Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 42 (1949)

Heft: 2

Artikel: Betrachtungen über den Bau der Südalpen

Autor: Staub, Rudolf

Kapitel: I: Zur tektonischen Deutung der westlichen Südalpen zwischen Sesia, Lugano und Comersee

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161181

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 10.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

I. Zur tektonischen Deutung der westlichen Südalpen zwischen Sesia, Lugano und Comersee.

1. Einführung.

Ursprünglich wurden bekanntlich die ganzen Südalpen, vom Isonzo bis zum Langensee, einfach als grösstenteils aus Sedimenten aufgebaute südliche Rand- oder Nebenzone der Gesamtalpen aufgefasst, d. h. die sog. „Südlichen Kalkalpen" der grossen kristallinen Zentralzone des Gebirges und den nördlichen Kalkalpen gegenübergestellt. Das war die einfache Anschauung der älteren Geologen, von STUDER und ESCHER bis zu HEIM und SCHMIDT; in den östlichen Alpen aber war es die Ansicht der österreichischen Alpengeologen überhaupt, von FRANZ, RITTER von HAUER und RICHTHOFEN, BITTNER, MOJSISOVICS und SCHWINNER bis zu AMPFERER, HAMMER und SPITZ. 1875 jedoch erkannte der grosse Aussenseiter EDUARD SUESS in den Südalpen in erster Linie die nordwestliche und westliche Fortsetzung der dinarischen Ketten vom Ostufer der Adria, und glaubte fortan diese „dinarischen" Elemente als eine blosse, den eigentlichen Alpen gewissermassen fast zufällig beigeordnete fremde Begleitzone mit einem gegenüber den eigentlichen wirklichen Alpen durchaus fremden Bau, daneben auch einer prinzipiell anderen, der wirklich alpinen entgegengesetzten Bewegung der Massen, durch die ganzen Südalpen bis an den Langensee verfolgen zu können. Seither wurden, und über lange Zeit, unter der Autorität des berühmten Wiener Meisters, zum allergrössten Teil die ganzen Südalpen ohne irgendwelche weitere Unterteilungen einfach zum dinarischen Gebirgssystem gerechnet: die Südalpen sollten als ganz fremde, eben „dinarische" Elemente, als ein durchaus eigenes Gebirge, mit einer ganz anderen, eigenen, jener in den Alpen prinzipiell entgegengesetzten Schubrichtung, letzten Endes als die Ausläufer der asiatischen Randbogen des Himalaya-, des Taurus- und des Hellenidensystems die eigentlichen, wirklichen und klassischen Alpen an deren Südrand begleiten und dieselben von der Po-Ebene und der Adria trennen; dabei längs einer berühmt gewordenen und vielfach durch junge Eruptivmassen noch besonders unterstrichenen „alpin-dinarischen Grenze" mit ihren Rücken gegeneinander stossend, vom Bacher bis an den Langensee.

Die Feststellung eines gewaltigen Deckenbaues in den eigentlichen Alpen, dem zunächst in den ganzen Südalpen nichts auch nur einigermassen Analoges zu entsprechen schien, leistete der SUESSschen Auffassung von Alpen und Dinariden als zwei fundamental voneinander getrennten, in ihrem Baustil und in ihren Bewegungsrichtungen ganz verschiedenen und damit überhaupt selbständigen Gebirgen weiter Vorschub, und die eben erwähnte Kette der unterdessen im besonderen durch SALOMON entdeckten jungen, sogenannten peri-adriatischen Intrusivkörper sollte gewissermassen als Narbe erstarrten Magmas die fundamentale Trennungsnaht zwischen Alpen und Dinariden noch besonders unterstreichen. Vom Tonalit von Eisenkappel zum mindesten bis zu jenem des Adamello, zeitweise sogar bis hinüber nach Valsàssina, westlich des Langensees sicher wieder bis zur Sesia und gegen Biella.

Dem nordbewegten, immer grossartiger sich kundgebenden Deckenbau der eigentlichen Alpen wurden so – entsprechend einer von den Dinariden und den asiatischen Randbögen her auf die Südalpen übertragenen Auffassung von der Zweiseitigkeit der Kettengebirge – die theoretisch geforderten, aber wie wir sehen werden nur einen Bruchteil des südalpinen Baues beherrschenden und in weit bescheiderem Masse nach Süden, in der Richtung auf die Po-Ebene vorgestossenen

Scholleneinheiten der Südalpen als im Grunde eben fremde, d. h. „dinarische" Elemente in voller Schärfe gegenübergestellt.

Trotzdem es nie ganz an Stimmen fehlte, die diese Auffassung der Dinge als viel zu dogmatisch betrachteten und im Anschluss an die althergebrachte Auffassung vom Gesamtbau der Alpen den Charakter der Südalpen auch weiterhin als den einer einfachen südlichen Nebenzone der Gesamtalpen betonten – es sei hier nur an AMPFERER und HAMMER, GIORGIO DAL PIAZ oder ALBRECHT SPITZ und ALBERT HEIM oder HANS SCHARDT erinnert – wurde die Dinariden-Natur der Südalpen, vor allem unter dem Einfluss von SUESS, KOBER, TERMIER, STILLE u. a. immer stärker hervorgehoben, bis es schliesslich in diesem „dinarischen" Begleitgebirge sogar zur Konstruktion eigentlicher Decken im dinarischen Sinne kam – die allerdings, wenigstens bis an den Tagliamento heran, nie ernst genommen werden konnten –, und KOBER endlich sogar in den westlichen Südalpen noch, bis hinüber an den Langensee, die Ausläufer der venezianischen Randzone, d. h. der adriatischen und istrischen Aussenzone der eigentlichen Dinariden sah. Weitere irrtümliche Übertragung der südalpinen Tektonik auf den Gesamt-Apennin und die nordafrikanischen Ketten, bis hinüber zum Hohen Atlas, brachten KOBER schliesslich zur Auffassung eines allgemein und über weite Räume hin tatsächlich verwirklichten, zweiseitigen, d. h. sowohl gegen Mitteleuropa als auch gegen Afrika als gegen zwei verschiedene Vorländer hin in gleichem Ausmass bewegten alpinen Gesamt-Orogens.

Demgegenüber sah TERMIER schon in den ersten Jahren der jungen Deckenlehre, d. h. schon 1903 und 1904, in diesen „südalpinen Dinariden" im Grunde genommen einfach das oberste, eben primär südlichste, tektonische Element der eigentlichen Alpen, das als gewaltiger „traîneau écraseur" in durchaus souveräner Weise die Decken der zentralen und nördlichen Alpen vor sich her getrieben und wenigstens zum Teil auch unter sich begraben haben sollte. TERMIER sah den Nordmarsch und die Aufeinanderstapelung der grossen alpinen Decken nur als möglich an unter der Mitwirkung dieses grossartigen dinarischen „traîneau écraseur". Den Beweis für diese seiner Zeit kühn und weit vorauseilende Auffassung blieb TERMIER allerdings schuldig, aber das war angesichts der spärlichen Kenntnisse jener Zeit ganz unvermeidlich, wenn auch TERMIER bereits die durchaus komplexe Natur der grossen ostalpinen Decken der Zentralzone deutlich erkannt hatte. Den wirklichen Zusammenhang zwischen Alpen und Dinariden jedoch kannte auch TERMIER noch nicht.

Den damit immer noch fälligen tatsächlichen und wirklichen Beweis des effektiven Zutreffens der TERMIERschen Anschauung eines gewaltigen „dinarischen traîneau écraseur" brachte mir 1915 die erstmals etwas vollständiger durchgeführte Analyse der südöstlichen Schweizer Alpen, mit der Verfolgung der Kristallin-Wurzel der höchsten ostalpinen Decke Bündens, d. h. der Silvretta, in die Catena Orobica und das insubrische Seengebirge, die Zone des Monte Ceneri vor allem; in eine Einheit somit, die aber weiterhin auch, und dies schien mir schon damals der springende Punkt, schlechthin untrennbar mit der Kristallin-Basis der luganesischen Südalpen verknüpft erschien. Da schienen nun wirklich und effektiv die obersten sicher noch alpinen Elemente des Gebirges in Form der oberostalpinen Kristallin-Wurzel und die nördlichsten kristallinen Basisteile der Südalpen unlösbar miteinander verbunden; die nördlichen „Dinariden" erschienen damit als ein einfaches südliches Anhängsel der hintersten Teile der oberostalpinen Decke, oder die oberostalpine Decke erwies sich als nichts anderes als ein direkter nördlicher Ausläufer oder mächtiger Vorposten der südalpinen Dinariden. Dass des ferneren, gemäss dem ganzen Deckenbau der Rätischen Alpen, ein für dessen Ent-

stehung unerlässlicher und beträchtlicher Vorstoss der Dinaridenscholle gegen Norden, somit gar nicht im Sinne KOBERS und SUESS', stattgefunden haben musste, ergab sich sofort als weitere Konsequenz und wurde auch deshalb zur selben Zeit schon deutlich ausgesprochen. Auch wurde schon damals, in Anlehnung an HEIM und SCHMIDT, wenigstens der Bau der schweizerischen Südalpen als durchaus mit Süd-Nordschub erklärbar betrachtet, und im übrigen gleichfalls schon die in den südlicheren Randzonen der Südalpen vielfach so augenfälligen und seit alter Zeit schon bekannten, aber in ihrer Bedeutung ganz übermässig betonten kurzen Überschiebungen und Überfaltungen gegen die Po-Ebene hin – vom Tagliamento und den Domen Veneziens bis hinüber an den Garda- und Iseosee, an den Resegone, in die Alta Brianza und schliesslich das Mendrisiotto – als blosse mechanisch durchaus verständliche an sich aber durchaus sekundäre Folgen des natürlichen Ausweichens der südalpinen Schollen gegen den freien Raum der gemeinsam mit der Adria niedersinkenden Po-Ebene hin gedeutet und gegenüber den eigentlichen alpinen Bewegungen als relativ einfache „Rückfalten" erklärt. Auf diese Dinge hat auch ARGAND in seiner Synthese des Westalpen-Bogens sofort Bezug genommen und dieselben seit damals stets weiter vertreten. Wir werden aber weiterhin auf diese Dinge zurückzukommen haben (s. p. 260, 265, 270, 276, 309, 329, 337, 364, 381).

Vor allem Studien HENNYS über das sogenannte „Canavese" und dessen östliche Fortsetzung suchten zunächst den Charakter der Catena Orobica, d. h. der östlichen Fortsetzung des Seengebirges, als Decken-Wurzel zu erschüttern und dieselbe als ganz zum dinarischen Kristallin-Sockel gehörig hinzustellen. Gemäss einer durchaus irrtümlichen Auffassung des tessinischen und piemontesischen Wurzelbaues, nach welcher das Canavese der piemontesischen Alpen direkt mit dem Trias-Zug des Passo San Jorio und den Veltliner Trias-Zügen verbunden sein sollte, wurde zu diesem dinarischen Unterbau schliesslich sogar noch die ganze Ivreazone gerechnet. Dieselbe sollte nunmehr, zusammen mit dem Seengebirge des Ceneri-Gebietes und der Catena Orobica, den komplexen Kristallin-Kern eines grossartigen Gewölbes, der sogenannten „insubrischen Antiklinale" HENNYS bilden und damit samt den eben genannten Elementen als alpine Wurzel für immer ausfallen. Eine These, der sich, im Gegensatz zu ARGAND, in der Folge auch LUGEON angeschlossen hat.

Auf Grund der sorgfältigen Aufnahmen PORROS sowie eigener Begehungen konnte jedoch bereits 1920 deutlich nachgewiesen werden, dass die Antiklinale, von der aus HENNY den geschlossenen Gewölbecharakter der ganzen Catena Orobica und weiterhin des gesamten Seengebirges und sogar der Ivrea-Zone abzuleiten beliebte, von der oberen Val Camonica, genauer der Val Paisco, gegen Westen in durchaus sicherem Zusammenhang mit den schon STUDER und ESCHER bekannten, tatsächlich geschlossenen Verrucano-, Porphyr- und Kristallin-Aufbrüchen der hinteren Bergamasker Täler und schliesslich der Valsàssina steht, und somit das, was HENNY etwas voreilig die „insubrische" Antiklinale genannt hat, effektiv weit südlich des Kristallin-Gebirges der Catena Orobica, des Seengebirges und der Ivrea-Zone als ein in erster Linie deutlich bergamaskisches, also rein südalpines Gewölbe-Element gegen Westen zieht.

Die Wurzelnatur der genannten Gebiete blieb somit weiterhin unangetastet, auch wenn später die Leidener Geologenschule an Hand älterer Strukturen in der Catena Orobica und der – übrigens schon PORRO und mir, ja schon ESCHER und STUDER bekannten – Existenz von Sedimenten auf Teilen des orobischen Kristallins dieselbe erneut in Frage zu stellen versuchte. Im „Bau der Alpen" kamen somit meine schon 1915 gewonnenen Anschauungen über die Wurzelnatur der

Kristallin-Gebiete der Catena Orobica, des Seengebirges und der Zone von Ivrea beinahe unverändert zum Ausdruck: in letzterer sah ich noch immer die grosse Wurzelzone der Grisoniden, in ersterem jene der oberostalpinen Schubmassen, d. h. der Silvretta-Decke im weiteren Sinne. Die südlich an das orobische Kristallin anschliessenden, oft beträchtlichen Perm/Trias-Mulden am Nordrand der geschlossenen bergamaskischen Antiklinalzone setzte ich dem Drau-Zug des alpinen Ostens gleich und sah dessen weitere westliche Fortsetzung auch noch in den isolierten Sedimentkeilen von Dongo resp. Musso, von Arosio und von Valdòmino–Luino, und schliesslich in den engen Trias/Liaszügen längs der Linie von Borgosesia. Südlich daran sollte sich die Fortsetzung der bergamaskischen Gewölbezone der Porphyraufbrüche, die in Valsàssina noch deutlich sich dokumentiert, durchziehen, gleichfalls über Lugano und Luino bis an die Sesia. Was südlich der Linie Dongo/Musso–Arosio–Luino–Borgosesia lag, wurde im „Bau der Alpen" ohne weiteres schon zu den eigentlichen „dinarischen Südalpen" gerechnet, im besonderen das Kristallin von Lugano–Val Cuvia und der Sedimentzug der Salvatoremulde. Diese letztere erschien mit ihrem „flachgründigen" Bau damals recht eigentlich als der nördlichste Vorposten und Ausleger der südlichen Kalkalpenplatte, und diese Zugehörigkeit der Salvatoremulde zu den dinarischen Kalkalpen ist auch bis heute von allen Seiten, mit einziger Ausnahme SCHWINNERS, stets als natürlich und durchaus selbstverständlich betrachtet worden.

Hier setzt nun zunächst die neuere Deutung ein. Denn eine ganze Reihe von Beobachtungen stellen heute durchaus sicher, dass diese Mulde des San Salvatore in gar keiner Weise nur den seichten flachgründigen Charakter hat, wie er bisher etwa aus den Profilen B. G. ESCHERS, HEIMS, FRAUENFELDERS, F. WEBERS und LEUPOLDS hervorgeht, sondern dass diese Salvatoremulde eine recht tiefgreifende und auch zwei ganz verschieden aufgebaute Gebirgszonen deutlich und scharf trennende Synklinale grössern Stiles ist. Es scheint übrigens, dass schon STUDER dieser Ansicht zugeneigt hat, ist er doch der einzige, der in seinem Profil durch den San Salvatore in seiner Geologie der Schweiz, p. 442, die Steilstrukturen im San Salvatore-Gipfelbau deutlich illustriert und einen flachen Muldenschluss an der Basis der Dolomite nicht ohne weiteres durchziehen lässt.

Ein weiterer Punkt in diesem so vielfach merkwürdig erscheinenden Gebiete von Lugano, der bisher nie recht abgeklärt erschien, war die seit v. BISTRAMS Untersuchungen berühmt gewordene Luganeser Hauptverwerfung, an welcher das östlich angeschlossene Liasgebiet des Monte Generoso bis zu 1000 m und mehr durch einen echten Bruch gegenüber dem Porphyrgebiet versenkt sein sollte; des weiteren der Gegensatz, der zwischen der so auffallenden Salvatore-Scholle im Süden von Lugano und dem wesentlich anders gebauten Trias/Liasgebiet zwischen den Denti della Vecchia und dem Monte Brè im Osten dieser Stadt in so offenkundiger Weise besteht. DOEGLAS und DE SITTER haben ihrerseits gleichfalls schon das Unbefriedigende einer grossen Luganeser-Verwerfung gespürt und eine andere Lösung gesucht: mit Überschiebungen von Norden gegen Süden, längs welchen die Generoso-Scholle in durchaus dinarischem Sinne aus der Gegend von Lugano über die basale Zone des Salvatore, der Porphyrmasse und des Monte San Giorgio hinweggestossen worden wäre. Die Malm-Kreidefalten von Mendrisio erschienen in dieser Konzeption als regelrechte Stauungen an der Stirn einer in „dinarischem" Sinne gegen Süden vorgeschobenen, deutlich mehrteiligen Generoso-Scholle. Aber auch diese neuversuchte Kombination vermochte aus manchen Gründen nicht recht zu befriedigen, besonders im Zusammenhang mit dem Triasgebirge der Val Solda, und so stellte sich das Problem einer wirklichen Lösung der südalpinen Tektonik der Luganeser Alpen immer dringender.

Als vor nunmehr 25 Jahren der „Bau der Alpen" erschien, lagen neuere Aufnahmen der westlichen Südalpen nur im knappen Gebiete von Lugano–Mendrisio vor, die vor allem von FRAUENFELDER und B. G. ESCHER bestritten worden waren. Seither ist das ganze Gebiet, vom Langensee und der Sesia bis über die Grigna hinaus, ja sogar noch bis in die orobischen und die bergamaskischen Berge hinein, zu einem guten Teil, wenn auch qualitativ recht heterogen, neu aufgenommen worden, und sind vor allem auch die Kartenblätter Varallo, Varese, Como und Chiavenna der geologischen Karte Italiens erschienen. Daneben entstanden eine Reihe von lokalen, aber wichtigen Arbeiten, vor allem der Basler und der Leidener Geologenschule, so die Dissertationen von SENN, von LEUZINGER, VAN HOUTEN, DOEGLAS, DE SITTER, TRÜMPY, des weiteren Arbeiten von CORNELIUS und REPOSSI, im Osten des Comersees die Arbeiten der Leidener Schule in den nördlichen Bergamasker Alpen und jene von DESIO im Gebiet des Resegone. Alle diese Bemühungen brachten eine Unmenge neuer Tatsachen ans Tageslicht. Was aber bisher leider fehlte, das war das Bedürfnis nach einem wirklichen Verstehen des Zusammenhanges des Ganzen, und gerade dieser Zusammenhang ist endlich dringend etwas mehr abzuklären. Das soll im folgenden geschehen, damit daraus auch weitere Schlüsse über grössere Probleme im weiteren Bereich der Südalpen und sogar auch solche von gesamtalpiner Natur gezogen werden können.

Zunächst sei versucht, den Gesamtbau der westlichen Südalpen, im besonderen zwischen Comer- und Langensee, an Hand der zahlreichen neueren Untersuchungen, aber auch vieler eigener Beobachtungen aus älterer und neuerer Zeit näher zu analysieren.

2. Die Bauelemente der westlichen Südalpen und ihrer Grenzgebiete in der alpinen Wurzelzone.

Die fundamentale und tiefgreifende Störungslinie, die von Val di Sole über den Tonale, die oberste Val Camonica, den Monte Padrio und die Veltliner Triaszüge zum Sass Pell bei Gravedona und weiterhin über den Passo San Jorio und die Trias von Carena in Val Morobbia bis an die Magadino-Ebene zieht, trennt mit souveräner Gebärde die *Wurzelzone der westlichen Ostalpen in zwei verschiedene Grundeinheiten* erster Ordnung auf: die Wurzel der *grisoniden* Elemente der Bernina- und der Campo-Decke in der Brusio- und Treséro/Tonale-Zone im Norden, die Wurzel der *tiroliden* Schubmassen, d. h. jene der Silvretta-Decke im weiteren Sinne, im Süden, d. h. im *orobischen* und *insubrischen Kristallin*.

Diese These, die ich seit meinen ersten Studien in den Rätischen Alpen vertreten habe, ist in den letzten Jahren, trotzdem sie in einer neueren Arbeit, den „geologischen Problemen zwischen Engadin und Ortler", mit einer grossen Menge tektonischer und stratigraphischer Argumente abermals bekräftigt werden konnte, in solcher Schärfe bekämpft und schliesslich völlig abgelehnt worden, dass es zur weiteren Klarstellung unbedingt notwendig erscheint, auf diese Dinge gerade hier noch einmal zurückzukommen. Und dies um so mehr, als der ganze Fragenkomplex, samt meiner Aufgliederung der ostalpinen Decken überhaupt, dank einer „erschöpfenden" Rethorik von GIAMBATTISTA DAL PIAZ vor dem Gremium der Società geologica Italiana „una volta per sempre" bereits erledigt schien, wobei der eben genannte Autor leider vielfach ganz bewusst offene Türen einzurennen für nötig befunden hat. So weit sind wir aber keineswegs, dass, wie GB. DAL PIAZ sehr selbstbewusst verkündet, in den Rätischen Alpen eine mittelostalpine Einheit überhaupt in gar keiner Weise existierte, und dass vor allem die Campo-Decke als die kristalline Basis der Ortler-Zone nichts anderes sei als der südliche Teil der Sil-

vretta-Decke, womit diese selber naturgemäss nun, wie vielfach gewünscht, im Gebiet nördlich der Jorio/Tonale-Linie einzuwurzeln wäre.

Das möchte wohl bequem und manchem angenehm sein, der vorzieht, einer Linie des geringsten Widerstandes zu folgen, statt den beschwerlichen Weg durch die Wirrnis der Rätischen Alpen bis zu den letzten Konsequenzen zu Ende zu gehen. In Tat und Wahrheit existiert aber in Bünden, wenn auch ohne den Segen von Gb. Dal Piaz, eine *mittelostalpine Deckengruppe* in grosser Ausdehnung und Mächtigkeit, und zwar mit solch komplexem Bau, dass an einem Fortstreichen dieses imposanten Elementes in die Berglandschaften südlich der oberen Etsch und auch in die Hohen Tauern hinein nicht gezweifelt werden kann. Es ist natürlich im Rahmen dieser Arbeit ausgeschlossen, im übrigen aber auch nicht nötig, auf alle die von Gb. Dal Piaz ins Feld geführten Punkte näher einzutreten; dafür existieren in Graubünden geologische Karten, die mit ihrer reichen Darstellung zur Genüge orientieren können, wenn man sie gebrauchen will, und eine Reihe sehr einlässlicher Publikationen über den Gegenstand. Nur in aller Kürze sei deshalb hier auf einige wenige Hauptpunkte hingewiesen, die es *unmöglich machen*, in der *mittelostalpinen Deckengruppe Graubündens*, mit Ausnahme der von mir bereits vor vielen Jahren zum Oberostalpin gestellten Einheit der Scarl-Decke, südliche Teile der *Silvretta-Hauptdecke* und damit *oberostalpine* Elemente zu sehen.

Wohl bildet, wie ich selber bereits 1917 dargelegt habe, das *Kristallin der Campo-Decke* mit jenem der Silvretta und des Ötztals eine gegen aussen recht geschlossene petrographische Provinz kristalliner Schiefer, die von jeher schon in deutlichen Gegensatz zur grossen Eruptivprovinz der unterostalpinen Err/Bernina-Elemente gestellt worden ist. Im einzelnen aber sind die Unterschiede sehr beträchtlich, man braucht hierfür nur den Kristallingehalt der Silvretta-Masse mit der kristallinen Basis der Ortler-Zone im eigentlichen Campo-Kristallin etwas genauer zu vergleichen. Amphibolit-Reichtum am einen Ort, ausgesprochene Amphibolit-Armut am anderen; Intrusivstöcke von immer noch Bernina-Typen in der Campo-Decke, bis hinüber ins Vintschgau, Fehlen jeglicher Spuren derselben in der Silvretta-Masse, die doch nach der Gegenthese gerade das Übergangsgebiet zwischen Campo- und Bernina-Einheit sein müsste. Dass diese Campo-Decke des weiteren durch eine verkehrte Serie mit den oberen Elementen des Sassalbo-Zuges und damit indirekt natürlich auch mit dessen Berninadecken-Basis näher verknüpft ist, sei nur nebenbei hier bemerkt.

Dann schliesst das *Perm der Campo-Decke* in gar keinem Fall an jenes der bergamaskischen Zone an, wie es dies schliesslich tun müsste, wenn die Campo-Decke als südlicher Teil der Silvretta längs der Veltliner-Linie direkt an die orobischen Elemente anschliessen würde. Hingegen lässt sich das *orobische* Perm in vielen Belangen ganz ausgezeichnet und bis in Details hinein mit jenem der *Silvretta* vergleichen, und zwar von der Sandhubelkette südlich Arosa über die Ducanmulde bis hinein in die Basis des Jaggl auf der Malser-Heide. Ein Zusammenhang, der schlecht verständlich wird bei der Annahme einer „Silvretta"-Natur der Campo-Decke, wenn auch im sicheren Rücken der Ötzmasse, d. h. in der Tribulaun-Gruppe, gewisse im übrigen nie abgestrittene, sondern sogar bereits im „Bau der Alpen" noch besonders hervorgehobene Anklänge an Ortler-Verhältnisse, auch in der Trias sich ganz deutlich kund tun. Man könnte wohl, nur allein auf die faziellen Analogien zwischen Ortler und Tribulaun und den südlichen Ötztaler-Sediment-Zügen am Penserjoch gestützt, vielleicht, wie ich selbst vor zwölf Jahren dies schon diskutiert habe, theoretisch daran denken, die Ortler-Zone und, wenn man mit derselben will, auch die Trias-Serien der Umbrail-Quatervals-Decke als von Süden her in ein allgemeines oberostalpines Grundkristallin eingeklemmte Mulden aufzufassen und

damit als wirklich oberostalpine Elemente mit dinarischer Schubrichtung zu deuten. Aber dieser Auffassung *widerspricht* einmal der deutlich eben *nicht gegen Süden*, sondern *gegen Norden oder Nordwesten vorgetriebene* Falten- und Schuppenbau dieser Gebiete, und wenn man mit Kunstgriffen auch dies nicht anerkennen will, die durch diese Auffassung erwirkte, absolut sinnlose *Zerstückelung der ostalpinen Gesamt-Faziesräume*. Darauf ist bereits vor Jahren hingewiesen worden, so dass Details hier nicht mehr aufgeführt zu werden brauchen. Was jedoch weiter für die tatsächliche Existenz einer ausgedehnten und mächtigen mittelostalpinen Deckengruppe ins Feld geführt werden kann, ist der ganze Bau der bündnerischen Ostalpen, von Arosa und Davos über das Engadin bis ins Veltlin und an den Ortler heran.

Wie wäre es, wenn *wirklich* die ganze Campo/Ortler-Deckengruppe samt der Quatervals-Decke nur *eine südliche Dependenz*, allerdings eine recht bedeutende, der *Silvretta* darstellen würde? Nehmen wir dies einmal theoretisch an und prüfen wir daraufhin das tatsächlich vorliegende wirkliche tektonische Bild samt den faziellen Zusammenhängen.

Zunächst ist daran zu erinnern, dass der in Frage stehende Raum zwischen dem Nordrand der Silvretta-Decke, dem Engadin und dem Veltlin *gerade in Bünden*, bis in das oberste Vintschgau und über den Ortler hinaus, durch zweifellose Sedimentzüge und sogar ganze Sediment-Komplexe über grosse Areale hinweg *in hervorragender Art gegliedert* erscheint. Wie soll man demgegenüber gerade vom Vintschgau aus, wo solche auftrennende Sedimentzüge weitgehend *fehlen*, eine neue Aufgliederung der austriden Deckenmassen betreiben wollen, in der Hoffnung, damit die eben in Tat und Wahrheit wirklich vorhandene tektonische Aufgliederung des austriden Bündens überhaupt abzustreiten? Bei uns spricht man in solchen Fällen vom verkehrt aufgezäumten Gaul. Wir wollen aber trotzdem riskieren, eine kurze Strecke Weges auf demselben zu reiten.

Gesetzt der Fall, die mittelostalpinen Elemente wären wirklich nur südliche Bruchstücke der oberostalpinen Gesamtdecke der Silvretta, so ergäbe sich folgendes, wohl etwas eigenartige tektonische Bild:

Der ganze „südliche Silvretta-Raum" unserer Campo-Einheit müsste sich, von Meran bis ins Oberhalbstein, unter die grosse nördliche Hauptmasse der Silvretta-Decke unterschoben haben. Im Vintschgau wären von diesen Phänomenen dank einer löblichen Erosion nur mehr Quetschzonen zwischen Ötz-Masse einerseits, Ultentaler Alpen und kristalliner Ortler-Basis andererseits übriggeblieben; Quetschzonen, die gegen Westen auch nach Gb. Dal Piaz in die Sedimentkeile und -massen der Ortlerzone, der Umbrail/Quatervals-Decke und der Scarl-Decke münden müssten. Von Osten nach Westen ist diese zwar sicher gewiss merkwürdige und im Hinblick auf Eindeutigkeit der Phänomene bedauerliche, aber eben tatsächlich sich vollziehende Veränderung des tektonischen Bildes ohne weiteres erlaubt; von Westen gegen Osten aber dürften diese Dinge scheinbar nicht geschehen. Sicher ist, dass solche Zusammenhänge aber *auf alle Fälle*, bei *beiden* Thesen, anzunehmen sind. Es würden dann nach der neuen These die Ortler- und Umbrail/Quatervals-Sedimente samt jenen der Scarl-Decke im Prinzip drei grosse, von Norden gegen Süden bewegte Mulden innerhalb verschiedener südwärts getriebener Keile der oberostalpinen Kristallin-Kernmasse darstellen; das jeweils nördlicher gelegene Kristallin überschöbe dabei das nächstsüdliche, oder die südlichen Elemente wären samt und sonders unter die nördlichen unterschoben worden. Ötztal-, Sesvenna-, Braulio- und Veltliner-Kristallin erschienen damit nur als aufgebrochene grössere und kleinere Separatscherben derselben grossen oberostalpinen Kerneinheit.

Vom Südrand der Ötzmasse im Vintschgau bis an den Inn heran vermöchte ein Kartenbild, in welchem die verschiedenen Unterzonen des Gebirges zu grösseren Einheiten zusammengefasst sind, diese Auffassung zwar noch zu stützen; aber daneben spricht der ganze *Innenbau* der fraglichen Regionen ganz eindeutig *gegen* diese These. Denn der ganze Faltenbau dieser Sedimentplatten zeugt klar auch hier von einem Schub aus Süd und Südost gegen das allgemeine alpine Vorland der nördlichen Molasse hin. Nordbewegung an der Zebrù-Linie und in der ganzen Ortler-Gruppe, Nordstoss der Umbrail/Quatervals-Elemente in die südliche Scarl-Decke, Aufrollung des scarliden Baues von Süden her durch die Front der Quatervals-Einheit, der ganze durchwegs nordost-streichende und gegen Nordwesten gerichtete, in dieser Richtung vorgetriebene Falten- und Überschiebungsbau der Engadiner-Dolomiten, das alles sind Dinge, die bei der Annahme eines gegen Norden und gegen Süden ungehörig erweiterten Ötztalfächers einfach unverständlich bleiben müssten. Man wollte denn einen primär überall nordwärts getriebenen Faltenbau im Hangenden des ober/mittelostalpinen Kristallinkerns annehmen, der nur nachträglich weiterhin durch steile Brüche, wie wir solche etwa aus dem Raum der Dolomiten noch näher kennenlernen werden, in die verschiedenen, heute im Gebirge effektiv vorliegenden tektonischen Untereinheiten zerlegt worden wäre. Angesichts einer derart sekundären und solchermassen nur geringfügigen Verstellung der einzelnen „ober/mittelostalpinen" Schollen gegeneinander erschienen aber einerseits *die effektiv beobachtbaren faziellen Gegensätze* zwischen Jaggl, Engadiner-Dolomiten, Quatervals- und Ortler-Zone viel zu *gross* und müsste diese Verstellung an steilen Brüchen erst noch nachträglich abermals von Südnord-Stössen gefolgt worden sein, an der Zebrù-Linie, an der Braulio-Linie und im Quatervals/Scarl-Decken-Grenzgebiet. Dass aber *nicht nur steile Brüche* vorliegen, die dieses ganze grosse Gebiet zerhacken, Brüche vom Stil wie seinerzeit etwa HAMMER sie angenommen hat, ist durch eine Unmenge von Tatsachen belegt, und *die einzelnen Schollen überschieben sich* sichtbar noch reichlich stark. Es sei nur an die Lage des Braulio-Kristallins über der Ortler-Zone und in der Schumbraida/Umbrail-Kette erinnert, oder an die Auflagerung der seit bald 100 Jahren berühmten Klippen des Chazforà/Piz da Rims-Kammes, oder an den Bau des Piz d'Esen. Alle diese Dinge aber lassen sich, *zusammen mit den faziellen Belangen*, auch heute immer noch weit besser mit einer *Aufteilung in ober- und mittelostalpine Elemente*, d. h. im Sinne der von mir verteidigten These verstehen.

Das Engadin zeigt aber in dieser Richtung noch bedeutend mehr. Nehmen wir an, der Gneissfuss der Engadiner-Dolomiten im sogenannten oberen Schulser-Zug sei wirklich nicht die Basis einer tieferen, *unter* der Silvretta gelegenen Scarl-Decke, sondern das Silvretta-Kristallin selber, so würde die „Oberkante" des Silvretta-Kristallins im Unterengadin, gemäss ihrem „Wiedererscheinen" in Val d'Uina und Scarl, recht flach südwärts unter das Dolomitgebirge einfallen, um sich dann aber schon fast unmittelbar südwestlich Tarasp an der Stragliavita-Linie quasi senkrecht zu stellen und schliesslich, von Cinuskel an westwärts bis Bergün, sogar flach südwärts über das Sedimentgebirge an seinem Südwestrand aufzusteigen. Ganz abgesehen davon, dass weiterhin Elemente der Aela-Decke über das Albulatal hinweg nordwärts sogar die Basis der Silvretta-Decke im Plessurgebirge und um Davos herum erreichen, die Silvretta also hier zum mindesten *an ihrem Westende* mit aller Deutlichkeit auf tieferen, und zwar mit Sicherheit *mittelostalpinen Elementen schwimmt*. Oder will man vielleicht den Scanfser-Lias vom Fraele-Zug der Val Trupchum abtrennen und samt dem ganzen Aela etwa in die Bernina-Decke hinabstellen, das Tinzenhorn und den Aela somit etwa dem Mezzaun oder dem Piz Alv gleichsetzen und damit den ganzen klaren faziellen Zusammen-

hang mit dem Ortler zerreissen? Nur deswegen, weil im unteren Vintschgau keine deutliche, durch Triaszüge markierte Grenze der Ötz-Masse gegen Süden zu erkennen ist? Das Campo-Kristallin der Livigno-Täler müsste dann über die Languard-Masse direkt mit dem Silvretta-Kristallin der Kesch-Gruppe verbunden werden, wie seinerzeit SCHARDT dies dargestellt hat; aber wo diese Verbindung wirklich sichtbar sein müsste, d. h. zwischen Val Casanna und Cinuskel, da *fehlt sie ganz* oder könnte *nur in äusserst dünnen Streifen*, linsenförmig auseinandergezogen, erkannt werden. Und wollte man, gleichgültig mit welcher Deutung der Aela-Decke, die „oberostalpine" Natur der Campo-Decke als wirklich existent betrachten, so ergäbe sich ein abermals recht *unwahrscheinliches Bild der grossen Kernelemente* dieser supponierten Einheit. Die oberostalpine Kernmasse zerfiele dann *in zwei voneinander tief getrennte grosse Kristallinkörper:* Das Silvretta/Ötz-Kristallin mit dem Sonderelement der Sesvenna-Masse im Norden, das Campo/Veltliner-Kristallin im Süden. Diese beiden grossen Kristallinblöcke blieben auf jeden Fall voneinander *getrennt* durch das komplex gebaute Sediment-Areal der Engadiner-Dolomiten, der Quatervals- und der Ortler-Zone samt der ganzen Aela-Decke, und die basale „oberostalpine" Schubfläche würde einen alten in sich weiter komplexgebauten Muldenboden zwischen Campo- und Silvretta-Kristallin derart durchscheren und zerschneiden, dass nur mehr kümmerliche Reste desselben noch erhalten geblieben wären, *ja die basale Schubfläche den alten primären „Silvretta-Muldenbau" überhaupt mitten entzweischneiden würde.* Und dazu käme erst noch die endgültige *Abtrennung* der so ausgesprochen scharf *südalpine Züge* aufweisenden *Ducan-Trias* von der südalpinen Zone, die samt ihrem *Perm* auch heute noch, gerade nach erfolgter Neudurchforschung der Bergamasker Alpen, die *grössten Anklänge an die Ducan-Fazies* zeigt. Da endlich zum mindesten bei Bergün und westlich davon die Silvretta-Masse nach der „Eliminierung der Campo-Decke" recht flach um beträchtliche Beträge von mindestens 3 km Überschiebungsbreite, nach den Gegebenheiten im Albulatal aber sogar rund 10 km nach Süden zurückgestossen erscheinen müsste, so wären irgendwelche Rückwirkungen dieses „Nord-süd-Schubes" auf die südlich anschliessende Aela-Decke ganz unweigerlich zu erwarten. Aber gerade der Bau der Bergüner-Stöcke zeigt, wie auch der Piz Uertsch, in prachtvoller Weise *nur Nordbewegung* ohne die geringste Südkomponente. Ganz abgesehen von einer durchaus anderen „silvrettafremden" Facies.

Das Bild, das wir uns somit von einer „gross-oberostalpinen" Campo/Silvretta-Einheit an Hand der gut dokumentierten Tatsachen im Raume Graubündens machen müssten, wird auf solche Art so voller Widersprüche, und zwar in tektonischer und in fazieller Beziehung, dass mir die alte These von der *Existenz* einer eigenen und *in Graubünden grossartig entwickelten mittelostalpinen Deckengruppe* weit einfacher und natürlicher erscheint, und mich dünkt, es sollten weit eher alle diese klar zutage liegenden Tatsachen Bündens für eine regionale Beurteilung massgebend sein, als das Fehlen oder vielleicht bisher auch nur scheinbare Nichtvorhandensein der postulierten Trennungen zwischen Ötz- und Campo-Kristallin im *Vintschgau.* Es scheint mir jedenfalls unangebracht, eine tektonische Zusammengehörigkeit von Ötz- und Campo-Kristallin anzunehmen, nur weil trennende Sedimentzüge im Vintschgau bisher noch nicht gefunden worden sind. Oder glaubt GB. DAL PIAZ allen Ernstes, das ganze fragliche Gebiet bis auf die kleinsten Areale wirklich so zu kennen, dass er tatsächlich behaupten kann: Es *gibt* keine Trennung? Erinnern wir uns doch an die fast nur durch Zufall gefundene, kaum 1 m mächtige Triaslinse von St. Pankraz im Ultental, oder an die wurzelwärtigen Enden des Alv- oder des Sassalbo-Zuges, die man zur Gänze in einem einzigen Handstück einstecken kann, oder wiederum an das schliesslich völlige Auskeilen der mächtigen

Komplexe der mittelbündnerischen Platta-Decke in der Bernina-Gruppe und südlich des Canciano-Kammes, oder an die dünnen Linsen des Splügener-Zuges im Bergell, oder an die Fuge, in welche der Sedimentkeil des Zumpanell gegen Osten hin ausläuft, oder schliesslich an das tiefste Ende des Mont Dolin im Wallis zwischen den Kristallinmassen der Dent Blanche. Diese völligen oder fast völligen *Ausscherungen existieren* auf jeden Fall, sie sind heute an vielen Orten *grossartig dokumentiert*, und kein Mensch darf heute ruhigen Gewissens sagen, er sei wirklich sicher, dass zwischen zwei sogar petrographisch ordentlich verwandten Kern-Serien im alpinen Deckenland effektiv keine Trennung durch mesozoische Reste bestehe. Aus diesem Grunde ist meines Erachtens *vom Gebiete der sicher beobachtbaren Tatsachen* aus, d. h. von *Bünden* her, die von Gb. Dal Piaz verfochtene These einer einfachen „*Nichtexistenz* der mittelostalpinen Deckengruppe" in aller Schärfe *abzulehnen*. Diese mittelostalpine Einheit existiert, aber sie keilt vielleicht sowohl gegen Westen wie gegen Osten relativ rasch aus, und es wäre weit eher denkbar, in derselben nur eine besondere, gewissermassen lokale Komplikation des grisoniden Raumes – allerdings eine solche von grossartigem Ausmass – im Winkel zwischen dem bergamaskischen und dem judikarischen Vorstoss der Südalpen gegen den Raum neben dem Ostende der autochthonen Massive zu sehen, wie dies auch im „Bau der Alpen", S. 236, schon vermutet worden ist. Auf jeden Fall aber liegen hier noch Probleme für viele Jahre vor, und es wird nun vor allem auch das genauere Studium der kristallinen Massen im Süden des Vintschgaus, das von Andreatta und seiner Schule in Angriff genommen worden ist, für deren Lösung einzusetzen sein.

Nach diesen leider infolge der auch nach ihrer ganzen Art ungerechtfertigten Angriffe von Gb. Dal Piaz notwendig gewordenen Feststellungen über eine wirkliche *Existenz der mittelostalpinen Einheiten* im Gebiete der Rätischen Alpen, kehren wir zurück zur Jorio/Tonale-Linie, die damit abermals und immer noch als Trennungslinie zwischen grisoniden und tiroliden Wurzeln zu gelten hat. Bis zum Piano di Magadino ist diese grosse tektonische Scheide gesichert, von da gegen Westen aber ist die Diskussion seit Jahren abermals im vollen Fluss. Wo zieht die Jorio/Tonale-Linie weiter?, davon hängt die ganze Beurteilung der Zone von Ivrea und des dieselbe an ihrem Aussenrand begleitenden sogenannten Canavese-Zuges und der piemontesischen Wurzeln schlechthin ab. Wir werden in einem späteren Kapitel noch eingehender auf diese Dinge zurückkommen können, wenn wir durch die in den eigentlichen Südalpen zutage tretenden Phänomene besser dafür vorbereitet sein werden; es sollen aber hier doch bereits die verschiedenen Möglichkeiten einer Lösung kurz gestreift werden, auch wenn für die weitere Beurteilung des südalpinen Baues diese Dinge nicht von absolut grundlegender Bedeutung erscheinen.

Von Val Camonica bis nahe an den Tessin ist die Jorio/Tonale-Linie wie bekannt stets auf kürzere oder längere Strecken durch mesozoische Sedimentkeile garniert, die ihren Verlauf auf über 120 km Weglänge völlig sicherstellen. Diese Keile bilden die nördliche Begrenzung des orobischen Kristallins und des eigentlichen Seengebirges, der Ceneri-Zone. Westlich des Piano di Magadino aber schaltet sich vor dem Seengebirge die Zone von Ivrea ein und sind an der Nordwestfront des eigentlichen Seengebirges jenseits des Langensees, bis hinab in die piemontesische Ebene, trotzdem das Problem einer weiteren Fortsetzung der Jorio-Linie seit langem sich stellte, nie auch nur vage Spuren mesozoischer Keilreste oder auch nur mesozoische Linsen gefunden worden. Wohl sind Quetschzonen vorhanden und besteht eine gewisse Aufgliederung des west-insubrischen Kristallinblockes in verschiedene Zonen, jene von Ivrea und jene der Strona-Gneisse und ihrer Be-

gleiter, und könnten winzige Reste von Jorio-Trias bis heute immer noch der direkten Beobachtung etwa entgangen sein. Die italienischen Geologen aber haben seit jeher auf gewissen „stratigraphischen" Übergängen zwischen Ivrea- und Strona-Kristallin bestanden, so dass im Grunde eine wirklich alpine Abtrennung der externer gelegenen Zone von Ivrea von der interneren der Strona-Gneisse bis heute recht problematisch erscheint. Entweder zielt somit der Jorio-Zug in eine feine und kaum sichtbar werdende Trennungsnaht zwischen Ivrea-Zone und Seengebirge der Strona-Zone und bedeutet die Ivrea-Zone die Fortsetzung der Tonale-Zone und damit die Wurzel der Campo-Decke und ist dieselbe hier im Westen auf das engste eben mit der oberostalpinen Kristallinwurzel verbunden, oder aber die Jorio-Linie zieht als eine rein tektonische Naht von der Val Morobbia, wie NOVARESE, ARGAND und CORNELIUS dies angenommen haben, in die Sedimentzüge am Nordrand der Ivrea-Zone, d. h. ins Centovalli und weiter in das Canavese.

Hier aber stossen wir erneut auf grosse Schwierigkeiten, die es *nicht* erlauben, die mesozoischen Keile der *Jorio/Tonale-Linie so ohne weiteres* oder *überhaupt* mit den Zügen des *Centovalli* und auch jenen des *Canavese* zu einer Einheit zusammenzufügen. Die Dinge sind weitgehend bekannt und die Gegensätze an dieser zusammengefassten Jorio/Tonale- und Canavese-Linie sind sehr beträchtlich.

Vom Tessin nach Osten sind an der Jorio/Tonale-Linie Sedimente vom Verrucano bis und mit dem Hauptdolomit, nach CORNELIUS sogar nur bis zum Wettersteinhorizont bekannt. Im eigentlichen Canavese reicht die Schichtreihe vom Verrucano in grosser Lückenhaftigkeit bis hinauf in die Radiolarite des obersten Malm, wahrscheinlich sogar bis in die Saluver-Kreide hinauf. Der Unterschied zwischen beiden Gebieten ist somit beträchtlich, auch wenn es sich an beiden Orten immer nur um nicht-metamorphe Sedimente ostalpiner Tracht handelt. Zwischen Losone und den Sesia-Tälern aber, ja sogar noch darüber hinaus, ist die Zusammensetzung der Canavese-Züge abermals eine andere. Nicht- oder nur schwach metamorphe Trias kommt allerdings auch hier vor, daneben aber auch ausgesprochen stark marmorisierte Triaszüge und dann vor allem sichere und unzweifelhafte Schistes lustrés von der Tracht der Kalkglimmerschiefer der penninischen Zone, Glanzschiefer, Prasinite und Serpentine. Hier liegen ohne jeden Zweifel nicht mehr ostalpine, sondern penninische Sedimente vom Charakter echter Bündnerschiefer und Ophiolithe am Aussenrand der Ivrea-Zone.

Die Dinge liegen somit auf jeden Fall hier recht kompliziert, und es wird weiterhin darüber zu diskutieren sein. Ist die Ivrea-Zone an den Südrand der Jorio-Linie anzuschliessen und damit als ein Sonderelement der Silvretta-Wurzel zu betrachten, das über die Magadino-Ebene hinweg ostwärts vollständig auskeilt? Oder als die Fortsetzung der Tonale-Zone und damit der innersten grisoniden Wurzel, die in diesem Falle eng mit der oberostalpinen Kristallin-Wurzelmasse des eigentlichen Seengebirges verbunden wäre, da eine Fortsetzung der Jorio-Linie im Süden der Ivrea-Zone nicht mit genügender Deutlichkeit zu finden ist? Bei der ersten Lösung käme zwar die altberühmte Diorit-Kinzigit-Zone in durchaus willkommener Weise in nähere Beziehung zum amphibolitreichen Bau der Silvretta, dafür aber würde, zum mindesten vom unteren Centovalli bis in die nördlichen Sesia-Täler hinüber, d. h. von Losone weg über eine Strecke von mehr als 50 km, diese „Silvretta-Wurzel" der Ivrea-Zone ganz direkt an das südlichste Penninikum angrenzen und eine Grisoniden-Wurzel überhaupt fehlen. Was angesichts grisonider Deckenmassen auch vor diesem Sektor, d. h. zwischen Mythen, Stanserhorn und Giswilerstöcken abermals recht sonderbar anmutet. Im Westen bildet die Sesia-Zone mit dem Canavese zusammen die sichere Grisoniden-Wurzel der Dent-Blanche-Masse, samt jener des höchsten Penninikums; im Osten erscheint in ana-

loger Stellung dazu in Val Malenco die Kristallinzone zwischen Torre Santa Maria und Sondrio als Wurzel der Bernina- und der Sella-Decke. Beide Elemente in gleicher Weise fast direkt südlich anschliessend an die grossen Ophiolith-Massen von Châtillon und von Malenco, die einander abermals in jeder Weise entsprechen. Im ganzen tessinischen Zentralsektor aber müsste diese grisonide Wurzel überhaupt fehlen, da sichere Schistes lustrés dort direkt an die Ivrea-Zone anstossen. Die Dinge werden somit in jedem Falle recht schwierig, und es wird diesen Problemen noch weiter nachzugehen sein. Wir werden in einem späteren Kapitel auf dieselben nochmals konkreter eintreten müssen, ich glaube aber, vorderhand genügend Tatsachen namhaft gemacht zu haben, um mit der Betrachtung der Südalpen selber beginnen zu können. Denn dies geht aus allem eben Dargelegten zur Genüge hervor, dass auf jeden Fall die Tonale/Jorio-Linie immer noch als tiefgreifende Scheide zwischen grisoniden und oberostalpinen Wurzeln aufzufassen ist und dass damit das südlich anschliessende Element des Seengebirges und der Catena Orobica auch heute noch als oberostalpine Wurzel zu gelten hat. Unsicher ist vorderhand nur die wirkliche Zugehörigkeit der Ivrea-Zone, die, wenn sie zum oberostalpinen Komplex gehören sollte, auf jeden Fall östlich der Magadino-Ebene nicht mehr erscheint. Wir wollen aber auf jeden Fall mit unserer Analyse der Südalpen als von einer sicheren Basis doch von der grossen Störungslinie zwischen Jorio und Tonale ausgehen und von hier aus die Gliederung der westlichen Südalpen betrachten. Dann erkennen wir zunächst zwischen Comer- und Langensee im Süden der Jorio-Linie folgende Grosselemente, die den ganzen Bau der westlichen Südalpen beherrschen oder doch eng mit demselben verbunden sind:

1. Die Kristallinmasse des eigentlichen Seengebirges, d. h. die Zone Camoghè–Monte Ceneri–Pizzo Tàmaro, als direkte westliche Fortsetzung des orobischen Wurzelkristallins der Silvretta-Decke.
2. Die alpin eingekeilten Muldenzonen von Musso, Viona/Arosio und Cremenaga/Valdòmino.
3. Das Kristallingebirge um Lugano–Ponte Tresa–Val Cuvia.
4. Die Synklinalzone Monte San Salvatore–Ghirla–Laveno/Caravate.
5. Die Gewölbezone des „Luganeser Porphyraufbruches" zwischen Arogno–Morcote–Val Ganna–Brinzio/Cabiàglio.
6. Deren Südschenkel in der Sedimentplatte des Monte San Giorgio–Campo dei Fiori.
7. Die Kalkalpen der Val Solda und Val Cavargna.
8. Die Elemente des Monte Generoso und der Breggiaschlucht.
9. Die südalpine Molasse und das lombardische Pliozän.

In erster Linie massgebend für eine neue Deutung der Luganeser Alpen und damit der westlichen Südalpen überhaupt ist neben einem engeren Zusammenhang des Kristallingebirges der Zonen 1 und 3 im besonderen das nähere Verhältnis zwischen der Salvatore-Mulde und dem zentralen Porphyraufbruch; daneben die Stellung der Generoso- und Val Solda-Elemente zu den übrigen Fragmenten des luganesischen Baues, im besonderen zum Salvatore-Zug und der Platte des San Giorgio.

3. Der nähere Zusammenhang der Kristallinmassen zwischen Lugano und der Jorio-Linie im insubrischen Seengebirge.

An drei Orten werden die nördlichen Schiefermassen der Ceneri-Zone von den südlichen des eigentlichen Luganeser-Kristallins deutlich durch sicher postherzynische Sedimentmulden aufgetrennt: am Comersee durch den von Repossi und Spitz als Hauptdolomit erkannten Muldenkeil der Trias von Musso; im Grat

zwischen nördlichem Malcantone und der Gegend von Manno–Gravesano durch den Perm/Servino-Keil von Viona südlich Arosio; zwischen Cremenaga wenig westlich Ponte Tresa und dem Langensee durch den Carbon/Perm-Triaszug von Cremenaga–Valdòmino–Bèdero, dessen jüngste Schichten sicher das Raibler-Niveau, nach DE SITTER sogar den Hauptdolomit noch erreichen. Die bekannten Carbonzüge von Manno und Cimadera sind wahrscheinlich Reste schon spätherzynischer Einfaltungen; auf jeden Fall steht deren alpine Natur noch nicht auf durchaus genügend gesicherter Basis, wenn auch gewisse Carbonkonglomerate des Zuges von Manno in auffallender Weise den berühmten, bereits postherzynischen Konglomeraten der klassischen Auernigg-Schichten, im übrigen ja auch dem Alter nach, zu entsprechen scheinen.

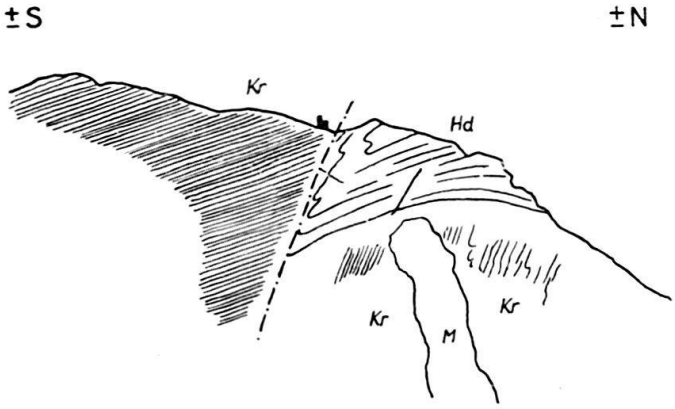

Fig. 1. *Ansicht der Mulde von Musso*, von Osten.
Kr = oberostalpines Wurzelkristallin,
M = alte Marmore von Dongo,
Hd = Hauptdolomit von Musso,

Die *Mulde von Musso* bildet eine klar gegen Norden überkippte spitze Mulde die deutlich diskordant mit relativ flacher Lagerung dem tieferen Kristallin, im besonderen auch den steilgestellten alten Marmoren von Dongo aufliegt, und die im Süden, abermals deutlich diskordant, durch einen steilen Längsbruch vom südlichen Kristallin getrennt erscheint. Eine relativ flache und nur mässig nach Süden einsinkende Platte triadischer Sedimente ist hier von Süden her, längs dem erwähnten Längsbruch, vom südlichen Kristallin der eigentlichen Kalkalpen-Basis schwach überschoben (Fig. 1).

Die Mulde von Musso ist also wohl ein spitzer, aber in keinem Falle tief ins Gebirge eingreifender Sedimentkeil; denn der Boden des flachen Nordschenkels und die Muldenspitze sind bereits in einiger Höhe über dem Comersee, worauf schon SPITZ, CORNELIUS und REPOSSI aufmerksam gemacht haben, deutlich sichtbar. An dieser Linie der Mulde von Musso ist weiter in aller Klarheit das südliche Kristallingebirge auf den Sedimentkeil von Süden gegen Norden steil aufgeschoben, durchaus im Sinne der alpinen Hauptbewegungen. Von Norden gegen Süden gerichtete Bewegungen dinarischen Sinnes sind somit hier in keinem Falle zu erkennen und definitiv in Abrede zu stellen.

Gegen Osten muss diese Mulde von Musso, deren Achse zwischen Musso und dem Sass Pell nördlich Gravedona nur rund 5 km vom Jorio-Zug entfernt liegt, irgendwie in die Nordabdachung der Legnone-Kette im Süden des unteren Veltlins hineinziehen, obschon bisher von dort eine Trias noch nie bekannt geworden ist.

Sicher jedoch wird der die Musso-Trias im Süden überschiebende Längsbruch auch im orobischen Kristallin südlich des unteren Veltlins weiter gesucht werden müssen. Vielleicht stellt auch die neuerdings von MAGNANI beschriebene Verrucano-„Mulde" von Sazzo östlich Sondrio ein gewisses Analogon, wenn auch kaum eine ganz direkte östliche Fortsetzung des Zuges von Musso dar.

Gegen Westen endet die Trias von Musso gleichfalls in abrupter Weise, und es bleibt nur zu prüfen, wohin der erwähnte Längsbruch westwärts ziehen mag. Jedenfalls sind im Gebiete der Ceneri-Zone des Tessins, vom Camoghè nach Westen, verschiedentlich, wie schon Blatt Jorio zeigt, solche Bruch- und Gleitzonen im Altkristallin vorhanden, sicher sogar mehr als eine im Norden des Sedimentzuges von Arosio und des Carbons von Val Colla. Jenseits des Langensees mag unter Umständen die so auffällige Tiefenlinie des Lago d'Orta mit einem analogen Längsbruch zusammenhangen. Die Distanz derselben vom Aussenrand der Strona-Zone als der immer noch möglichen Fortsetzung der Jorio-Linie würde damit ausgezeichnet übereinstimmen, aber wichtige Tatsache bleibt, dass an dieser ganzen Linie zwischen dem Lago d'Orta und der Gegend von Sondrio ausser der auffallenden und von weither schon erkennbaren Triasmasse von Musso bisher doch nie eine Spur von Triasdolomiten oder auch nur von Verrucano bekannt geworden ist.

Es muss somit die Synklinalzone von Musso als eine rein sekundäre Mulde im Kristallin des Seengebirges betrachtet werden und die Kristallinzonen nördlich und südlich derselben gehören im Prinzip zu einer einzigen grossen Einheit, der orobischen Wurzelzone. Dieselbe reicht am Comersee von der Jorio-Linie bis an den Aussenrand der Kalkalpen der Val Solda, Cavargna und Sanagra, im Osten bis an den Nordfuss der Grigna heran.

Zum selben Resultat einer einzigen kristallinen Grosseinheit zwischen Jorio und Kalkalpenfront führt aber weiter auch das Studium der *Muldenzone von Viona/Arosio* im Tessin und deren vergebliche streichende Verfolgung über grössere Räume hinweg.

Wie weit das klassische Carbon von Manno gleichfalls noch zu dieser alpinen Synklinalzone im Luganeser-Kristallinbezirk zu zählen ist, bleibt vorderhand mangels genauerer Detailuntersuchungen noch dahingestellt. Die Möglichkeit, dass dem so ist, besteht angesichts der oben erwähnten Analogien mit den Auernigg-Schichten der Karnischen Alpen vielleicht, wenigstens für die jüngeren Teile. Sicher aber ist, dass der aus kaum fraglichem oberstem Carbon, Porphyriten und Quarzporphyren, daneben aber auch aus unzweifelhaftem Verrucano und Servino bestehende Synklinalzug von Viona/Arosio einen spitzen Muldenkeil darstellt, der mit mässigem bis mittelsteilem generellen Nordfallen an einem steil nordwärts einschiessenden Längsbruch vom südlichsten Randkristallin der Tàmaro-Kette diskordant scharf überschoben erscheint, dessen Basis jedoch mit mässig mittelsteilem Gefälle und dem ältesten, noch obercarbonischen Schichtglied der Manno/Auernigg-Konglomerate dem eigentlichen Luganeser-Kristallin diskordant und transgressiv, als ganzes aber in durchaus normaler Folge aufliegt (Fig. 2, S. 236).

Die Mulde von Viona ist somit deutlich „gegen Süden überkippt", resp. vom nördlich anschliessenden Tàmaro-Kristallin steil überschoben. In dieser Beziehung erinnert die Mulde von Viona durchaus an die orobischen Perm-Triasmulden, wo auch die jüngsten Glieder der orobischen Sedimentserie an ihrem Nordrand in steilen Längsbrüchen vom orobischen Kristallin überschoben erscheinen. Aus diesem Grunde auch habe ich schon im „Bau der Alpen" die Muldenzone von Viona, die noch von KELTERBORN, ja sogar auch noch von F. WEBER als Füllung eines eigentlichen tektonischen Grabens betrachtet worden war, als eine westliche

Fortsetzung der orobischen Mulden und damit des Drau-Zuges des alpinen Ostens betrachtet.

Die Muldenzone von Viona/Arosio ist aber so wenig durchgehend wie jene von Musso. Gegen Osten scheint sie bereits im Südhang des Tobels westlich Gravesano zu enden, wenn nicht, wie erwähnt, vielleicht wenigstens der jüngere Teil des Carbonzuges von Manno als südlichere Muldenspitze noch dazugehört. Eine sichere weitere Fortsetzung aber, die über die Senke des Lago d'Origlio und die Gegend um Sala–Tesserete allgemein etwa gegen Val Colla weisen würde, ist bisher nicht bekannt. Denn das schon von C. SCHMIDT erwähnte fossilführende Carbon von Cimadera gehört bereits einem etwas südlicheren Zuge an und liegt recht nahe der Luganeser Kalkalpenfront. Dies und die Tatsache, dass weiter ostwärts fossilführendes Carbon, durchaus vom Charakter desjenigen von Manno und Cimadera,

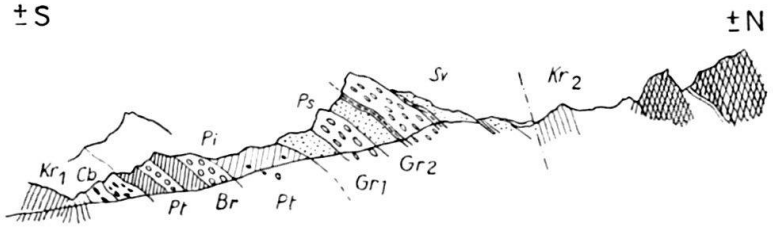

Fig. 2. *Die „Mulde" von Viona–Arosio*, im Osten von Viona.

Kr_1 = südliches Basiskristallin,
Cb = „aporphyrische" Konglomerate – Breccien, Karbon,
Pi = Collio – Unterperm, mit Porphyritformation (*Pt*), Breccien und Konglomeraten (*Br*),
Ps = Grödener-Schichten, mit roten Glimmersandsteinen und Mergeln, Servino-ähnlich, an der Basis; (Gr_1); rotem Konglomerat, rotem Sandstein und gelblich grauen Mergeln darüber, (Zechstein ?) (Gr_2),
Sv = Servino, mit Konglomerat, Sandsteinen und Mergeln,
Kr_2 = Südrand des Tàmaro-Kristallins, mit Mylonithorizonten.

nach den neueren Untersuchungen von MAGNANI sogar die eigentliche Basis der Kalkalpen zwischen Val Solda und dem Comersee bildet, weist neben dem Fehlen jeglicher Spuren von sicherem Verrucano und Servino in diesen östlichen Carbonmulden, der Val Sanagra im besonderen, eher darauf hin, dass es sich bei allen diesen Carbonzügen östlich von Manno, bis an den Comersee heran, doch wahrscheinlicher nur um herzynische Einfaltungen und nicht um wirkliche alpine Muldenreste handelt. Hingegen haben wir auf das Profil der Gaeta am Comersee später nochmals zurückzukommen.

Gegen Westen schwenken die südlichen Basis-Schichten der Mulde von Viona deutlich in der Richtung des obersten Malcantone gegen Südwesten ab und weisen so allgemein über die so auffallenden Sättel von Novaggio und die Gegend nördlich Bedigliora gegen das Ende des an der Tresa nun neu einsetzenden Sedimentzuges von Luino, d. h. gegen den Muldenkeil Cremenaga–Valdòmino–Bèdero–Fornace hin. Aber im ganzen Bereiche des Malcantone sind bisher nur Scherflächen resp. steilstehende Längsbrüche im Kristallin gefunden worden, nie jedoch, bis nach Cremenaga hinüber, auch nur eine Andeutung der so klaren Verrucano/Servino-Serien von Viona/Arosio.

Wir wissen somit auf Grund direkter Beobachtung nichts Genaueres über die südwestliche Fortsetzung des Muldenkeils von Viona und dürfen daher vorderhand denselben auch nicht ohne weiteres in jenen von Luino verlängern. Da zudem der

innere Bau des Sedimentkeiles von Luino–Valdòmino auch recht wesentlich anders geartet ist als jener des Keiles von Viona, haben wir berechtigten Grund zu der Annahme, auch die Muldenzone von Viona/Arosio sei, wie jene von Musso, ein heute nur mehr lokales und bloss über kurze Erstreckung in Erscheinung tretendes, eher sekundäres Synklinalelement innerhalb des insubrischen Gesamtkristallins und dasselbe umfasse, als kristalliner Wurzelkern der oberostalpinen Decke, damit auch noch das kristalline Gebirge von Lugano, d. h. das ganze kristalline Land der luganesischen Collina d'Oro, von Tesserete und Sonvico bis an den Nordfuss des San Salvatore.

An der Tresa setzt westlich Cremenaga der geschlossene *Sedimentzug von Luino* ein, der nun über Valdòmino und Bèdero bis an den Langensee bei Fornace in grosser Klarheit erkennbar ist; auf etwas über 7 km Länge. Auch hier eine steilstehende „Synklinale" jüngerer Formationen inmitten des insubrischen Kristallins, aber abermals ist der innere Bau wieder ein wesentlich anderer als der des Keiles von Viona. Dort lagen die jüngsten Schichten der Synklinale in Form des Servino in den höchsten nördlichsten Teilen der Mulde und war der Kontakt mit dem südlichen Begleit-Kristallin ein normaler; hier aber liegen deutlich, südlich Valdòmino, bei Bèdero und bis an den Langensee selber immer die jüngsten Glieder des Luineser-Synklinalkeiles in Form von einwandfreien Triasdolomiten im Südteil desselben und ist der Kontakt mit dem südlichen Kristallin ein abnormaler, indem gerade dieses südliche Kristallin längs der ganzen Strecke an einer steilen Schubfläche, ohne jede Spur permischer oder untertriasischer Schichten, die jüngsten stark zerbrochenen Dolomite des Zuges, d. h. stellenweise sicher schon die Raibler-Schichten überfährt. Die Schichtfolge des Keiles von Luino reicht, wie die klaren Aufschlüsse am Langensee südlich Germignaga zeigen, aber auch die von Bèdero und Valdòmino, von einem konglomeratischen, an sich direkt nicht näher datierbaren, wegen seiner auffälligen Ähnlichkeit mit den Auernigg-Konglomeraten der Carnia aber sehr wahrscheinlich erscheinenden oberen Carbon, über Verrucano-Servino und Muschelkalk bis in das Ladin, am Langensee selber wohl bis in die Raibler-Schichten hinein; wobei stets die älteren Schichten am Nordrand, die jungen am Südrand des Keiles liegen. Der Kontakt mit dem nördlichen Kristallin von Luino selber ist ein durchaus normalstratigraphischer — das Carbon transgrediert auf demselben mit groben Konglomeraten vom Auernigg-Typus —, den Kontakt gegen das südliche Kristallin von Val Cuvia jedoch bildet eine als Längsbruch erscheinende steilgestellte alpine Schubfläche (s. Profil 13, Tafel X).

Damit unterscheidet sich der Sedimentkeil von Luino nur zu deutlich von jenem von Arosio/Viona – von der Mulde von Musso, die ja auch viel weiter alpeneinwärts liegt, ohne weiteres –, so dass wir hier wohl einen dritten selbständigen Synklinalzug innerhalb des insubrischen Kristallins vor uns haben. Dessen ältere Schichtglieder, d. h. Obercarbon, Verrucano und Servino weisen dabei beträchtliche Verwandtschaft mit den entsprechenden Elementen des Zuges von Viona auf; doch fehlen hier, im Gegensatz zu Viona, auffallenderweise die eigentlichen roten Quarzporphyre und finden sich nur Porphyrite und deren Tuffe als Äquivalente der im Zuge von Viona sicher noch vorhandenen Quarzporphyre. Auffällig ist übrigens das Auftreten einer permischen Effusivserie sowohl im Zuge von Viona wie auch in jenem von Luino, während gerade am Nordrand der Salvatore-Mulde als dem natürlichen Verbindungsstück gegen das grosse Porphyrgebiet von Arogno–Carona–Val Ganna hin sicher die eigentlichen Quarzporphyre, ja zwischen Ponte Tresa und Lugano sogar jegliche Spuren permischer Eruptiva überhaupt fehlen. Das zeigen die Basis-Profile des Monte Caslano, der Trias von Barbengo/Casòra und des San Salvatore in aller Deutlichkeit.

Gegen Westen streicht die Mulde von Luino schief südwestlich in den Langensee hinaus, und ihre sichere weitere Fortsetzung kennen wir nicht. Es ist aber wahrscheinlich, dass die Wettersteinfelsen der Rocca di Caldè irgendwie mit dem Luino-Keil zusammenhangen und dass derselbe auf solche Weise um das südwestwärts niedersinkende Kristallin von Val Cuvia sich mit den nördlichsten Elementen der Salvatore-Mulde im Gebiete des Monte Nudo im Norden von Laveno verbände. Das merkwürdige Westende des Val Cuvia-Kristallins in der Gegend östlich der Rocca di Caldè spricht irgendwie für eine solche Anschauung.

In einem solchen Falle wäre es somit prinzipiell sehr wohl denkbar, dass der Luino-Keil auch gegen Osten hin, etwa von Cremenaga längs dem Lauf der Tresa und über Ponte Tresa, den Nordrand der Zone des San Salvatore, d. h. etwa den Nordrand des Monte Caslano erreichen könnte, wie dies beispielsweise auch von DE SITTER angenommen wird. Aber sichere Beweise für eine solche Verbindung mit den Salvatore-Elementen des Luganese fehlen bis heute vollständig, und es erscheint sogar, gerade angesichts des Fehlens jeglicher Eruptivformation an der Basis des Monte Caslano, zum mindesten ebenso wahrscheinlich, dass der Sedimentzug von Luino sich gegen Osten nicht mit dem Salvatore-Zug des Luganese verbindet – auch wenn er dies im Westen, angesichts der Scharung sämtlicher Kalkalpen-Elemente hinter dem Langensee-Kristallinblock tun könnte –, sondern dass der Luino-Zug von Cremenaga längs einer intrakristallinen Scherfläche über das südlichste Malcantone gegen den Luganeser-Kristallinbezirk hin verläuft. Aber nur sehr gewissenhafte Detailaufnahmen, unter Berücksichtigung aller vorhandenen Scherflächen und morphologischen Schwächestellen, die ja solchen tektonischen Flächen oder Flächenscharen in erster Linie folgen, werden diesen Punkt, und auch dann nur vielleicht, abzuklären vermögen.

Es zeigt sich so, dass das *Kristallingebirge* zwischen der Jorio-Linie und dem Nordrand der südlichen Kalkalpen an der Front der Salvatore-Mulde nur von relativ schmalen und teilweise sogar nur sehr wenig tiefen oder überhaupt nur ganz seichten Mulden durchzogen ist, die nicht miteinander im Streichen verbunden sind – wie dies übrigens schon im „Bau der Alpen" dargelegt wurde –, und dass somit im Grunde genommen das ganze Seengebirge des Sotto Ceneri, von der Magadino-Ebene bis Lugano und Ponte Tresa, eine einzige mächtige *Grosseinheit* bildet, als die sie im Grunde ja eigentlich immer erschienen war, nämlich die machtvolle kristalline Wurzel der oberostalpinen Decke, hier natürlich jene der westlichen heute gänzlich abgetragenen Fortsetzungen der Silvretta- und der Ötz-Masse über dem Gebiete der zentralen Tessiner Alpen; d. h. die westliche Fortsetzung der Catena Orobica zwischen dem Veltlin und den Bergamasker Tälern. Für diesen engeren Zusammenhang des Ceneri-Kristallins mit jenem von Lugano spricht, ganz abgesehen vom eben erwähnten Fehlen einer oder mehrerer wirklich durchgehender synklinaler Trennungszonen, auch die weitgehende Gleichheit des Kristallins, vom Ceneri bis nach Lugano. Wohl sind selbstverständlich, genau wie in den oberostalpinen Deckengebieten, petrographische Unterzonen vorhanden, sicher auch stratigraphische Abteilungen verschiedenen Alters und verschiedener Metamorphose innerhalb dieses Kristallinblockes; aber die gesamte kristalline Tracht des Seengebirges bleibt im grossen ganzen dieselbe von der Jorio-Linie bis an den San Salvatore heran. Wohl durchziehen in den streichenden Fortsetzungen der Viona/Arosio- und der Luino-Mulde, und sogar an der Linie der ja deutlich nur wenig tiefen, gegen unten klar vom insubrischen Kristallin noch umschlossenen Mulde von Musso mächtige Scherflächen dieses orobisch-luganesische Kristallingebiet, von grossartigen Mylonitzonen begleitet und deshalb meist über Längspässe und Sättel hinwegziehend; aber diese sicher alpinen intrakristallinen Schubflächen

trennen nicht ganz verschiedene tektonische Grosszonen des Gebirges, sondern zerschneiden nur den im übrigen durchaus einheitlichen kristallinen Unterbau der Silvretta-Wurzel schief und quer. Dazu kommt, dass, genau wie in der Catena Orobica oder vielleicht auch am Monte Pin in Val di Sole, die Gesamtheit dieser Silvretta-Wurzel über weite Strecken das gleiche auffallende Querstreichen zu den alpinen Leitlinien zeigt, vom Camoghè und dem Tàmaro-Zuge bis hinab an den Salvatore und nach Val Cuvia. Nur die jüngsten Abteilungen des Kristallingebirges, in Form der auch hier, etwa bei Castagnola, klar vorhandenen Casanna-Schiefergruppe, streichen ungefähr in alpiner Richtung und erscheinen dem Verlauf der kalkalpinen Elemente einigermassen angepasst. Aber der grösste Teil der Silvretta-Wurzel zeigt, vom Comersee und der Catena Orobica her in scheinbar vermehrtem Masse, das quere Streichen der älteren, meiner Ansicht nach sicher bereits vorjotnischen, ja vielleicht zum grössten Teil überhaupt vor-algonkischen Kristallin-Serien. Der durch die Arbeiten der Basler Petrographenschule erwiesene sogenannte „Schlingenbau" des Tàmaro- und Ceneri-Kristallins ist genau derselbe wie in der Silvretta oder in den Ötztaler Alpen, oder am Monte Pin oder südlich Morbegno; aber diese Querstrukturen halten gegen Süden weiterhin an, bis nahe an den Salvatore und die Kalkberge von Val Solda.

Damit aber reicht nun der Kristallinkern der Silvretta-Wurzel, als direkte westliche Fortsetzung der Catena Orobica, bis an den eigentlichen Nordrand der südlichen Kalkalpen und erscheinen diese selber als deren mehr oder weniger normale sedimentäre Bedeckung, d. h. als das ganz direkte südliche Wiedereinsetzen der nördlichen Kalkalpen Bayerns, Tirols und Bündens. Im San Salvatore und dessen streichender Fortsetzung haben wir daher das ganz direkte Analogon der orobischen Hauptmulde und damit im grossen schliesslich des Drau-Zuges des alpinen Ostens zu erblicken und stehen so vor der Aufgabe, diese neueren Zusammenhänge einmal schärfer zu prüfen.

4. Die Synklinalzone des San Salvatore und ihre Beziehungen zu den umgebenden Kristallingebieten.

Der Sedimentzug des Monte San Salvatore, in imposanter Gestalt weithin das gesamte Luganese beherrschend und wie ein eigenwilliger Fremdkörper so auffallend hart und steil aus der weichgeformten luganesischen Hügelwelt aufragend, ist nur ein sehr kleiner Ausschnitt aus einer weit ausgedehnteren und in sich höchst komplexen Synklinalzone, die vom Ostufer des Luganersees bei Campione gegen Westen bis an den Langensee zwischen Caldè, Laveno und Arolo sich erstreckt, auf eine Länge von über 30 km das nördliche kristalline Land der Silvretta-Wurzel von südlicheren Elementen scheidend. Von Campione–Arogno bis nördlich des Campo dei Fiori-Kammes im Gebiete von Brinzio–Cabiàglio begleitet auf eine Erstreckung von rund 20 km Länge der grosse, seit alter Zeit berühmte „Porphyraufbruch" von „Lugano-Val Ganna" in Form eines mächtigen Gewölbekernes den Südrand der Salvatore-Zone. In Farben und Formen, mit Vegetation und Landschaft, aber auch mit seiner inneren Gliederung ein kleineres westliches Ebenbild zu den grossartigen Porphyrgebieten Südtirols im Raume von Bozen. Zwischen Campione, Arogno, Rovio und Capolago verschwindet dieser mächtige, wirklich „insubrische" Porphyraufbruch unter den Sedimenten der Generoso-Gruppe und bleibt bis östlich des mittleren Comersees, d. h. bis Valsàssina im Hinterland der Grigna, unter den südalpinen Schichtserien begraben. Von da nach Osten setzen die antiklinalen Aufbrüche, wenn im Detail auch in zum Teil etwas anderer stratigraphischer Zusammensetzung, im besonderen mit wesentlich an-

deren Porphyr- und Perm-Mächtigkeiten, durch die Hintergründe der Bergamasker-Täler und über Val Camonica hinaus fort; auf einer südlicheren Linie sogar noch im Aufbruch von Val Trompia, dessen Ostende den Lago d'Idro gerade noch knapp erreicht. Am östlichen Langensee-Ufer erscheinen im Süden der Salvatore-Zone die kleinen Porphyraufbrüche von Arolo und vor allem von Angera, die jenseits des Sees, von Arona bis über die Sesia hinweg, und zwar bis auf wenig über 10 km an Biella heran, in allerdings mächtiger Erweiterung das südlichste Randelement des penninischen Bogens der Westalpen bilden. Auf der ganzen Strecke, vom Piemont bis in den Adamello und sogar noch über denselben hinaus, zeigt sich überall deutlich, dass diese Porphyraufbrüche im Kernbezirk einer gewaltigen und durchstreichenden Antiklinalzone liegen, die teils von einem geschlossenen Sedimentmantel umhüllt wird, an anderen Orten aber über weite Strecken, zwischen dem Salvatore-Zug resp. den orobischen Mulden im Norden und den wirklich südalpinen Elementen im Süden, als charakteristische Kernzone, oft sogar bis auf das kristalline Grundgebirge blossgelegt, von Westen nach Osten zieht.

Das ist die grosse, wirklich „*insubrische*" *Antiklinale*, die heute auf eine Distanz von über 200 km, vom Adamello bis gegen Biella, fast durchgehend im Süden der Silvretta-Wurzel festgestellt werden kann und deren Elemente sich – wenigstens scheint dies vorderhand so – auch noch weiterhin durch die Hintergründe der Val di Non über abermals 50 km, praktisch bis an die Etsch südlich Meran verfolgen lassen.

Es handelt sich also nicht mehr bloss um den kleinen, räumlich relativ eng beschränkten „Luganeser-Porphyraufbruch", sondern um ein alpines Bauelement allerersten Ranges, das in durchaus charakteristischer Form von Biella bis an die Etsch, auf jeden Fall aber bis in den Adamello, d. h. durch die ganzen westlichen Südalpen zieht. Es ist die eigentliche antiklinal gestaute Stirnzone der in deren Rücken allgemein nordwärts drängenden Südalpen-Scholle. Über gewisse Strecken ist diese Gewölbezone der insubrischen Antiklinale wohl unter südlicheren Elementen begraben, so auf rund 30 km zwischen Luganersee und Valsàssina und wohl auch östlich des Adamello, oder von den jungalpinen Intrusionen durchstossen, wie im Adamello-Stock östlich Val Camonica oder zwischen Sesia und Biella; aber über eine Gesamtlänge von an die 180 km bleibt diese gewaltige insubrische Antiklinalzone grossen Stils, zwischen dem Salvatore-Zug und den orobischen Mulden im Norden und den insubrischen und bergamaskischen und Nonsberger Kalkalpen im Süden, als Aufbruch alter Gesteine in voller Schärfe sichtbar, bis an die Etsch: am einen Orte nur als Gewölbe im mannigfaltig gegliederten Perm, am andern als Porphyraufbruch, am dritten sogar, und nicht einmal selten, noch mit einem altkristallinen, sicher vorpaläozoischen Gewölbekern an der Basis der Porphyrformation.

Wie liegen nun die näheren Beziehungen zwischen dieser insubrischen Antiklinalzone und der Salvatore-Mulde im Gebiete der westlichen Südalpen? Wie gestaltet sich ferner deren Verhältnis zum nördlichen Kristallingebirge von Lugano, d. h. zur Silvretta-Wurzel? Was endlich ist der wirkliche Sinn der Salvatore-Mulde und in welcher Beziehung steht sie zum Sedimentdach im Süden des Porphyraufbruches und zu den Gebirgen im Osten der Linie Tesserete-Lugano-Mendrisio?

Die Dinge liegen im Grunde weit einfacher als es scheint, trotzdem der *Bau der Salvatore-Mulde* ein viel komplexerer ist als bisher gewöhnlich angenommen wurde. Die Sedimentzone des San Salvatore ist gar nicht die einfache Mulde, als die sie nach den stets in erster Linie besuchten, aber leider nicht genügend oder nicht mit genügender Konsequenz untersuchten Aufschlüssen des San Salvatore

selber bisher erschienen war – selbst nach den jüngsten Angaben der Leidener Schule oder den Studien von RODE –, sondern der San Salvatore stellt mit seiner Trias eine tief in das ältere Gebirge eingesenkte Synklinalzone grossen Stiles dar, die in grossartiger Weise und radikal, vielfach mit recht bedeutendem Tiefgang, zwei ganz verschiedene kristalline Schollen scheidet.

Der Südrand der Salvatore-„Mulde" ist ein steilstehender Schubrand und keine blosse Verwerfung, wie dies bisher angenommen worden ist, und das die Salvatore-Mulde beidseits begleitende *Kristallingebirge* ist voneinander, und zwar von Val Cuvia bis Lugano, total *verschieden*. Im Süden der Salvatore-Mulde die „Porphyrformation" in grosser Mächtigkeit, mit einem alten Kern kristalliner Schiefer allerdings, dem Kristallinkern von Morcote–Bovarezzo in Val Ganna; im Norden der Salvatore-Mulde aber über weiteste Strecken überhaupt gar keine Spur einer „Porphyrformation", sondern ganz direkt und meistenteils schief unter die Aussenfront der Salvatore-Mulde hineinstreichend, der altkristalline Unterbau des Luganeser-Kristallins. Auf Tessinergebiet ist die „Porphyrformation" im Norden der Salvatore-Front, mit einer einzigen, von BISTRAM oberhalb Ruvigliana erwähnten und durchaus geringfügigen Ausnahme, überhaupt nicht bekannt, von Lugano bis an den See von Ponte Tresa; hingegen stellen sich unter der westlichen Fortsetzung der Salvatore-Mulde, im Gebiete des Monte la Nave und auch westlich Val Cuvia, allerdings bereits im Übergangsgebiet gegen die wieder porphyrführende Mulde von Luino, Reste der „Porphyrformation", immer jedoch nur in sehr bescheidenem Umfang, ein. Im Tessiner Querschnitt aber ist auf jeden Fall der Gegensatz zwischen der porphyrfreien nördlichen Basis der Salvatore-„Mulde" und dem klassischen „Porphyraufbruch" im Süden derselben ein durchaus eklatanter. Ein Gegensatz zwischen Nord- und Südflügel der Mulde, der in seiner Schärfe bei einer „normalen" Salvatore-Mulde alten flachen Stils absolut unverständlich bleibt und der allein daher schon auf einen weit grösseren Tiefgang der Salvatore-Mulde auch im Gebiet des klassischen Luganese selber hinweisen muss.

Der Bau der Salvatore-Mulde ist in der Tat ein ganz wesentlich anderer als bisher angenommen wurde. Der Triasklotz des *Monte San Salvatore* ist aus einem allerdings in sich noch komplexen, im Prinzip aber durchaus steil ins ältere Gebirge versenkten Synklinalkeil herausgeschnitten, dessen wirklichen Boden noch niemand jemals gesehen hat. Auffallend ist schon der von Cap San Martino sich steil aufschwingende Nordrand, der in den höheren Teilen der Salvatore-Nordflanke bereits ein steiles inverses Einschiessen der Mulde neben das nördliche Kristallin zeigt, somit Andeutungen einer regelrechten Unterschiebung des nördlichen, luganesischen Kristallins durch Teile der Salvatore-Mulde. Klar ist ferner der normale Einsatz der Salvatore-Trias mit dem Servino/Verrucano, der sich nur wenig von jenem etwa der Mulde von Arosio unterscheidet. Auffallend ist aber gerade hier das Auftreten eines neuerlichen engen Keiles der tiefsten Salvatore-Dolomite und Mergel des Campiler-Niveaus im Norden der grossen Verrucano/Servino-Basis von San Martino; ein Phänomen, das aber keineswegs etwa auf diesen Sektor beschränkt erscheint, sondern das auch bei Bellano am Comersee deutlich ist, von wo ich es seit über 20 Jahren kenne, und abermals Ähnliches zeigt das berühmte Profil nördlich der Gaeta längs der Strasse Menaggio–Acquaseria–Gravedona, wo zum mindesten deutliche Schiefer des unteren Servino die dortige Verrucano-„Basis" der südlichen Kalkalpen aufteilen. Der erwähnte nördliche Dolomitkeil vor der Front des eigentlichen San Salvatore weist aber ganz direkt, an sich schon, auf beträchtlich stärkere Störungen bereits am Nordrand der Salvatore-Zone hin.

Ein Wort ist hier vielleicht noch über das *Alter der basalen Bildungen* am Nordfuss des Salvatore zu sagen, die seit FRAUENFELDER, gemäss dessen reichhaltigen

Fossilfunden in der Val Battuta westlich Riva San Vitale und bei Serpiano, meist ohne weiteres in ihrer Gesamtheit als oberster Servino resp. höchster Buntsandstein angesprochen worden sind. Selbstverständlich sind die fossilführenden Schichten der genannten Profile als Campiler-Schichten zu betrachten, sie zeigen das erstmalige, wenn auch noch etwas sandige Einsetzen der Dolomit-Sedimentation und auch Übergänge in die anisischen Basis-Dolomite; aber dass daneben auch die tieferen Teile jener Profile, die ausschliesslich aus meist roten Sandsteinen, Mergeln und klassischen roten Verrucano-Konglomeraten bestehen, gleichfalls noch zum wirklichen Campiler-Niveau zu rechnen seien, glaube ich nach allem, was ich an südalpinen Schichtreihen, bis hinüber in die Dolomiten und die Carnia, gesehen habe, klar in Abrede stellen zu sollen. Diese Bildungen unterscheiden sich in nichts von den Buntsandstein- und Verrucano-Ablagerungen der Valsàssina, der Bergamasker-Täler oder der Valle di Càffaro, und endlich ist auch daran zu erinnern, dass zwischen die Äquivalente der Luganeser-Porphyre im Bozener-Porphyrschild und die klassischen Campiler-Schichten in mächtiger Folge sich einschalten die Grödener-Schichten des Mittel- und die Bellerophon-Kalke des Oberperms samt den ganzen Seiser-Schichten der Buntsandstein-Stufe. Und nachdem zum mindesten noch in den Bergamasker-Alpen ein grossartiges und sogar fossilführendes Unterperm in Form der Collio-Schichten und Äquivalente der Grödener-Sandsteine in Form von echtem buntem Verrucano die Basis des eigentlichen Servino bilden, dürfen wir wohl eine Vertretung der Grödener-Schichten und des wirklichen Buntsandsteins im nur 30 km weiter westlich gelegenen Salvatore-Profil ohne weiteres noch erwarten. Ich glaube somit, in den Verrucano-Konglomerat- und Sandsteinfolgen des Salvatore-Zuges und auch der San-Giorgio-Basis am ehesten Äquivalente der Grödener-Schichten Südtirols sehen zu sollen; Wüstenbildungen, die ursprünglich noch weiter durch den halben Buntsandstein hinauf gereicht haben mögen, dabei aber vor der Ablagerung der Campiler-Schichten zum grossen Teil durch Ablation wieder entfernt worden waren, bis auf die heute eben noch erhalten gebliebenen kümmerlichen Reste der „Grödener" Verrucano-Serien zwischen dem Dach der Porphyrformation und den fossilführenden Campiler-Schichten. In concreto betrachte ich daher die Basis-Schichten des San Salvatore bei San Martino als eine stratigraphisch stark reduzierte Folge von permischem Verrucano, Servino und Campiler-Schichten und fasse die nördlichsten Dolomite als synklinalen Keil zwischen Verrucano und Luganeser-Kristallin auf, der, schwach nordwärts überkippt, von der eigentlichen San Salvatore-Basis von Süden her steil überfahren erscheint.

Klare *Nordbewegung der Salvatore-Mulde*, in Form einer deutlichen Überkippung derselben gegen Norden hin, lässt sich nun aber auch über grosse Strecken des Mulden-Südrandes erkennen, wo weithin, allerdings nicht durchwegs, die eigentlichen Salvatore-Dolomite der ladinischen und sogar der karnischen Stufe entweder an steiler Schubfläche ganz unvermittelt, ohne jede Spur von anisischem Muschelkalk oder Servino oder Verrucano, direkt an die in sich allerdings mannigfaltige „Porphyrformation" der insubrischen Antiklinale von Carona—Pianbello stossen – bei Grancia sogar direkt an eine kristalline Basis-Lamelle derselben –, oder wo die Salvatore-Dolomite, und zwar nicht einmal die ältesten, an ihrem Südrand sogar direkt mit steilem Süd- oder Südsüdostfallen ganz deutlich steil unter die „Porphyrformation" einschiessen. Das ist etwa der Fall östlich Ciona, wo, schon FRAUENFELDER bekannt, ein wenige Meter mächtiger Servino mit Nordoststreichen völlig senkrecht steht, dann an der Strasse von Ciona gegen Carabbia und im Gebiet von Grancia, oder sehr deutlich wieder nördlich Figino im Keil von Casora, oder wenig westlich der Station Ghirla in Val Ganna. Auch der Monte Caslano bei

Ponte Tresa zeigt einen relativ flach nordwestwärts aufsteigenden Nordschenkel, aber steile Überkippung des Südschenkels, wo die Dolomite sich in steilen Schichtmauern vom See gegen Norden auftürmen. In den Tobeln westlich von Brusimpiano stösst die Porphyrformation des Pianbello-Fusses mit leicht nördlich überkippter Grenzfläche an den Südrand des Salvatore-Zuges, und endlich zeigt auch die ganze grosse Antiklinale des Campo dei Fiori deutliche Überkippung gegen Norden, und ist ein knappes südliches Einschiessen des Salvatore-Zuges unter den Porphyrkern von Brinzio wenigstens in der Gegend östlich von Cabiaglio sichergestellt.

Mit allen diesen Feststellungen längs den beidseitigen Rändern ist der wirkliche Charakter der Salvatore-Mulde als einer steil und tief ins ältere Gebirge einstechenden Synklinalzone bereits und ohne weiteres dokumentiert. Zum selben Resultat führt erfreulicherweise nun aber auch das Studium des Muldeninneren, der *Innenbau* der ganzen Synklinalzone. Am San Salvatore, dem Keil von Barbengo/Casora, nördlich Figino und am Monte Caslano, dessen direkte Zugehörigkeit zur eigentlichen engeren Salvatore-Mulde übrigens sehr fraglich erscheint, sind von mesozoischen Serien nur Triaselemente vertreten, wobei der auf weite Strecken massige Charakter der eigentlichen Salvatore-Dolomite, der, mehr noch als der ihm entsprechende Schlerndolomit Südtirols, eine überaus starke Durchklüftung desselben bedingt, das genauere Studium des wirklichen Innenbaues auf schweizerischem Gebiete ausserordentlich erschwert. Vom Luganersee westwärts jedoch sind, auf italienischem Boden, neben den Triaselementen der Salvatore-Mulde, auch jurassische Serien und sogar Kreide am Bau der Salvatore-Synklinalzone beteiligt, und zwar schon im Gebiete von Ardena/Lavena, unmittelbar südlich des Ponte-Tresa-Armes des Luganersees. Gleichzeitig wird der weitgehend isoklinale Innenbau der Salvatore-Mulde hier nun deutlich sichtbar, indem eine ganze Reihe von durch Längsbrüche, resp. Schubflächen getrennten tektonischen Einzelzügen sich mehr und mehr dokumentieren. LEUZINGER und nach ihm DE SITTER haben eindringlich auf diesen steilgestellten Schollenbau hingewiesen, der zudem noch durch Querbrüche in sich weiter zerhackt erscheint. Dieser isoklinale Bau setzt aber westwärts abermals weiter fort in die Berglandschaften zwischen Caldè, Laveno, Caravate, von Val Cuvia bis an den Langensee, wo nun in jeder wünschenswerten Klarheit der wahre Charakter dieses ganzen Zuges in Profilen von bis zu 1000 Meter Aufschlusshöhe dokumentiert erscheint: im weitgehend isoklinalen, von „Längsbrüchen" als steilgestellten Schubflächen gegliederten Schuppenbau der Berge im Norden von Laveno. Was wegen mangelnder Aufschlusstiefe zum mindesten zwischen Val Ganna und Val Cuvia vielleicht nicht mit restloser Klarheit sich dokumentieren kann, liegt in dieser westlichsten Zone der Salvatore-Mulde in den genannten Gebirgen zwischen Val Cuvia und dem Langensee in voller Klarheit enthüllt vor uns: Ein tiefgreifender, durchaus vertikalstruierter, komplizierter Schuppenbau, an dem sich ausser Trias auch Jura in grossem Ausmass, und Malm und Kreide an seinem Südrand beteiligen. Die Berge von Laveno zeigen auf über 1000 m Aufschlusshöhe über dem Langensee die klassische steile Isoklinalstruktur der Gailtaler Alpen, im besonderen der Lienzer-Dolomiten. Hier schliesst die in sich geschuppte Sedimentserie der Silvretta-Wurzel als grossartiges westliches Äquivalent des eigentlichen Drau-Zuges in aller Schärfe das Wurzelkristallin des Seengebirges definitiv gegen Süden hin ab, genau so wie über 300 km weiter östlich der Drau-Zug in den Gailtaler Alpen und den Nord-Karawanken das oberostalpine Kristallin Kärntens und der Steiermark nach Süden hin abschliesst. Die Aufnahmen von VAN HOUTEN zeigen diese Struktur der Gailtaler Alpen mit aller wünschenswerten Klarheit, und es wirkt fast befremdend, dass, nachdem bereits im „Bau der Alpen" der Drau-Zug bis an den Langensee, allerdings in der Muldenzone

von Luino, prinzipiell erkannt oder doch postuliert worden war, angesichts dieser Profile von Laveno nicht schon vor Jahren auf diese grossartigen Parallelen mit dem Drau-Zug des alpinen Ostens hingewiesen worden ist.

Es zeigt so zum allermindesten der Abschnitt zwischen Val Cuvia und Langensee, als die westliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde, den isoklinalen und tiefgreifenden Schuppenbau der oberostalpinen Wurzelpakete des Drau-Zuges: die westliche Salvatore-Mulde zeigt die klassische Wurzelstruktur der oberostalpinen Decke, und wir stehen hier, genau wie an die 350 km weiter östlich in den Gailtaler Alpen, vor den steilgestellten und vielfach überkippten Wurzeln der nördlichen Kalkalpen. Ein wertvoller Hinweis darauf, dass somit auch über dem Gebiet der zentralen Schweizer Alpen – Laveno liegt ja bereits im südalpinen Hinterland des westlichen Aar-Massivs – oberostalpine Schubmassen noch in recht beträchtlichem Umfang einst den Alpenbau gekrönt haben müssen. Eine Annahme, die durch das unvermittelte, in erster Linie durch Erosion bedingte schiefe oder gar quere Abbrechen der bayrischen Kalkalpen am Rhein, die Beziehungen des kalkalpinen Rhätikon zur Yberger Klippenregion, des weiteren aber auch durch die Zusammensetzung der Riginagelfluhen, ja vielleicht sogar durch den Bau der Giswilerstöcke, zum Teil ja schon längst nötig gewesen und unterstützt worden ist. Daneben aber zeigen sich in diesem kalkalpinen Wurzelgebiet von Laveno nicht nur isoklinalstruierte Schuppenelemente, sondern auch richtige Falten mit Gewölben und Mulden, aber auch dies abermals in völliger Übereinstimmung mit dem kalkalpinen Wurzelgebiet im Drau-Zug oder in den Nord-Karawanken (s. Profil 13, Tafel X).

Den Schuppenbau der Berge um Laveno, der dort so klar aufgeschlossen ist, finden wir aber auch wieder im Abschnitt der Salvatore-Mulde zwischen Val Ganna und dem Luganersee, wir finden ihn ausgezeichnet illustriert in den Profilen LEUZINGERS aus dem Gebiet zwischen Val Ganna und Val Cuvia, wenn auch hier in verstärktem Masse mit oft recht offenen Mulden kombiniert. Diese relativ flachen Mulden, etwa jene im Gebiete von Ronco–Ferrera, zwischen Monte Scerrè und Cunardo, entsprechen aber in erster Linie dem nördlichen Teil der Elemente der Berge von Laveno, der Synklinale des Monte San Martino vor allem, und der isoklinale Schuppenbau auch des Abschnittes Val Ganna–Val Cuvia erhellt ohne weiteres klar aus der Tatsache, dass auch hier sogar noch Kreide, in Form von Majolica, und Ammonitico rosso in schmalen, sehr tektonisierten Fetzen wenig westlich Bèdero zwischen Lias einerseits, die Trias von Bèdero andererseits eingeklemmt erscheinen. Diese von LEUZINGER entdeckten Kreidegesteine liegen scheinbar völlig isoliert rund 8 km östlich der grösseren östlichsten Majolica-Aufschlüsse bei Brenta in Val Cuvia und sind durch abermals 8 km im Streichen von den Radiolarit- und Majolica-Serien der Gegend von Ardena/Lavena knapp westlich des Luganersees und sogar nur wenig über 6 km von denen des Monte Marzio getrennt. Zwischen Bèdero und Monte Marzio schlagen, nach den Untersuchungen von LEUZINGER, weiterhin verschiedene Linsen von Ammonitico rosso die willkommene Brücke gegen Osten, ganz abgesehen davon, dass von Bèdero nach Osten auch tieferer Lias eine fast ununterbrochene Verbindung mit der Mulde des Monte Marzio und damit den Kreidegesteinen des Belvedere und von Lavena herstellt. Von den Majolica-Fetzen westlich Bèdero gegen Val Cuvia und die nächsten grossen Majolica-Aufschlüsse bei Brenta steht weiterhin die Möglichkeit einer ganz direkten Verbindung durchaus offen, da die Lias-Aufschlüsse des Monte Martinello und von Cuvio weitgehend von jenen von Cavona durch Moränen getrennt erscheinen, die LEUZINGER wohl nicht ohne Grund gerade hier recht sorgfältig ausgeschieden hat.

Alles in allem genommen steht somit durchaus sicher, dass zwischen Lavena am Luganersee und dem Gebiete zwischen Gemonio – am Westabfall des Campo

dei Fiori-Gewölbes – und der Monte Nudo-Kette, östlich Laveno, eine grosse und tief ins Gebirge eingreifende Synklinale durchzieht, in deren enggepressten Kern Ammonitico rosso, Radiolarit und sogar noch Majolica eingeklemmt erscheinen. Diese Jung-Mesozoika stehen am Luganersee gegen Süden hin aber schliesslich mit dem sicheren Salvatore-Dolomit von Ardena–Brusimpiano, d. h. der deutlichen und unbestreitbaren Fortsetzung des Dolomitklotzes von Casora/Barbengo im Norden von Figino, in primärem stratigraphischem Kontakt, so dass ganz zweifellos diese ganze Jura/Kreide-Mulde zwischen Lavena und Caravate in den hier enggepressten Kern der Salvatore-Mulde hineingehört. Der Südschenkel dieser grossen Jura/Kreide-Mulde wird, vom Luganersee bis an das Westende des Porphyraufbruches von Val Ganna bei Cabiaglio, durch die Trias gebildet, die ihrerseits längs einer steilgestellten, grösstenteils nordwärtsüberkippten Schubfläche vom Gewölbekern des „Porphyraufbruches" steil an- bis überfahren wird; der Nordschenkel der Salvatore-Mulde jedoch überschiebt nach LEUZINGER, von Lavena bis hinüber in die Gegend östlich von Bèdero, den jungen Muldenkern in mässig steiler Platte gegen Süden. In erster Linie scheint dies der Fall zu sein zwischen Lavena und Ghirla, d. h. in jenem Abschnitt der Salvatore-Mulde, hinter dem das Porphyrgewölbe im Gebiete des Pianbello am höchsten emporgestaut ist. Dort wurde infolge des durch besondere Hochstauung gesteigerten nördlichen Vortriebes des Porphyrkerns die junge Muldenfüllung der Salvatore-Mulde auf eine gewisse Strecke unter ihren Nordschenkel unterschoben.

Am Pianbello erreicht heute die „Porphyrformation" mitsamt ihrem alten Kern, dem Kristallin von Morcote–Bovarezzo, die grössten Höhen; wir stehen hier damit vor der axialen Kulmination des gesamten „Luganeser-Porphyraufbruches", und zwar in einer Zone, die nur wenig östlich hinter der grossen Tosa-Kulmination der zentralen Alpen liegt. Gegen das Becken von Brinzio–Cabiaglio sinkt der „Porphyrkern" dann langsam in südwestlicher Richtung axial in die Tiefe und taucht schliesslich vollständig unter seine permisch-mesozoische Sedimentbedeckung ein. Süd- und Nordschenkel des Porphyrgewölbes verbinden sich damit in geschlossenem Gewölbe zur westwärts weiter in grossartigem Maßstab niedersinkenden mächtigen Antiklinale des Campo dei Fiori, dem praktisch südlichsten Randelement der Alpen im Raume von Varese. Der Südschenkel der Salvatore-Mulde wird hier ganz einfach zum Nordschenkel des Campo dei Fiori-Gewölbes, und nur die tiefgehende Oberjura-Kreidefüllung der genannten Mulde trennt auch weiterhin, gegen Südwesten sich stetig verbreiternd, die nördlichen Elemente des Salvatore-Zuges im System des Monte Nudo-Massivs, d. h. der Berge von Laveno, von der rasch zur Tiefe sinkenden insubrischen Antiklinale des Campo dei Fiori.

Die oberostalpine Wurzel des westlichen Drau-Zuges steht damit im Gebiete von Val Cuvia in unlösbarer *Verbindung* mit dem südalpinen Element der *insubrischen Antiklinale*, und durch deren Vermittlung sogar mit deren klar gegen die Po-Ebene abfallenden, relativ nur wenig steilen Südschenkel im Gebiete der Campo dei Fiori- und damit weiter auch der San Giorgio-Sedimentplatte. Was abermals besagt, dass die oberostalpinen Wurzelkeile des Drau-Zuges auch hier, genau wie in Kärnten, von den nördlichsten Elementen der Südalpen gar nicht abzutrennen sind. Die südalpinen Elemente schliessen ganz einfach mehr oder weniger normal an die innersten oberostalpinen Wurzelkeile an. Und was in diesem Zusammenhang abermals von grösster Bedeutung ist: diese ersten südalpinen Elemente sind auch ganz deutlich, in Form der insubrischen Antiklinale des „Luganeser-Porphyraufbruches", in durchaus gleicher Richtung bewegt worden wie die gemeinalpinen Schubmassen des alpinen Deckengebäudes; d. h. von Süden gegen Norden, oder, hier schon etwas abgelenkt und bereits dem Beginn des piemontesischen Streichens

angepasst, von Südosten gegen Nordwesten. Von irgendeiner namhaften Bewegungskomponente vom zentralen Alpenkörper gegen das padanische Rückland, im Sinne der immer wieder angenommenen „dinarischen" Schübe gegen die Po-Ebene hin, kann hier auf jeden Fall in gar keiner Weise die Rede sein. Dafür ist die Überkippung der insubrischen Antiklinale im ganzen Gebiet zwischen Langensee und San Salvatore eine viel zu klare und eindeutige, und sinkt deren Südschenkel vom Westende des Campo dei Fiori bis ins Mendrisiotto nur allzu klar und relativ nur flach von den lombardischen Vorbergen ohne die geringste auch nur randliche Überkippung ganz einfach und ungestört unter die Po-Ebene resp. die Molasse des Varesotto hinab. (Vergl. Tafel IX, Profil 13, Tafel X.)

Dieselbe *Bewegungstendenz von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen* hin zeigt sich übrigens auch im weiteren westlichen Verlauf der insubrischen Antiklinalzone bis an den piemontesischen Alpenrand hinüber. Doch komplizieren sich hier am unteren Langensee die Dinge weiter.

Die Antiklinale des Campo dei Fiori sinkt, gegen den *Langensee* hin immer schmäler werdend, zwischen Monvalle und Besozzo axial in die Tiefe und scheint dabei überhaupt auszuklingen. Das vom Langensee her so auffallende weitgespannte Trias/Lias-Gewölbe zwischen Reno und Aròlo, das zunächst als westliche Fortsetzung der Campo dei Fiori-Antiklinale aufgefasst werden könnte, gehört bestimmt nicht mehr zu derselben, sondern liegt im Kern der in sich sekundär gewellten Radiolarit-Majolica-Serien von Caravate–San Clemente. Es könnte dieses Gewölbe von Reno–Aròlo allerhöchstens nur noch als eine Art Ablösung der Campo dei Fiori-Antiklinale an deren Nordabfall, d. h. bereits innerhalb der Salvatore-Mulde gelten. Auch der kleine Porphyraufbruch von Aròlo darf kaum mehr als ein Wiedererscheinen des Porphyrkerns des Campo dei Fiori-Gewölbes, d. h. als westliche Fortsetzung des Porphyrkerns von Brinzio–Val Ganna–Lugano betrachtet werden, da die Kreiderippe südwestlich von Monvalle mit ihrer gequälten steilen Lagerung noch deutlich als südwestlichster Rest der Salvatore-Mulde erscheint, weil sie klar noch am Nordwestrand des erst südwestlich davon, zwischen Monvalle und Besozzo niedersinkenden Campo dei Fiori-Gewölbes liegt. Der Porphyr von Aròlo stellt damit wohl am ehesten das permische Kernelement einer letzten südlichsten Schuppe innerhalb des westlichen Drau-Zuges dar.

Aber auch der nun weiter einsetzende Porphyraufbruch von *Angera*, der über den Langensee hinweg sich fortsetzt in die mächtigen Porphyrmassen zwischen Arona und dem Bergland im Westen der unteren *Sesia*, darf kaum als eine direkte Fortsetzung des westlich Brinzio unter dem Campo dei Fiori-Gewölbe untergetauchten Luganeser-Porphyraufbruchs betrachtet werden. Derselbe stellt weit eher ein gegenüber der insubrischen Hauptantiklinale im Gebiete zwischen Ispra und Angera schief rückwärts gestaffeltes Element dar, das nicht als direkte Fortsetzung, sondern als eine gewisse, gegen Westen allerdings gewaltig sich erweiternde Ablösung des Luganeser-Aufbruchs aufgefasst werden muss. Das Gewölbeelement des eigentlichen Luganeser-Aufbruchs verschwindet am Langensee zwischen der noch zum südlichsten Salvatore-Zug gehörenden Majolica-Rippe westlich Monvalle, der Trias von Ispra und dem Ostende des piemontesischen Porphyraufbruchs, so dass westlich des Langensees dieser letztere nun, obwohl in etwas internerer Stellung, die Rolle der insubrischen Antiklinale des Luganese an der südalpinen Front übernimmt.

Es liegen somit die Porphyrmassen des Luganese und jene zwischen Arona und der unteren Sesia nicht genau im Kern ein und desselben insubrischen Gewölbes, sondern es lösen sich im Raume des unteren Langensees deutlich zwei verschiedene Kulissen der Gesamtgewölbezone im Streichen gegeneinander ab: das Luganeser-

Gewölbe erstirbt am Langensee gegen Westen hin und überlässt seine Rolle als südalpines Frontelement von da an der etwas interneren Kulisse der piemontesischen Randgewölbe der Alpen. Durchaus analoge Aufteilungen der insubrischen Antiklinalzone sind aber seit langem schon auch aus den Bergamasker Alpen bekannt (siehe S. 270 und 315).

Die Porphyrformation der westlichen Südalpen zeigt sich somit in ganz verschiedenen tektonischen Elementen: im Osten im ganzen Luganeser-Aufbruch, bei Aròlo im südlichsten Schuppenelement des Salvatore-Synklinalzuges, von Angera westwärts in einem etwas interneren südalpinen Randelement, das vom Langensee westwärts direkt an die Kristallin-Wurzel des südwestlichsten Seengebirges stösst, die aber auch ihrerseits bezeichnenderweise gleichfalls noch Porphyr führt. Im Gebiete des unteren Lago Maggiore macht sich dabei eine klare Scharung tektonischer Einzelelemente spürbar, die östlich dieser grossen Furche über beträchtliche Distanzen auseinander liegen. So schliesst die Mulde von Luino über Caldè sich an das eigentliche Drauzug-Element der Salvatore-Zone, so verschwindet östlich des Langensees das mächtige Gewölbe-Element des Luganeser-Porphyraufbruches und des Campo dei Fiori in kümmerlichen Resten, und stösst schliesslich von Arona westwärts bis über die Sesia hinaus ein abermals etwas interneres Element der insubrischen Antiklinalzone direkt an die Silvretta-Wurzel heran. Es handelt sich um eine Zusammenraffung aller dieser Elemente hinter dem mächtigen Kristallinblock im Westen des Langensees, eine Raffungszone, die wir am besten die *Scharung des Verbano* nennen werden.

Das alles aber sind nun Dinge, die – ganz abgesehen davon, dass die Porphyrmassen im Westen des Langensees nicht nur in den südalpinen Elementen, sondern auch in durchaus gleicher Art in der südwestlichen Silvretta-Wurzel noch vorkommen, d. h. im Kristallin des südwestlichen Seengebirges, vor allem im südlichen Mottarone-Stock – auf einen engen und ganz direkten Zusammenhang dieser nördlichsten Südalpen-Elemente mit der Silvretta-Wurzel hinweisen. Dabei zeigen sich in allen diesen südalpinen Elementen abermals deutlich durchaus die gleichen Bewegungsimpulse von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen hin, wie wir sie auch vom Langensee ostwärts bis ins Luganesische kennengelernt haben.

In der Felsrippe westlich Monvalle sinkt der letzte Biancone der Salvatore-Mulde in gequälter steiler Lagerung scharf südwärts in die Tiefe; südlich daran schliesst sich die gegen Norden bis Nordwesten aufsteigende Trias von Ispra, und an den Porphyr der Hügel nördlich von Angera lehnt sich mit mittelsteilem Absinken in die Po-Ebene die Triasplatte des Schlossberges von Angera selber an. Die Trias von Arona zeigt dieselbe generell nach Süden fallende Lagerung wie jene des Castells von Angera, und am Monte Fénera an der Sesia erkennen wir immer noch dasselbe Grundprinzip. Die Kalkscholle des Monte Fénera, in mehr als einer Hinsicht auch faziell, zufolge ihrer stark verkümmerten Trias und ihrer fremdartigen Liasausbildung von besonderem Interesse, zeigt einen deutlich spitz im Süden endigenden Synklinalbau, dessen alte Basis an der Linie von Borgosesia längs einer steilen Trias/Lias-Mulde deutlich gegen Norden, d. h. gegen das Kristallin des südwestlichsten Seengebirges überliegt und dessen Trias/Lias-Serien an ihrem Südrand ebenso deutlich von den letzten Porphyren des piemontesischen Alpenrandes abermals steil gegen Norden überstossen werden. Und wenn es sich dabei auch bloss um einen schiefen Längsbruch mit scheinbar nur geringer horizontaler Komponente zu handeln scheint, so ist darum die allgemein-alpine Bewegungstendenz und das Fehlen jeglicher Anzeichen „dinarisch" orientierter Bewegungen gegen die Po-Ebene hin nicht minder deutlich.

Im übrigen stellt sich gerade hier das *Problem der näheren Beziehungen* zwischen *insubrischer Antiklinale und Silvretta-Wurzelkern* noch ganz besonders eindringlich. Denn der noch im tessinischen Seengebirge und sogar auch noch zwischen Stresa und den Strona-Tälern ganz gewaltigen Mächtigkeit dieses Wurzelkristallins steht westlich der Sesia eigentlich nur noch der heute von den wohl am ehesten doch eher jungen Intrusionen vom Typus Baveno-Borgosesia und Biella eingenommene schmale Raum zwischen der Linie von Valduggia–Crevacuore, d. h. der westlichsten bekannten Fortsetzung des Drau-Zuges, und den Kinzigiten der inneren Ivrea-Zone, in einer Breite von schliesslich unter 2 km gegenüber und theoretisch zur Verfügung, wenn die Ivrea-Zone bereits als eine grisonide Wurzel betrachtet werden muss. Aber auch dann, wenn die Silvretta-Wurzel, wie auf S. 231ff. diskutiert worden ist, auch noch die Zone von Ivrea umfassen sollte, erschiene diese Silvretta-Wurzel im Raume der Sesia gegenüber dem 25 km breiten Kristallingebirge zwischen Losone/Ascona und Ponte Tresa gleichwohl in sehr erheblichem Masse reduziert, d. h. zwischen den Porphyrmassen der unteren Sesia und dem Canavese im Sessera-Querschnitt bis auf knapp 10 km Breite zusammengedrückt. Das kann zweierlei heissen: Entweder ist hier die kristalline Wurzel der Silvretta-Decke hinter den grossen Beugungen der Sesia- und der äusseren Ivrea-Zone, die in grossen Zügen dem Umschwenken der zentral-alpinen Bauelemente vom lepontischen zum penninischen Bogen im alpinen Wurzelland entsprechen, analog den allerdings noch näher zu überprüfenden Verhältnissen an der Beugungsstelle zwischen Veltliner- und Judikarien-Streichen in Val di Sole, und weiterhin bis gegen den Brenner, im Gefolge mächtiger Zerrungen, ganz ausserordentlich reduziert und, wie zwischen Meran und der Eisack, der grösste Teil oder vielleicht überhaupt die ganze Silvretta-Wurzel von den jungen Intrusivmassen verdrängt, oder aber die südalpine Front der westinsubrischen Antiklinale hat sich hier mit einem eigenen Streichen in einer jüngeren Schubphase noch schief über die besonders schmal gewordene innere Silvretta-Wurzel hinweggelegt und wäre praktisch schliesslich bis an den Innenrand der Ivrea-Zone vorgestossen. Das wäre an sich denkbar; denn es könnte sich hier, im Hinterland der Walliser Alpen, recht wohl ein dritter, „piemontesischer Dinaridenkopf" gegen die Alpen vorgeschoben und sich dabei sogar über deren innerste Wurzelteile hinweggelegt haben. Eine These, die um so wahrscheinlicher wird, als wir durchaus Ähnliches auch bei den Dinaridenköpfen des Sottocenere und Südtirols wieder erkennen können.

Eine dritte Lösung läge in der Annahme, dass hier gegen Südwesten der oberostalpine Raum als westlicher Ausläufer der pannonischen Masse, gemäss den sich bereits im Bau der Rätischen Alpen bemerkbar machenden Anzeichen, überhaupt bald ausspitzen würde. Aber dann müsste einmal diese westliche Spitze des pannonischen Raumes doch sich äussern in einem sichtbaren Ende des oberostalpinen Kristallins und einer gewissen Verbindung der nördlichen Kalkalpenplatte, im Norden der Silvretta-„Spitze" gelegen, mit dem Drau-Zug oder den Südalpen, als den die Südflanke der pannonischen Westspitze begleitenden Sedimentserien. Aber gerade von einer solchen Querverbindung des nordalpinen mit dem südalpinen Raume über eine gegen Westen hin langsam schwindende Silvretta-„Spitze" ist auch hier, wo das Silvretta-Wurzelkristallin an der Sesia bedenklich sich verengt, nicht die Spur zu sehen. Wollten wir übrigens an der Sesia oder auch im Raume von Ivrea die Westspitze der pannonischen Masse sehen, so müsste der breite Saum des kalkalpinen Rhätikon von Bludenz und Vaduz völlig quer zu allen tieferen Deckenelementen der Alpen überaus brüsk gegen Südsüdwest in der Richtung auf die untere Sesia oder Biella zurückweichen, die oberostalpine Klippe des Roggenstocks bei Yberg wäre kaum verständlich, die Zusammensetzung der Rigi-

Nagelfluhen desgleichen. Und da von einer wesentlichen Annäherung, geschweige denn Verschmelzung der nördlichen mit den südlichen Kalkalpen gerade an der Sesia und weiter westlich nicht die Spur zu sehen ist, so dürfen wir wohl die oben genannten beiden andern Lösungen dieses Sesia-Problems als wahrscheinlicher betrachten.

Was in der Folge sich als zutreffend herausstellen wird, ein später Vorschub eines eigenen „piemontesischen Dinaridenkopfes" schief über das südwestwärts niedertauchende oberostalpine Wurzelland hinweg – eine Bewegung, die sich sehr wohl erst in einer späten insubrischen Phase vollzogen haben kann – oder primäre Reduktion infolge Zerrungserscheinungen an der Beugung vom lepontischen zum penninischen Alpensegment, kombiniert mit grösseren Einschmelzungen durch die jungen Intrusionen, das werden, wie im gleicherweise problemreichen Gebiete der oberen Val di Non und bis hinüber nach Meran, erst künftige, aber sicher nur höchst genaue Detailuntersuchungen ergeben.

Es stellen sich aber noch *weitere Probleme im Raume der Sesia*, die für die Deutung der gesamten westlichen Schweizer Alpen von Belang werden können. Sie liegen zunächst in einer faziellen Merkwürdigkeit dieser westlichen Südalpenbezirke, auf die vor Jahren schon Albrecht Spitz aufmerksam gemacht hat. Das ist der gewaltige stratigraphische Wechsel, der sich, zu einem grossen Teil im Streichen, innerhalb der westlichen Südalpen, vom Comersee zur Sesia, und vor allem zwischen dem Tessin und der Sesia vollzieht, und zwar im Sinne einer höchst auffallenden *Verkümmerung der südalpinen Schichtreihe.* Diese südalpine Schichtfolge – die noch am Comersee, im Grigna-Bezirk, eine Trias von weit über 3500 m Mächtigkeit umfasste, davon allein mindestens 1200 m auf die ladinischen Serien der Esino-Stufe entfallen oder rund 1000 m auf den Hauptdolomit, mehr als 500 m auf das Rhät, vom mächtigen Verrucano/Servino zwischen Comersee und Val Camonica ganz zu schweigen, und des weiteren ganz abgesehen von den stellenweise bis 1000 m mächtigen Jura-Serien der Alta Brianza und des Generoso-Gebietes, oder der Kreide der niederen Brianza bis hinein in die Breggiaschlucht – verliert vor allem vom Luganeser-Querschnitt nach Westen immer mehr an Bedeutung und auch an innerer Gliederung.

Im Querschnitt des Luganersees beträgt die maximale Mächtigkeit der gesamten südalpinen Trias im San Giorgio-Gebiet, nach den Untersuchungen von Frauenfelder und Senn, noch 1300 m, d. h. nur noch etwas mehr als ein Drittel der am Comersee festgestellten Triasmächtigkeit: der Hauptdolomit ist auf maximal 400, das Ladin auf wenig über 600, das Rhät überhaupt auf Null zurückgegangen. Aber von da nach Westen reduziert sich die südalpine Trias weiterhin: am Poncione di Ganna schrumpfen die anisisch-ladinischen Stufen auf 400–500 m zusammen, und in der Nudo-Kette geht der anisisch-ladinische sogenannte „untere" Dolomit bis auf 400 m, der Hauptdolomit sogar bis auf 150 m zurück. Am Campo dei Fiori misst der Hauptdolomit nach de Sitter nur mehr etwa 150 m und die gesamte dolomitische Trias zwischen Anis und Hauptdolomit bloss noch 900 m. (Vergl. dazu Tafel VIII.)

Über den Langensee *schwinden die Mächtigkeiten* der südalpinen Trias der insubrischen Antiklinalzone weiterhin. Am *Monte Fènera* reduziert sich die zum Teil auffallend stark brecciös entwickelte Triasserie nach Rasetti u. a. auf weniger als 300 m über einem schmalen, aber deutlichen Verrucanoband und unsicherem, zum Teil tuffhaltigem Muschelkalk, der schon von Stoppani mit den Varenna-Kalken verglichen worden ist. In diesem Falle würde wohl der darüberfolgende Diploporendolomit des Monfenera dem Salvatore- resp. dem Schlerndolomit des Luganese

entsprechen und normal von den zwar häufig fehlenden „calcari variegati" als möglicherweise Raiblerspuren überlagert erscheinen. Da weiterhin sofort über diesem Horizont oder dem basalen Dolomit die roten Lias-Sandsteine und sofort über denselben der fossilführende Mittel-Lias der Charmouth-Stufe folgen, so würde in diesem Falle der gesamte Hauptdolomit hier überhaupt fehlen. Möglicherweise aber beginnt die Monfenera-Trias auch erst mit einer Raiblerbasis und fehlt umgekehrt die tiefere Trias, was zwar bedeutend weniger wahrscheinlich erscheint. Auf jeden Fall aber ist die *Gesamt-Trias des Monte Fènera nur äusserst lückenhaft* entwickelt und wird ohne Zwischenschaltung von Rhät direkt vom basalen Lias transgrediert. Derselbe beginnt mit durchaus auffallenden roten Sandsteinen, die neben Spongienresten hauptsächlich aus dem Detritus einer in der Nachbarschaft gelegenen alten Kristallin- oder Porphyrschwelle bestehen und vielfach in regelrechte Konglomerate und Breccien übergehen; bei *Gozzano*, am Südende des Lago d'Orta, transgrediert überhaupt schon der mittlere Lias, und zwar das Domérien, mit Porphyrgeröllen ganz direkt auf der Porphyrformation. Analoge Porphyrgerölle sind von LEUZINGER aber sogar noch aus dem Drau-Zug der Val Cuvia, und zwar bis zu Faustgrösse, namhaft gemacht worden. Die Hauptmasse des Lias des Monfenera ist ihrerseits in geringem Masse brecciös entwickelt, allerdings neben gewöhnlichen Kiesel- und Sandkalken; eine Tendenz, die sich übrigens schon im Lias von Reno am Ostufer des Langensees ankündigt. Daneben fallen im Dach des Monfenera-Lias schwarze Schiefer mit Fucoiden auf, die, auch mit ihrer leichten Spaltbarkeit, schon an die „Schistes ardoisiers" der Préalpen erinnern. Des weiteren suchen wir nun aber westlich der Furche des Langensees vergebens nach irgendwelchen sicheren Spuren jüngerer Horizonte, Vertretern etwa des sicheren Doggers, des Malm oder der noch im westlichen Varesotto so deutlich und klar entwickelten Kreide, so dass schliesslich die ganze südalpine Schichtfolge im östlichen Piemont sich auf Porphyr, Verrucano, spärliche, höchst lückenhafte Trias und neritischen, zum Teil stark sandigen, kieseligen und auch brecciösen Lias beschränkt.

Diese stratigraphischen Daten weisen nun meiner Meinung nach ganz bestimmt auf eine gegenüber den östlicheren lombardischen Gebieten weit stärkere Deformationsbereitschaft der westlichen Südalpen-Scholle hin, die schon recht früh, d. h. mindestens vom oberen Hauptdolomit an, die Ausbildung mächtiger geantiklinaler Schwellenzonen erlaubte und damit schon zu Beginn der alpinen Zusammenschübe weitgehende Reduktionen der hier an sich schon nur kümmerlich ausgebildeten südalpinen Trias und schliesslich sogar die Transgression des mittleren Lias stellenweise bis auf den Porphyr hinab ermöglichte. Diese leichtere Deformierbarkeit der westlichen Südalpen-Scholle gegenüber den östlichen Gebieten weist somit ganz direkt auf geringere Krustendicke des älteren Untergrundes hin und kann dazu auch als Anzeichen einer gewissen Verschwächung infolge geringerer Schollenbreite aufgefasst werden. Da nun nachgewiesenermassen das Element der insubrischen Antiklinale, auf welchem westlich des Tessiner-Abschnittes diese auffallenden Anzeichen vermehrter Krustenschwäche sich geltend machen, in engster und ganz direkter Verbindung mit der Wurzel der oberostalpinen Decke steht, so dürfte damit theoretisch im Gebiete der tiroliden Schubmasse unter Umständen wohl ein durchaus ähnliches Phänomen von tiefgreifenden Faziesveränderungen im Streichen angenommen werden. Es könnte sein, dass mit stärker sich fühlbar machendem westlichem Ausspitzen die Tiroliden-Scholle für embryonale Schubimpulse sich empfänglicher gezeigt hätte als in den breiteren Schollenzonen der Rätischen und der Ostalpen, und dass wir somit ohne weiteres einen den südalpinen Faziesveränderungen zwischen Comersee und Sesia durchaus entsprechenden *Fazieswechsel* auch *im westlichen Fortstreichen der nördlichen Kalkalpen* annehmen dürften;

in dem Sinne etwa: dass, wie in den Südalpen, auch in der westlichen Fortsetzung der nördlichen Kalkalpen, d. h. im westlichen, heute längst in die Molasse abgetragenen Rücken der Silvretta-Decke, die Trias gegen Westen immer stärker verarmen und an Mächtigkeit verlieren würde; dass weiter vom unteren Jura an vor weit mächtigeren und vor allem auch mobileren Schwellenzonen als jenen des tiroliden Ostens viel grossartigere Breccienschüttungen in die vorgelagerten Trogräume oder in zufolge der zunehmenden Krustendünne sich recht rasch von Schwellen in Troggebiete wandelnde ältere Schwellenzonen stattfanden; dass gegen Westen hin weiter, statt der kontinuierlichen oder fast kontinuierlichen Sedimentation vom Lias bis in die Radiolarite und das Neokom, ja in die Couches rouges hinein, immer grössere Schichtlücken im oberostalpinen Kalkalpenraum sich einstellten, dass statt der Radiolarite und Aptychenkalke sich grobe Breccien bildeten, vom Typus der Falknis- oder der Sassalbo-Breccien; dass das Neokom weitgehend unterdrückt wurde und schliesslich die Oberkreide, vielleicht wohl stellenweise noch in Couches rouges-, am ehesten aber in gosau-artiger Flyschfazies, manchenorts direkt dem Oberjura auflag, und ähnliche Dinge mehr. Ja, es könnte unter Umständen bei der alpinen Embryonal-Deformation eines solchermassen geschwächten westtiroliden Schollenkeiles lokal sogar auch noch zur Intrusion und Effusion von Ophiolithmassen gekommen sein.

Diese Dinge mögen manchem zu „genau" eingestellten Skeptiker, der vielleicht lieber das Hauptproblem der westlichen Südalpen in einer möglichst weitgehenden Konstruktion unmöglicher, weil den Grundzug der südalpinen Tektonik durchaus verfälschender Bruchfelder, etwa vom Typus jener des Basler Tafeljura sehen möchte, als reine Phantasieprodukte erscheinen. Es könnte aber durchaus sein, dass solche westliche, stratigraphisch durchaus im Sinne der eben angeführten südalpinen Faziesveränderungen modifizierte Äquivalente der nördlichen Kalkalpen, als westliche Fortsetzung der kalkalpinen Randzone der Silvretta-Decke doch ganz konkret vorhanden wären und dass es vielleicht immerhin der Mühe wert erscheint, diesen Dingen doch etwas näher auf den Grund zu gehen. Denn es scheint, gerade nach den verschiedenen Untersuchungen der letzten Jahre, von Schroeder über Campana zu K. Arbenz, nun doch durchaus möglich, dass dieser Fall in der Breccien-Decke der Préalpes Romandes und des Chablais recht real verwirklicht vorläge. Wie bekannt, ist das Problem der wirklichen tektonischen Stellung der *Breccien-Decke* innerhalb der Deckentrilogie der exotischen Massen der Préalpes immer noch und immer wieder in vermehrtem Fluss, und die Frage, welches die wirkliche, effektiv und tatsächlich zutreffende primäre Deckenfolge über der Klippen-Decke der Préalpes médianes sei, ist bis heute noch nicht ganz eindeutig in einem völlig gesicherten und bestimmten Sinne entschieden. Ich kann im Rahmen dieser südalpinen Arbeit selbstredend nicht auf alle die schwierigen und naturgemäss auch recht weitläufigen Probleme dieser préalpinen Angelegenheiten eintreten, sondern glaube nur mit einigen wenigen Hinweisen nützlich sein zu können.

Sulzfluh, Klippen und Préalpes médianes dürften heute wohl definitiv als nunmehr an der Alpenfront gelegene, von höheren Decken vorgescherte Elemente der unterostalpinen Stamm-Masse des Bernina/Dent Blanche-Systems aufzufassen sein. Ich habe erst vor kurzem, ausgehend von den faziellen Verhältnissen des Oberengadins, diesen auch tektonisch einzig möglichen Zusammenhang erneut mit allem Nachdruck verfochten. In gewissen Gebieten der Préalpes aber liegt die Simmen-Decke, als ursprünglich für die höchste préalpine Einheit gehaltene Schubmasse – in Wirklichkeit sind es über weiteste Strecken heute aber nur mehr relativ geringfügige Reste, im Gesamtbau der Préalpes Romandes betrachtet – ohne jede

Zwischenschaltung irgend einer Spur der Breccien-Decke, auch ohne Anzeichen irgendwelcher anlässlich der Überschiebung der Simmen-Decke vorgescherter Reste derselben, ganz direkt der Klippen-Decke auf und sind die beidseitigen Flysch-Serien von Klippen- und Simmen-Decke wenigstens äusserlich oft nur recht schwer voneinander zu trennen. Kein einziges, durch die modernen Untersuchungen der letzten Jahre völlig gesichertes Vorkommen der Simmen-Decke liegt wirklich und klar der sicheren Breccien-Decke mit abnormalen Kontakten auf, und die bisher stets gleichfalls zur Simmen-Decke gerechneten Vorkommen der verschiedenen Eruptivgesteine und Tuffe des Plateaus von Les Gets und des Hornfluhgebietes sind nach den übereinstimmenden Ergebnissen von SCHROEDER, VUAGNAT und K. ARBENZ nunmehr als blosse primäre Beigaben – vorwiegend granitische, exotische Blöcke, basische Laven und Tuffe oder regelrechte Lagergänge – im Flysch der Breccien-Decke aufzufassen. Schon seit langem ist übrigens gerade das Gebiet von Les Gets wegen des Fehlens einer richtigen, Radiolarite, Aptychenkalke und Cenomanflysch führenden echten Simmen-Serie gegenüber den Bezirken der eigentlichen Simmen-Decke im Norden der Rhone aufgefallen – schon im „Bau der Alpen" wurde übrigens eine weitere Aufteilung der Simmen-Decke postuliert – und diese Gegensätzlichkeit zwischen echter Simmen-Schichtreihe und der Flyschserie der Breccien-Decke wird gerade beidseits Zweisimmen noch viel schärfer, wo diese beiden Komplexe nur wenige Kilometer voneinander liegen. Sämtliche heute bekannten und tatsächlich als solche stratigraphisch und tektonisch genügend gesicherten Vorkommen der wirklichen Simmen-Decke liegen nach den neueren Untersuchungen, und zwar in den Préalpes Romandes und im Chablais, erst und zum Teil weit ausserhalb der Breccienfront direkt dem jüngsten Flysch der Klippen-Decke auf und sind im besonderen auf die tiefen Muldenzüge innerhalb der préalpinen Klippen-Serie beidseits der Gastlosen-Kette und im Tale von Ayerne, im Chablais auf die Synklinale des Col de Queffait, beschränkt; dafür aber erscheinen Elemente der Simmen-Decke nach CAMPANA, RABOWSKY, JACCARD und TSCHACHTLI, und neuerdings auch von K. ARBENZ bestätigt, zwischen Saanen und Zweisimmen sogar noch deutlich unter dem äussersten Frontallappen der Breccien-Decke in einem langen Streifen fensterförmig aufgeschlossen.

Es entsteht so heute der klare Eindruck, die Breccien-Decke hätte zunächst einmal auf die von ihr ja mit aller Sicherheit überfahrenen südlichen Klippenelemente als eigentlicher traîneau écraseur gewirkt; dann aber auch, gewissermassen nebenbei, die fremden Elemente der der Klippen-Decke tektonisch bereits aufgelagerten Simmen-Serie von der südlichen Klippen-Decke abgeschert und an der Front der Breccien-Decke, ausnahmslos in tiefen Synklinalen der nördlichen Klippen-Decke noch erhalten, angehäuft. Daher würde die Klippen-Decke im angetroffenen Ausmass in ihren südlichen Teilen so verwalzt, in ihren nördlichen Teilen aber derart gewaltig angehäuft worden sein, und darum wären Reste der Simmen-Decke nie unter dem Wurzelrand der Breccien-Decke, wo ja, besonders im Chablais, über weiteste Strecken sogar jede Spur der inneren Teile einer Klippen-Decke fehlt, gefunden worden. Die Breccien-Decke scheint damit heute tatsächlich die höchste tektonische Einheit der Préalpes darzustellen. Eine Ansicht, die sich völlig mit den bereits vor Jahren geäusserten von SCHROEDER und CAMPANA deckt, und die, mit einiger Reserve zwar noch, neuerdings auch von LUGEON und GAGNEBIN geteilt worden ist.

Die *Simmen-Decke* in ihrer heutigen Form besteht aber nur aus dem jüngsten abgescherten Schichtstoss einer heute im Westen völlig verschwundenen Einheit, deren ältere Schichtglieder bedeutend weiter gebirgseinwärts zurückgeblieben und im schweizerischen Westen schon längst abgetragen sind. Ich habe vor Jahren

schon gezeigt, dass, in Übereinstimmung mit den stratigraphischen Ergebnissen A. JEANNETS, die Heimat der Simmen-Decke wohl am ehesten entweder im Gebiet der noch mittelostalpinen Quatervals-Zone oder aber im Bezirk der bereits oberostalpinen, aber immer noch subsilvrettiden Reste der Scarl-Decke oder der Rothorn-Schuppen oder der Aroser-Dolomiten, sicher aber vor, resp. unter der Front der eigentlichen Lechtal-Decke gesucht werden müsse. An die Simmen-Decke muss nun aber, nach dem ganzen höchst charakteristischen Gehalt der Mocausa-Konglomerate an Radiolarit-Schutt, während der Kreidezeit im Süden eine mächtige, zu einem guten Teil noch aus Radiolarit bestehende Schwelle angeschlossen haben, von der aus überhaupt erst die massenhaften Radiolaritkomponenten des Mocausa-Konglomerates in den damaligen Trograum der Simmen-Decken-Embryonalanlage geschüttet werden konnten.

Es muss somit in jedem Falle südlich an die heutigen Simmendecken-Reste noch ein weiterer Radiolarit-Raum sich angeschlossen haben, der aber bereits zur Zeit der mittleren Kreide zur geröllieferndenden Schwelle emporgestiegen war und im Cenoman besonders das Radiolaritmaterial für die Mocausa-Konglomerate abgab. Diese Schwelle muss, gemäss dem massenhaften Vorkommen der Mocausakonglomerat-Gerölle in der Rigi-Nagelfluh und sogar bis hinüber an den Sommersberg südlich des Gäbris, eine ganz beträchtliche Längserstreckung und weit durchgehenden Charakter gezeigt haben. Wir erfahren also aus dem Mocausa-Konglomerat und vor allem aus dessen weiter Verbreitung in den Molasse-Nagelfluhen der Zentral- und Ostschweiz, dass in der mittleren Kreide aus einem alten Radiolarit-Trog schon eine geröllieferende mächtige Schwellenzone aufgestiegen ist, die praktisch von der Rhone bis zum Bodenseegebiet sich als Geröll-Lieferantin kundgibt. Ein solcher relativ rascher Rollenwechsel aber, von altem Trog noch an der Wende Malm/Kreide, zu junger Schwelle bereits vor dem Cenoman, dazu über derart weite Längserstreckung hin – die „Mocausa"liefernde Schwelle hat als solche zwischen Rhone und Rhein auf mindestens 200 km Länge im Prinzip als solche durchgehalten – ist aber, ganz analog den Verhältnissen in der Saluver-Zone vor der Front der Julier/Bernina-Decke, meiner Ansicht nach nur denkbar vor der Front einer mächtigen und kraftvoll nachrückenden, abermals höheren Einheit noch internerer Herkunft, und das muss nun wohl in diesem Falle, nach allem, was wir heute über den so auffälligen und grossartigen Fazieswechsel innerhalb der Südalpen zwischen Comersee und Sesia, und die vermutliche Heimat der Simmen-Decke wissen, die von Süden her anrückende westliche Silvretta-Decke in Form einer embryonalen Anlage der Breccien-Decke gewesen sein.

Die *Breccien-Decke* würde auf solche Art als – faziell im Sinne der westlichen Südalpenerfahrungen modifizierter – westlichster Abschnitt der Tiroliden-Front der nördlichen Kalkalpen erscheinen, als eine durch Erosion über den zentralen Schweizer Alpen schon längst abgetragene, und nur im Simmental, an der Saane und vor allem im Chablais noch erhalten gebliebene *westliche Fortsetzung des kalkalpinen Rhätikon*. Damit würde auch die Rolle der Breccien-Decke als grossartiger traîneau écraseur gegenüber der Simmen- und der Klippen-Decke ohne weiteres verständlich. Die Breccien-Decke hätte ganz einfach als oberostalpiner traîneau écraseur, zum Teil vielleicht sogar in einer Art von Relief-Überschiebung, die grisoniden und die tieferen Glieder der Préalpes überfahren und ausgewalzt, dafür vor ihrer Front besonders gehäuft; genau wie in Bünden die Silvretta-Decke die tieferen Elemente der Aroser-Schuppenzone, der Sulzfluh und des Falknis misshandelt hat.

Damit erscheint heute ein ganz direkter *tektonischer Zusammenhang zwischen Breccien-Decke und dem kalkalpinen Rhätikon* der Silvretta-Masse durch eine Un-

menge von neuen Tatsachen in weitgehendem Ausmass erwiesen. Aber diese These, die zunächst, nur vom lokalen Standpunkt der faziellen Verhältnisse im Rhätikon und in der Breccien-Decke der Westschweiz aus betrachtet, gerade nach den neueren faziellen Untersuchungen auf der Nordabdachung der Alpen so verblüffend und unwahrscheinlich wirkt, ist durchaus nicht neu, sondern schliesst nur wieder an die ersten zu Beginn der alpinen Deckenerkenntnis geäusserten Anschauungen von LUGEON an. LUGEONS wahrhaftig prophetischer Satz auf p. 800 seiner klassischen «Grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse»: – «La nappe du Rhaeticon représente, au point de vue tectonique, la nappe de la brèche du Chablais», hat sich nach langen Irrwegen, auf denen auch SCHROEDER noch vor wenigen Jahren herumgestolpert ist, erneut als zutreffend erwiesen und erscheint heute in grossartiger und unerwarteter Weise ganz direkt bestätigt. Und unter diesen Umständen taucht bereits die weitere Frage auf, ob nicht Falknis und Sulzfluh beide zusammen der Klippen-Decke der Préalpes entsprechen, und ob die in den letzten Jahren durch LUGEON und GAGNEBIN so stark betonte Aufteilung der letzteren in eine äussere „zone plastique" und eine innere „zone rigide" im Grunde genommen nicht das ganz direkte Abbild des Falknis/Sulzfluh-Deckenpaares in der Westschweiz darstellen könnte. Auch im Rhätikon steht ja der steifen südlicheren Platte der Sulzfluh das weit plastischere Faltenpaket des Falknis gegenüber. Nähere Vergleiche dürften daher gerade hier noch zu manchen interessanten Ergebnissen führen, und nicht zuletzt auch in den kristallinen Kernregionen dieser préalpinen Einheiten, im Wallis und im Engadin.

Als fazielles Argument gegen eine Einordnung der Breccien-Decke in den westlichen oberostalpinen Raum könnte hingegen vielleicht die Existenz von Radiolariten und Majolica noch im Bereich der Salvatore-Mulde am Langensee angesprochen werden. Ich glaube jedoch nicht, dass ein solcher Einwand wirklich stichhaltig wäre. Denn einmal wäre das Wurzelgebiet der westschweizerischen Breccien-Decke erst südlich der Ivrea-Zone im Raume zwischen Biella und Levone zu suchen, somit noch immer über 50 km im Streichen von den letzten Radiolariten von Caravate entfernt, und dann ist natürlich auch noch keineswegs gesagt, dass in der südwestlich Biella unter der Po-Ebene anzunehmenden Breccien-Decken-Wurzel nicht doch auch noch Radiolarit und Majolica wirklich vorkommen könnten. So gut wie in der grisoniden Wurzel des Canavese.

Erscheint somit heute der direkte Zusammenhang der Breccien-Decke mit der tiroliden Hauptmasse der Ostalpen durchaus gesichert, so bleiben doch auch eine Reihe von Dingen gerade im Gebiete der Breccien-Decke des Chablais noch weiter abzuklären. Dies betrifft vor allem die näheren Beziehungen der sogenannten „Simmendecken"-Reste des *Plateaus von Les Gets* zu den unzweifelhaften Elementen der wirklichen Breccien-Decke, die mir durchaus noch nicht genügend gesichert erscheinen. Denn dieselben könnten unter Umständen über der modifizierten Kalkalpen-Serie der Breccien-Decke doch noch ein etwas höheres tektonisches Element darstellen oder ein solches aus faziellen Gründen, gemäss der Zusammensetzung des Brecciendecken-Flysches – man denke nur an die auffallenden exotischen Granitblöcke – zum mindesten verlangen; aber alle diese Fragen müssen nun einmal im Gesamtzusammenhang durchstudiert und zugleich noch viel genauer als bisher mit den oberostalpinen und südalpinen Tatsachen verglichen werden. Wobei auch die engen faziellen und tektonischen Beziehungen zu den Liguriden des Apennins, und zwar bis hinab in die römische Vulkanprovinz, noch näher zu berücksichtigen wären, auf die – ganz abgesehen von der alten These Steinmanns, dass diese Liguriden eine Fortsetzung der einstigen „Rhätischen Decke" der Alpen seien –, in neuem Zusammenhange auch meinerseits bereits seit 1932 immer

wieder hingewiesen worden ist. Ausblicke in dieser Richtung ergeben sich bereits heute; es wird aber für die wirkliche Erkenntnis aller dieser Zusammenhänge unbedingt notwendig sein, zunächst den Bau und den Zusammenhang der verschiedenen Ketten des Apennins abermals genauer zu überprüfen, denn es ergeben sich gerade nach der hier eben vorgetragenen These von der oberostalpinen Natur der Brecciendecke durchaus neue Gesichtspunkte auch für die tektonische Auffassung dieses Hauptgebirges Italiens. Im Rahmen dieser den eigentlichen Südalpen gewidmeten Arbeit kann jedoch unmöglich schon näher auf diese Dinge eingegangen werden.

Nur auf wenige Probleme und Möglichkeiten sei hier, vorgängig einer auch den näheren *Beziehungen zwischen Alpen und Apennin* gewidmeten, in Vorbereitung befindlichen abermaligen Studie über Bau und Entstehung des Apennins, ganz kurz hingewiesen.

Im Querschnitt der Schweizeralpen gliedert sich der Raum zwischen Südalpen und Penninikum bekanntlich in grisonide und tirolide Anteile, die einander weitgehend deckenförmig überlagern. Die ersteren nehmen dabei gegen Westen an Bedeutung zu, die letzteren schwächen in derselben Richtung jedoch deutlich ab. Wie steht es mit diesen Dingen nun im *Apennin*? Was ist dort grisonid, was tirolid, mit anderen Worten wo liegt im Apennin eine Fortsetzung der betreffenden Sedimentationsräume und damit der tektonischen Zonen der Alpen? Bedeutet die an sich bestimmt generell ostalpine „Serie von Spezia" eine südliche, faziell zwar beträchtlich abgewandelte Provinz des grisoniden oder des tiroliden Raumes, sind die kretazischen und zum Teil auch noch jüngeren Ophiolithe der Liguriden, mit ihren Radiolariten, ihrem Biancone, ihrem Oberkreide-Flysch, den berühmten Argille scagliose, und ihren basalen Granitspänen, zum Teil wenigstens südliche Äquivalente der Breccien-Decke der Alpen, wo steuert die grosse zentralpannonische Schwellenzone gen Süden hin, und gibt es überhaupt hier noch eine solche? Bilden die bis heute zu der Liguriden-Einheit zusammengefassten vielen Einzelschollen von Ophiolithen im nördlichen Apennin wirklich eine einzige durchgehende, aber mechanisch so schwer vorstellbare geschlossene Schubmasse im Sinne einer gewaltigen Abscherungsdecke, und wie stellen sich die Beziehungen zwischen den liguriden Graniten im Apennin und jenen des Plateaus von Les Gets und des Canavese in den Alpen?

Die Dinge liegen auf jeden Fall um vieles komplizierter als man sich bisher vorzustellen wagte, und sind auch durch die schon im „Bau der Alpen" von mir postulierte *nachträgliche Verbiegung der ursprünglichen Kettenachsen* –, im Sinne eines Vordrückens des ligurischen Abschnittes gegen die Po-Ebene und einer damit verbundenen spät-orogenen nachträglichen Verengerung des westpadanischen Raumes, veranlasst durch einen späten Separatvorstoss der korso-sardischen Masse vor der Front des Balearen-Bogens – noch weiter verschleiert worden. Die Liguriden müssen auf jeden Fall nicht samt und sonders einer einzigen Trogzone entstammen und könnten in ihren östlichen, besonders emilianischen und romagnolischen Teilen beispielsweise bereits adriatiden Ursprungs und damit nördliche Ausläufer der Molise-Zone Unter-Italiens sein. Die alte pannonische Schwellenzone scheint zwischen Spezia und Modena am Passo del Cerreto durch die lückenhafte Schichtreihe an der Basis des Hochapennin angedeutet, die Serie von Spezia entspricht, gemäss ihrer Position gegenüber der Serie von Sestri, vielleicht schon einem nach der besonderen Achsenerhebung im Raume der Breccien-Decke neu und etwas anders wieder einsetzenden nordtiroliden Raum in abgeschwächter Form, die westlichen, d. h. die toskanisch/ligurischen wirklichen Liguriden mögen aus dem Untergrund im Osten der tyrrhenischen, vielleicht besser der römischen Zwischengebirgsmasse, durch

Abscherung über ihre westliche „tirolide" Nachbarschaft vorgestossen worden sein, vor dem Vorschub der westumbrischen Elemente. *Die südalpinen Einheiten der Alpen werden auf jeden Fall*, schon von Turin an, *vom padanischen Apenninrand irgendwie schief abgeschnitten* resp. *in einer orogenen Spätphase nordwärts überfahren* und *steigen erst in Umbrien und den Abruzzen unter den Flysch- und Molassebildungen des zentralen Hochapennins wieder auf*. Dabei wird von Interesse die schon Argille scagliose führende Sedimentserie des Monte Cetona, die südwärts direkt in die römische Vulkanprovinz hineinstreicht, aber auch der Bau der Berge um Gubbio.

Alle diese Dinge sind, ganz abgesehen vom konkreten Bau des Apennins, natürlich von grösstem Interesse in bezug auf die Zusammenhänge von Alpen und Apennin, sie können aber nur im Rahmen neuer grundlegender Apennin-Arbeiten und gestützt auf die jüngsten modernen Aufnahmen in jener Kette, einer Lösung entgegengeführt werden. Deswegen kehren wir nach diesem weitabschweifenden Exkurs vorderhand wieder zurück in die südlichen Alpen und freuen uns nur, dass der dort seit alter Zeit schon bekannte, im Gebirgsstreichen sich vollziehende Fazieswechsel in den westlichen Südalpen, wie er sich zwischen Comersee und Sesia so auffallend kundgibt, nun das Tor auch für ein besseres Verständnis der Breccien-Decke der Préalpes geöffnet zu haben scheint, und dass sich aus diesen Dingen weitere interessante Perspektiven auch für die Deutung des Apennins ergeben haben. Denn wenn alle diese hier erstmals vermittelten und als solche sogar direkt postulierten Zusammenhänge auch nur einigermassen zutreffen, so ergibt sich ganz klar, dass das vor 15 Jahren schon aus dem Bau der westlichen Ostalpen allgemein abgeleitete westliche Auskeilen der pannonischen Scholle im Raume westlich der Sesia und Ivrea, d. h. schon im nördlichen und im angrenzenden westlichen Piemont ohne weiteres zutreffen kann, und zwar um so mehr, als Anzeichen für ein solches westliches Ausspitzen der pannonischen Scholle sich ja in dem beschriebenen Fazieswechsel innerhalb der südalpinen Schichtreihe schon vom Tessin an ganz deutlich und sogar scharf bemerkbar machen. Wirklich pannonische Elemente sind daher im Apennin vorderhand nur mit grosser Vorsicht zu postulieren, aber es scheint doch, dass vom Piemont gegen Süden ein der pannonischen Scholle durchaus und vielleicht ganz direkt entsprechendes Element sich wieder einstellen könnte. Mit einer „zentralalpin"-pannonischen Schwelle im Gebiete des Hochapennins, vom Passo del Cerreto gegen Süden, mit einem gegen das korsische Vorland zu gelegenen sog. „externen" Schelf in der Serie von Spezia und einem gegen den eigentlichen Liguridentrog ostwärts absinkenden „internen" Schelf im Raume der östlichsten Toskaniden. Gegen Süden erweitern sich diese „tiroliden Elemente dann zum römischen Zwischengebirge, an das von Osten her die inneren, heute sabinischen Ketten des umbrischen Apenninen-Segmentes als eine eigentliche *Westfront des Italiden-Stammes* andrängen, als Äquivalente der norddinarischen und lombardischen Züge der Südalpen. Und wenn diese *sabinischen Elemente* gerade *im Osten von Rom* – so im besonderen um Tivoli, bei San Polo dei Cavalieri, Palombara, Sant'Angelo Romano, aber auch in den Ketten des Soratte und von Narni oder am Austritt der Via Salaria in die Campagna oder sogar noch südlich des Monte Albano zwischen Velletri und Artena am Nordende der Monti Lepini und weiterhin gegen Süden – über grosse Strecken scharf *westwärts* gegen die eigentliche engere römische Campagna bewegt erscheinen, somit gegen die letzte in Italien noch eben knapp erkennbare Fortsetzung der Zentralalpen in den gegen Rom hin südwärts niedersinkenden und an der römischen Küste das Meer erreichenden südlichsten Tuskiden-Zügen, und keineswegs etwa einfach bloss „dinarische" Schubrichtung gegen die Adria erkennen lassen, so beobachten wir damit nur durchaus ähnliches wie in den nord-dinarischen Zügen der Ber-

gamasker Alpen oder an der Fella-Linie der Carnia. Doch lassen wir nun all diese Ausblicke in weitabgelegene Gebiete und kehren wir wieder zurück in die westlichen Südalpen als den Ausgangspunkt unseres Exkurses. Dort haben wir zunächst einmal vor allem noch die östlichen Teile der Salvatore-Mulde weiter zu behandeln.

Neuerdings hat DE SITTER, im Gegensatz zur gutdokumentierten Ansicht LEUZINGER's die Mulde von Ardena–Val Cuvia als nicht zur Salvatore-Mulde gehörig betrachtet und die Fortsetzung der letzteren im Gegenteil viel weiter nördlich, d. h. am Monte Caslano gesucht. Das ist eine unmögliche Auffassung, die weiterer Betrachtung bedarf.

Sicher steht, dass der Gewölbekern der Porphyrformation des Pianbello mitsamt deren kristallinem Unterbau in die San Salvatore-Halbinsel fortsetzt und dass damit auch deren Nordgrenze als solche von Brusimpiano gegen Carona und Ciona weiter zieht. An diesem Zusammenhang ist gar nicht zu zweifeln und auch nie im Ernst je gezweifelt worden. Desgleichen setzt aber auch der Südflügel der Malm/Kreide-Mulde von Lavena ohne jeden Zweifel in die südlichen Teile der Dolomitmasse von Casora/Barbengo über, und zwar stets mit der gleichen, prinzipiell unter den Porphyraufbruch einschiessenden steilen Lagerung. Im Casora-Dolomit findet sich wenig südlich Barbengo eine deutliche Scherfläche, die im Tälchen zwischen Kirche und Dorf sich deutlich kundgibt. Dies ist der tiefe Schnitt zwischen Süd- und Nordschenkel der westlichen Salvatore-Mulde. Vom Salvatore selber zieht der Dolomit-Komplex der Mulde scharf südwestlich fast immer dem Rand des Porphyraufbruches entlang, und was jenseits des westlichen Armes des Luganersees am Monte Caslano an Trias und Verrucano/Servino erscheint, liegt in ganz anderer Lagerung, schon durchaus flach, beträchtlich im Norden des eigentlichen Salvatore–Casora-Keiles und seiner Fortsetzung gegen Ardena, Ghirla und Val Cuvia hin. Der Monte Caslano ist der Rest einer aus der steilgestellten Salvatore-Mulde relativ flach gegen Norden auf das Kristallingebirge von Lugano sich legenden eigenen allerdings weiter verbogenen Sedimentplatte, der im Südwesten von Ponte Tresa die durchaus gleichartig gebaute Platte des Monte la Nave, jenseits Val Cuvia jene des Pian Nave bestens entspricht, und deren östliche Fortsetzung über dem Kristallin von Agra schon längst abgewittert ist. Von da nach Osten aber kommen wir nun zum eigentlichen *San Salvatore*, dessen Innenbau, im Gegensatz zu den westlicheren Gebieten, infolge der massigen Ausbildung der Salvatore-Dolomite und des Fehlens jüngerer Horizonte, bedeutend schwerer zu beurteilen ist und der, ganz im Gegensatz zu den westlichen Gebieten, bisher immer als eine durchaus flache, nur seichtgründige, weit offene und breite, dafür aber von Brüchen stark durchsetzte einfache Mulde betrachtet zu werden pflegte.

Nord- und Südrand des San Salvatore haben wir bereits beschrieben, es sei hier nur noch einmal in aller Schärfe auf die steil unter die Porphyrformation einschiessenden Dolomite des Südflügels der Mulde im Gebiete besonders zwischen Ciona und Grancia erinnert. Den flachen Muldenboden gemäss der alten Auffassung sieht man sicher nirgends, auch ist eben die Massigkeit der Salvatore-Dolomite einer näheren Analyse des Baues sehr hinderlich. Was mir nach vielen Beobachtungen, daneben auch nach der stereoskopischen Analyse von Flugbildern sicher zu stehen scheint, ist etwa folgendes:

Das allgemeine Muldenstreichen weist auf jeden Fall, in völliger Übereinstimmung mit dem nordöstlichen Streichen des Nordrandes des „Porphyraufbruches", schief nordöstlich in den Porlezza-Arm des Luganersees hinaus. Der nördliche Teil des San Salvatore kann den Ansatz zu einer flacheren Mulde aufweisen, sowohl die Lagerung bei San Martino als auch das Vorkommen von Servino nördlich Carabbia deutet darauf hin; der ganze Süd- und Südostteil des Ber-

ges aber weist deutliche Anzeichen einer mit mehreren Muldenkeilen steil in die Tiefe gegen Südosten einschiessenden Dolomitmasse auf, die somit auch hier eine recht tiefe Trennung zwischen Luganeser Kristallingebirge und „Porphyraufbruch" ergeben würde. Dieses Resultat deckt sich ausgezeichnet mit den isoklinalen und tief zwischen die Kristallinmassen versenkten Strukturen der westlichen Fortsetzung der Salvatore-Mulde bis hinüber an den Langensee, und diese Auffassung wird fernerhin auch gestützt durch die gegenüber einem ganz direkten Zusammenhang doch viel zu grossen Faziesdifferenzen zwischen der Salvatore-

± NW ± SE

Fig. 3. *Blick vom Pianbello nach Nordosten*, Richtung Lugano.

Im Mittelgrund der Westarm des Luganersees, an dessen rechtem Ende die steilstehende Triaszone von Casora/Barbengo, senkrecht darüber der Monte San Salvatore; rechts davon das Porphyrgebiet von Ciona, links das Kristallin von Agra, dahinter die Berge von Val Solda; am Horizont in der Mitte das Kristallin des Seengebirges nördlich Val Colla. Die Verbindung Casora/Barbengo – Salvatore zeigt deutlich das nordöstliche Streichen der Salvatore-Mulde gegen Brè-Gandria hin.

und der San Giorgio-Trias. Diese Differenzen in Fazies und Mächtigkeiten, auf die FRAUENFELDER in erster Linie schon hingewiesen hat – es sei nur an den grossartigen Gegensatz zwischen dem Salvatore-Dolomit einerseits, der gegenüber demselben so viel aufgelösteren Ladin-Gliederung mit den unteren und oberen Meride-Kalken mit ihren reichen, vor allem durch B. PEYER hervorragend untersuchten Reptilienfaunen oder an das auf den San Giorgio beschränkte, von WIRZ entdeckte Vorkommen vulkanischer Tuffe andererseits erinnert – unterstützen die These einer ganz beträchtlichen Tiefe der Salvatore-Mulde auch am Luganersee in sehr willkommener Weise. Erwähnt sei nochmals, dass im übrigen bereits BERNHARD STUDER vor fast 100 Jahren schon diese Dinge im Prinzip richtig gesehen und auch richtig dargestellt hat, und in dasselbe Bild fügen sich auch eine ganze Reihe von Beobachtungen ein, die schon FRAUENFELDER vor über 30 Jahren gemacht, leider aber nicht konsequent in ihrer tektonischen Bedeutung erkannt hat.

Dass endlich die im Ganzen so klar gegen Nordost streichenden, grösstenteils scharf isoklinal und steil in die Tiefe schiessenden Triasmassen des San Salvatore, besonders auf der Südseite des Berges, auch von schief zum allgemeinen Streichen verlaufenden steilen Brüchen durchschnitten werden, ändert nichts am prinzipiellen, eben dargelegten Baustil einer tiefgreifenden Salvatore-Mulde, sondern bleibt durchaus im Rahmen der auch sonst in der Salvatore-Mulde zwischen Val Ganna und dem Langensee beobachtbaren und durchaus natürlichen, im Gefolge der tangentialen Bewegungen in jeder Hinsicht verständlichen Zerhackung der gesamten Wurzelmulde und ihrer Nachbargebiete.

Damit fügt sich nun auch der Bau des eigentlichen San Salvatore harmonisch in den steilen Isoklinalbau seiner westlichen Fortsetzung ein. Es wäre wohl sehr merkwürdig gewesen, wenn dieser Salvatore-Zug auf über 25 km Länge einen isoklinalen Wurzelbau aufgewiesen hätte, von Laveno bis nach Barbengo hinüber, um dann in den letzten 2–3 km bis an den Ostabsturz des Salvatore in einer flachgründigen, nur mehr seichten Mulde zu enden. Nun wissen wir, dass dem nicht mehr so ist, sondern dass, von Laveno bis nach Lugano, der Salvatore-Zug stets als eine isoklinal gebaute und höchst komplexe Mulde unbekannter Tiefe erscheint, die als oberostalpiner Sedimentkeil nach dem Muster des ostalpinen Drau-Zuges das oberste ostalpine Kristallingebirge der Schweizer Alpen vom Element der insubrischen Antiklinale, d. h. der Front der eigentlichen Südalpen trennt. Der flachere Nordteil der Salvatore-Mulde, zwischen Carabbia und Pazzallo, von dem eben die Rede war, kann dabei sehr wohl bereits den Ansatz zum Aufstieg gegen eine östliche Fortsetzung der Platte des Monte Caslano bedeuten.

Bleibt die weitere *Fortsetzung der Salvatore-Mulde* jenseits des See-Armes von Lugano. Dort sind bisher stets die auffallenden Dolomitmassen nördlich *Campione* bis gegen *Cavallina* hin als die weitere und zwar ganz direkte Fortsetzung der Salvatore-Mulde betrachtet worden, indem man diese Dolomitmassen östlich des Sees ganz einfach als die normale östliche Fortsetzung der zur Hauptsache sicher ladinischen Salvatore-Dolomite deutete. Auch die neuesten Profile von F. Weber und W. Leupold basieren auf dieser Annahme. Daneben zeigt aber schon das alte Blatt XXIV nördlich Campione nicht nur ladinisch-anisischen sogenannten „unteren Dolomit" des Muschelkalkes, sondern auch bunte Keupermergel der Raibler-Schichten und Hauptdolomit. Dasselbe zeigt auch die Karte von Doeglas und die scheinbar auf derselben basierende von de Sitter sowie das neue Blatt Como der italienischen Landesaufnahme. Ich selber kann aus dieser Serie das Vorkommen von Buntsandstein, anisischem Muschelkalk, ladinischen Dolomiten und Kalken, Raibler-Schichten und Hauptdolomit bestätigen, sehe aber die weiteren Zusammenhänge ganz wesentlich anders.

Meiner Ansicht nach erscheint es höchst zweifelhaft, dass die genannten *Triasmassen nördlich Campione* wirklich die streichende Fortsetzung der Salvatore-Mulde darstellen, und zwar aus folgenden Gründen:

Der steilgestellte Südrand der Salvatore-Mulde zielt, gemäss dem regelmässigen Streichen zwischen Casora, Ciona und dem Melide-Arm des Ceresio nördlich Alla Ferrera, klar und deutlich ganz beträchtlich nördlich der Campione-Felsen zum mindesten in den Porlezza-Arm des Luganersees hinüber. Sodann erscheinen die Dolomitmassen zwischen Campione und Cavallina nicht wie die des Salvatore tief synklinal neben den „Porphyraufbruch" versenkt, sondern dieselben liegen der Porphyrformation von Campione in relativ flacher bis mittelsteiler Platte auf: sie steigen über dem Porphyr in die Höhe. Es müsste sich somit hier bereits um ein Stück triadischer Sedimentumhüllung der Porphyrmassen handeln, das bereits beträchtlich südlich resp. südöstlich an die eigentliche Salvatore-Mulde

anschlösse und nicht mehr oder nur mehr sehr bedingt zu derselben gezählt werden dürfte, vielmehr schon deutlich zur äusseren Gewölbe-Umhüllung der insubrischen Antiklinale gehört. Daneben fällt auf das Vorkommen des Servino an der Basis der Cavallina-Dolomite, und zwar in ganz beträchtlicher Mächtigkeit; ein Fall, der westlich Campione, d. h. am Südrand der eigentlichen Salvatore-Mulde, nur sehr selten vorkommt; so etwa nordöstlich unter Ciona und gegen Alla Ferrera hin, oder im Tobelbeginn der Val Mugera westlich Brusimpiano. In beiden Fällen scheint es sich dabei um deutlich roten Servino, ungefähr vom Charakter desjenigen von San Martino zu handeln; im Servino ob Alla Ferrera hat FRAUENFELDER auch Porphyrgerölle gefunden, RODE spricht von roten lehmigen Massen. Nördlich Campione aber zeigt der dortige Servino ein wesentlich anderes, vor allem viel blasseres Gesicht, und liegt zudem dieser Campione-Servino, als die klare Basis der Trias-Serie von Cavallina, keineswegs etwa normal der „Porphyrformation" auf, sondern einem stellenweise wohl über 100 m mächtigen tieferen und durchaus ungegliederten Triasdolomit, den FRAUENFELDER zu Unrecht als abgesackt betrachtet hat. Erst dieser südlichste Dolomit scheint in „normalem" Verbande mit der „Porphyrformation" zu stehen, doch sind die wirklichen Kontakte mit derselben östlich Campione nicht aufgeschlossen und wo weiter östlich, etwa nördlich des Passes von San Vitale, das direkte Hangende der Porphyr-Formation wirklich erscheint, da handelt es sich wohl fast sicher bereits um höhere tektonische Elemente, d. h. die Basis der Generoso-Scholle.

Es zeigt sich somit, dass die bisher angenommene sogenannte „östliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde" in den Triasmassen von Campione–Cavallina gar nicht direkt dem Porphyrkern der insubrischen Antiklinale als dessen normale Sedimentbedeckung aufliegt, sondern dass diese Trias-Serien von Cavallina mit einer eigenen, auch faziell etwas besonderen Servino-Basis einem tieferen Dolomitkomplex aufgeschoben sind; erst dieser darf in das normale Dach der Porphyre gestellt werden.

Mit diesen Feststellungen, die sich übrigens generell mit den Darstellungen DE SITTERS und Blatt *Como* der italienischen Landesaufnahme decken, aber im Gegensatz stehen zu den WEBERschen Profilen im Postführer für die Umgebung von Lugano, ist somit auf jeden Fall die Zugehörigkeit der Triasmassen von Cavallina zur Salvatore-Mulde stark erschüttert, und wir sind gezwungen, die Dinge wesentlich anders aufzufassen und nach neuen Lösungen zu suchen. Das führt uns aber sofort weiter zu den wichtigen Fragen am Ostrand des „Luganeser Porphyraufbruches" überhaupt, vor allem zur Stellung der Generoso-Masse gegenüber demselben, dann zum Problem der berühmten Luganeser-Verwerfung, und längs derselben nordwärts schliesslich zur Frage nach der Stellung der Kalkalpen von Val Solda und Val Cavargna im südalpinen Bau.

5. Die Stellung der südlichen Kalkalpen des Luganese zum Porphyraufbruch und zum Salvatore-Zug.

Klar ist die Beziehung der südlichen Kalkalpen zum insubrischen Porphyrgewölbe und zur Salvatore-Mulde im Westen des breiten Talzuges Lugano–Mendrisio: die klassisch schöne Sedimentplatte des *Monte San Giorgio*–Poncione d'Arzo–*Viggiù*, im Westen jene des *Campo dei Fiori*-Kammes ob Varese, bildet ganz einfach den südlichen, relativ nur flach abfallenden Gewölbeschenkel des im übrigen gegen Norden, d. h. auf die Salvatore-Mulde zum mindesten überkippten, ja sogar eher steil aufgeschobenen Porphyraufbruches. Im Osten und im Westen, d. h. in der San Giorgio-Platte und im Gebiete des Campo dei Fiori, ist alles schön

und klar. Der insubrische Südschenkel sinkt einfach in mehreren Wellen ziemlich flach gegen die Po-Ebene resp. die vorgelagerte Molasse von Como und Varese ab, und das einzig Auffallende des Ostabschnittes ist neben dem merkwürdigen Hauptdolomitzug von Stabbio die dortige gipshaltige Therme, die beide darauf hinweisen, dass in jener Zone der insubrische Südschenkel der San Giorgio-Platte mit seiner Oberjura/Majolica/Scaglia- und sogar Oberkreideflysch-Bedeckung sehr deutlich unter diese Trias von Stabbio einschiesst, und dass dieselbe damit als ein im Grunde genommen neues und abermals südlicheres Element der tessinischen Kalkalpen von Süden her die San Giorgio-Platte an steiler, wurzelartig gestellter Schubbahn, längs welcher eben die Therme emporsteigt, überschiebt. Eine ähnliche Aufschiebung von Süden her hat seinerzeit SENN in kleinem Maßstabe bei Induno namhaft gemacht.

Es zeigen sich somit am Südrand der insubrischen Gewölbeschenkel-Platte deutliche Dokumente für einen *nach Norden* gerichteten *Aufschub* weit älterer Gesteine: Trias legt sich, nach dem Gipsgehalt der Therme von Stabbio zu schliessen, in der Tiefe sicher mindestens noch mit Raibler-Schichten über den normalen Kreideflysch, d. h. das jüngste Schichtglied der San Giorgio-Platte. Dabei ist zu beachten, dass von Stabbio bis an die breite Talung von Capolago–Mendrisio heran das Streichen der jüngsten San Giorgio-Schichten stets ein klar nordöstliches bis ostnordöstliches ist, und zwar, bei durchaus saigerer Schichtstellung, bis zum letzten Majolica/Radiolaritaufschluss am Monte Oliveta nordöstlich Rancate. Knapp 1½ km östlich dieser letzten östlichsten Zeugen der zusammenhängenden San Giorgio-Platte aber liegt die Hauptdolomit-Basis des Generoso-Lias, in einer Position, die nach dem ganzen Streichen zwischen Gaggiolo an der Landesgrenze, Stabbio und Rancate, und auch gemäss der Distanz zwischen Trias und Biancone, in jeder Hinsicht einer nordöstlichen Fortsetzung der Trias von Stabbio entspricht. Mit dieser Auffassung steht auch die Faziesentwicklung des die Hauptdolomit-Rippe von Stabbio in der Gegend von Gaggiolo begleitenden Lias in gutem Einklang, der auffallenderweise in einigem Gegensatz zur bunten Liasentwicklung in der San Giorgio/Arzo-Platte steht, dafür aber weit eher mit dem Generoso-Lias übereinstimmt.

Damit kommen wir zur *Generoso-Masse* selber und haben nach deren genauerer Stellung gegenüber ihrer Umgebung zu fragen. Zwei grundsätzlich voneinander verschiedene Auffassungen standen sich hier bisher gegenüber: nach der einen, älteren, sollte das Porphyrgebiet von Lugano–Val Ganna und das Kristallingebiet von Lugano selber, samt dem Salvatore-Zug, kurz, das ganze Gebirge westlich der Talfurche des Cassarate und des Luganersees bis hinab nach Capolago und Mendrisio, längs einer gewaltigen regelrechten Verwerfung, der sogenannten „*Luganeser-Hauptverwerfung*", mit Sprunghöhen von 1000 m und mehr auf der Linie Castagnola–Melano nach Osten hin abgesunken sein, so dass heute über grösste Strecken direkt der tiefere Lias der Generoso-Masse und des Monte Brè, an wenigen Stellen auch noch höhere Teile der ursprünglichen Trias-Bedeckung der basalen Porphyrformation, in direktem steilem Bruchkontakt mit dem westlichen Porphyrgebirge, dem Salvatore-Zug und dem Luganeser-Kristallin stehen würden.

Diese beinahe senkrechte Bruchfläche, als Ausdruck einer grossen, die ganzen schweizerischen Südalpen radikal zerhackenden Verwerfung, wie sie in erster Linie, auffallenderweise erst zu Beginn dieses Jahrhunderts, von v. BISTRAM postuliert worden ist, existiert meines Erachtens nicht; auf jeden Fall nicht im bisher angenommenen Ausmass und als wirkliche und entscheidende Trennung zwischen westlichem und östlichem luganesischen Gebirge. Kleinere Vertikalverstellungen mögen

wohl vorkommen, wie vielenorts in den Südalpen, sie sind neuerdings auch von L. VONDERSCHMIDT beschrieben worden; aber das grosse Hauptphänomen im fraglichen Grenzgebiet scheint mir zweifellos in einer echten *Überschiebung* zu liegen, an welcher *das östliche über das westliche Gebirge* in tangentialem Sinne bewegt worden ist. Auch VONDERSCHMIDT betrachtet nach verdankenswerter, freundlicher Mitteilung wenigstens die von FRAUENFELDER angenommene Blattverschiebung, die aber über grössere Strecken praktisch mit der Luganeser-Verwerfung zusammenfällt, als wirkliche Überschiebungsfläche. Nach meinen eigenen Beobachtungen, die zum Teil schon viele Jahre zurückliegen – ich sprach schon 1934 in meiner „Alpenmorphologie" vom „Westrand der Generoso-Schuppen" und von einem hier verlaufenden „Überschiebungsrand" (p. 130, l. c.), – kommen wohl zwischen Melano und Rovio oder im Westen des Monte Brè steile Gleitflächen vor, und zwar zum Teil mit deutlich horizontal verlaufenden Rutschstreifen, die schon FRAUENFELDER gesehen hat, auch bei Caprino sind kleinere Vertikalverstellungen vorhanden, aber diese Dinge dürfen nicht zu einer 1000 m Sprunghöhe aufweisenden, grossartigen Luganeser-Verwerfung übersteigert werden, und der tektonische Hauptzug dieser Grenzzone zwischen Generoso-Scholle und dem westluganesischen Gebiet liegt ganz klar in einer grossen *Schubfläche* mit in erster und oft sogar ausschliesslicher Linie *horizontalen Bewegungsbildern*, die u. a. an der Strasse Arogno–Pugerna ganz unzweideutig aufgeschlossen sind. Die Generoso-Masse ist hier, und zwar sogar mit einer gegenüber der San Giorgio-Platte recht wesentlich anderen Faziesentwicklung, über das Ostende dieses Elementes, des weiteren über den Porphyraufbruch der insubrischen Antiklinale von Rovio/Arogno und schliesslich auch über die Salvatore-Mulde hinweggeschoben worden, und der gleiche, in erster Linie horizontale Bewegungssinn gibt sich auch in der sogenannten nördlichen Fortsetzung der „Luganeser-Verwerfung", d. h. am Westrand der Kalkalpen der Val Solda kund. Im „Bau der Alpen" fand, weder in Text noch Karte noch Profilen, eine „Luganeser-Verwerfung" überhaupt auch nur Erwähnung, weil mir eine solche wegen des bisher angenommenen Ausmasses in der alpinen Tektonik zu einzigartig und unwahrscheinlich erschien, daneben auch von den älteren Feldgeologen, vor allem den Schöpfern von Blatt XXIV der geologischen Karte der Schweiz, ursprünglich gar nicht angenommen, somit auch nicht nötig befunden worden war. Dafür wurde von mir um so mehr die Nordbewegung auch dieser südlichen Kalkalpen, im besonderen der inneren Dinariden-Scholle, der sogenannten „norddinarischen Einheit" jener Zeit betont. Schon 1915 hatte ich übrigens dieser Auffassung klaren Ausdruck gegeben, wenn ich schrieb: „Alle diese Erscheinungen weisen deutlich darauf hin, dass die Bewegung der südlichen Kalkalpen in der Hauptsache eine nördliche war." (Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen, p. 39.)

DOEGLAS und DE SITTER haben die Überschiebungsthese am Westrand der Generoso-Masse gleichfalls vertreten, aber in der Annahme, diese Scholle sei dabei in durchaus „dinarischem" Sinne von Norden gegen Süden, d. h. gegen den lombardischen Alpenrand hin, aus einer Wurzelzone nördlich des Salvatore-Zuges nach rückwärts, also über das Porphyrgewölbe und die San Giorgio-Platte hinweggeschoben worden. Mir scheint demgegenüber der Zusammenhang wie folgt zu liegen:

Sicher liegt die Generoso-Masse, und zwar, wie durch die Malm/Kreide-Mulden von Bellavista, Cragno und Mendrisio klar dokumentiert, als in sich weiter komplexe Schubmasse längs einer grossartigen Schubfläche den tieferen Einheiten des westlichen Gebirges auf: Die Generoso-Scholle ruht als eine Art regelrechter kalkalpiner Teildecke den tieferen Elementen auf, und diese Generoso-Scholle sinkt bald steil, bald nur sehr flach von den westlichen Elementen axial generell gegen Osten ein.

Der tatsächliche *Überschiebungs-Charakter der Generoso-Basis* ist unter anderem überaus klar aufgeschlossen an der Strasse Arogno–Pugerna, wo wir statt klaren Zeugnissen für eine senkrecht ins Gebirge stechende „Luganeser-Verwerfung" überall nur mässig steiles bis sogar nur flaches Ostfallen, dafür aber mit

± N ± S

Fig. 4. *Knetzone an der Basis der Generoso-Scholle* längs der Strasse San Vitale–Pugerna. Subhorizontale Scherflächen schneiden steil nordfallende eng gefältelte tiefere Raiblerserien scharf ab.

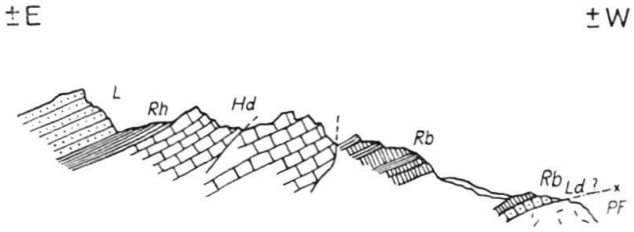

Fig. 5. *Die Basis der Generoso-Scholle nördlich des Passo San Vitale* (Arogno–Pugerna).
PF = Porphyritformation, darüber Schubfläche,
Ld = graue ladinische Dolomite,
Rb = unreine Dolomite und bunte, darunter auch rote Schiefer,
Hd = Hauptdolomit,
Rh = Rhät,
L = Generoso-Lias (über schmalen Transgressionsbildungen sofort Kiesel-Lias).

grossartigen Knet-Zonen, besonders in den Raibler-Schichten, erkennen, die ganz einwandfrei auf Bewegung in der Horizontalen weisen. Die Generoso-Scholle ruht hier mit einer gewaltigen Schubbahn, die dazu auf mehrere Flächen sich verteilt, zum Teil mit Servino, wie bei Campione, zum Teil mit Ladin, zum Teil mit Raiblern, zum Teil mit Gips wie bei Arogno, dem basalen Porphyr von Campione auf. Des weiteren schaltet sich an der Basis der Generoso-Trias, die gegen oben wenigstens streckenweise in direktem normalem Verbande mit dem grossen Liasgebirge des Sighignola-Stockes steht, unter dem tiefsten Glied derselben, dem Servino von

Campione, zwischen diesem und der basalen Porphyrformation, ein Rest des wirklichen Salvatore-Dolomites in beträchtlicher Mächtigkeit ein. Vom Pass von San Vitale, nordwestlich Arogno gegen Cavallina hinab, erweitert sich dabei die Generoso-Triasbasis stark und bildet schliesslich die steilen Dolomit-Ufer des Luganersees zwischen Campione und Cavallina. Von San Vitale, wo über einer relativ nur flach östlich einsinkenden Schubfläche – mit grossartiger Zertrümmerung der Porphyrite – die kümmerliche Existenz grauer, wohl ladinischer Dolomite, darüber die Anwesenheit von bunten, auch auffallend roten Raibler-Schichten und Hauptdolomit noch gesichert erscheint, verschwindet gegen Süden hin streckenweise diese basale Generoso-Trias völlig oder fast völlig – der Gips von Arogno gehört wohl, als gutes Äquivalent zu den gipshaltigen Raibler-Schichten im Thermenweg von Stabbio, hieher –, und grenzen die tiefsten Schichten des Generoso-Lias in steilem, nordöstlich Melano fast saigerem Kontakt, aber immer wieder mit Spuren zermalmter Trias, direkt an den Porphyraufbruch. Schon wenig südlich Melano aber – der ganze Lias des Casteletto-Kirchenhügels ist dabei, als jung abgesackt, durchaus irrelevant –, d. h. schon nach einem Unterbruch von nur 5 km vom Passo San Vitale her, stellt die basale Generoso-Trias sehr deutlich sich wieder ein, mit beträchtlichem Hauptdolomit, steigt von Capolago weg in einem Sondergewölbe wieder um einen schönen Betrag gegen Süden hin an, um endlich wenig nördlich der grossen Grotti nördlich Mendrisio zum letzten Mal, nun wieder in bedeutend tieferer Lage, aus den Schuttflanken aufzutauchen. Der nächste Aufschluss von Hauptdolomit aber ist jener der Rippe von Stabbio, die nur wenig über 4 km weiter südwestlich erscheint und deren Streichen nur allzu deutlich, wie bereits erwähnt, auf den südlichsten Hauptdolomit der Generoso-Basis nördlich der Grotti von Mendrisio hinzielt.

Über dieser basalen und bis nördlich Campione durchwegs kümmerlichen Generoso-Trias liegt, wie bekannt in enormen Massen übereinander gestapelt, der Generoso-Lias, gekrönt von Radiolarit und Biancone in den Mulden von Bellavista und Cragno. Sicher ist diese gewaltige Liasmasse des Monte Generoso nicht einfach gebaut, sondern liegt mehrfach repetiert übereinander. So finden sich im Gebiete hinter dem Liaskopf von Sant'Agata oberhalb Rovio, oder in den Steilwänden nordöstlich Melano, neuerdings Einschaltungen von Hauptdolomit inmitten des Lias, die scheinbar aber nicht in direktem Zusammenhang miteinander stehen, sondern als Ausbisse verschiedener übereinander gelegener Faltenkerne erscheinen, auf jeden Fall aber noch näher untersucht werden müssen.

Als Ganzes bildet die Generoso-Masse zwischen Caprino und Mendrisio ein grossartiges Gewölbe erster Ordnung, das in den Westabstürzen des Monte Generoso ja ausgezeichnet sich kundgibt, das aber auch noch weitere interessante Nebenerscheinungen zeigt. So vor allem das eben erwähnte grosse südliche Nebengewölbe zwischen Capolago und den Grotti von Mendrisio, dann aber auch weitere Stauchungen zwischen Bellavista, Alpe di Melano und „in Cima la Crocetta". Am Bellavista-Grat und im Tale von Cragno sind diesen Lias-Massen die bunten Radiolarit/Biancone-Mulden, deutlich gegen Süden oder Südwesten überkippt, eingelagert, und an der Linie Mendrisio–Castell San Pietro sinkt der südliche Generoso-Lias an einer Art Flexur rasch unter die steilen Malm/Kreide-Elemente der Breggia-Schlucht und die Mulde von Chiasso, ja schliesslich mit denselben an abermals steiler Fläche unter die südalpine Molasse ab; das ganze zu einem guten Teil auch noch diskordant überlagert vom Pliozän von Balerna.

Der Südteil der Generoso-Scholle zeigt also, ganz ähnlich wie die südlichen Teile der östlich anschliessenden Alta Brianza, recht deutliche Zeugen gegen Süden gerichteter Bewegungen an; aber es fragt sich, wie weit dieselben von primärer

Grössenordnung oder aber von nur sekundärem Range sind. Das aber heisst die Frage stellen, in welcher Richtung die Generoso-Scholle auf die westlich davon emportauchenden tieferen Teilelemente des Luganese und des Varesotto aufgeschoben sei: von Süden gegen Norden, von Norden gegen Süden oder von Südosten gegen Nordwesten? Mit anderen Worten, wo liegt die Stirn und wo vor allem auch die *Wurzel der Generoso-Scholle*?

DOEGLAS und DE SITTER haben, in Anlehnung an den Stil der westlichsten Bergamasker Alpen, vor allem wohl anknüpfend an Grigna und Resegone, zum Teil auch an einen mehr vermuteten als wirklich zutreffenden südorientierten Bau-Stil der südlichen Alta Brianza, eine deckenartige Bewegung der Generoso-Schollen von Norden gegen Süden hin angenommen. Die Generoso-Scholle wäre nach DOEGLAS und DE SITTER in durchaus „dinarischem" Stil von den zentralen Alpen gegen die Po-Ebene zurückbewegt worden und für eine solche Anschauung mochte zunächst auch der Bau mancher Malm/Kreide-Mulden des östlichen Mendrisiotto, der Synklinalen von Cragno und Bellavista vor allem, sprechen. DE SITTER besonders sah seine «Origine du chevauchement», d. h. den Wurzelort seiner nach Süden geschobenen Generoso-Schollen im Gebiet unmittelbar nördlich der Salvatore-Mulde. Aber zum System des Generoso gehören nach ihrer ganzen Sedimententwicklung auch die Berge nördlich des Porlezza-Armes des Luganersees, d. h. die Kalkgebirge nördlich Castagnola, Gandria und San Mamete, der Monte Brè und der Monte Boglia zum allermindesten. Die Trias/Lias-Serien dieser beiden Berge im Norden des Luganersees, die in jeder Hinsicht, auch gemäss ihrer Verbindung gegen Osten hin, sicher aber auch nach ihrer ganzen Fazies zur Generoso-Masse gehören, als deren nördliche Ausläufer, lägen damit bereits im Norden des von DE SITTER supponierten, aber bisher nirgends wirklich gesehenen Wurzelkeiles einer gegen Süden gestossenen „Generoso-Decke". Es läge damit hier der durch nichts wirklich erwiesene Fall vor, dass aus der Salvatore-Mulde oder aus einem schmalen Keil nördlich davon Schubmassen, nach beiden Seiten pilzartig emporsprossend, sich ausgebreitet hätten: in der Generoso-Scholle gegen Süden, in der Scholle Monte Brè–Monte Boglia aber gegen Norden hin bewegt. Für eine solche, nach dinarischer wie nach alpiner Seite „deckenliefernde Narbe" im KOBERschen Sinne liegt aber bei Lugano nicht der mindeste Anhaltspunkt vor – so wenig übrigens wie anderswo –, sondern wir müssen wohl oder übel den ganz direkten Zusammenhang zwischen Monte Boglia, Monte Brè, Sighignola- und Generoso-Stock akzeptieren und können diese voll gesicherte Brè-Generoso-Einheit als Ganzes nur entweder von Süden oder Südosten in alpinem, oder von Norden in „dinarischem" Sinne her beziehen.

Bei der Annahme einer „dinarischen" Südbewegung der Generoso-Scholle im Sinne von DE SITTER und DOEGLAS müssten wir diese Generoso-Scholle, zu welcher als integrierender Bestandteil aber eben auch der Monte Brè und Monte Boglia gehören, aus dem uns für immer unsichtbar bleibenden Gebiet über dem Kristallin des Seengebirges im Raume zwischen Val Colla und Jorio-Pass herleiten, zum mindesten aus einem höheren, heute längst abgetragenen Abschnitt der steilgestellten Sedimentzone der Silvretta-Wurzel. In diesem Falle müssten sich aber im unterliegenden, heute noch so prachtvoll sichtbaren *Bau der Kalkalpen der Val Solda* unbedingt wenigstens noch Spuren einer solchen über diese ganze Zone gegen Süden hinweggestossenen Generoso-Schubmasse nach DE SITTERscher Vorstellung geltend machen, im Sinne von Schleppungen und weiteren zum mindesten sekundären Südbewegungen in dieser basalen Val Solda-Serie. Solche sind aber bisher, wenn auch dieser Südalpenabschnitt leider immer noch viel zu schlecht bekannt ist, nirgends gefunden worden, sondern der ganze Bau der Gebirge um Val Solda,

d. h. das ganze Kalk- und Dolomitgebirge zwischen Lugano und dem Comersee, dessen felsige Natur wenigstens die Gross-Strukturen auch von ferne schon erkennen lässt, weist durchwegs nur Anzeichen eines steil nordwärtsgerichteten Anpressens der Südalpen gegen das Kristallingebirge der Silvretta-Wurzel auf, gegenüber dem die Sedimentdecke dieser Gebirge auch selbständig vorgeglitten ist; die Trias dieser Berge liegt da in voller Klarheit mit hohen, meist steil gegen Norden aufschiessenden Platten dem nördlichen Basal-Gebirge auf, von steilen Längsbrüchen weiter zerschnitten, und nur in den westlichen Hintergründen der Val Solda, d. h. gegen den Südostabfall der eigentlichen Denti della Vecchia, den Sasso Grande hin, zeigt das dortige Rhät bescheidene, wenn auch prachtvoll sichtbare, an sich nicht ein-

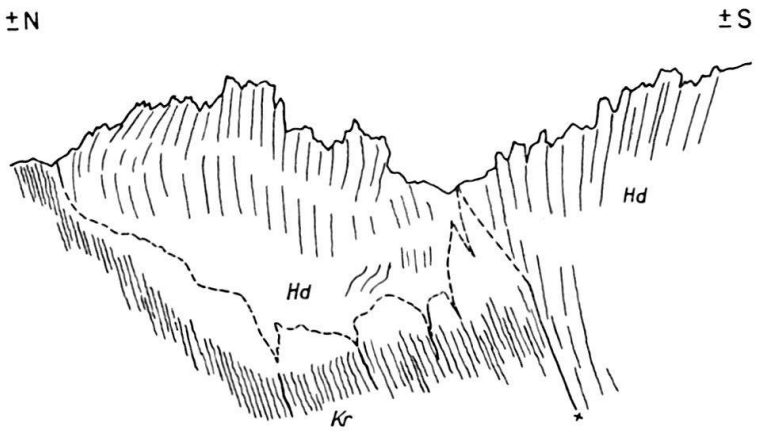

Fig. 6. *Der Vorschub der Kalkalpenfront der Val Solda über das basale insubrische Kristallingebirge südlich Cusino.*
Kr = insubrisches Kristallin,
Hd = Hauptdolomit.

mal sehr enge Rückstauungen, die aber letzten Endes doch alle ganz einwandfrei wieder steil gegen Süden, d. h. geschlossen unter die Trias?-Liasmasse des Monte Boglia einschiessen, bis hinab an den See östlich San Mamete. Es deutet somit nichts, aber auch nicht das Geringste im Bau der Kalkalpen zwischen Lugano und dem Comersee auf eine einst über dieselben hinweggegangene, wirklich südwärts gestossene Gesteinsmasse im Sinne einer „dinarisch" gegen die Po-Ebene vorbewegten Generoso-Scholle hin, sondern der ganze so offen aufgeschlossene Bau der Kalkalpen der Val Solda weist, bis an den Comersee, nichts anderes als klare Anzeichen für eine gewaltige Anpressung der südalpinen Sedimentserien an die nördlich davon gelegene Silvretta-Wurzel des Seengebirges auf; ja dieser ganze Kalkalpenabschnitt der Val Solda und Val Cavargna ist weiterhin sogar über ausgedehnte Strecken gegenüber diesem basalen Kristallin durchaus selbständig gegen die Zentralalpen hin vorbewegt worden. Nur mit solchen grossartigen basalen Gleitflächen zwischen Dolomit- und Kristallingebirge lassen sich überhaupt die so mangelhaften, lückenreichen und durchaus ungleichen Profile an der Nordgrenze des soldanischen Triasgebirges samt der ganz gewaltigen Mylonitisierung dieser Grenzzone erklären. Vielenorts liegt die südalpine Trias, die nach den älteren Untersuchungen noch am Comersee durch mächtigen Verrucano/Servino vom nördlichen Grundgebirge getrennt, aber bisher durch diese Basis-Serien doch normal mit demselben verbunden erschien, schon in den Tälern von Sanagra, Cavargna und Bucciolo ganz direkt, mit einer mächtigen Schubfläche neben dem Kristallin, und,

wie MAGNANI kürzlich berichtete, auch direkt an Carbon, und fehlen Servino und meist sogar der anisische Muschelkalk, sicher aber die Perledo-Schichten, und weiter im Westen selbst die ganze Esino-Stufe vollständig. Südlich *Cusino* sind kalkalpine Elemente sogar über diese Grenzfläche hinaus weiter nach Norden dem basalen Kristallin regelrecht aufgeschoben worden und liegen, als verlorene Schollen beträchtlich vorgetragen, vielfach und zum Teil vollständig diskordant über und vor der genannten Grenzfläche. Das alles aber hat mit Anpressung und selbständiger, nordwärts gerichteter Bewegung der Südalpen-Scholle gegen das Kristallingebirge der Silvretta-Wurzel zu tun, genau wie schliesslich südlich Menaggio das ständige Südfallen von Hauptdolomit und Rhät, oder nördlich unter dem Monte Galbiga das seit ESCHER VON DER LINTH bekannte unentwegte und zum Teil überhaupt nur sehr flache Südfallen des Rhät, des Conchodon-Dolomites und des Lias.

Zu interessanten, durchaus in derselben Linie liegenden Resultaten führte nun auch eine genauere Untersuchung des berühmten Südalpen-Basisprofils nördlich der *Gaeta* zwischen Menaggio und *Acquaseria am Comersee*. Dieselbe zeigte nämlich, nicht unerwarteterweise, dass die seit ESCHERS Studien bekannte sogenannte „Verrucano"-Basis des Sasso Rancio keineswegs eine stratigraphisch einheitliche und normale Sedimentfolge an der Basis der Kalkalpen darstellt. Es liegen vielmehr ganz deutlich zwei voneinander wesentlich verschiedene Elemente vor, die längs einer Schubfläche in aller Schärfe aneinander grenzen (s. Fig. 7, p. 268).

Der nördliche Teil dieses berühmten „Verrucano-Profils" liegt transgressiv und leicht diskordant, mit einer basalen Verwitterungszone, über dem hier nur flach südfallenden Silvretta-Wurzelkristallin von Acquaseria und zeigt unmittelbar über der genannten Verwitterungszone sofort die typischen roten Verrucano-Gesteine; zunächst grobe Konglomerate, die dann rasch gegen oben feiner werden, in gröbere Sandsteine übergehen und schliesslich von fraglichen, mergelig erscheinenden Schiefern, zuoberst sogar von klaren roten und grünen Tonschiefern überlagert werden. Diese ganze nördliche Serie fällt über dem flacheren Kristallin mit beträchtlicher Steilheit gegen Süden ein und wird nun, am Südrand der kleinen Runse, die das gesamte „Verrucano-Basisprofil" alter Prägung durchzieht, an einer oft fast senkrechten Schubfläche mit deutlicher Diskordanz scharf abgeschnitten.

Was nun im Süden dieser Bewegungsfläche folgt, zeigt eine wesentlich andere Schichtreihe als die nördliche Verrucano-Zone. Wohl finden sich auch in dieser Südzone typische Verrucano-Gesteine in Form roter Konglomerate und Sandsteine, auch roter Tone, Schichtglieder, die sich in nichts vom Schichtinhalt des Verrucano der Valsàssina und von Bellano oder des Grödener-Sandsteins in Südtirol unterscheiden oder vom Verrucano am Nordfuss des Salvatore, und die gegen oben kontinuierlich, allerdings über eine erneute auffallende Verwitterungszone, in die Sandstein/Mergelserien des sicheren Servino und schliesslich über denselben in typische Campiler-Schichten überleiten, die die Basis des anisischen Muschelkalkes und der darüber folgenden Esino-Stufe der eigentlichen Gaëta bilden. Was aber nun in dieser südlichen Abteilung des Gaëta-Basisprofils sofort auffällt und dieselbe in aller Schärfe von der nördlichen, mit dem Kristallin des Seengebirges ganz direkt verbundenen und ausschliesslich nur buntfarbigen Verrucano-Zone unterscheidet, das ist das Auftreten einer ausgesprochen grauen und schwarzen Sedimentserie an der Basis des bunten „Grödener"-Verrucano. Schwarze Tonschiefer, graue Glimmersandsteine, ohne eine Spur der charakteristischen Rotfärbung des Verrucano, daneben Quarzkonglomerate vom Typus der klassischen Auernigg-Konglomerate der Carnia oder jener von Fornace südlich Luino oder jener von Manno oder wiederum von Vico-Morcote. Diese grau-schwarze Schiefer/Sandstein/Konglomerat-Serie liegt, zunächst in auffallend flacher, im Fallen sogar schwan-

kender Lagerung, generell schwach südfallend längs der oben genannten Schubfläche dem bunten Verrucano der Nordzone mit deutlicher Diskordanz auf; im Süden fällt sie mit ihrer Tonschiefer/Sandstein-Serie steiler südwärts unter die oben beschriebene Grödener-Verrucano/Servino-Folge an der normalen Basis der südalpinen Trias ein. Dabei ist die Grenze gegen den hangenden Grödener-Verrucano eine durchaus scharfe und abermals leicht diskordante.

Es schiebt sich so *an der Verrucano-Basis der Südalpenplatte* der Gaëta in aller Deutlichkeit und Schärfe ein Schichtglied ein, das der nördlichen Verrucano-Zone, die direkt und normal dem insubrischen Kristallin aufliegt, völlig *fehlt*. Dieses Basisglied der südalpinen Normal-Schichtreihe ist *sicher älter als der Grödener-Verrucano*, und es kann sich nach seinem ganzen lithologischen Habitus nur um

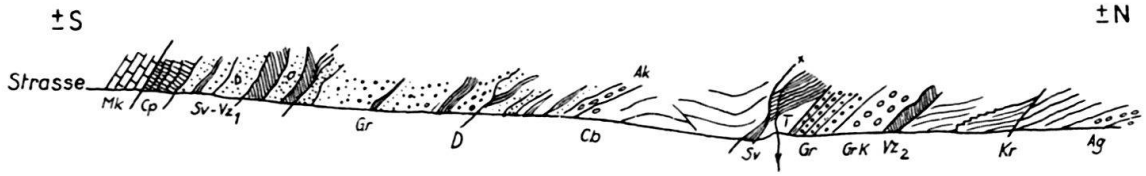

Fig. 7. *Das Basisprofil der südlichen Kalkalpen zwischen Menaggio und Acquaseria nördlich der Gaeta* (Westufer des Comersees).

Mk = Anisischer Muschelkalk, *Cp* = Campiler-Niveau, *Sv* = Servino, Vz_1 = Verwitterungszone (der Zechsteinzeit ?), *Gr* = Grödener Verrukano (*Gr k* = konglomeratisch), *D* = Diskordanz, *Cb* = Oberkarbon, mit Auernigg-Konglomeraten (Ak), *T* = rote und grüne Tonschiefer, vielleicht Servino, möglicherweise aber auch zerdrückte Porphyrittuffe, Vz_2 = basale Verwitterungszone auf dem insubrischen Kristallin, *Kr* = insubrisches Kristallin, mit Augengneissen (*Ag*).

Unterperm in der Ausbildung der Collio-Schichten der Bergamasker Alpen und der Val Trompia oder aber bereits um *Obercarbon* in der Fazies der Schichten von Manno handeln. Mir scheint die Ähnlichkeit dieser Serie mit dem Carbon von Manno und das charakteristische Auftreten von echten Auernigg-Konglomeraten auch in diesem Niveau so typisch, dass ich kaum am obercarbonischen Alter dieser Basis-Serie zweifeln kann. Und die letzten Zweifel in dieser Hinsicht schwinden, wenn wir uns der neuen Fossilfunde MAGNANIS in den lithologisch und tektonisch durchaus entsprechenden schwarzen und grauen, aber nun deutlich auch Anthrazit führenden Tonschiefer/Sandstein/Konglomerat-Serien der *Val Sanagra* erinnern, von wo dieser Autor aus den genannten Schichten, nur knapp 6 km vom Comersee entfernt, Reste von Calamiten, Sigillarien und Lepidodendren vor kurzem erst namhaft gemacht hat.

Es liegt somit am Comersee unzweifelhaft die südalpine Sedimentplatte des soldanischen Triasgebirges mit einer eigenen Verrucano-Carbonbasis längs einer ausgesprochenen Schubfläche, die sich übrigens auch auf dem aus Val Sanagra mitgeteilten Profil MAGNANIS erkennen lässt, als durchaus selbständige tektonische Scholle den „autochthonen" Verrucano-Serien und dem mit denselben stratigraphisch durch Transgressionskontakt direkt verbundenen insubrischen Grundgebirge auf, und das soldanische Triasgebirge hat somit ohne jeden Zweifel als eigenes tektonisches Sonderelement das Silvretta-Wurzelkristallin und dessen kümmerlichen Sedimentreste über unbekannte, aber wohl kaum zu kleine Beträge überschoben, und zwar mit aller Deutlichkeit von Süden gegen Norden hin.

Es fehlen somit, nach allen eben dargelegten Daten, im Kalkgebirge von Val Solda, von Lugano bis hinüber zum Comersee, alle Spuren wirklicher Südbewegun-

gen oder auch nur irgendwelche Anzeichen einer über diese Kalkgebirge einstmals hinweggefahrenen, in „dinarischem" Sinne nach Süden bewegten Generoso-Scholle. Die Herleitung dieser Generoso-Scholle von Norden, und damit ihr dinarischer Schub gegen Süden, stösst also, von Lugano und Castagnola weg, in diesem ganzen Gebiete auf allergrösste Schwierigkeiten.

Verfolgen wir daher diese Dinge weiter. Zunächst sei einmal mehr festgestellt, dass *Salvatore-Mulde und Porphyraufbruch im Gebiete von Lugano* in jedem Falle deutlich *von Südwesten gegen Nordosten* streichen. Sicher zielt die Achse des „Porphyraufbruches" nicht in die Gegend von Maroggia, sondern weit eher gegen Arogno und den Pass von San Vitale hin. Es scheint aber weiter durchaus möglich, dass der ganze Gewölbekern der luganesischen Porphyrformation auch tektonisch gar nicht eine einheitliche Masse ist, sondern dass derselbe zwischen Campione, Melide und Porto Ceresio, d. h. längs der genannten Seestrecke, durch einen zentralen Synklinalkeil *aufgeteilt* würde. Dabei wäre der östliche Porphyrkern von Bissone–Maroggia–Rovio–Porto Ceresio dem westlichen, auch noch eine Kristallin-Basis aufweisenden Hauptkern von Carona–Morcote–Pianbello–Val Ganna an steiler Fläche aufgeschoben. In diesem Sinne könnte die längs dem Porphyrnordrand bei Campione klar feststellbare, zunächst so merkwürdig erscheinende Neigung der Schichten gegen den Seearm von Melide als erstes Anzeichen einer Umbiegung der östlichen Gewölbe-Umhüllung in die eben postulierten südwestnordoststreichende „See"-Mulde aufgefasst werden, desgleichen ein stellenweise ebenfalls deutliches Abbiegen des Sighignola-Lias aus seiner durchaus flachen Lagerung zwischen Val Mara und dem Pass von San Vitale in stellenweise sogar saigere Stellung im Osten von Pugerna. Die supponierte Trennungsmulde zwischen östlichem und westlichem Porphyrkern würde damit in ihrem Nordteil neben den spärlichen Restelementen des Salvatore-Zuges sicher auch noch eine bedeutende innere Füllung mit Generoso-Serien aufweisen. Leider verhüllt heute der Ceresio alles weitere, aber in der Fortsetzung der postulierten Muldenlinie scheint im Gebiete südlich Porto Ceresio und Besano auch der Porphyrkern des San Giorgio samt dessen axial nach Süden absinkenden Sediment-Bedeckung doch wieder in geringem Masse steil über die bei Arcisate und Bisuschio flach östlich eintauchende Sedimenthülle des westlichen Porphyrgebietes des Pianbello aufgeschoben. Und blickt man bei klarem Wetter etwa vom Hügel von Besano gegen Nordosten, so sieht man jenseits der blauen Furche des Luganersees die Generoso-Scholle von Campione und der Sighignola mit aller Deutlichkeit von den Höhen über Arogno und Val Mara gegen die angenommene „Seemulde" zu einschiessen. Damit wird der Eindruck einer wirklichen Existenz dieser „Seemulde" fast übermächtig, und endlich scheinen bei einer Fahrt von Varese nach Como, d. h. vom Rande der Po-Ebene aus genügender Entfernung betrachtet, in der Tat die südalpinen Faltenelemente mit aller Deutlichkeit in mehreren Kulissen und in durchaus ähnlicher Art schief in die Ebene hinaus zu streichen, wie jenseits des Gardasees etwa die Elemente des Monte Baldo im Gebiete von Garda dies tun, oder die lombardischen Randelemente im Gebiete östlich Brescia. Ein Eindruck, der im Detail vor allem auch durch das klare Nordost-Streichen der lokalen Rhätmulde südlich des Minisfreddo abermals durchaus bestätigt erscheint.

Im übrigen braucht natürlich die Luganeser-Porphyrmasse durch eine solche zentrale Mulde gar nicht bis in grosse Tiefen aufgespalten zu werden, aber auf jeden Fall existieren heute triftige Gründe, dieser Angelegenheit mit genauen Messungen der Kluftsysteme und des Streichens und Fallens der Faltenachsen genauer als bisher nachzugehen. In diesem Zusammenhang sei nur noch erwähnt, dass in der Porphyrformation des Monte Arbostoro längs der neuen Strasse Carona–

Vico Morcote über den Basal-Konglomeraten und Sandsteinen des obersten, durchaus Manno-artigen Carbons, gegen Südwesten streichende Flächenscharen überaus deutlich vertreten sind, dass weiter sogar der grosse Kristallinkern von Morcote nach den Untersuchungen Rodes in durchaus gleicher Weise streicht. Im übrigen sind gerade diese Dinge auch als ein Hinweis mehr darauf zu werten, dass die Salvatore-Mulde in gar keiner Weise nach einem total schief zum effektiv hier vorliegenden Alpen-Streichen gezogenen Nord-Südschnitt, der überhaupt kein wirkliches Querprofil ist, beurteilt werden darf, wie dies bisher geschehen ist.

Es sind also auf jeden Fall auch hier, im Hinterland der Salvatore-Mulde, d. h. im Kerngebiet der insubrischen Antiklinale des grossen luganesischen Porphyraufbruches, ganz deutliche Anzeichen für Schub aus dem Südosten vorhanden. Unter Umständen wird einmal das östliche Porphyrgebiet zwischen Porto Ceresio und Arogno als eine gewisse Rückenschuppe im Südostschenkel des westlichen Haupt-Porphyrkerns von Carona–Pianbello–Val Ganna aufgefasst werden können, ein Element, das unter dem gleichfalls gegen Nordwesten gerichteten Vorschub einer eigenen Generoso-Scholle sehr verständlich erscheinen möchte. In diesem Zusammenhang sei auch darauf hingewiesen, dass jenseits des Comersees oder im westlichen Varesotto und an der Sesia der Bau der insubrischen Antiklinale gleichfalls nicht einheitlich erscheint, sondern dass auch dort nördliche und südliche, d. h. externere und internere Verrucano/Porphyraufbrüche erkennbar sind. So reiht sich das Gewölbe Valsàssina–Mezzoldo deutlich nördlich an jenes von Branzi/Fondra und jenes von Fiumenero oder gar Valbondione in Val Seriana an, und löst von Angera weg das internere Element der Sesia-Gewölbe die luganesische Kernzone gegen Westen ab.

Es erscheint auf solche Weise, nach dem Bau des ganzen Luganese, eine *Bewegung der Generoso-Scholle aus Südosten*, die Elemente des San Giorgio, des zentralen Porphyraufbruches und der Salvatore-Mulde, ja sogar die südlichen Teile des Luganeser Kristallins schief überschneidend, nur natürlich; aber ein solcher Nordwestvorstoss der Generoso-Scholle steht auch in ausgezeichnetem Einklang mit der Gesamttektonik der südlichen Kalkalpen zwischen dem Ostrand der Grigna in Valsàssina und den Gebirgen am Luganersee. Zwischen Valsàssina, genauer Intròbio, Bellano, Sant' Abbondio, Cusino/Val Cavargna und dem Nordfuss der Denti della Vecchia oberhalb Sonvico-Villa nördlich Lugano, stösst die *Front der südlichen Kalkalpen* in weit gespanntem Bogen klar nach Norden vor, ich habe schon 1915 auf diesen fundamentalen Nordstoss hingewiesen. Das Streichen der Front, wie das der dieselbe im Süden begleitenden innerkalkalpinen Elemente, schwenkt dabei conform dieser Front aus einer eindeutigen Nordwestrichtung zwischen Intròbio und dem Comersee langsam in Ost-Westrichtung im Abschnitt beidseits etwa der Val Cavargna, und biegt schliesslich im Raume der Val Solda und der Denti della Vecchia ebenso klar gegen Südwesten um. Diesen gewaltigen Bogen zwischen Valsàssina und Lugano machen aber irgendwie, aber nicht ausschliesslich, auch die südlicheren Elemente der Südalpen dieses Abschnittes mit. Das nordwestliche Streichen in der Grigna-Gruppe und sogar zum Teil noch in der östlichen Alta Brianza weicht im Raume südlich Porlezza gegen Lanzo d'Intelvi nach kurzer Umbiegung über Ostwest-Streichen dem südwestlichen Streichen des Luganeser-Abschnittes, und so erscheint die Generoso-Gruppe, wenigstens die nördliche, bis etwa auf den Generoso-Gipfel reichende, ganz klar und deutlich im westlichen Bogensegment des grossen Gesamtbogens der südlichen Kalkalpen zwischen westlicher Bergamaska und Lugano, und ist ihr Bau in erster Linie von diesen regionaleren Gesichtspunkten aus zu verstehen. In diesem Lichte zögern wir nicht mehr, die Generoso-Scholle der südlichen Tessiner Alpen in ihrer Gesamt-

heit als generell von Südosten her über ihren insubrischen Vorbezirk vorgestossen zu betrachten und damit deren Herkunft aus dem hinteren Rückland der insubrischen Antiklinale als genügend gesichert anzusehen.

Auf der Linie Stabbio–Rancate–Capolago–Arogno–Campione stösst heute die Generoso-Masse als nordbewegtes, durchaus alpines Element, im Grunde genommen genau wie eine Teildecke der nördlichen Kalkalpen, über die östliche Fortsetzung der Platte des San Giorgio bis über den Porphyrkern von Maroggia–Arogno und von dort über die zur Tiefe niedergesunkene östliche Fortsetzung der Salvatore-Mulde vor, und jenseits Castagnola überschneidet sie sogar das nördliche luganesische Hauptkristallin der eigentlichen Silvretta-Wurzel. Ein gewaltiger *Nordstoss der gesamten Südalpenscholle* zwischen dem westlichen Bergamasker und dem Luganeser Bezirk tut sich hier kund: die Generoso-Scholle stösst, im Hinterland der Val Solda-Front, als eine eigene südalpine Decke über mindestens 15 km Horizontaldistanz – das ist die Strecke zwischen Stabbio und dem Aussenrand des Monte Caslano –, vom Innenrand der insubrischen Antiklinale bis weit nördlich des Salvatore-Zuges vor. Dabei läuft die Front dieser alpenwärts gestossenen Generoso-Scholle zum allermindesten dem wie am Monte Brè als Hauptdolomit zu betrachtenden „Conchodon-Dolomit" im Norden des Monte Boglia, d. h. dem Südrand des nördlichsten sicheren und mächtigen Rhätzuges der Val Solda entlang gegen Osten, in die Gegend südlich Menaggio, wo der Hauptdolomit zwischen Menaggio und Griante gleichfalls noch durch ein klares Rhätband in zwei Teile zerschnitten wird – der nördliche entspricht vielleicht dem Hauptdolomit von Bellaggio –, und wo wir am Monte Galbiga einen erneuten klassisch klaren Hinweis auf das effektive Nordstossen der Generoso-Scholle seit alten Zeiten erkennen können. Es ist aber durchaus möglich, dass überhaupt die Gesamtheit der Dolomitgebirge von Val Solda, bis an die Denti della Vecchia, den Sasso Grande der italienischen Karte hinaus, als etwas tiefere frontale Abspaltung ebenfalls noch zur Generoso-Scholle gezählt werden muss; finden wir doch gerade dort, wenn auch in auffallend inverser Lagerung, irgendwie vor dem Vormarsch der Hauptscholle gestaucht, die gleichen roten und bunten Raibler-Serien zwischen die Dolomite eingeklemmt, wie sie, wohl nicht bloss zufällig, auch zwischen Pugerna und San Vitale, und besonders da, ja und sogar nur da, an der Basis der Generoso-Scholle angetroffen worden sind. Daneben ist gerade an der westlichen Basis der Denti della Vecchia, zwischen Villa und dem Pian Soldino, das luganesische Kristallin ganz enorm mylonitisiert und finden sich die mächtigen Verrucano/Servino-Massen, etwa der Salvatore-Basis, nur in kümmerlichen Spuren, ja der echte rote Servino überhaupt nicht; dafür aber ganz analoge Quarzkonglomerate, wie sie MAGNANI aus der östlichen Strecke des abnormalen Kontaktes des soldanischen Triasgebirges mit dem luganesischen Kristallin, zusammen mit klar fossilführendem Carbon gefunden hat. Die auf gleiche tektonische Zusammenhänge hinweisenden Verhältnisse nördlich der Gaëta am Comersee haben wir bereits erwähnt.

Es könnte somit sein, dass die Generoso-Scholle mit basalen, weit vorgeschürften Teilen von Lugano bis an und über das nördliche Silvretta-Wurzelkristallin vorstossen würde, und dass damit die ganzen comaskisch-luganesischen Südalpen zwischen den Randmulden der niederen Brianza, von Chiasso und Lecco, dem Salvatore-Zug und dem Nordrand der Kalkalpen zwischen Valsàssina, Val Cavargna und Lugano nichts anderes wären als der Rest einer ganz ausgedehnten südalpinen Schubmasse, die vom lombardischen Alpenrand bis an die besagte Frontlinie auf eine Breite von 15 bis 20 km die tieferen Elemente der insubrischen Antiklinale, die Salvatore-Mulde als den „insubrischen Drau-Zug" und sogar noch das Silvretta-Wurzelkristallin überfahren hätte. Im Hintergrund der mächtigsten alpinen

Achsenkulmination ist eine solche kräftig nach Norden drängende, recht eigentlich „südalpine" oder „insubrische" Decke als Ausdruck des mächtigen Vorstosses der dinariden Rücklandscholle aber ohne weiteres denkbar. Dabei ist die ganze Westbegrenzung der Generoso-Scholle in erster Linie als ein deutlicher Erosionsrand aufzufassen, wenn auch hie und da das Streichen, besonders im nördlichen Teile, diesem Erosionsrand zu folgen scheint. Der Wurzelrand der Generoso-Decke läge zwischen Mendrisio/Balerna, Erba und dem Südfuss des Monte Barro bei Lecco, der eigentliche Stirnrand ist nicht bekannt. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 12, Tafel X.)

Für eine in dieser Form durchaus neue Auffassung der grossen Luganeser-Verwerfung alter Prägung als Ausbiss der Schubfläche einer vom Südalpenrand gegen das nördliche Kristallingebirge vorgestossenen südalpinen „*Generoso-Decke*" sprechen noch eine Reihe von Einzelheiten, auf die hier allerdings nicht mehr näher eingegangen werden kann und soll. Es sei bloss erwähnt: das Vorkommen gegen „Norden" getriebener Faltenpakete im Generoso-Lias zwischen Capolago, Mendrisio und der Bellavista, der steile Aufschub des Bellavista-Lias gegen die eigentliche Generoso-Gipfelscholle, die bei dieser Auffassung so gut verständlichen Bewegungsbilder an der Schubfläche in den Raiblern südlich Pugerna, oder die Schleppungserscheinungen innerhalb der südlichen Teile der Cavallina-Dolomite, die, obwohl prinzipiell bereits zur Generoso-Basis gehörend, doch als ein etwas tieferes Basalpaket von der Hauptmasse des vorgescherten Lias gegen Norden hin überfahren worden sind.

Daneben aber gibt es eine Reihe von Punkten, die zeigen, dass mit dieser im Prinzip so einfachen Konzeption einer gegen Norden geschobenen Generoso-Decke doch bei weitem nicht die Gesamtheit der tektonischen Phänomene im Raume der Generoso-Scholle erklärt werden kann. Da ist das Südost-Streichen der „Flexur" von Mendrisio, das gleichsinnige Streichen der Mulden von Bellavista und Cragno; da ist, schon vom Hauptdolomitkopf von Griante und Tremezzo an, das Auftreten deutlicher Rückfaltenspuren über den Monte Nuvolone bis nach Onno am Seearm von Lecco, und da ist endlich die unzweifelhafte „dinarische Rückfaltung" in der Grigna-Scholle, einem Element, das allerdings westlich des Comersees überhaupt kaum mehr in Erscheinung tritt.

Die „*Rückfaltung*" *der Grigna*-Scholle kann, gemäss ihrer bisher angenommenen Beschränkung auf den Abschnitt zwischen Esino und dem Resegone, sehr wohl durch das Gegeneinanderspielen des generellen Nordostschubes dieses südalpinen Sektors mit dem Auftauchen der immerhin mächtigen kristallinen Kuppeln in Valsàssina und sogar der westlichen Bergamaska entstanden sein, und diese Rückstauungen mögen sich schliesslich auch im südwestlichen „Vorland" der Grigna, d. h. in den Hauptdolomit/Rhät/Liasgebieten der östlichen Alta Brianza noch geltend gemacht haben. Dieselben klingen dabei aber, genau wie die Grigna-Scholle selber, gegen Nordwesten hin völlig aus, und westlich des Comersees ist von diesen Grigna-Dingen und ihren Begleiterscheinungen, ausser der Struktur des Hauptdolomitklotzes von Griante und Grigna-orientierten Kluftsystemen im Ladin der Gaëta, nichts mehr zu sehen.

Schwieriger zu verstehen ist zunächst, nur vom Tessin aus betrachtet, die Genesis und die Bedeutung der gegen Südosten ziehenden Faltenelemente des südlichen Generoso-Gebietes, des Gebietes der Breggia-Schlucht und von Chiasso, und endlich das gleichgerichtete Streichen der *Flexur von Mendrisio*. Diese Objekte stehen sichtlich quer in bezug auf die allgemein eruierte Schubrichtung in der Generoso-Scholle, es sind, vom Tessin her gesehen, eigentliche Querfaltungs-

erscheinungen, die aber sicher auch mit dem Bau des tieferen Untergrundes der südlichen Generoso-Scholle in Beziehung stehen müssen.

In diesem Zusammenhang sei nun aber daran erinnert, dass der mit rückwärts überkippten Oberjura/Kreide-Mulden oftmals noch deutlich besonders garnierte Südabfall der grossen Generoso-Scholle, von Como ostwärts längs dem Nordrand der niederen Brianza an die Adda, und über dieselbe in den Südrand der eigentlichen Bergamasker Alpen zieht. Überall sinkt dort ein nördliches, in erster Linie aus mächtigen Trias- und Rhät/Lias-Serien aufgebautes Bergland an einer Steilfront, teils nur flexurartig wie bei Mendrisio und an der Breggia, teils aber auch um steile Überkippungen oder gar kurze Überschiebungen, unter den Oberjura-Kreidesaum der Bergamasker Alpen ein. Östlich Bergamo gewinnt diese Randzone am Südsaum der Bergamasker Alpen eine erhebliche Breite und wird auch deren Bau komplexer; eine südliche Steilzone zieht von Sarnico am Iseosee gegen die untere Val Trompia, eine nördliche, die dem wirklichen Rand des bergamaskischen Triasgebirges entspricht, zielt nördlich Val Cavallina gegen Val Camonica hinauf. Östlich Val Camonica aber hebt sich, über Val Trompia bis fast zum Lago d'Idro, der alte Untergrund der eigentlichen Randzone der Bergamasker Alpen in einem mächtigen Aufbruch von Kristallin, Carbon, Porphyr und Perm ans Tageslicht empor, der an der sogenannten Trompia-Linie sich steil dem südlichen Sedimentgebirge des Alpenrandes aufschiebt, resp. dasselbe nach rückwärts drängt. (Vergl. Profil 8, Tafel X und Fig. 11, p. 322.)

Dieser *Trompia-Aufbruch* liegt nun weit im Süden der insubrischen Antiklinalkette der orobischen Gewölbe, die von Valsàssina durch die Hintergründe der Bergamasker Täler ziehen und im Süden der Gallinera-Linie mit dem Gewölbe von Cedegolo in den Adamello-Stock hinein verschwinden, d. h. von demselben durchstossen werden, und dieser Trompia-Aufbruch liegt somit auch weit südlicher als die insubrischen Gewölbekerne des Luganeser-Porphyraufbruches. Es steht aber ausser Zweifel, dass der flexurartige Steilabfall der bergamaskischen Trias/Liasgebirge unter den südlich anschliessenden Oberjura/Kreidesaum, der streckenweise durch kurze Überschiebungen und rückwärts überkippte Kreidemulden gewissermassen über Gebühr noch akzentuiert wird, und zwar bis gegen Brunate und weiter bis in den Generoso hinein, an den unterirdischen Verlauf des in Val Trompia so deutlich erschlossenen Gewölbesystems des eigentlichen Trompia-Aufbruchs resp. dessen Südrand gebunden erscheint. Wir können somit annehmen, dass dieser Trompia-Aufbruch als eine südlichere, etwas internere südalpine Gewölbezone des tieferen Untergrundes längs dem Rand der Bergamasker Alpen und dem Südrand der Alta Brianza die Generoso-Scholle des Mendrisiotto erreicht; in der Tiefe zwar, aber doch stets deutlich sich abbildend im Verlauf der Falten dieser südalpinen Randregion, von Val Camonica über den Canto Alto ob Bergamo in die Alta Brianza, um schliesslich im Mendrisiotto unter den von dem normalen Faltenstreichen der tessinischen Südalpen zunächst so unmotiviert abweichenden Südost-streichenden Elementen der südlichen Generoso-Gruppe zu enden. (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Am Ostrand des südlichen Adamello-Stockes zieht dieses Gewölbe des Trompia-Aufbruches mit seinen nördlicheren Elementen durch Val Daone und östlich des Carè Alto bis nach Pinzolo hinauf, und es nähert sich dabei den orobisch-insubrischen Gewölben so stark, dass man sogar an eine Verschmelzung dieser Elemente denken könnte. Aber der jungalpine Durchbruch des Adamello-Stockes verhindert hier leider die genaueren Erkenntnisse. Auf jeden Fall jedoch schart sich das Element des Trompia-Aufbruches im östlichen Adamello-Gebiet deutlich mit

den insubrischen Antiklinalen, die von den hinteren Bergamasker Tälern ostwärts ziehen, und wir hätten damit hier ein Phänomen vor uns, das mir, im tieferen Untergrund, auch in den südlichen Tessiner Alpen verwirklicht erscheint. Hinter der grossen Tessiner Achsenkulmination wären dann Trompia- und insubrische Gewölbe weitgehend geschart, von da nach Osten aber würden sie bis über Val Trompia hinaus weit getrennte Wege gehen und unter beträchtlichen Winkeln auseinanderstrahlen. Dieses Abzweigen des westlichen Trompia-Gewölbes im tieferen Untergrund der südlichen Tessiner Alpen, verbunden mit einem etwas späteren Aufsteigen der südlichen Gewölbe gegenüber den nördlichen, kann ohne weiteres die merkwürdigen, heute so auffallenden, südostlaufenden Strukturlinien des östlichen Mendrisiotto erzeugt haben. Es ist sogar möglich, dass zwischen Trompia- und insubrischen Gewölben noch mittlere Virgationsäste von der Tessiner-Scharung nach Osten zogen, und es können solche Virgationsäste auch von Valsàssina nach Osten sich weiter bemerkbar machen. Das in Val Brembana so auffallende Gewölbe südlich San Giovanni Bianco und die Therme von San Pellegrino könnten vielleicht auf solche mittlere Virgationsäste zwischen orobischen und Trompia-Gewölben zurückgeführt werden. Auf jeden Fall hat gerade hier die tektonische Forschung in den Bergamasker Alpen noch ein weites Feld vor sich.

Dass innerhalb des südalpinen Baues solche Scharungsgebiete von Faltenelementen mit weiten Virgationszonen wechseln, haben erst kürzlich für die östlichen Südalpen TREVISAN, LEONARDI und GB. DAL PIAZ geltend gemacht. Es mag aber in diesem Zusammenhang daran erinnert werden, dass sowohl die sogenannte „Giunzione atesina" an der Etsch wie jene des Cadore am oberen Piave auch meinerseits schon bereits vor 15 Jahren, in meinen „Grundzügen und Problemen der alpinen Morphologie" ganz klar zum Ausdruck gebracht worden sind, auch wenn dafür keine speziellen Bezeichnungen gebraucht wurden. Desgleichen ist ebenfalls schon dort das Trompia-Gewölbe in ganz direkte Beziehung mit dem Südabfall des Generoso-Knotens gebracht worden. Im übrigen aber liegen die Phänomene des Grundrisses gerade im südalpinen Osten noch weit komplexer, wie wir sehen werden.

Der tiefere Untergrund der Südalpen hat somit deren Oberflächenstruktur, wie dies ja auch anderswo immer wieder erkennbar ist – es sei hier nur an die Rolle der autochthonen Zentralmassive bei ihrem späten Aufstieg erinnert –, weithin beeinflusst; und so bilden denn die zunächst scheinbar merkwürdigen renegaten Strukturen des östlichen Mendrisiotto heute kein Hindernis mehr gegen die Auffassung einer primär doch aus dem Süden, in der Scheitellinie gegen Val Cavargna zu gerichteten, prinzipiell nach Norden vorgestossenen eigenen südalpinen Generoso-Decke mehr, die in weitem Bogen, von Valsàssina bis in das Luganesische hinein, aber sicher über die jetzige rein erosiv bedingte Westgrenze der Generoso-Scholle hinaus, sich über die nördlich vorgelagerten insubrischen Elemente hinweggelegt hat. Diese Generoso-Decke hat dabei in relativ jungem, aber wohl noch nicht den eigentlichen insubrischen Phasen zuzurechnendem Sondervorstoss die bereits weit erodierte oberostalpine Kalkalpenwurzel der Salvatore-Mulde samt dem gleichfalls bereits durch Erosion blossgelegten Silvretta-Wurzelkristallin überfahren – ähnliche erosive Vorgänge illustriert neben anderem ja auch die Transgression der Gosau über dem kristallinen Horst der Steiermark, bis auf die kärntnerischen „Trias-Inseln" im Raume von Eberstein und Sankt Paul oder sogar bis auf das Grundgebirge im Raume von Guttaring hinab –, und so bleibt östlich des San Salvatore die oberostalpine Kalkalpenwurzel des Drau-Zuges tief unter dem Vorschub der Südalpen begraben. Von da bis über den Comersee hinaus liegt dieser oberostalpine Wurzelkeil der Salvatore-Mulde samt den insubrischen Porphyraufbrüchen weit in der Tiefe, unsichtbar, zugedeckt durch die längs einer grossartigen

Reliefüberschiebung gegen Norden vorgewanderte Generoso-Scholle. (S. Karte, Tafel IX.)

Dort aber, wo in *Valsàssina* der nunmehr in der Grigna-Scholle rückgefaltete Schubrand der Generoso-Masse wieder nach Südosten zurückweicht, da steigt unter dieser „vorderen" wirklichen Grigna-Front in Valsàssina auch die Kuppel der insubrischen Antiklinalen mitsamt den Resten der dieselbe im Norden begleitenden Salvatore-Mulde oder des insubrischen Drau-Zuges, in Form der Gewölbe von Valsàssina und der Servino-Keile von Margno wieder mit gleicher Schiefe unter dieser südalpinen Nordostfront empor, wie diese Elemente im Gebiete von Lugano schief unter die Nordwestfront dieser gleichen Scholle untergetaucht waren. In aller Deutlichkeit streicht die Achse des kristallinen Valsàssina-Aufbruches samt den Verrucano/Servino-Zügen von Margno schief südwestlich unter die deutlich quer dazu, d. h. gegen Nordwesten streichende Front der Grigna-Masse; eine Tatsache, die auch auf dem neuen Blatt Chiavenna der italienischen Landesaufnahme klar zum Ausdruck kommt. Die Überschiebung der grossen Scholle der in erster Linie comaskischen Südalpen, d. h. der Grosseinheit der Generoso/Val Solda-Alta Brianza/Grigna-Masse, ist somit auch östlich des Comersees noch nachweisbar über die insubrischen Antiklinalen und die Drau-Zug-Elemente bis auf das nördliche orobische Kristallin der Silvretta-Wurzel vorgefahren, auch hier in einem relativ jungem Stadium, nach stattgehabter kräftiger Erosion, somit auch hier in Form einer klassischen Reliefüberschiebung. (S. Karte, Tafel IX.)

Mit diesem Ergebnis aber stehen wir nunmehr vor unzweifelhaften Beweisen von ganz ausgedehnten und kräftigen Bewegungen der westlichen Südalpenscholle von der Po-Ebene gegen die zentralen Alpen hin, und *die Nordbewegungen in den westlichen Südalpen* sind nach den durch die vorliegende tektonische Analyse erschlossenen Tatsachen nicht mehr nur auf relativ lokale Gebiete beschränkt, wie zur Zeit, da Albrecht Spitz weit vorausschauend aus diesen Gebieten nur von Nordbewegungen im Gebiete der Trias von Musso und solchen im Presolana-Stock berichten konnte. Nicht nur sind die Südalpen als Gesamtblock, entgegen jeder „dinarischen Konzeption", vom Innenrand des Gebirges, d. h. vom allgemeinen Rückland der Po-Ebene gegen Norden hin vorbewegt worden – von einer Autochthonie der Südalpen, von der immer und immer wieder gesprochen wird, kann überhaupt nie und unter gar keinen Umständen die Rede sein –, sondern es zeigt auch das ganze weite Gebiet der westlichen Südalpen zwischen Comersee und Sesia in seinem ganzen Innenbau nichts wesentlich anderes als von Süden nach Norden bewegte Einzelelemente. Die Sondermulden in der Silvretta-Wurzel sind, mit Ausnahme jener von Viona/Arosio, gegen Norden überkippt; das Silvretta-Kristallin selber steigt hier mit seiner Wurzel in erster Linie gegen Norden auf, vom Tàmaro-Gebiet bis zum Legnone-Kamm; der Drau-Zug der Salvatore-Mulde ist gegen Norden überkippt und von Süden steil angefahren vom abermals nordwärts überkippten Nordrand des insubrischen Antiklinalkerns. Innerhalb desselben zeigt sich die gleiche Bewegungstendenz am Monte Fenera und mit grösster Wahrscheinlichkeit auch am Luganersee, und endlich erscheint als mächtigste Einheit der westlichen Südalpen, über alles andere gewaltig nordwärts vorgreifend, die Generoso/Grigna-Scholle, die auf 15–20 km Breite recht eigentlich deckenförmig die nördlich vor ihr liegenden eben genannten insubrischen Elemente bis auf die Silvretta-Wurzel hinauf überfahren und stellenweise sogar recht eigentlich verwalzt hat. Im tieferen Untergrund aber gingen auch nach dieser Generoso-Überschiebung die Bewegungen weiter; die Schubflächen wurden auch hier, genau wie in den zentralen Alpen, weiter und zum Teil beträchtlich verbogen, ja schliesslich sogar in den Muldenbau der insubrischen Porphyrregion einbezogen, und endlich

passte die Sedimentmasse der südlichen Generoso-Scholle auch noch den später sich regenden Impulsen der weiter rückwärts gelegenen Trompialinie, d. h. deren westlichen Ausläufern, sich an.

Auf solche Weise fügt sich ein durchaus *neues Bild vom Bau der westlichen Südalpen*. Seit jeher schien es schwierig, hier den dinarischen Baustil mit gegen die Po-Ebene gerichteten Schüben verwirklicht sehen zu wollen; nun hat eine genauere Analyse, an Hand der seit 25 Jahren gewaltig angewachsenen neuen südalpinen Literatur und einer Menge eigener Beobachtungen früheren und späteren Datums, zu einem wie mir scheint befriedigenden Bilde geführt. Was meiner Meinung nach aber aus diesem neuen Bilde radikal zu streichen ist, das ist die bis jetzt immer wieder behauptete und mit auffallender Liebe gepflegte Idee von der Vorherrschaft einer mächtigen Bruchtektonik. Kleinere Querbrüche und sogar quere Verschiebungen sind wohl vorhanden und als solche auch nachgewiesen; aber ein so grossartiges Phänomen wie die Luganeser-Verwerfung mit 1000 m Sprunghöhe existiert in keiner Weise, und die vielen längsstreichenden sogenannten Verwerfungen im Salvatore-Zug und an dessen Südrand besonders, haben mechanisch und genetisch mit Verwerfungen nicht das mindeste zu tun, sondern sind einfach anlässlich der Aufrichtung der alpinen Wurzeln steilgestellte, rein alpine Schubflächen. Schubflächen, an denen sich die verschiedenen Elemente des Salvatore-Zuges in Form eigentlicher Gleitbretter durchaus ostalpinen Stils gegeneinander bewegt haben, oder ganz einfach der steile Aufschub des insubrischen Porphyrkerns gegen Norden hin. Die horizontale Bewegung beherrscht auch in den Südalpen das Feld restlos, und die Idee eines in erster Linie von Verwerfungen zerhackten südalpinen Schollenbaues, hervorgerufen durch den an sich bestimmt erfolgten „Niederbruch" der Po-Ebene und damit verbundene Zerrungserscheinungen, kann als durchaus veraltet verschwinden.

In den westlichen Südalpen ging somit die Hauptschubrichtung ganz klar von der Po-Ebene gegen die zentralen Alpen hin, durchaus im Sinne unserer alpinen Gesamtkonzeption, und in scharfem Gegensatz zu der besonders von Osten her immer betonten, wenn auch von dort als den wirklichen Dinariden her primär bis zu einem gewissen Grade verständlichen „dinarischen" Konzeption der Südalpen, nach welcher deren Bauelemente in erster Linie von den Zentralalpen und der pannonischen Masse rückwärts, d. h. gegen die Po-Ebene, im Osten gegen die Adria bewegt worden sein sollten. Es ist daher einmal prinzipiell notwendig, mit unserer Betrachtung nicht einfach am Comersee Halt zu machen, sondern die hier im westlichen Südalpengebiet neu gewonnenen Anschauungen wenigstens in grossen Zügen auch in den östlichen Hauptgebieten der Südalpen nachzuprüfen. Das mag, von hier aus gesehen, auch besonders verlockend erscheinen angesichts der Umkrempelungen, die sich der Bau auch des sogenannten „dinarischen" Apennins, d. h. des Kalkapennins zwischen Umbrien und der Basilicata, schon vor Jahren nach genaueren tektonischen Studien gefallen lassen musste.

Es soll somit in kurzen Zügen die Frage der Hauptschubrichtungen auch im grossen und entscheidenden Südalpenabschnitt östlich des Comersees überprüft werden.