oben unter c) erwähnten weiteren Tatsachen bestens zu vereinbaren; die schräge Durchspaltung des orobischen Krystallins bereitet ihr selbstverständlich nicht die geringste Schwierigkeit; der Anschluß der Triasfazies an die nord- wie an die südalpine ergibt sich ganz von selbst (sie kommt ja in der ursprünglichen Geosynklinale zwischen beide zu liegen!), die Verwandtschaft der beiderseitigen krystallinen Gesteinsserien desgleichen. Was dem Verständnis wohl die meisten Schwierigkeiten macht, ist das merkwürdige Abschneiden der südalpiner Porphyritgänge an der Insubrischen Linie (vgl. p. 247); es erscheint zunächst gleich unbegreiflich, ob jene nun vor- oder nachtektonischen Alters sind. Es soll später versucht werden (p. 290), eine Erklärung dafür zu geben.

Die gute Übereinstimmung mancher krystalliner Gesteinstypen, wie der »Morbegnoschiefer« von den Bergamasker Alpen zur Silvretta, auf die sich Staub für seine Wurzelhypothese beruft, und die vielen Beziehungen nord- und südalpiner Mesozoikums sind bei Annahme unserer Deutung gradeso verständlich: auch sie läßt die oberostalpinen Decken als unmittelbare Fortsetzung der Südalpen erscheinen, nur daß nachträglich die Verbindung durch die Südbewegung an der Insubrischen Linie zerschnitten worden ist. Die Stellung der letzteren im Alpenbau soll im folgenden Abschnitt noch näher zu präzisieren versucht werden; vorerst müssen wir uns jedoch mit einer letzten Deutungsmöglichkeit für dieselbe befassen.

e) Die Deutung als Trennungsfläche zwischen horizontal gegeneinander bewegten Gebirgstteilen¹

entspricht einer in neuerer Zeit von Ampferer (1, p. 65 f.) publizierten Auffassung: daß nämlich die bogenförmige Krümmung der Faltengebirgsstränge auf eine nachträgliche Verbiegung mit vertikaler Achse zurückzuführen ist, welche die einzelnen Zonen des Gebirges jede für sich ausgeführt haben. Das ist nur möglich, wenn die einzelnen Zonen parallel zum Streichen aneinander vorbeigeglitten sind, und zwar um nicht unbedeutende Beträge. Da nun die Insubrische Linie zwei Hauptzonen der Alpen — Zentral- und Südalpen — scheidet, müßte sich an ihr eine solche Bewegung vollzogen haben. Prüfen wir, ob wir deren Spuren nachweisen können!

Als solche sind gegebenenfalls zu erwarten: α) Rutschstreifen, mehr oder minder horizontal, in der Streichrichtung; β) Verkeilungen oder Verspießungen der Schichten mit ungefähr senkrecht stehenden Stirnen; γ) »Wirbel« mit vertikalen Achsen (Ampferer).

α) Horizontale Rutschstreifen parallel dem Streichen kommen zweifellos vor; insbesondere in den großen Quetschzonen in der Nachbarschaft der Insubrischen Linie, welche die Tonalestraße beiderseits des Passes anschneidet, haben wir sie mehrfach beobachtet. Indessen sind dort alle möglichen anderen Richtungen auch vertreten, mit mehr oder weniger Neigung gegen die Horizontale. Auch unter den von Salomon (59) mitgeteilten Harnischmessungen kehren zwar mehr oder minder horizontale und O—W gerichtete Streifen öfters wieder; allein eine noch erhebliche größere Zahl von mehr der S—N-Richtung genäherten — sowohl flach als steil einfallend — steht ihnen gegenüber. Jedenfalls können wir, ohne daß eine genaue Vermessung sehr zahlreicher Rutschflächen — mindestens einiger hundert — vorliegt, nicht sagen, ob die Richtung mehr oder minder parallel zum Streichen wirklich einen solchen Prozentsatz der Fälle umfaßt, daß man daraus eine Stütze für die Ampferer'sche Annahme machen

¹ Es fehlt an einem kurzen Ausdruck für eine solche Bewegungsfläche; »Transversalverschiebung« darf man sie nicht nennen, da es sich ja um eine Bewegung parallel zum Streichen der Schichten handeln soll!

könnte. Sehr wahrscheinlich scheint es uns nicht, nach allem, was wir gesehen haben; zumal in anderen Abschnitten (zwischen Comersee und Tessin z. B.) steil verlaufende Rutschstreifen gegenüber horizontalen bedeutend vorzuwiegen scheinen.

β) Verkeilungen von Schichten mit vertikalen Stirnrändern sind nicht beobachtet. Allenfalls in diesem Sinne zu deuten wäre vielleicht die Trias am Culmine di Dazio, deren Auftreten innerhalb der Tonaleserie auf alle Fälle ein schwieriges, nicht ohne Hilfhypothese zu lösendes Problem darstellt; beweisen läßt sich dort aber gar nichts. Im ganzen jedenfalls ist der vom Tessin bis über den Tonale, zirka 110 km, fast schnurgerade Verlauf der Insubrischen Linie sehr auffallend; er macht es nicht sehr wahrscheinlich, daß sie eine große Bewegung in der Richtung ihres Streichens vermittelt haben sollte, bei der es voraussichtlich nicht ohne gelegentliche Verkeilungen der gegeneinander bewegten Massen abgehen dürfte.

γ) Als »Wirbel mit vertikalen Achsen« könnte man versucht sein, jene merkwürdigen, von Hammer kartierten und beschriebenen (19, p. 26) Gebilde zu deuten, deren Streichen nahezu im Kreis herumführt, bei vorwiegend steiler Stellung. Innerhalb des von uns untersuchten Gebietes fanden sich solche Gebilde jedoch nicht; wo abweichendes Streichen auftritt, konnte es ungezwungen auf eine ältere Gebirgsbildung zurückgeführt werden. Besonders zu erinnern ist hier an die querstreichenden Partien zwischen der Insubrischen und der »Linie von Musso«, westlich des Comersees, sowie im unteren Veltlin, nördlich von Morbegno; dort schneidet die Insubrische Linie das alte Streichen quer ab, was nicht zu einer Wirbelbildung paßt, die im Gefolge einer Horizontalbewegung an jener aufgetreten wäre. Es ist auch auffallend, daß sich im ganzen W solche querstreichende Zonen nur auf der Südseite finden, auf der viel stärker ins alpine Streichen gezwängten Nordseite nicht; erst östlich vom Puschlav treten sie auch auf der letzteren auf — eben, wo die oberostalpine Decke nicht mehr »Wurzelstellung« zeigt. »Wirbel« der angedeuteten Art sollten aber längs der ganzen Erstreckung der erzeugenden Bewegungsflächen ungefähr gleichmäßig verteilt sein, und zwar auf ihren beiden Seiten. Es scheint uns also auch bei den von Hammer geschilderten Gebilden die Erklärung näherliegend, die dieser Forscher selbst für wahrscheinlich hält: daß sie durch zweimalige Gebirgsbildung in aufeinander senkrechten Richtungen zustande gekommen sind. Speziell dafür zu sprechen scheint auch die von Hammer (19, p. 25) mitgeteilte Beobachtung, wonach in manchen Fällen der Übergang von der einen zur anderen Streichrichtung ein bruchweiser, durch ein Mosaik kleiner Schollen vermittelter ist. Immerhin wäre eine Spezialuntersuchung auf die angedeutete Frage hin erwünscht, die freilich voraussichtlich eine sehr detaillierte Kartierung in größtem Maßstabe erfordern würde.

Somit läßt sich vorerst die Richtigkeit von Ampferers Gedanken nicht erweisen. Sehr groß jedenfalls scheint die Bedeutung einer stattgehabten Längsverschiebung nicht zu sein: man sollte sonst mehr und deutlichere Spuren dieses Vorgangs erwarten. Übrigens wäre eine solche auch nach Ampferer nicht als die erzeugende Ursache einer steilstehenden Dislokationsfläche wie der Insubrischen Linie anzusehen, sondern als ein Vorgang, der sich nachträglich auf der in anderer Weise — durch Masseneinsaugung nach der Tiefe — vorgebildeten Dislokationszone abgespielt hätte.

7. Zur zeitlichen und räumlichen Einordnung der Vorgänge an der Insubrischen Linie in den Alpenbau.

Wir haben gesehen, daß die Insubrische Linie als Ausdruck einer steilen Überschiebung des nördlichen Alpentales über den südlichen zu deuten ist. Diese Überschiebung hat nicht nur den hier betrachteten Gebirgsabschnitt betroffen; vielmehr sind ihre Spuren durch die ganze Länge der Alpen bis hinaus zum pannonischen Senkungsfeld zu verfolgen. Da erheben sich die Fragen: wann ist diese Überschiebung erfolgt? Wie groß ist ihr Ausmaß und was bedeutet sie im Alpenbau?

Wir können für diese Fragen heute noch keine endgültige Lösung geben; es soll nur versucht werden, einige Schritte zu ihrer Beantwortung zu tun.

Was zunächst die Altersfrage anbelangt, so ist da vor allem von Wichtigkeit das Verhältnis zu der Tonalitmasse des südlichen Disgraziamassivs. Deren Kontaktzone wird westlich des Comersees von der Insubrischen Linie angeschnitten; nichtmetamorphe Trias kommt mit dem Tonalit fast unmittelbar zur Berührung; in diesem selbst sind auf die Großbewegung beziehbare, gleichsinnige Teilbewegungen erfolgt. Daraus folgt unmittelbar, daß die Bewegung an der Insubrischen Linie mindestens zum Teil, wenn nicht vollständig, jünger ist als die Intrusion des Disgraziatonalits.

Leider ist diese in die geologische Zeitskala noch nicht genauer einzuordnen. Was dazu heute gesagt werden kann, ist andernorts zusammengestellt (9). Das wahrscheinlichste Alter ist Oligozän; relativ ist die Intrusion sicher jünger als die Deckenbewegungen, wohlgernekt im wurzelnahen Gebiet; womit sie noch nicht jünger sein muß als die Ankunft der Decken am Alpenrande!

Einen weiteren Anhaltspunkt für die Altersdeutung der Insubrischen Linie bieten die Beziehungen zur Morphologie (vgl. p. 279f.); wir können nicht sagen, daß an ihr das nördliche Gebirge über das südliche in nennenswertem Ausmaß hinaufgeschoben worden ist, nach der Zeit, zu welcher die heutige Gipfelflur als Hügellandschaft angelegt worden ist.

Nun ist diese Zeit wahrscheinlich ins Mittelmiozän zu versetzen; dieses ist demnach die obere Altersgrenze für den wesentlichen Teil der Bewegungen an der Insubrischen Linie.

Im ganzen sind diese also in der Hauptsache ins Oligozän und die untere Hälfte des Miozäns einzuordnen. Sehr wahrscheinlich existiert zu ihnen auch ein sedimentäres Korrelat in Gestalt der süd-alpinen Molasse von Como-Chiasso. Das kann man schließen aus der großen Rolle, welche Gerölle aus dem Gebirge nördlich des Veltlins, vor allem des Disgraziagrants, in den Konglomeraten jener Ablagerung spielen — also gerade aus dem Gebirgstheil, dessen Hörschaltung gegenüber den südlichen Nachbarzonen durch die Vorgänge an der Insubrischen Linie zustande kam. Leider ist das Alter jener Konglomerate auch wieder nicht eindeutig bestimmt; die Ansichten schwanken zwischen Tongrien und (wohl sicher zu jung!) obermiozän (Literatur in 9).

Vielleicht zum Teil gleichzeitig mit der Bewegung an der Insubrischen Linie ist die Ausbildung der gleichsinnigen Überschiebungen und Kniefalten des süd-alpinen Gebiets. Zum anderen Teil ist sie ziemlich sicher jünger — mindestens am Alpenrande, wo ja die Molasse in eine solche Kniefalte mit einbezogen ist. Ebenso sind natürlich jünger jene posthumer Einmüldungen längs der Insubrischen Linie, welche wir oben aus Analogiegründen angenommen haben (p. 280).

Wir hätten demnach folgende Altersfolge der Vorgänge anzunehmen:

1. Deckenbewegungen gegen N, auf deren weitere Phasengliederung hier nicht eingegangen werden kann. Spätestens abgeschlossen im Laufe des Oligozäns. Gleichzeitig Südbewegungen in den Südalpen (Gallinerlinie! vgl. 9).

2. Intrusion des Disgraziagrants; die ihr folgenden Granitintrusionen sind wohl auch noch älter als die Hauptphasen an der Insubrischen Linie. Andere Tonalite usw. (Adamello z. B.) sind zeitlich wohl auch hier oder nicht viel später einzureihen, aber Näheres unsicher. Wahrscheinlich Oligozän, spätestens älteres Miozän.

3. Steile Aufschiebung von N nach S an der Insubrischen Linie. Abgeschlossen in der Hauptsache vor Mittelmiozän. Zugleich Fortdauer gleichsinniger Bewegungen im süd-alpinen Gebiet.

4. Ausbildung der mittelmiozänen Landoberfläche.

5. Einmüldung längs der Insubrischen Linie. Vielleicht gleichsinniges Wiederaufleben der Bewegungen in den Südalpen, sicher an deren Südrand (Molasse!); diese abgeschlossen spätestens vor Mittelpliozän (nach Heim, 22, II., p. 846), das flach in die süd-alpinen Täler transgrediert.

In dieser Jugendlichkeit der Bewegung an der Insubrischen Linie liegt die Erklärung für ihren großzügigen Verlauf im geologischen Kartenbild, auf den zu Eingang dieser Arbeit hingewiesen wurde: es sind ihr eben — wenigstens innerhalb des untersuchten Abschnittes — keine anderweitigen Bewegungen mehr nachgefolgt, nur die posthume Einmüldung.¹

Die judikarischen Bewegungen wären in unserem Schema einzureihen in der Hauptsache zwischen 3 und 4, teilweise aber noch nach 4 (Stufung der Gipfelflur an der Judikarierlinie!). Es fragt sich aber, ob sie in ihren Anfängen nicht bis vor 2 zurückreichen; man vergleiche die Gestalt des Adamellomassivs, die am ehesten durch teilweise Anpassung an judikarisch streichende Elemente zu deuten ist (siehe 9 und 125a). Wir hätten also nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich mit einer Interferenz normalalpiner und judikarischer Bewegungen zu rechnen. Näher darauf einzugehen liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit.²

¹ Diese junge Südbewegungsphase entspricht genau der, welche Sander (116) weiter östlich (Gegend von Sterzing—Bruneck) festgestellt hat; vgl. später, p. 294.

² Man vergleiche die Ausführungen von Cacciamali (3c), der (aus anderen Gründen) zu der Vorstellung einer gleichzeitigen Entstehung der beiden Faltenysteme kommt; ob dies im strengen Sinne zutrifft, wagen wir freilich nicht zu entscheiden.

Bezüglich der Frage nach dem Ausmaß der Bewegung haben wir deren horizontale und vertikale Komponente getrennt zu betrachten.

Was zunächst die Horizontalkomponente betrifft, so scheint diese nach allen vorhandenen Beobachtungen nicht beträchtlich zu sein. Wenn wir auch die Insubrische Linie als Überschiebung bezeichnet haben, so steht sie eben doch fast durchwegs steil oder sehr steil, zum Teil auch senkrecht (und sogar stellenweise nach N überkippt); und wir haben keinerlei Grund zu der Annahme, daß dies nur in der uns zugänglichen Oberflächenregion der Fall sei, nach der Tiefe aber die Neigung flacher werde und eine Überdeckung des südlichen durch das nördliche Gebirge in weiterem Ausmaße stattfinde.¹ Ebenso wenig wäre eine Stütze vorhanden für die Hypothese, daß eine solche Überdeckung in höheren, heute abgetragenen Gebirgsteilen einmal vorhanden gewesen sei. Wir möchten es kaum für wahrscheinlich halten, daß der Gesamtbetrag der Horizontalkomponente — gemessen an der auf die Horizontale projizierten Überdeckung — die Größenordnung von 1 *km* übersteigt (oder vielleicht sogar nur erreicht).

Damit soll aber nicht gesagt sein, daß nicht der einstige Abstand heute benachbarter Punkte beiderseits der Linie ein Vielfaches dieses Betrages ausgemacht haben kann. Manche Anzeichen — Verschiedenheit des Gebirgsbaues zu beiden Seiten — sprechen doch dafür, daß ein nicht ganz unbeträchtlicher Geländestreifen unterdrückt worden ist. Wenn er nicht als Decke ausgequetscht worden ist und nicht flach überschoben unter dem nördlichen Gebirge liegt, so kann er nur steil in die Tiefe gezogen sein — wie das Ampferers Verschluckungshypothese fordert. Es scheint uns also durchaus im Bereiche des Möglichen zu liegen, daß die Oberfläche des südlichen Gebirges mit steiler Neigung, wie wir sie beobachten können (oder zum Teil noch steiler), bis in sehr große Tiefen hinab fortsetzt. Daß die insubrische Dislokation nach der Tiefe zu nicht so bald ausklingt, ist schon aus ihrem ungemein langen gleichmäßigen Fortschreiten mit Sicherheit zu schließen.

Wie dem aber auch sei: jedenfalls müssen wir eine Hauptbedeutung der Insubrischen Linie sehen in der Emporrückung des nördlichen Gebirgsteiles über den südlichen; und diese vertikale Komponente erreicht sicher einen ungewöhnlich bedeutenden Betrag. Maßgebend für dessen Schätzung ist zunächst die mehrfach erwähnte Stelle (p. 220 u. 267) auf der Westseite des oberen Comersees, wo die selbst in keiner Weise kontaktmetamorph beeinflusste Trias auf wenige Meter dem vom Disgraziamassiv herüberstreichenden Tonalit nahekommt und dessen total zerpreßte Kontaktzone unmittelbar berührt. Nun reicht diese Trias bis unter den bei 197 *m* stehenden Seespiegel hinab; der Tonalit aber erreicht einige Kilometer weiter östlich Gipfelhöhen von nahezu 3000 *m* (Monte Spluga 2845 *m*, Cima del Calvo meridionale 2955 *m*) und auch in dem durch diese gelegten Querprofil ist die Trias bei Mello auf zirka 700 *m* anzutreffen. Wir können also nicht umhin, einen Betrag der Vertikalkomponente von 2000—3000 *m* als beobachtet anzuerkennen. Das ist aber sicher nur ein Teil des Gesamtbetrages. Bezüglich des Faktors, der zur Berechnung des letzteren einzusetzen wäre, wollen wir uns jedoch lieber in keine Mutmaßungen einlassen.

Es ist wohl klar, daß sich diese gewaltige Bewegung nicht auf einer mathematischen Fläche abgespielt hat. Ein guter Teil davon war Differentialbewegung innerhalb der angrenzenden Gesteine.² Zeugen davon sind die gewaltigen, Hunderte von Metern an Mächtigkeit erreichenden Quetschzonen, auf deren Vorhandensein im ersten Teil dieser Arbeit immer wieder hingewiesen wurde: in ihnen ist Lage auf Lage geglitten, wie wir annehmen dürfen im Sinne der Gesamtbewegung. Eine korrele Teilbewegung gröberer Stils zeigen jene Scherflächen im Tonalit an (vgl. p. 268), deren Bedeutung für die Gesamtauffassung im vorigen Abschnitt gezeigt worden ist, ebenso die häufig zu beobachtenden kleineren und größeren Parallelquetschzonen, welche die Hauptdislokation in verschiedenen Abständen begleiten.

Und es ist sehr möglich, daß wir auch mit einer noch gröberen Teilbewegungserscheinung zu rechnen haben. Jene Lamelle nämlich von zerpreßtem Augengneis (und zum Teil damit verknüpften Phylliten), die von der Tonalegegend gegen W immer wieder die Dislokation begleitet und der Tonaleserie

¹ Ein Umbiegen der steilen Bewegungsfläche nach S, zu flacher Lage in der Tiefe, findet man zwar auf den meisten Deckenprofilen — Argand, Jenny, Staub u. a. — gezeichnet, entsprechend der Termier'schen Annahme vom Aufschub der Dinariden; irgendeine Stütze für eine solche Konstruktion vermögen wir in der sichtbar aufgeschlossenen Tektonik jedoch nicht zu finden — auch nicht in weiterer Umgebung. Wir sehen deshalb von einer solchen Annahme ab.

² Insofern hat Jenny (28, p. 39) nicht unrecht, wenn er die »Tonalelinie« als eine »komplex gebaute schmale gerade Gesteinszone« bezeichnet.

(s. str.) so merkwürdig fremd gegenübersteht — sowohl was Gesteinsbestand als was Metamorphose betrifft — so fremd, daß Trener sie von jener abschied und als Einlagerung der Edoloschiefer betrachtete — ist jene Augengneislamelle etwa ein herabgeschleppter Fetzen aus einem höheren, einst über der Tonaleserie liegenden krystallinen Horizont — ein Analogon zu der Quarzphyllit-Augengneiserie des oberen Veltlins (und zu den entsprechenden Gesteinen der Südalpen)? Zu der p. 276 f. entwickelten Hypothese über die krystallinen Serien würde das gut stimmen. Die insubrische Dislokation gewönne damit auf große Strecken einen flexurähnlichen Charakter.

Damit kommen wir auf ein weiteres Problem: Sind die Unterschiede, die zwischen den an der Insubrischen Linie aneinanderstoßenden Gebirgstteilen im N und S auch nach unserer Untersuchung noch übrig geblieben sind, nicht etwa wesentlich aufzufassen als solche zwischen höheren und tieferen Stockwerken¹ im Alpenbau? Mit Sicherheit bejahen möchten wir diese Frage für den W unseres Gebiets, wo die jungen Injektionsgebiete des Tessins und der Gegend von Chiavenna bis fast an die Insubrische Linie heranreichen. Schwieriger wird die Frage im O, wo wir beiderseits der letzteren nur mehr ostalpines Krystallin haben, von dessen »ursprünglicher« oder richtiger vor-alpiner Anordnung wir leider nicht viel Sicheres wissen (vgl. p. 274f.). Immerhin können wir mit einiger Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die Quarzphyllit-Augengneiserie einst über der Tonaleserie gelegen habe. Im Zusammenhang mit dem zuvor bezüglich der Stavelgneis-Lamelle Vermuteten gewinnen wir somit den Eindruck, daß die Tonaleserie hier im O als Kern einer sehr unsymmetrischen Antiklinale zutage tritt — ganz ebenso wie weiter westlich die gesamte Wurzelzone im großen eine solche unsymmetrische Antiklinale bildet.

Unter diesem Gesichtspunkt, daß zwei verschiedene Stockwerke aneinandergereiht sind, scheint auch eine oben (p. 286) als ganz unverständlich hingestellte Tatsache ihren Sinn zu gewinnen: nämlich das scharfe Abschneiden der südalpinen Porphyrite an der Insubrischen Linie. Es erhebt sich nämlich die Frage, ob nicht auch hier »primäre Teufenunterschiede« vorliegen und die Äquivalente dieser Porphyrite im N in anderer Fazies vertreten sind: als Tiefengesteine in den p. 257 u. a. erwähnten dioritischen Massen oder doch als Ganggesteine, aber anderen Typus, in den Tonalitporphyriten des Ortlergebietes. Es ist das eine Frage, die nur durch sehr umfassende petrographisch-chemische Untersuchungen sicher zu beantworten sein wird.

Wenn man eine gewisse Schwierigkeit für ihre Bejahung in dem Vorhandensein gerade der größten Tiefengesteinsmasse (Adamello) auf der Südseite der Insubrischen Linie finden will, so ist darauf hinzuweisen, daß das Magma eben erfahrungsgemäß seine — wenigstens scheinbaren — »Launen« hat und gelegentlich an einem Orte höher empordringt, als es dies sonst, auch in der gleichen Zone, gesetzmäßig tut.

Auch die Verbreitung der jungen Pegmatite (vgl. 8) steht mit unserer Anschauung im Einklang: sie finden sich alle in dem bis in tiefere Horizonte aufgeschlossenen Gebirge des N, mit einer einzigen Ausnahme, nämlich den Gängen von Olgiasca am Comersee, die südlich der Insubrischen Linie aufsetzen. Auch von diesen letzteren haben wir demnach anzunehmen, daß sie verhältnismäßig hoch hinaufgedrungen sind: sie lassen die Vermutung aufkommen, daß hier in nicht allzu großer Tiefe ein junges Granitmassiv steckt.

Im übrigen sei ausdrücklich gewarnt vor einer allzu schematischen Auslegung unserer Auffassung. Die Gleitbeträge an der Insubrischen Linie mögen von Ort zu Ort vielfach in ihrer Größe verschieden sein; das wird man leicht begreifen, wenn man bedenkt einmal, daß ja auch das südliche Gebirge in sich selbst von zum Teil gleichzeitigen Verbiegungen und Überschiebungen betroffen worden ist, und andererseits, daß es auch hier die Erscheinung des Axialgefälles gibt. Es ist also durchaus möglich, daß irgendwo auf der Südseite relativ tiefere Horizonte zum Vorschein kommen, d. h. solche, die vor der alpinen Faltungsära tiefer gelegen waren als das, was heute in ihrer Nachbarschaft liegt. Doch fehlen uns heute noch die Mittel, um zu erkennen, wo dies etwa der Fall ist.

Wir haben gesehen, daß längs der Insubrischen Linie nicht eine einfache Aufschiebung des nördlichen Gebirges auf die Sedimentdecke des südlichen stattgefunden hat, sondern, daß diese Bewegung sich auf zahlreiche parallele Flächen verteilt; daß also die heute den Triaskeilen anliegenden Gesteinslamellen der Tonaleserie einstmals eine höhere Lage hatten als die nun weiter entfernten. Wir sind also

¹ Wobei »Stockwerke« natürlich nicht gleichzusetzen sind mit »Deckenstockwerke«!

immerhin berechtigt, so sehr sich die zerdrückten von Scherflächen umgrenzten Sedimentkeile und Linsen von dem morphologischen Bilde einer Mulde entfernen, dieselben als ein synklinales Element aufzufassen (»insubrische Mulde« von Spitz, 62). Entsprechend kann man die südlich folgende krystalline Zone der Bergamasker Alpen als antiklinales Element auffassen, entsprechend der »insubrischen Antiklinale« von Henny (jedoch, wenigstens im Veltliner und Camonica-Abschnitt, weiter nördlich als er sie annahm).

Eine Antiklinalbiegung ist freilich nicht zu sehen (vgl. p. 249) und vielleicht — in regelmäßiger Entwicklung! — auch nie vorhanden gewesen. Man könnte nun auf den Gedanken kommen, das reichliche und fast zusammenhängende Auftreten von Trias und Verrucano auf der Strecke Dubino—Val Morobbia als Folge eines Axialgefälles gegen W in der »Insubrischen Mulde« aufzufassen. Uns scheint dies jedoch zu sehr im Widerspruch zu stehen mit dem gerade entgegengesetzten Ansteigen der Faltungsachsen nördlich der Insubrischen Linie, gegen die Tessiner Aufwölbung; und wir können die angedeutete Annahme somit nicht für wahrscheinlich halten, so lange sie keine anderweitige Unterstützung findet.

Die Vorstellung einer Synklinale längs der Insubrischen Linie — deren Einbiegung auch noch nach Abschluß des Aufschiebungsvorganges an der ersteren angedauert haben dürfte (vgl. p. 280) —, der gegenüber die Gebiete im S wie im N die Rolle von Antiklinalen spielen, macht noch eine weitere Erscheinung verständlich: daß nämlich beiderseits der Insubrischen Linie junge Intrusivmassen auftreten, nirgends aber sie überschneiden oder auch nur — mit Ausnahme der mehrfach erwähnten wichtigen, aber ganz kurzen Strecke auf der Westseite des Comersee-Nordendes — unmittelbar an sie herantreten. Es ist das ein Tatbestand, der vom Standpunkt all der Hypothesen aus, die einen engen Zusammenhang zwischen tektonischen und intrusiven Vorgängen annehmen, höchst befremdlich erscheinen muß; aber auch nach unserer Erkenntnis, daß die Tonalitmassen im wesentlichen älter sind als die Insubrische Linie, ist es zunächst gar nicht selbstverständlich, daß diese so sauber gerade durch das Gebiet zwischen den verschiedenen Intrusivkernen hindurchschneidet. Wenn aber die Insubrische Linie längs einer Synklinale verläuft, dann erklärt sich dies ganz gut: soweit innerhalb des Synklinalstreifens Äquivalente der beiderseitigen Intrusiva vorhanden sind, so liegen sie eben zu tief für unsere Beobachtung.

Wir haben die Bezeichnung »alpin-dinarische Grenze« für unsere Insubrische Linie mit Absicht vermieden — sowohl wegen der verschiedenen theoretischen Auslegungen, welche mit diesem Namen verbunden worden sind, als auch deshalb, weil uns — in Übereinstimmung mit Kossmat und Winkler — der Name Dinariden für die Südalpen überhaupt nicht passend erscheint (mit mindestens gleichem Recht könnte man die Nordalpen in Karpathen umbenennen!), da wir an der Zweiseitigkeit der Alpen entschieden festhalten.¹ Aber als Grenze der Süd- gegen die Nordalpen kann man sie immerhin betrachten, insofern als von hier ab die südgerichteten Überschiebungen beginnen. Es ist das auch eine Auffassung, mit der wir Albrecht Spitz folgen (vgl. 62).

Die von Cacciamali (3 c) gezogene Grenze zwischen Nord- und Südbewegungen ist also etwas weiter gegen N zu verschieben.

Stille (129) hat kürzlich darauf hingewiesen, daß die »Scheitelzone«, von welcher aus die Überschiebungen nach beiden Seiten gerichtet sind, im Orogen bald mehr dem einen, bald mehr dem anderen Rande genähert liegt, so daß ganze Zonen einmal nach der einen, einmal nach der anderen Seite überschoben sind (z. B. in den Alpen ostalpin über penninisch, im Apennin dagegen penninisch über ostalpin). In unserem Falle hat sich nun ergeben, daß ein solcher Wechsel nicht nur räumlich, sondern bis zu einem gewissen Grade auch zeitlich stattfindet, indem die Insubrische Linie in ein zuvor nach N bewegtes Gebiet eingreift.² Auch damit schließen wir uns einem bereits von Spitz geäußerten Gedanken an. Wenn derselbe auch noch für weiter alpeneinwärts vorkommende Rückfalten, z. B. im penninischen Gebiet (Mischabel, Axialer Karbonfächer) eine analoge Erklärungsweise: ein Eingreifen »dinarischer« Faltungsrichtung in das Gebiet der alpinen in Vorschlag bringt, so möchten wir ihm dabei allerdings vorerst nicht folgen, sondern lieber an der Argand'schen Erklärungsweise festhalten.

Selbstverständlich ist es bis zu einem gewissen Grade Geschmacksache, ob man lieber von Überschiebung gegen S oder von Unterschiebung gegen N (Argand) reden will. Im Rahmen eines zweiseitig gebauten Alpengebirges erscheint aber doch das erstere als das natürlichere — solange man wenigstens nicht auch im Falle der nordbewegten Decken die Unterschiebung des nördlichen Vorlandes in den Vordergrund stellt.

Kurz sei noch die Frage gestreift: Wie verhält sich die Bewegung an der Insubrischen Linie zur Steilstellung, beziehungsweise Überkipfung der alpinen Wurzelzone? Sind beide — mit Argand — derselben tektonischen Phase zuzurechnen?

¹ Winkler hebt hervor, daß die Falten der Südalpen gar nicht in die dinarische NW-SO-Richtung einschwenken, wie es gewöhnlich angenommen wird; daß andererseits ein dinarisches Faltensystem nachträglich nicht nur den Süd-, sondern zum Teil auch den Zentralalpen aufgeprägt worden ist; vgl. 133, 134. Näher darauf einzugehen ist hier jedoch nicht der Ort.

² Man vergleiche dazu die Ausführungen Sander's (a. a. O. 1929, p. 86 f.), der für das Gebiet Brenner—Meran eine solche jüngste Südbewegung in noch sehr viel größerem Umfang aus den Beobachtungen folgert.

Das wäre gewiß sehr gut denkbar; ist doch der tektonische Effekt von beiden eine Höherschaltung des N gegenüber dem S — zuerst in Form einer stetigen Emporpressung, weiter einer un stetigen Übergleitung. Ob jedoch ein vorbehaltloses Ja als Antwort gegeben werden kann, hängt ab von der Entscheidung einer anderen Frage: Hat der Tonalit des südlichen Disgraziamassivs, der ja in Val Masino die Wurzelzone schräg abschneidet (6), die letztere bereits in steiler Stellung vorgefunden oder ist er erst mit ihr zusammen aufgerichtet worden? Nach unseren früheren Beobachtungen hätten wir das erstere für zutreffend gehalten; nachdem sich aber nun die starke tektonische Beanspruchung des Tonalits im W ergeben hat (51), die, wie hier gezeigt werden konnte, wenigstens teilweise gewiß mit der insubrischen Bewegung in Zusammenhang steht, möchten wir jetzt lieber weitere Beobachtungen abwarten. Sollten diese jene frühere Annahme bestätigen, so würde sich die Reihenfolge: Steilstellung der Wurzeln — Tonalitintrusion — insubrische Überschiebung ergeben. Das wären also zwei zeitlich trennbare Phasen, immerhin mit gleichsinniger Wirksamkeit; womit auch der — innerhalb des untersuchten Abschnittes — vollkommene Parallelismus von Wurzelzone und Insubrischer Linie bestens übereinstimmt.

8. Zur weiteren Fortsetzung der Insubrischen Linie.

a) Nach Westen.

Die weitere Fortsetzung der Insubrischen Linie gegen W ist bekanntlich ein umstrittenes Problem. Novarese (41), Argand 1912 (3), Lugeon und Henny (23), Cacciamali (36), Spitz (61, 62) und Jenny (28) haben sie nördlich der Zone von Ivrea gesucht; Alb. Heim (22, p. 541f.) und R. Staub (65, p. 39, 70, p. 148) treten im Gegensatz dazu für eine Verlängerung südlich der letzteren ein — in Anknüpfung an deren Zusammenhang mit der Tonalezone, wie er von Escher von der Linth (16) geahnt, von Rolle (52), Diener (15), Salomon (58), Ed. Sueß (73), C. Schmidt (118) angenommen worden war.

Es wurde indessen bereits bei früherer Gelegenheit (5, p. 354) — und ebenso von Repossi (51, p. 42 f.; p. 180 f.) — darauf hingewiesen, daß diese Gleichsetzung von Ivrea- und Tonalezone bei den genannten Autoren teilweise auf irrtümlichen Voraussetzungen beruht, denn weder ist der »Hornblendegneis« der Val Morobbia usw. die unmittelbare Fortsetzung oder auch nur ein Äquivalent der Ivreazone, noch gehört der Malencoserpentin zur Tonalezone, und daß zu dieser auch die basischen Gesteine von Sondalo usw. samt Kontaktzonen in keiner Beziehung stehen, wurde oben (p. 259/260) gezeigt.¹ Damit fällt aber eine ganze Reihe von Stützen für die behauptete Gleichsetzung; und überhaupt wird der Gesteinsbestand der Tonalezone wesentlich ärmer als jener der Ivreazone. Die »Stronalithe« (85) fehlten der ersteren ja ohnehin schon immer, und auch ihre sillimanitführenden Gneise sind mit den echten »Kinzigiten« nicht durchaus identisch (Zurücktreten des Graphits!), wenn sie auch zweifellos in ihrer Mineralfazies nahe verwandt sind.

Dazu kommt vielleicht noch folgendes: Räumlich ist die Tonalezone auf der ganzen Strecke von der oberen Val Camonica gegen W zu einem oft nicht viel mehr als kilometerbreiten Streifen verkümmert (wobei man allerdings bedenken muß, daß wir in der Gegend westlich Val Masino, wo die junge Tonalitintrusion in sie eingedrungen ist, noch immer nicht sicher wissen, wo eigentlich die Nordgrenze der Tonalezone zu suchen ist). Das ist aber die ganze Strecke, auf der sich die Tonalezone in »Wurzelstellung« befindet; da dies in der Ivreazone gleichermaßen der Fall sein müßte, wäre die plötzliche riesige Wiederverbreiterung auffallend.

Wir wollen uns nicht anmaßen, den Streit zu entscheiden; dies könnte endgültig wohl nur auf Grund einer sehr eingehenden Spezialkartierung beider Talseiten zwischen Giubiasco und dem Lago Maggiore geschehen. Wir möchten nur betonen, daß uns insbesondere die von Spitz vorgebrachten Argumente denn doch sehr zugunsten der Ansicht zu sprechen scheinen, daß die Insubrische Linie gegen W im Centovalli und weiter im Canavese fortsetzt: es ist weitaus das natürlichste, die beiden großen Dislokationszonen, die im unteren Tessingebiet von O und W aufeinander zulaufen, zu einer einzigen zu verbinden, zumal sie sich in mehreren Punkten: Einklemmung nicht (oder fast nicht)

¹ Außerdem spielt bei einigen der genannten Autoren noch die verhängnisvolle Verwechslung der alten Marmore mit eingefaltetem Mesozoikum herein; daß alle darauf gestützten Kombinationen zusammenfallen müssen, ist klar.

metamorphen Mesozoikums; Mylonitisierung der krystallinen Gesteine gar so gut entsprechen; dagegen fällt die teilweise Übereinstimmung im Gesteinsbestand zwischen Tonale- und Ivreazone viel weniger ins Gewicht, zumal sie nicht größer ist als mit vielen anderen alpinen und außeralpinen Gegenden, wo sich ähnliche Gesteinsvergesellschaftungen finden (vgl. 89, p. 306, 91, p. 355, 123, p. 43, 124, p. 363). In diesem Sinne könnte z. B. das Auftreten der Amphibolite und Marmore bei Musso und Olgiasca ganz gut als eine letzte östliche Spur der Ivreazone gedeutet werden. Und sehr schwerwiegend ist der Umstand, daß am SO-Rand der Ivreazone nichts bekannt ist, was auf ein Fortsetzen der Insubrischen Linie dortselbst schließen ließe; nach Artini und Melzi (83) besteht dort vielmehr ein ungestörter Verband mit den Stronagneisen des Seengebirges. Und die Quetschzonen innerhalb der Stronagneise, die Staub (70, p. 149) jetzt als Fortsetzung der »Joriolinie«, d. h. unserer Insubrischen Linie auffassen möchte, scheinen dafür nicht die erforderliche Geschlossenheit zu besitzen; wenigstens läßt Staub a. a. O. selbst die Möglichkeit offen, daß sie bloß von untergeordneter Bedeutung seien. Sie sind wohl eher zu vergleichen den untergeordneten Quetschzonen, die auch wir innerhalb der Seengebirgsschiefer an verschiedenen Orten, z. B. in der Gegend des nördlichen Comersees (p. 240 u. 248), getroffen haben.

Tatsächlich scheint auch für die ablehnende Haltung Staub's gegenüber der Verbindung S. Jorio-Canavese ein (uns gegenüber einmal gesprächsweise geäußertes) Grund theoretischer Art stark maßgebend zu sein: daß man nämlich, wenn man sie annimmt, im W mit den Wurzeln ins Gedränge kommt — zwischen der penninischen Sesiazone als Wurzelregion der Dentblanchedecke und dem südalpinen Canavesezug bliebe kein Raum für ostalpine Wurzeln. Man könnte sich demgegenüber helfen, einmal, indem man — im Anschluß an die Vermutung von Spitz, daß die Sesiazone Äquivalente der Grosinalpen enthalte (62) — in ihr noch die fraglichen Wurzeln sucht. Wir wagen nicht zu entscheiden, inwieweit dafür die Tatsachen eine Stütze bieten. Aber es gibt noch eine andere Möglichkeit: wenn nämlich, wie wir hier gezeigt zu haben glauben, die Insubrische Linie mit dem alpinen Deckenbau nichts zu tun hat, sondern jünger ist, dann ist es auch gar nicht nötig, daß sie überall streng konkordant zu den durch den Deckenbau geschaffenen Zonen verläuft; es wäre z. B. ganz gut denkbar, daß sie die ober- und vielleicht auch unterostalpinen Wurzelzonen gegen W unter spitzem Winkel abschnitte und weiterhin ganz unterdrückte — penninisches Gebiet direkt auf südalpines schöbe. Die alte Ausquetschungshypothese gewänne damit, wenigstens auf beschränktem Raum, einen neuen Inhalt, wobei wir freilich nicht so sehr an eine Ausquetschung des Fehlenden nach oben, als vielmehr an eine Einsaugung nach der Tiefe denken möchten (vgl. oben, p. 289).

Wir wollen hier diese Möglichkeit einstweilen zur Diskussion stellen und hoffen, bei späterer Gelegenheit einmal weiteres zur Entscheidung der Frage beitragen zu können.

b) Nach Osten.

In der Gegend von Dimaro endet die Insubrische Linie. Aber nicht ursprünglich, sondern indem sie von der Judikarienlinie abgeschnitten wird. Unmittelbar zu sehen ist das zwar nicht wegen der Moränenbedeckung; aber die Verhältnisse sind doch wohl so und nicht im Sinne eines Umschwenkens zu deuten. Denn die Judikarienlinie läuft nach S über das Ende der Insubrischen hinaus in gleicher Richtung weiter; sie verhält sich den alpin streichenden Zonen gegenüber ganz anders als die Insubrische Linie — ausgesprochen diskordant, wenn auch die Karten ein gewisses Anschmiegen der Faltenzüge, ein Einlenken in die judikarische Richtung zeigen; und endlich sind die Bewegungen an der Judikarienlinie, wenigstens zum Teil, auch jünger wie die deutliche Stufung der Gipfflur (vgl. 122, p. 109) zeigt. Das sind Gründe genug, um jener eine andere Funktion zuzuschreiben, im Zusammenhang mit der großen Abbeugung des Alpenstranges (2). Doch kann hier nicht näher darauf eingegangen werden.¹

Interessant sind die kleinen Vorkommen tonalitischer Gesteine, welche vor kurzem Dal Piaz längs der Judikarienlinie auffand (92); sie stellen die Verbindung her zwischen Adamello- und Iffingermasse. Sie sind alle hochgradig mylonitisiert, woraus ihre Passivität gegenüber der judikarischen Bewegung deutlich hervorgeht. Doch erwähnt Dal Piaz Erscheinungen, die

¹ Die Trias (und der Grödener Sandstein) von St. Pankraz im Ultentale, welche Staub sowohl wie Henny als Verbindungsglied der Veltliner Triaszone mit dem O in Anspruch nehmen, liegt an der Judikarienlinie eingeklemmt zwischen diskordant abgeschnittenen Glimmerschiefern und südalpinem Quarzporphyr (vgl. Klebelsberg, Verh. d. Geol. Bundesanstalt 1911, p. 54). Mit der Insubrischen Linie hat sie schwerlich etwas zu tun.

anscheinend auf einen Primärkontakt an den Oligozänkalken der Etschbucht zu deuten sind. Man darf jedenfalls den in Aussicht gestellten ausführlichen Mitteilungen des verdienstvollen italienischen Forschers mit Erwartung entgegentreten.

Weiter nordöstlich glaubten Furlani und Henny (98) und glaubt R. Staub (70, p. 212), die Fortsetzung der Veltliner Trias in der Triaszone zu erkennen, die sich aus dem oberen Sarntal nach Mauls am Eisack verfolgen läßt und der noch weiter östlich die Triaslinse von Kalkstein (96, p. 259) angehört. Die dafür vorgebrachten Gründe lassen sich heute, da wir die Veltliner Trias besser kennen, nicht aufrechterhalten: weder entspricht sich die beiderseitige Fazies gar so gut — die charakteristischen Maulser Bänderkalke z. B. fehlen dem Veltlin —, noch ist es richtig, daß die Veltliner Trias innerhalb der Tonaleschiefer liegt.

In jeder Hinsicht das genaue Gegenstück zur Insubrischen Linie treffen wir vielmehr noch etwas weiter südlich, im Pustertal: die Pusterer Linie, worüber mehrere neuere Arbeiten von B. Sander (116) sowie der einen von uns (96—98) vorliegen. Die Charakteristik, die der erstere von der »alpino-dinarischen Grenze« der Gegend von Mauls-Bruneck gibt (116, p. 207), stimmt beinahe Wort für Wort auf die Erscheinungen, die wir von der Insubrischen Linie im Veltlin usw. kennengelernt haben; und auch seine Deutung berührt sich nahe mit der unsrigen, wenn er als das jüngste große Ereignis einen oberflächennahen Anschlag des alpinen Krystallins gegen älteres, anders gebautes, relativ starres »dinarisches« Land erkennt. Auch weiter östlich bis in die Lienzer Gegend treffen wir die Pusterer Linie überall als steil nördlich fallende Überschiebung mit gewaltigen Zerrüttungszonen; sie trennt auch hier eine nördliche Zone hochkrystalliner biotitreicher Schiefer, mit ihrem Reichtum an Amphiboliten und Pegmatiten auffallend an die Tonalezone erinnernd (allerdings reichlicher als diese mit Quarzphylliten¹ und Augengneisen verknüpft), von den südalpinen Quarzphylliten, in welchen sich hier als dem W fehlendes Element das Paläozoikum der Karnischen Kette einschaltet. Diese Quarzphyllite sind von zahlreichen Porphyritgängen durchsetzt, welche — genau wie im Veltlin — haarscharf an der Pusterer Linie abschneiden; denn die viel mächtigeren Porphyritmassen z. B. nördlich und nordwestlich von Lienz gehören einem anderen Typus an und sind den Ortlerporphyriten oder den Gängen um den Tonalit von Sondrio zu vergleichen.²

Einer Korrektur bedürftig erscheint der a. a. O. (96, 97) angegebene Verlauf der Pusterer Linie in der Gegend von Bruneck. Dort wurde ihr eine Ausbiegung nach S zugeschrieben, wesentlich auf Grund der hergebrachten Auffassung, daß der Kalk des Brunecker Schloßberges triadisch sei. Tatsächlich sprechen aber gewichtige Tatsachen³ gegen sein mesozoisches Alter: einmal seine starke Marmorisierung, der sich in der ganzen Drauzugtrias nichts Ähnliches an die Seite stellen läßt, und zweitens seine enge Verknüpfung mit den Phylliten unter Wechsellagerung und lithologischen Übergängen; und umgekehrt das Fehlen durchgreifender Quetschzonen: wenn der Kalk triadisch wäre, müßte mindestens der Buntsandstein und »Verrucano« zwischen ihm und dem Phyllit tektonisch unterdrückt und diese Lücke durch entsprechende Quetschzonen kenntlich sein. Es bleibt demnach nur die Möglichkeit, daß der Kalk älter ist als Trias, und es liegt am nächsten, in ihm ein letztes, westlichstes Äquivalent der paläozoischen Kalke der Karnischen Kette zu sehen,⁴ trotz der a. a. O. dagegen vorgebrachten Einwände.

Damit gehört also der Brunecker Kalk zum südalpinen Gebirge und die Pusterer Linie ist nördlich davon durch das Moränen- und Schuttgelände zu ziehen. Ihr Verlauf wird damit nicht nur viel ungezwungener, viel besser der sonst herrschenden großzügigen Geradlinigkeit entsprechend, sondern es werden auch andere kleine Schönheitsfehler verbessert: die basischen Gänge bei Stegen, die nach der bisherigen

¹ Der Bemerkung von Henny (98, p. 96), daß diese Pustertaler »Edoloschiefer« ein vermöge der Situation in der Wurzelzone stärker metamorphosiertes Äquivalent der nordalpinen Grauwackenzone darstellen könnten, wird wohl niemand beipflichten, der die letztere einigermaßen kennt, mit ihrer viel größeren lithologischen Mannigfaltigkeit; einzig die in der Grauwackenzone ja auch vertretenen Quarzphyllite kommen als — jedoch wesentlich gleichartig metamorphosiertes! — Äquivalent in Betracht.

² Sander a. a. O. betont allerdings die Gemeinsamkeit mancher Gänge von Quarzglimmerdiorit.

³ Sie wurden bereits früher (96, p. 257, 97, p. 38) zum Teil erkannt, aber in ihrer Bedeutung nicht entsprechend eingeschätzt.

⁴ Damit fällt natürlich auch die Notwendigkeit weg, den im Brunecker Kalk aufsetzenden Diabas für posttriadisch anzusehen (womit selbstverständlich nichts gegen die Möglichkeit seines jungmesozoischen oder tertiären Alters gesagt sein soll).

Auffassung nördlich der Pusterer Linie lagen, schließen sich petrographisch solchen des südalpinen Gebirges (z. B. unteres Enneberger Tal) viel besser an als den Tonalitporphyriten des nördlichen Gebirges; nach der nunmehr vorgenommenen Korrektur ist also die Scheidung durch die Pusterer Linie ganz reinlich.

Näherer Aufklärung bedürftig bleiben die Beziehungen der Pusterer Linie zum Brixener Granit. Wohl sind an dessen Nord-, beziehungsweise Nordwestrand Quetschzonen bekannt, wie sie insbesondere Sander (115) eingehend beschrieben hat. Doch scheinen sie in ihrer Intensität hinter den an der Pusterer Linie auftretenden zurückzubleiben, sind auch gegen W nur bis zum Niedeck beim Penserjoch zu verfolgen (115, p. 735); und wir möchten die Frage immerhin offen lassen, ob der Brixener Granit nicht jünger ist als wenigstens ein Teil der Bewegungen an der Pusterer Linie. Sander trat zwar (a. a. O.) auf Grund von Graniteinschlüssen im Bozener Quarzporphyr für ein vorpermisches Alter des Brixener Granits ein; aber es wäre doch immer noch denkbar, daß diese Einschlüsse einem anderen, älteren Granit von ähnlicher petrographischer Beschaffenheit entstammten. Die oben erwähnten Funde von Dal Piaz (92) scheinen doch wieder für einen engeren Zusammenhang zwischen Adamello-, Iffinger und Brixener Masse zu sprechen, als er noch vor kurzem wahrscheinlich schien.¹

Im übrigen stehen Tonalitgesteine, welche an der Pusterer Linie bei Kandellen und im Finstergraben auftreten (96, p. 257), derselben gerade so passiv gegenüber wie der Disgraziatonalit der Insubrischen Linie. Vorausgesetzt, daß jene zu den jungen Tonaliten gehören, wären die Bewegungen an der Pusterer Linie ebenso im wesentlichen posttonalisch wie die an der Insubrischen. Der Brixener Granit müßte dann einer jüngsten Intrusionsphase angehören; und tatsächlich spricht sich Sander (a. a. O., p. 778) dahin aus, daß er wahrscheinlich jünger ist als die mit ihm verknüpften Tonalitgneise. Und wir wissen ja auch aus dem Adamello- wie aus dem Disgraziamassiv, daß dort die Granite jünger sind als die Tonalite.

Auf die Analogien in morphologischer Hinsicht zwischen Insubrischer und Pusterer Linie wurde bereits oben (p. 280) hingewiesen: beiden folgt ein großer Längstalg, dessen südliche Begrenzungskette beiderseits noch heute das Hervorgehen aus einer jugendlichen Aufwölbung im Entwässerungsnetz verrät.²

Gegen O verbreitert sich der enggepreßte, eingeklemmte Triaszug, stets nord- und vielfach auch südseitig von großen Dislokationen eingefast, zu dem schön entwickelten Faltengebirge der Lienzer Dolomiten; und dieses setzt durch die Karawanken fort bis hinaus an den Alpenostrand. Auf dieser Strecke ist die Pusterer Linie noch nicht im Zusammenhang verfolgt worden. In dem Mohr'schen Profil durch den Kolm bei Dellach (112) sind wohl noch große Mylonitzonen in den krystallinen Gesteinen nördlich der Drauzugtrias vorhanden; allein diese erscheint nicht mehr in dem Maße asymmetrisch gelagert wie weiter westlich: ihre älteren Schichtglieder treten an den Nordrand heran. Darin drückt sich der nunmehr zur Geltung kommende Synklinalcharakter des Triaszuges aus: die Emporschiebung der Zentral- über die Südalpen ist nicht mehr so sehr der beherrschende Zug wie weiter im W. Zugleich treten die alten Strukturen im Grundgebirge immer stärker hervor. Und noch weiter im O haben sich die Verhältnisse grundlegend geändert. Noch bei Lienz erinnern die steilgestellten krystallinen Schiefer der Nordseite auf's lebhafteste an die steile Wurzelzone des Veltlins. Mit Annäherung an das Klagenfurter Becken geht diese Ähnlichkeit vollständig verloren (man vergleiche z. B. die Profile bei Petrascheck, 112a). Es ist dies die Gegend, wo die Äste der Alpen auseinanderzutreten beginnen: die Übergangszone vom verengten Bautypus der Alpen zum erweiterten des ungarischen »Zwischengebirges« (Kober). Wir erkennen daraus mit Sicherheit, daß eine steilgestellte Wurzelzone durchaus nicht etwa einem Gebirge von alpinem Bau von Haus aus zukommt; es ist das vielmehr eine Erscheinung, die dem verengten Typus allein angehört. Wenn es also richtig ist, daß die Bewegung an der Insubrischen (und Pusterer) Linie derselben Tendenz entspringt, wie die Aufrichtung der Wurzelzone, so ist es durchaus begreiflich, wenn unsere Linie hier im O ebenfalls erlischt, wie es den Anschein hat. Nur die mindestens zum Teil durch Brüche begrenzte Einsenkungszone bleibt bis zum Alpenostrand.

¹ In seiner neuesten Arbeit (a. a. O., 1929, p. 17) hält nun auch Sander ein permisches Alter des Brixener Granits nicht mehr für feststehend und zieht Beziehungen zu den jungen Intrusionen von Predazzo in Erwägung.

² Freilich ist das morphologische Bild im O in den Einzelzügen wesentlich komplizierter; doch ist hier nicht der Ort, darauf näher einzugehen.

Jedoch wir sehen im Klagenfurter Becken noch etwas anderes: eine völlige Umkehrung der Bewegungstendenz, allerdings in einer Phase, die wesentlich jünger ist als die Bewegungen an der Insubrischen und wohl auch an der Pusterer Linie. Die Trias der Karawanken überschiebt nämlich die jungtertiäre Beckenfüllung, worauf kürzlich Kieslinger hingewiesen hat (108). Näher auf diese Verhältnisse einzugehen, ist hier nicht der Ort; doch ist sicher zu erwarten, daß ihre genauere Erforschung noch sehr interessante Aufschlüsse über die tektonische Geschichte der Alpen liefern wird.

Schlußbemerkungen.

Wir haben gesehen, daß die Insubrische Linie — ebenso wie ihr östliches Gegenstück, die Pusterer Linie — einer gewaltigen Emporschiebung des nördlichen Alpentails über den südlichen ihre Entstehung verdankt. Wir lehnen es ab, in ihr den Randbruch eines Grabens oder eines adriatischen Senkungsfeldes zu sehen; wir lehnen es aber ebenso ab, daß in ihr die Bewegungsbahn einer alpinen Decke oder eine »Narbe«, aus welcher Decken herausgequetscht wären, erblickt werden dürfte; wenn hier ein Oberflächenstreifen verschwunden ist, kann er vielmehr nur in die Tiefe verschluckt sein. Nach unserer Vorstellung hat wohl einst eine unmittelbare Verbindung zwischen oberostalpinen Decken und Südalpen bestanden; nachträglich wurde sie durch die Insubrische Linie zerschnitten, die mit geänderter Bewegungsrichtung in das zuvor nordbewegte Gebiet eingreift.

Mit dieser Auffassung, die sich am nächsten an diejenige von Spitz anschließt, zu der uns unsere Studien jedoch ganz unabhängig und für uns selbst überraschend geführt haben, stellen wir uns zwar in Gegensatz zu manchen Spielarten der Deckentheorie; keineswegs aber — dies muß hier ausdrücklich festgestellt werden — zu der deckentheoretischen Auffassung der Alpen überhaupt. Wir sind im Gegenteil nach wie vor der Ansicht, daß diese zurecht besteht: selbstverständlich nicht in dem Sinne, daß jede einzelne Behauptung über tektonische Zusammenhänge oder Trennungen, die einmal von einem ihrer Anhänger aufgestellt worden, nun für alle Zukunft als feststehende Wahrheit anerkannt werden müßte; auch nicht in jenem, daß irgendeine der Vermutungen, die über den Mechanismus der Deckenbildung geäußert worden sind — z. B. Auspressung in Abhängigkeit von der Erdkontraktion oder durch schwimmende Kontinente — für mehr als eben bloße Vermutung genommen werden müßte; wohl aber in dem Sinne, daß ein überwiegender Teil — sagen wir 75 oder 80% — des Alpenbaues tatsächlich und mit Vorteil für das Verständnis auf die Formel von S nach N (beziehungsweise von SO nach NW) übereinanderbewegter Decken gebracht werden kann. Aber ein immerhin erheblicher Rest — zu dem eben unsere Insubrische Linie gehört — bleibt übrig, der sich in diese Formel nicht einfügt. Und man tut der Wissenschaft keinen guten Dienst, wenn man einen solchen Rest der Einheitlichkeit des Schemas zuliebe gewaltsam in dieses hineinzwängen will: im Gegenteil wird das Aufsuchen solcher, in die derzeitigen theoretischen Anschauungen nicht einordenbarer Tatbestände und deren eingehende Erforschung eine der wichtigsten Aufgaben sein, wenn wir zu gesicherten und bleibenden Erkenntnissen über Bau und Geschichte des Alpengebirges kommen wollen.

Literatur ¹

a) Auf das untersuchte Gebiet bezügliche.

1. O. Ampferer, Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. 1. Fortsetzung. Jahrb. d. Geol. B.-A., 74, 1924, p. 35.
2. — und W. Hammer, Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. d. Geol. R.-A., 61, 1911, p. 351.
3. E. Argand, Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. 31, 1911.
- 3a. E. Bonardi, Il gruppo cristallino dell'Albigna e della Disgrazia. Rendic. Ist. Lombardo, Serie II, 15, 1882, p. 554.
- 3b. G. B. Cacciamali, Falde alpine e loro radici; limite alpino-dinarico; pieghe dinariche. Rendic. Istit. Lombardo, Serie II, 50, 1917, p. 684.
- 3c. — Schema tettonico-orogenico delle prealpi lombarde. Boll. Com. geol. d'Italia, 48, 1920/21, Nr. 4.
- 3d. — La tettonica delle Dinaridi Lombarde. C. R. XIII. Congr. géol. intern. 1922, II, p. 707.
4. H. P. Cornelius, Über die Rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden. Zentralbl. f. Min., 1912, p. 632.
5. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 40, 1915, p. 253.
6. — Geol. Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassiv. Geol. Rdschau 1915, p. 166.
7. — Über einige Gesteine der Fedozserie aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 52, Abt. A, 1925, p. 1.
8. — Über Auftreten und Mineralführung der Pegmatite im Veltlin und seinen Nachbarälern. Zentralbl. f. Min. 1928, Abt. A, p. 281.
9. — Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller Intrusion. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 137. Bd., 1928, p. 541.
10. — Bericht über geolog. Untersuchungen im unteren Veltlin und am Nordende des Comer Sees. Anzeiger d. Akad. d. Wiss. 2. XII. 1926.
11. — und Marta Furlani-Cornelius, Bericht über geol. Untersuchungen an der Insubrischen Linie im unteren Veltlin. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., 1925.
12. — — Bericht über geol. Untersuchungen in der oberen Val Camonica. Anzeiger d. Akad. d. Wiss., 2. XII. 1926.
13. — — Bericht über geol. Untersuchungen an der Insubrischen Linie zwischen Tessin und Tonalepaß. Ebendort, 2. II. 1928.
14. G. Curioni, Geologia applicata delle provincie Lombarde. Milano 1877.
15. C. Diener, Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1891.
16. A. Escher von der Linth, Geol. Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angrenzende Gegenden. Neue Denkschr. d. allg. Schweiz. Ges. f. d. ges. Naturwiss., 13, 1853.
17. E. Gutzwiller, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Ecl. geol. Helv. 1912.
18. W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verh. d. Geol. R.-A., 1903, p. 345.
19. — Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. Geol. R.-A., 55, 1905, p. 1.
20. — Referat über Cornelius, Zur Kenntnis der Wurzelregion im Unteren Veltlin. Verh. d. Geol. R.-A., 1916, p. 255.
- 20a. — Einige Ergebnisse der geol. Landesaufnahme in den westlichen Zentralalpen. Geol. Rdschau, 16, 1295, p. 147.
- 20b. — und G. B. Trener, Blatt Bormio—Tonale. Geol. Spezialkarte. Herausgegeben von der k. k. Geol. R.-A.
21. F. v. Hauer, Erläuterungen z. geol. Übersichtskarte der Schichtengebirge der Lombardie. Jahrb. d. Geol. R.-A., 9, 1858, p. 445.
22. A. Heim, Geologie der Schweiz, II. Leipzig 1922.
23. G. Henny, La zone du Canavèse dans le Tessin méridional et le prétendu charriage des Dinarides sur les Alpes. Soc. vaud. sc. nat., 6. XII. 1916.
24. — Sur les conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. Ecl. geol. Helv., 14, 1916, p. 233.
- 24a. — De Zuidgrens der Alpen. Verslagen Geol.-Mijnbouwkundig Genootschap Nederland, 1915.
25. — Sur la zone du Canavèse et la limite Alpino-Dinarique. Bull. labor. de géol. etc. de l'Univ. de Lausanne No. 24, 1918.
26. F. Heritsch, Die Grundlagen der alpinen Tektonik. Berlin 1923.
27. — Die Deckentheorie in den Alpen. Fortschr. d. Geol. u. Pal., 6/17, 1927.
28. H. Jenny, Die alpine Faltung. Berlin 1924.
29. G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sogenannten »Gneisen« und den metamorphen Schiefen der Tessiner Alpen, III. Sitz.-Ber. d. preuß. Akad. d. Wiss., 1906, p. 420.
- 29a. — Derselbe Titel, IV. Ebendort, 1907, p. 245.
30. L. Kober, Bau und Entstehung der Alpen. Berlin 1923.

¹ Bis Frühjahr 1929; spätere Erscheinungen sind zum Teil noch in Fußnoten im Texte berücksichtigt.

31. J. Koenigsberger, Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Carbon. Geol. Rundschau, 17a (Steinmann-Festbd.), 1926, p. 363.
- 31a. — Über carbonähnliche Ablagerungen in den nördlichen Dinariden bei Lugano. Ecl. geol. Helv., 21, 1928, p. 285.
32. M. Lugeon et G. Henny, Sur la zone du Canavèse et la limite méridionale des Alpes. C. R. Acad. des Sciences, 160, 1915, p. 321.
33. — — La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. Ebendort, p. 365.
34. G. Melzi, Di un nuovo giacimento mineralogico interessante sulle sponde del Laghetto di Piona. Giorn. di Min., I, 1890.
35. — Sunto di alcune osservazioni stratigrafiche e petrografiche sul versante valtellinese delle Prealpi orobiche occidentali. Rendic. Ist. Lomb., 24, 1891.
36. — Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della catena Orobica occidentale. Giorn. di Min. II, 1891.
37. — Osservazioni geologiche sulla Valle del Masino. Rendic. Ist. Lomb., 25, 1892.
38. — Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. Giorn. di Min. 4, 1893, p. 89.
39. — Le porfiriti della catena Orobica settentrionale. Rendic. Ist. Lombardo, 28, 1895.
40. H. Mylius, Ein geol. Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 41, 1917, p. 237.
41. V. Novarese, Aufnahmsbericht in Boll. Comit. geol. 38, 1907 (parte ufficiale).
42. C. Porro, Cenni preliminari ad un rilievo geologico delle Alpi Orobiche. Rendic. Ist. Lomb., 30, 1897.
43. — Cenni preliminari ad un rilievo geologico della catena Orobica dalla Valtellina al Monte Venerocolo. Ebendort, 32, 1899.
44. — Le Alpi Bergamasche. Milano 1903.
45. G. Ragazzoni, Catalogo della raccolta che accompagna il profilo geognostico delle Alpi nella Lombardia orientale. Brescia 1893.¹
46. — Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi Lombarde. Commentari dell'Ateneo di Brescia 1875.¹
47. E. Repossi, Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso. Atti soc. Ital. di sci. nat. 43, 1904, p. 621.
48. — Der Andalusit von Musso (Comer See). Rendic. Accad. dei Lincei, 19, 1910, p. 201 (zit. nach d. Zeitschr. f. Kryst., 52, p. 303).
49. — I filoni pegmatitici di Olgiasca. Atti soc. Ital. di sci. nat., 52, 1913, p. 487.
50. — Osservazioni geologiche e petrografiche sulla bassa Valle della Mera (Alpi Lombarde). Ebendort, 53, 1914, p. 243.
51. — La bassa Valle della Mera. Memorie Soc. Ital. di scienze naturali, 8, 1915/1916.
- 51a. C. Riva, Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello. Mem. Ist. Lombardo, 17, p. 159.
52. F. Rolle, Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 23, 1881.
53. W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviole im italienischen Anteil der Adamellogruppe. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 52, 1890, p. 450.
- 53a. — Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Adamello. Tschermak's Min.-petr. Mitt., 12, p. 408.
54. — Gequetschte Gesteine des Mortiroloales. N. Jb. f. Min., 1897, Beil.-Bd. 11, p. 355.
55. — Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen, granitisch-körnigen Massen. Tschermak's Mitt., Neue Folge, 17, 1898, p. 109.
56. — Neue Beobachtungen aus dem Gebiete des Adamello und des St. Gotthard. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Berlin, 1889, p. 27.
57. — Die alpino-dinarische Grenze. Verh. d. Geol. R.-A., 1905, p. 341.
58. — Die Adamellogruppe, ein alpines Zentralmassiv und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis vom Mechanismus der Intrusionen. Abh. d. Geol. R.-A., 21, 1908/10
59. — Beobachtungen über Harnische. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1925/4.
60. A. Saragat, La Geografia fisica della Valtellina. Bolletino Soc. geograf. ital., 51/I, 1914, p. 403, 527, 638.
61. A. Spitz, Sammelreferat über Arbeiten von Cornelius und Staub. Verh. d. Geol. R.-A., 1917, p. 179.
62. — Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. d. Geol. R.-A., 1919.
63. — Liasfossilien aus dem Canavese. Ebendort.
64. G. Stache, Die geol. Verhältnisse zwischen Bormio und Passo del Tonale. Verh. d. Geol. R.-A., 1878, p. 174.
65. R. Staub, Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 46, I, 1916.
66. — Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Naturf.-Ges. Zürich, 61, 1916, p. 324.
67. — Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. Ecl. geol. Helv., 16, 1920, p. 28.
68. — Zur Tektonik der penninischen Decken in Val Malenco. Jahresber. d. naturf. Ges., Graubündens, 60, 1921.
69. — Über den Bau des Monte della Disgrazia. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich, 66, 1921, p. 93.
70. — Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 52, 1924.
- 70a. — Tektonische Karte der Alpen. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 105.
71. A. Stella, Contributo alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi centrali. Boll. Com. geol., 1894.
- 71a. — Aufnahmsber. in Boll. com. geol., 38, 1907, parte ufficiale, p. 34.
72. B. Studer, Geologie der Schweiz. Bern u. Zürich, 1851.
73. E. Sueß, Das Antlitz der Erde, III, 2.
74. T. Taramelli, Carta geologica della Lombardia. Milano 1890.
75. — Considerazioni a proposito della teorie dello Schardt nelle regioni esotiche delle Prealpi. Rendic. Ist. Lomb., 31, 1898.

¹ Diese beiden Arbeiten waren uns unzugänglich; sie sind nach Salomon zitiert.

76. T. Taramelli, I tre Laghi. Milano 1903.
 77. — Spreafico, Negri, Il Canton Ticino meridionale. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 17, 1880.
 78. P. Termier, Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline. Bull. soc. géol. France 1905 (4e série, V), p. 209.
 79. G. Theobald, Die südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, III, 1866.
 80. G. B. Trener, Geol. Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellamasse. Jahrb. d. Geol. R.-A., 56, 1906, p. 405.
 81. O. Wilckens, Das Oberengadiner Gebirge, seine Schicht- und Eruptivgesteine sowie der Bau und die Wurzeln seiner Überschiebungsdecken. (Sammelreferat.) Geol. Rdschau, 8, 1917, p. 210.
 82. F. Zindel, Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 41, 1912.

b) Anderweitige benutzte Literatur.

83. E. Argand, Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv., 14, 1916, p. 145.
 84. — La tectonique de l'Asie. C. R. XIII. Congr. géol. intern. Bruxelles 1928.
 85. E. Artini e G. Melzi, Ricerche petrogr. e geol. sulla Valsesia. Mem. Ist. Lomb. sci. e lett. (classe di sci. matem.), 18, 1900.
 86. A. v. Bistram, Das Dolomitgebiet der Luganer Alpen. Ber. d. Naturf. Ges., Freiburg i. B., 14, 1903.
 87. J. Cadisch, Der Bau der Schweizer Alpen. Zürich 1926.
 88. H. P. Cornelius, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. N. Jb. f. Min., 1912, Beil.-Bd. 35, p. 374.
 89. — Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. Geol. Rdschau, 12, 1921, p. 289.
 90. — Über ein neues Andalusitvorkommen in der Ferwallgruppe und seine regionalgeologische Bedeutung. Zentralbl. f. Min., 1921.
 91. — Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. Geol. Rdschau, 1925.
 91a. J. Cosijn, De geologie van de Valli di Olmo al Brembo. Leidsche Geol. Mededeelingen, II, 1928, p. 251.
 92. G. Dal Piaz, Il confine alpino-dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'alto Adige. Atti Accad. Veneto-Trentino-Istria, 17, 1926.
 93. H. Eugster, Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, n. F., 49, 1923.
 94. H. v. Foulton, Über Minerale führende Kalke aus dem Val Albiolo in Südtirol. Verh. d. R.-A., 1880, p. 146.
 95. A. Frauenfelder, Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Ecl. geol. Helv., 1916.
 96. M. Furlani, Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. d. Geol. Ges., Wien, 5, 1912, p. 252.
 97. — Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., Wien, 97, 1919, p. 33.
 97a. — Considerazioni orogenetiche sul limite alpino-dinarico in Pusteria. Atti Accad. Veneto-Trentino-Istria 1922.
 98. — und G. Henny, Du prolongement vers l'Est du synclinal du Canevèse et de l'anticlinal insubrien. Ecl. geol. Helv., 1920.
 99. W. Hammer, Olivinfelse aus Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss., 72, 1902.
 100. — Geol. Beschreibung der Laasergruppe. Jahrb. d. Geol. R.-A., 56, 1906, p. 497.
 101. — Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm. Jahrb. d. Geol. R.-A., 58, 1908, p. 79.
 102. — Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. d. R.-A., 64, 1914.
 103. — Die Phyllitzone von Landeck. Jahrb. d. Geol. R.-A., 68, 1918.
 104. — Geol. Führer durch die Westtiroler Zentralalpen. Bornträgers Sammlung geol. Führer, Berlin 1922.
 105. — und C. v. John, Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrb. d. Geol. R.-A., 59, 1909.
 106. O. Hecker, Petrograph. Untersuchungen der Gabbrogesteine des oberen Veltlin. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 17, 1903.
 106a. W. J. Jong, Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. Leidsche Geol. Mededeelingen, III, 1928, p. 48.
 107. A. Kieslinger, Paramorphosen von Disthen nach Andalusit. Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss., Wien, 136, 1927, p. 71.
 108. — Tektonik Mittelkärntens. Anz. d. Akad. d. Wiss. in Wien vom 30. VI. 1927.
 109. L. Kober, Alpen und Dinariden. Geol. Rdschau, 15, 1914.
 110. E. Kündig, Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 6, 1926, p. 1.
 111. G. Linck, Die Pegmatite des oberen Veltlin. Jenaische Zeitschr. f. Naturw., 33, 1900, p. 345.
 112. H. Mohr, Ein geol. Profil durch den Kolm bei Dellach im Oberdrautal. Verh. d. Geol. B.-A., 1925.
 112a. W. Petrascheck, Zur Tektonik der alpinen Zentralzone in Kärnten. Verh. d. Geol. B.-A., 1927.
 113. E. Philippi, Beitrag zur Kenntnis der Schichtenfolge und des Aufbaues im Grignagebirge. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 47, 1895, p. 665.
 114. W. Rasch, Petrographische Untersuchung der dioritischen Gesteine aus dem Gabbrogebiet des oberen Veltlins. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 32, 1911, p. 197.
 115. B. Sander, Geologische Beschreibung des Brixener Granits. Jb. d. Geol. R.-A., 1906.
 116. — Zur Geologie der Zentralalpen: I. Alpino-dinarische Grenze in Tirol. Verh. d. Geol. R.-A., 1916, p. 206.
 117. W. Sauerbrei, Petrographische Untersuchung sedimentogener krystalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin. N. Jb. f. Min., Beil.-Bd. 34, 1912, p. 1.
 118. C. Schmidt, Über die Geologie des Simplongebiets und die Tektonik der Schweizer Alpen. Ecl. geol. Helv. 9, 1907, p. 484.
 119. W. Schmidt, Gesteinsumformung. Denkschr. d. Naturhist. Mus. in Wien, III., 1925.
 119a. — Gebirgsbau und Oberflächenform der Alpen. Jahrb. d. Geol. B.-A., 73, 1923, p. 255.
 120. R. Schwinner, Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau, 6, 1915, p. 1.

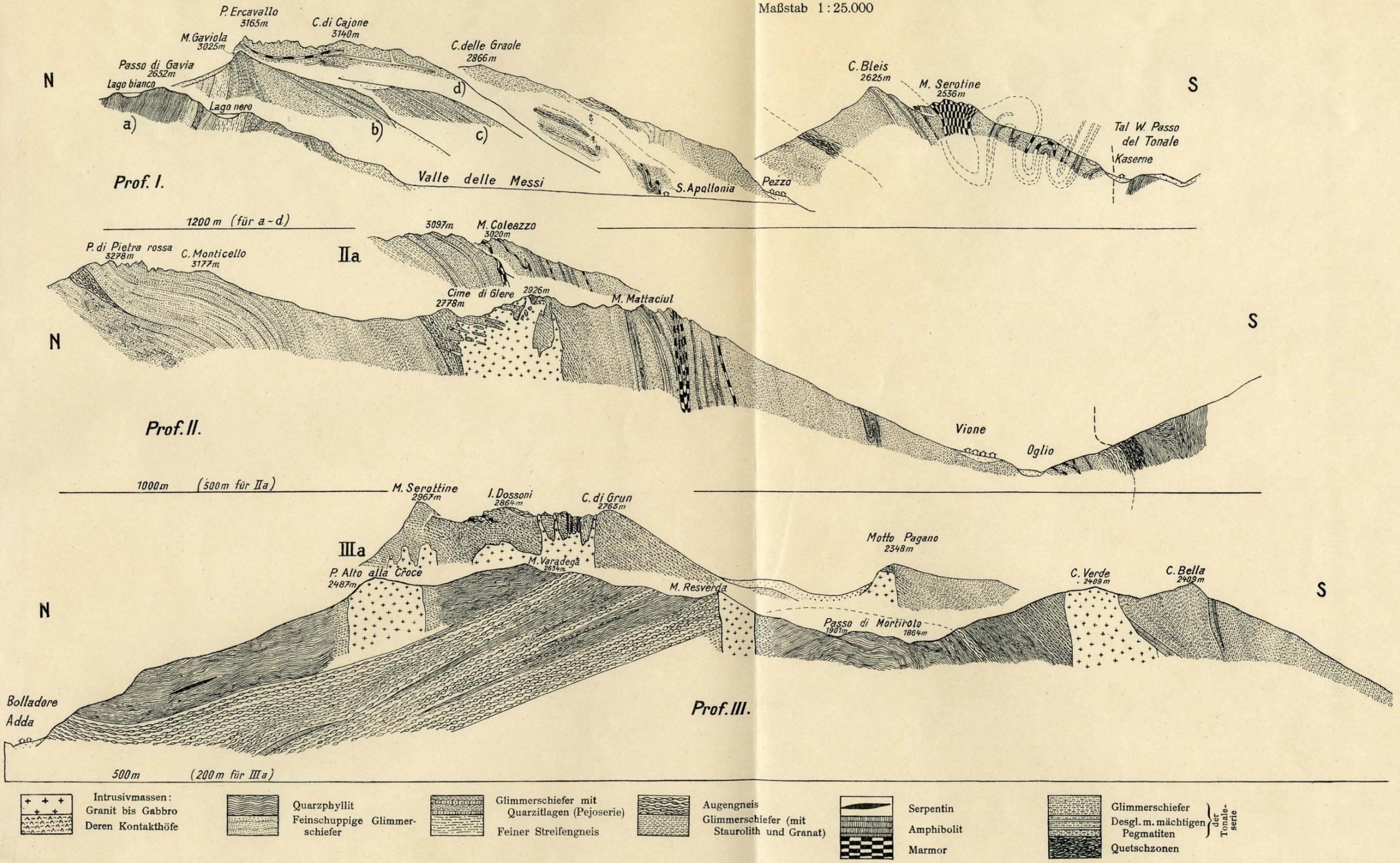
121. R. Schwinner, Vulkanismus und Gebirgsbildung. Zeitschr. f. Vulkanologie 5, 1919, p. 175.
 122. — Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (Südtirol). Ostalpine Formenstudien, III/2, 1923.
 123. — Die Niederen Tauern. Geol. Rundschau 1923.
 124. — Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). Sitz.-Ber. d. Akad. d. Wiss. in Wien, mathem.-naturw. Kl., Abt. I. 136, 1927, p. 333.
 125. A. Spitz und G. Dyhrenfurth, Geol. Monographie der Unterengadiner Dolomiten, Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, neue Folge, 44, 1915.
 - 125a. A. Spitz, Zur Altersbestimmung des Adamellomassivs, Mitt. d. Geol. Ges. in Wien, 1915.
 126. R. Staub, Petrographische Studien im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. d. naturf. Ges. in Zürich, 1915.
 127. — Das Äquivalent der Dentblanchedecke in Bünden. Ebendort, 1917.
 128. — Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Ecl. geol. Helv., 1920.
 129. H. Stille, Die sogenannte Rückfaltung des Apennins. Nachrichten Ges. d. Wiss. in Göttingen, mathem.-phys. Kl., 1927, p. 292.
 - 129a. J. Stiny, Zur Geschichte des Millstätter Sees, »Die Eiszeit«, III, 1926, p. 9.
 130. A. Streckeisen, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden). Schweiz. Min.-Petr. Mitt., 8, 1928, p. 87.
 131. P. Termier, Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. géol. France.
 132. Wehrli, Monographie der interglazialen Ablagerungen im Bereiche der nördlichen Ostalpen zwischen Rhein und Salzach. Jahrb. d. Geol. B.-A., 78, 1928, p. 355.
 133. A. Winkler, Der Bau der östlichen Südalpen. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien, 16, 1923, p. 1.
 134. — Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. Jahrb. d. Geol. B.-A. in Wien, 78, 1928, p. 1.
 135. A. Zapf, Petrographische Untersuchung der granatführenden Erstarrungsgesteine des oberen Veltlin. Dissert. Jena, 1910.
-

Inhaltsübersicht.

	Pagina
Einleitung	207
A. Beschreibender Teil	211
I. Die Aufschlüsse der Insubrischen Linie	211
1. Im Abschnitt zwischen Tessin und Comersee	211
a) Val Morobbia	211
b) Passo S. Jorio—Valle del Liro	215
2. Die Aufschlüsse im Veltlin	221
a) Das Profil von Dubino	221
b) Das Profil des Culmine di Dazio	223
c) Von Ardenno bis Ponte	225
d) Die Aufschlüsse bei Teglio und Stazzona	227
e) Der Monte Padrio	229
3. Die Aufschlüsse in der oberen Val Camonica und am Tonale	231
a) Bei Monno und Incudine	231
b) In Val Paghera	232
c) Zwischen Val Paghera und Val d'Avio	233
d) In Val d'Avio	233
e) Zwischen Val d'Avio und Ponte di Legno	234
f) Am Tonalepaß und weiter östlich	236
II. Das Gebiet südlich der Insubrischen Linie	237
1. Das Gebirge westlich des Comersees	237
a) Das alte Grundgebirge	237
b) Die Trias von Musso	239
c) Die Tektonik	240
2. Die Orobische Kette und das Adamellogebiet	241
a) Die Gesteine	241
b) Tektonik	248
III. Das Gebiet nördlich der Insubrischen Linie	250
1. Die Berge zwischen dem Tonalepaß und dem oberen Veltlin	250
a) Die Tonaleserie	250
b) Die Granat-Stauroolith-Glimmerschieferserie	253
c) Die Pejoserie	253
d) Die Glimmerschiefer der Val Grande und die Quarzphyllite mit ihren Einlagerungen	254
e) Intrusivmassen und ihre Kontaktbildungen	256
f) Tektonik	261
2. Das Gebiet auf der Nordseite des Veltlins von Tirano bis zum Piano di Chiavenna	263
3. Das Gebirge zwischen dem Comersee und dem Tessin	267
B. Zusammenfassender und erklärender Teil	269
1. Zur Charakteristik der tektonischen Erscheinungen an der Insubrischen Linie	269
2. Die fazielle Stellung der Insubrischen Trias	271
3. Zur Auffassung des krystallinen Gebirges	273
4. Tektonik und Metamorphose	278
5. Beziehungen zur Morphologie	279
6. Die Deutung der Insubrischen Linie	281
7. Zur zeitlichen und räumlichen Einordnung der Vorgänge an der Insubrischen Linie in den Alpenbau	287
8. Zur weiteren Fortsetzung der Insubrischen Linie	292
a) Nach Westen	292
b) Nach Osten	293
Schlußbemerkung	296
Literatur	297

Profile durch die Berge auf der Nordseite der oberen Val Camonica

Maßstab 1 : 25.000



Cornelius H. P. und Furlani-Cornelius M., Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepaß.

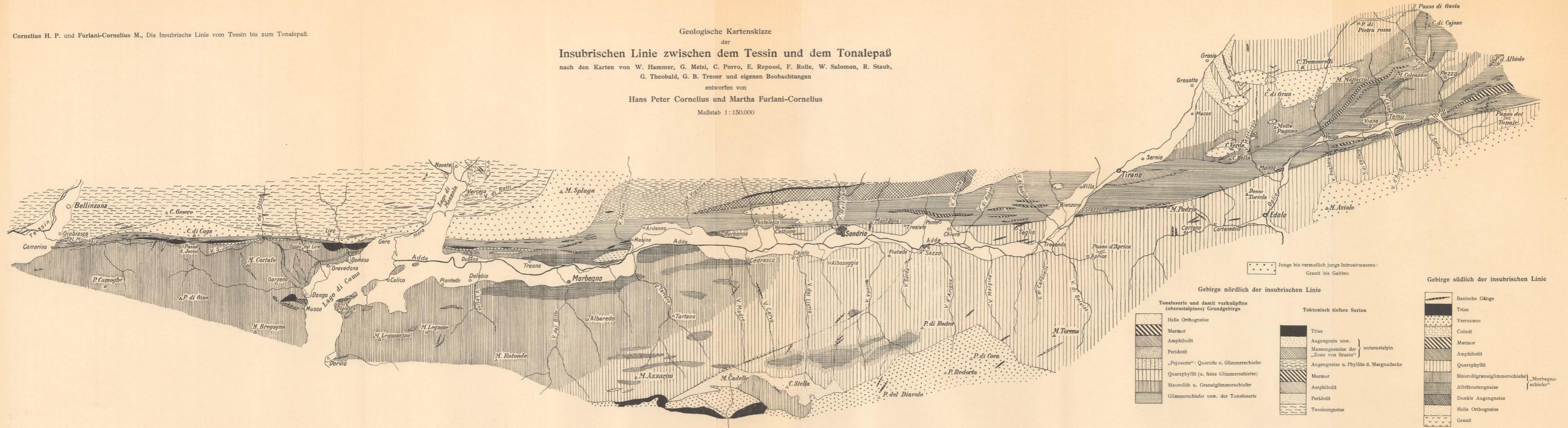
Geologische Kartenskizze
der
Insubrischen Linie zwischen dem Tessin und dem Tonalepaß

nach den Karten von W. Hammer, G. Melzi, C. Porro, E. Reossi, F. Rolle, W. Salomon, R. Staub,
G. Theobald, G. B. Trener und eigenen Beobachtungen

entworfen von

Hans Peter Cornelius und Martha Furlani-Cornelius

Maßstab 1:150.000



••••• Junge bis vermutlich junge Intrusivmassen:
Granit bis Gabbro

Gebirge nördlich der insubrischen Linie

- Tonaliese und damit verknüpfte (oberostalpinen) Grundgebirge
- Helle Orthogneise
 - Marmor
 - Amphibolit
 - Peridotit
 - „Pejoserie“: Quarzite u. Glimmerschiefer
 - Quarzphyllit (u. feine Glimmerschiefer)
 - Staurolith u. Granatglimmerschiefer
 - Glimmerschiefer usw. der Tonaliese

Tektonisch tiefere Serien

- Trias
- Augenzeis usw. } unterostalpin
- Massengesteine der „Zone von Brusio“
- Augenzeis u. Phyllite d. Margnadecke
- Marmor
- Amphibolit
- Peridotit
- Tessinerneise

Gebirge südlich der insubrischen Linie

- Basische Gänge
- Trias
- Verrucano
- Colmit
- Marmor
- Amphibolit
- Quarzphyllit
- Sitaulolithgranatglimmerschiefer } „Morbegno-
schiefer“
- Albitknottengneise
- Dunkle Augenzeis
- Helle Orthogneise
- Granit