

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 42 (1949)
Heft: 2

Artikel: Betrachtungen über den Bau der Südalpen
Autor: Staub, Rudolf
Kapitel: II: Bau- und Bewegungssinn der Südalpen im Osten des 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: 04.04.2026

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

II. Bau- und Bewegungssinn der Südalpen im Osten des Comerseees.

1. Allgemeines und Bedeutung der Etschbucht.

In immer gewaltigeren Massen ziehen die Elemente der südlichen Kalkalpen vom Comersee nach Osten, mit immer reicher sich gestaltender tektonischer Gliederung und immer mächtiger werdenden und komplexer zusammengesetzten Schichtfolgen, bis sie schliesslich im Querschnitt des Brenners, d. h. etwa zwischen Brescia, Verona, Vicenza und der Linie Meran–Pustertal, zusammen mit ihrer alten Basis in den Bozener Porphyren und den Brixener Phylliten, praktisch volle drei Fünftel der gesamten Alpenbreite einnehmen. Von 10 km Breite im Abschnitt der Sesia über rund 30 km Breite im Sektor von Como gewinnt die südalpine Zone schon im Querschnitt von Brescia an die 70 km Querprofil, und zwischen den kristallinen Massen des östlichen Adamello, dem Trompia-Aufbruch und der alten Basis der Cima d'Asta und von Bozen greift im Gebiete der Etsch das südalpine Sedimentgebirge, rein äusserlich im Kartenbild fast wie eine gewaltige in sich zusammengepresste Grabenfüllung, mit der Gardasee-Furche als Grabenkern sich präsentierend, in Form einer gewaltigen Bucht, eben der sogenannten „Etschbucht“, vom Alpenrand geschlossen bis nahe an Meran hinauf vor. Um die 140 km messen wir von Brescia oder Sirmione oder Verona bis zum Nordende der südlichen Kalkalpen der Etschbucht knapp vor Meran, und während in den westlichen Südalpen die offen zutage tretende Beteiligung des vormesozoischen Untergrundes am südalpinen Bau nur eine ganz geringfügige, stellenweise überhaupt völlig in der Tiefe verborgene war, treten im Querschnitt von Bozen im Osten der Etsch die gewaltigsten Porphyrmassen der Alpen, ja vielleicht ganz Europas, mitsamt ihrer altkristallinen Basis an die Oberfläche empor. Zwischen Borgo/Val Sugana und Meran erreicht dieser grossartige Porphyrschild von Bozen eine Breite von über 70 km – nicht eingerechnet dessen knappe südliche Fortsetzungen in den zwar vielleicht etwas jüngeren Porphyriten über der kristallinen Kuppel von Recoaro –, und dies auf eine Längserstreckung von abermals gegen 60 km, gemessen etwa zwischen Lavis im Tal der Etsch und Falcade in der oberen Valle del Biòis. Das sind Ausmasse, die in ihrer Grössenordnung jenen des gesamten Kristallgebietes der Tessiner Alpen zwischen Airolo und Lugano gleichkommen und die von heutigen alpinen Bauelementen nur noch etwa in der Ötz-Masse als der grössten alpinen Deckscholle erreicht werden; Ausmasse von einer Eindruckskraft, die an sich schon ohne weiteres auch auf die gewaltige Bedeutung dieser südalpinen Bauelemente für den Gesamtbau und gleichzeitig auch für das Werden der Alpen hinweisen, und die eine für das ganze alpine Geschehen wahrhaft überragende Rolle dieses in erster Linie trentinisch/tirolischen Südalpenabschnittes auf den ersten Blick erkennen lassen. (Vergl. Tafel IX.)

Östlich des Meridians von Vicenza nimmt dann die Breitenentwicklung der südlichen Kalkalpen, ja sogar jene der gesamten Südalpenzone wieder ab, von immer noch rund 125 km Breite im Querschnitt Bassano–Brenner, und immer noch rund 90 km im Abschnitt des Cadore bis zu wenig über 50, ja stellenweise sogar nur wenig über 40 km am Tagliamento. In der östlichen Carnia und den Julischen Alpen allerdings schwellen, zwischen den Karawanken und der adriatischen Küste bei Triest, die östlichsten Südalpen nochmals zu grösseren Breiten, bis zu 90 und sogar über 100 km an, aber die gewaltige Entwicklung des Etschabschnittes wird innerhalb der eigentlichen Alpen, d. h. vor dem definitiven Auseinandertreten der alpinen und der dinarischen Elemente in der Krain, das in Tat

und Wahrheit ja bereits wenig östlich des Tagliamento-Durchbruches beginnt, nicht mehr erreicht.

Es schrumpfen so von diesem grossen zentralen Südalpenabschnitt der Etsch die südalpinen Bauelemente der eigentlichen Alpen sowohl gegen Osten wie gegen Westen mehr und mehr zusammen. Ein Phänomen, das klar zurückgeht auf schon primär verschiedene Breitenentwicklung der einzelnen tektonischen Einheiten im Gefolge weitgehenden Wechsels in der Zusammensetzung und im tektonischen Bild des voralpinen alten Unterbaues des Gebirges. Im zentralen Segment beherrscht neben dem kristallinen Untergrund vor allem die starre Masse der mächtigen „Porphyrtafel“ Bozens Bau und Stil des südalpinen Gebirges, im Osten und im Westen tritt dieser Porphyrschild hingegen stark zurück. In den Bergamasker Alpen und auch in Val Trompia bestreiten neben dem Altkristallin in erster Linie die permischen Sedimente den Hauptanteil des vormesozoischen Unterbaues, bis im Lugesischen, dann allerdings bis hinüber an die Sesia, die Porphyre erneut die Vorherrschaft übernehmen, während vom oberen Piave nach Osten als durchaus neuartiges Element das karnische Paläozoikum mit Silur, Devon, marinem Carbon und Perm fast ausschliesslich den südalpinen Unterbau bestreitet.

So zeigen sich im Gesamtbild der Südalpen deutlich drei nach ihrem Bau, ihrem Unterbau und ihren Schichtfolgen weitgehend und klar differenzierte Segmente: das der westlichen Südalpen, zwischen Sesia und Brescia; das der zentralen Südalpen, zwischen der Etschbucht und dem Ostrand der eigentlichen Dolomiten im Raume des Cadore; und schliesslich jenes der östlichen Südalpen, vom Piave-Querschnitt über jenen des Tagliamento bis in die Julischen Alpen und die Karawanken hinein. Was aber diese an sich so deutliche Aufgliederung des südalpinen Grundrisses doch in aller Klarheit kennzeichnet, das sind die ganz allmählichen seitlichen Übergänge des einen Segmentes in das andere, und damit natürlich auch die weitgehende Abhängigkeit der Strukturen der verschiedenen Südalpenelemente voneinander; es wird auf diese Dinge noch zurückzukommen sein.

Ein grosser Grundzug des südalpinen Zentralsegmentes aber liegt weiterhin, demselben durchaus allein eigen und nicht mehr wiederkehrend in den beiden anderen Südalpenabschnitten, neben einem in der Schichtfolge und in der Bozener-Porphyrtafel begründeten weit steiferen Baustil und dem gehäuften Auftreten mächtiger triadischer Eruptiva, vor allem auch in dem seit alter Zeit zwar schon erkannten, aber auf den ersten Blick im Gesamtbau der Alpen zunächst so abnorm erscheinenden Streichen des Etschbucht-Abschnittes im Westen der Etsch, im westlichen Veronese und von da bis nach Bozen und Meran hinauf. Das ist das berühmte, nach den vielgestaltigen Judikarien-Tälern im Osten des Adamello benannte „Judikarien-Streichen“. Vom östlichen Rand der brescianischen Ecke bis hinauf in den Nonsberg, nach Meran und Bozen, und hinüber in den Monte Baldo, die Berge von Trento und den Südrand der Dolomiten des Latemar, in Spuren sogar bis in die Sella-Gruppe und die westliche Marmolada, beherrscht dieses judikarische Streichen in scharf nordöstlicher bis nord-nordöstlicher Richtung den gesamten Bau dieses weiten zentralen Südalpenabschnittes, über ein Gebiet von 140 km Längs- und gegen 50 km Breitenausdehnung. In den Brescianer Alpen im Südwesten, dem Querschnitt zwischen Recoaro, Trento und Bozen im Osten, schwenkt aber dieses absonderliche judikarische Streichen ganz klar und allmählich in die normal-alpinen Streichrichtungen der Bergamasker Alpen, der Dolomiten, der Sette Comuni und der Belluneser Alpen ein, und es kann damit ganz prinzipiell die Frage sich stellen: Bedeutet das Umschwenken der Faltenachsen im Raume von Brescia etwa einen südalpinen Randbogen nach „dinarischer“ Konzeption, mit einem Vorschub der südalpinen Bauelemente gegen die Po-Ebene hin,

oder liegt hier nicht vielmehr der innerste Abschnitt einer im übrigen schon lange erkannten grossen gesamtalpinen Beugung vor, nämlich der Beugung der Rätischen Alpen, und geht nicht hier die primäre Bewegung sogar auch der Südalpenelemente in der allgemein-alpinen Richtung von der Po-Ebene gegen das Vorland der Alpen, hier somit in erster und ganz direkter Linie von den Südalpen gegen die zentralen Alpenzonen hin?

Zu allen diesen Dingen kommt weiter noch das unterschiedliche Alter der Bewegungen in den verschiedenen südalpinen Elementen. Im Tessiner Abschnitt ist der Bau bestimmt vormiozänen, vielleicht sogar vor-chattischen Alters, gemäss den festgestellten Diskordanzen an der Basis der leider immer noch nicht genügend untersuchten Molasse von Como. Dieselbe steht aber auch sonst, auch gemäss ihrem schon im tessinischen Abschnitt verschiedene tektonische Zonen schief überschneidenden Grundriss, deutlich ausserhalb der eigentlich südalpinen Tektonik, gewissermassen nur als kaum beteiligte und erst zu allerletzt noch schwach dislozierte Randzone da, und zwar, gemäss den analogen Nagelfluhen des Mont' Orfano Bresciano, vom Langensee bis hinüber nach Brescia. Vom Gardasee an aber erscheint, im Osten der Linie Salò/Manerba-Riva, besonders deutlich und krass in Val Sugana, aber auch weiterhin dem ganzen venezianischen Alpenrand entlang, von Bassano ostwärts bis an den Tagliamento, die Molasse, und zwar zum Teil bis hinauf zum Torton, weitgehend in den südalpinen Bau einbezogen, wenn auch bestimmt erst in einer Spätphase desselben, aber zum Teil doch ausserordentlich scharf. Diese nach-tortonischen Bewegungen lassen sich allerdings deutlich, durch tortonische Synklinalkeile als solche konkret dokumentiert, von Süden her nur bis an die Val Sugana-Linie und das Bellunesische erkennen, im Etschtal bis in die Stivo-Kette westlich Rovereto, in der Gardasee-Furche bis hinauf zum Monte Brione bei Riva; sie sind damit scheinbar beschränkt auf den südlicheren Randabschnitt der zentralen und östlichen Südalpen. Wir werden aber noch genauer zu untersuchen haben, ob diese spät-alpinen Bewegungen sich nicht, und vielleicht nicht einmal in nur geringem Masse, auch weiterhin sogar in den nördlicheren Abschnitten der Südalpen ausgewirkt haben, wo allerdings das ganze Miozän und mit demselben auch direkte Beweise für das Vorkommen dieser jungen Bewegungen bis heute fehlen, bis an das Klagenfurter-Becken im östlichen Alpenabschnitt heran.

Schon aus dieser kurzen Übersicht geht so ein gewaltig komplexer Bau der gesamten südalpinen Randzone der Alpen hervor, dessen Mannigfaltigkeit wohl schon seit langer Zeit bekannt, aber erst in den letzten beiden Jahrzehnten wirklich genauer erkannt worden ist. Wollen wir aber nun über die grundlegende Frage der Schubrichtungen in diesem weiten Gebiet uns näher erkundigen, so wird es unerlässlich sein, zunächst einmal den konkreten Bau der Südalpen noch etwas genauer zu zergliedern, um damit ein allgemeiner gültiges Bild, eine generelle Übersicht wenigstens dieses südalpinen Baues zu gewinnen, aus dem in bezug auf das Bewegungsbild ja erst gültige Schlüsse gezogen werden können. Dies sei im folgenden erneut versucht.

2. Der südalpine Bau zwischen Comersee und Karawanken.

Im „Bau der Alpen“ hatte ich vor 25 Jahren versucht, die Gesamtheit der Südalpen Veneziens und der Lombardei nach den spärlichen damaligen Kenntnissen, und vor allem meist nur auf Grund der bis damals einzig, und erst noch unvollständig, vorliegenden älteren, dazu unter sich sehr ungleichwertigen Karten, in zwei grosse Haupteinheiten aufzugliedern: die *Venezianische*, die östlich des Gardasees den venezianischen Alpenrand und den grössten Teil der venezianischen Alpen

überhaupt aufbaut, und die *Lombardische*, die vor allem die lombardischen Alpen in ihrer Gesamtheit, daneben aber auch die inneren Alpentteile Veneziens zusammensetzen sollte. Die venezianische Einheit erschien so gewissermassen, wie auf meiner tektonischen Karte der Alpen dargestellt, nur als eine relativ bescheidenere südalpine Randzone gegen die Po-Ebene und die Adria hin, die am Gardasee in die Ebene hinaus setzte – im Gegensatz zu früheren Anschauungen, KOBERS vor allem, der die venezianische Aussenzone sogar heute noch bis in die Tessiner Kalkalpen hinein glaubt fortsetzen zu dürfen –, und die grosse Hauptmasse der Südalpen zwischen Tessin, Tirol und der Krain schien somit einfach aus der lombardischen Einheit zu bestehen. Dieselbe glaubte ich aber weiterhin, gemäss den spärlichen damals bekannten Anzeichen am Iseosee und in der Brenta-Gruppe sowie gewissen Sonderzügen der Dolomiten, weiter aufgliedern zu sollen in die eigentliche lombardische Stammeinheit und die derselben – allerdings nicht überall – von Norden her schwach aufgeschobenen sogenannten „hochdinarischen“ Elemente. Als solche wurden westlich der Etsch die Luganeser, Comasker und Bergamasker Alpen samt der Brenta-Gruppe und der nördlichen Val di Non betrachtet, im Osten der Etsch die Massen der eigentlichen Dolomiten, etwa im Norden der Marmolada-Überschiebung, und deren mutmassliche Fortsetzung in den östlichen Südalpen, d. h. in erster Linie die Julischen und die Steiner Alpen. Schon auf den erst 1926 veröffentlichten Profiltafeln zum „Bau der Alpen“ kamen zu dieser nunmehr „norddinarisch“ genannten Einheit hinzu die Elemente im direkten Hangenden des karnischen Paläozoikums samt diesem selbst, und wurde die Bezeichnung „hochdinarisch“ gegenüber „norddinarisch“ verlassen, weil es sich schon damals deutlich zeigte, dass das sogenannte „hochdinarische“ Element zum mindesten im südalpinen Osten sich gar nicht mehr etwa, wie die Brenta oder die Marmolada dies noch zu tun schienen, auf die lombardische Einheit gegen Süden hin aufschiebt, sondern ganz im Gegenteil von diesen lombardischen Elementen über weiteste Strecken, mit Sicherheit von westlich Pontebba bis in die Karawanken hinein, steil nordwärts angefahren wird.

Zwischen damals und heute aber liegt eine grossartige Epoche südalpiner Forschung. Manches, was vor einem Vierteljahrhundert nur in vagen Umrissen sich kundgab oder auf Grund mühsamer Analyse einer Unmenge und in sich sehr ungleichwertiger älterer Arbeiten und Karten nur dürftig sich erschloss, das ist heute über weiteste Strecken auf durchaus realer und moderner Grundlage neu durchforscht und vor allem auch neu kartiert worden. Im Abschnitt der Bergamasker Alpen sind es neben den neueren Arbeiten von PORRO, DESIO und TRÜMPY vor allem die langjährigen Bemühungen der Leidener Geologenschule, die sich zwar leider nicht bis in die südlichen und für die Deutung der südalpinen Tektonik vielfach gerade entscheidenden Randgebiete des Gebirges erstreckten. Leider stehen bisher auch die Ergebnisse der Schule DESIO aus den Bergamasker Alpen noch aus, samt dem von DESIO aufgenommenen Blatt „Bergamo“, dessen Erscheinen aber bald erwartet werden kann¹⁾. Im Osten aber liegt als eine Leistung ersten Ranges die Neuaufnahme ganz Veneziens in der „Carta geologica delle Tre Venezie“, herausgegeben vom Magistrato delle Acque und geleitet von GIORGIO DAL PIAZ, nun fast lückenlos vor. Der Initiative des greisen, aber nimmermüden Padovaner Gelehrten, GIORGIO DAL PIAZ, seinem nie erlahmenden Antrieb, seiner hinreissenden

¹⁾ Auf die unmittelbar vor der Drucklegung der vorliegenden Arbeit eben noch in meine Hände gelangte grossangelegte Zusammenfassung der Leydener Arbeiten über den Bau der Bergamasker Alpen durch DE SITTER kann hier leider nicht mehr eingetreten werden. Denn neben mancher Übereinstimmung ergeben sich hier erneut beträchtliche Gegensätze der Auffassungen, deren nähere Diskussion den Rahmen dieser Arbeit weit überschreiten würde.

Begeisterung und seinem Organisationstalent verdanken wir, allerdings zusammen mit der grossartigen Feldtätigkeit ungezählter seiner Schüler und Freunde – von denen unter den ersten und damit für die ganze Weiterentwicklung des Werkes recht eigentlich entscheidenden und lange Jahre die ganze Last allein tragenden älteren Mitarbeitern hier in erster Linie FABIANI, dann VARDABASSO, HAMMER, SANDER und CORNELIUS, für die ganze Carnia GORTANI und DESIO besonders erwähnt seien –, dieses heute in bezug auf seine Geschlossenheit und Einheitlichkeit fast einzigdastehende Kartenwerk. Bei dieser Gelegenheit sei weiter ganz besonders daran erinnert, welch gewaltigen Anteil speziell FABIANI –, der erstmals, und zum Teil unter schwierigsten Umständen, das ganze grosse Gebiet der zentralen Südalpen im Raume der Blätter Verona, Schio, Bassano und Trento nach einheitlichen Grundsätzen in grossartiger Weise aufgenommen hat, samt Teilen der Blätter Bolzano und Feltre –, ganz abgesehen von seinen klassischen Studien über die Entwicklung des Tertiärs in Venezien, an der modernen Erforschung der Südalpen hat. Demgegenüber ist der Mangel an neueren Untersuchungen im westlich an den Gardasee anschliessenden Gebiete besonders zu bedauern²⁾, denn zwischen der venezianisch-lombardischen Grenze im Raume des Lago d'Idro und dem Gebiete nordwestlich Bergamo fehlen auch heute noch, gerade im wichtigen Abschnitt der Val Sabbia, des weiteren am Iseosee und in den südlichen Bergamasker Alpen bis an den Brembo heran, im Osten des Adamello in den nördlichen Judikarien und bis hinauf in die obere Val di Non, mit Ausnahme der prachtvollen Brenta-Karte TREVISANS, immer noch neue Kartenaufnahmen, und sind wir für das Verständnis des Gebirges noch immer auf eine Unmenge sehr verschieden zu wertender älterer und neuerer Arbeiten, unter diesen besonders jene COZZAGLIOS und CACCIAMALIS, angewiesen. Aber im grossen ganzen liegt zwischen der Südalpenkonzeption im „Bau der Alpen“ und heute ein ganz gewaltiger, durchaus konkreter und recht eigentlich tiefgreifender Fortschritt der Erkenntnis.

So wird es klar – und auch an der Zeit –, dass wir die damals als zutreffend erachtete erste summarische Gliederung der Südalpen erneut zu überprüfen haben. Und da ergibt sich folgendes:

Die alte Dreigliederung besteht in einem gewissen Sinne natürlich weiter zu Recht, aber mit ganz bedeutenden Modifikationen. Wir können auch heute noch, wenn wir wollen, eine südliche „venezianische“ Randzone vom Isonzo bis an den Gardasee erkennen, und diese innerste Südalpenzone streicht effektiv längs der Aufschiebung der Baldo-Kette in der Richtung auf Garda und Peschiera scharf quer zum morphologischen Alpenrand in die mantovanische Ebene hinaus. Die lombardische Einheit mit ihrer Unterteilung besteht als solche auch heute noch zu Recht, doch sind deren Abgrenzung gegen aussen und deren Zusammenhänge und Beziehungen mit der venezianischen Randzone des Ostens sowie die innerste „norddinarische“ Untereinheit etwas anders zu fassen und eindeutiger zu ziehen. Mir scheint, dass wir heute die Südalpen weniger nach ihrer Zugehörigkeit zu einer venezianischen oder einer lombardischen Einheit aufgliedern sollten – weil eine solche Aufgliederung nunmehr viel zu schematisch geworden ist – als vielmehr nach ganz konkreten Unterelementen der einzelnen Grundriss-Segmente, und dass die Gliederung des südalpinen Querprofils in verschiedene Unterzonen zunächst für sich innerhalb der einzelnen Gebirgssegmente geprüft werden muss und erst viel später im Gesamtzusammenhang der ganzen Südalpen betrachtet werden kann. Unter diesen Gesichtspunkten aber gelange ich, auf Grund des gesamten mir heute

²⁾ Blatt Riva ist eben erst erschienen.

vorliegenden Tatsachenmaterials, d. h. der neueren Literatur und vieler eigener Beobachtungen, zu folgendem neuen Bild: (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Es sind in den gesamten Südalpen, d. h. im Süden der austriden Wurzelzone zwischen Catena Orobica und Gailtaler Alpen, im Grunde genommen vier verschiedene tektonische Elemente erster Ordnung über einem unter sich teilweise sehr gegensätzlichen alten Unterbau zu unterscheiden:

1. die *Bergamaskische Grosseinheit*,
2. die *Tridentinische Grosseinheit*,
3. die *Karnische Einheit*,
4. die *Vicentinisch-Bellunesische Randzone* oder die *Venezianische Einheit*.

Die „*Bergamaskische Grosseinheit*“ umfasst neben den eigentlichen Bergamasker Alpen und dem Hauptteil der Judikarien im Osten vor allem noch die Brenta-Scholle, bis hinauf gegen Meran; im Westen die Grigna und die gesamten übrigen westlichen Südalpen, von der Alta Brianza durch die Lugeser Alpen bis an den Langensee und an die Sesia. Diese Bergamaskische Einheit ist das eigentliche Bauelement der wirklichen lombardischen Alpen, und wenn diese Einheit hier nicht mehr die lombardische genannt wird, so nur aus dem Grunde, weil dieser Begriff einst, wie wir sehen werden unberechtigterweise, über die ganzen Südalpen bis an den Tagliamento und sogar bis in die Krain ausgedehnt worden war. Den sichtbaren alten Unterbau dieser grossen Haupteinheit der westlichen Südalpen bilden die bergamaskisch-insubrischen Gewölbe – mit einem Überwiegen der Porphyrfornation vom Lugeser gegen Westen, den mächtigen Perm-Massen der Bergamasker Täler im Hauptabschnitt –, im Osten der Aufbruch von Val Trompia – mit Perm, Porphyr, wohl obercarbonischem basalem „*Verrucano*“ und Kristallin –, am Südwestrand der Brenta-Scholle die in den Judikarien weit gegen Norden vorgeschleppte streichende Fortsetzung desselben zwischen Tione und Pinzolo, abermals mit Kristallin, Porphyr und Perm, nördlich der Val di Non endlich der Porphyr der Laugenspitze. Das Hauptgewicht der Porphyre liegt dabei sehr deutlich im Abschnitt Lugano–Sesia–Biella, die Hauptverbreitung der Perm-Sedimente in der Bergamaska selber und bis auf das Dach des Trompia-Kristallins. Von Valle di Càffaro und den Gebieten nördlich des Lago d’Idro gegen Nordosten schrumpfen dann, in der östlichen Adamello-Gruppe, Porphyrfornation und übriges Perm in durchaus auffallender Weise schon zwischen Valle di Daone und Valle di Breguzzo, also schon südlich Val Rendena ganz enorm, Porphyr und Unterperm stellenweise sogar bis auf Null zusammen. Als östliche Äquivalente der Lugeser Porphyre, aber in der tektonischen Fortsetzung des Trompia-Aufbruches gelegen, erscheinen dann jenseits der oberen Sarca in rasch zunehmendem Masse die Porphyre an der westlichen Basis der Brenta-Scholle, im oberen Nonsberg jene des Monte Luco oder der Laugenspitze. (Vergl. Karte, Tafel IX.)

Die bergamaskische Einheit der südlichen Kalkalpen liegt so, bis an die Judikarien heran, ganz deutlich den insubrischen Antiklinalen im Norden, dem Trompia-Aufbruch im Süden auf. Dessen steiler Südabfall, ausgezeichnet sichtbar im Tale von Bagolino, das schon ESCHER VON DER LINTH und STUDER besucht haben, schiebt sich an der sogenannten „*Trompia-Linie*“ scharf südwärts, aber nur über sehr kurze Distanz, den südlich vorgelagerten Elementen der Val Sabbia auf. Alles was nördlich dieser Trompia-Linie, d. h. schon im Hangenden des eigentlichen Trompia-Aufbruches und dessen streichender Fortsetzung liegt, gehört somit zum bergamaskischen System. Und weil die Hauptachse des Trompia-Aufbruches von der Valle del Càffaro über Valle di Daone und Val Bondone deutlich gegen die

westliche Basis der Brenta-Scholle bei Tione hineinstreicht, südlichere Teilgewölbe desselben Trompia-Aufbruches aber über Condino in die direkte Basis der südlichen Brenta-Scholle im Norden von Storo ziehen, des ferneren im Nonsberg, gewissermassen als Gegenprobe, der Porphyry der Laugenspitze im Kern derselben Brenta-Scholle erscheint, als klares nördliches Äquivalent der Porphyre in der Brenta-Basis von Val Rendena, so gehört eben, weil noch klar im Hangenden des Trompia-Aufbruches resp. seiner nordöstlichen Fortsetzung liegend, auch die Brenta-Scholle noch mit aller wünschenswerten Klarheit zum bergamaskischen System, und aus diesem Grunde kann auch der Trompia-Aufbruch in gar keinem Falle etwa im Sinne von Dozy u. a. in irgendeine nähere Beziehung mit jenem der Cima d'Asta gebracht werden. (Vergl. Karte, Tafel IX sowie Profil 7, 8, Tafel X u. Fig. 11, p. 322.)

Die weit interneren, weil deutlich schon im Süden der Trompia-Linie durchstreichenden Elemente der *Val Sabbia* und von *Brescia* aber setzen zwischen den Judikarien und dem Gardasee, wenn auch mit vielen Komplikationen, und im Osten noch bereichert durch das System des Monte Baldo, östlich des Lago d'Idro und Storo längs dem „Ost“-Rand der Brenta-Scholle, von derselben vielfach, aber bei weitem nicht durchgehend durch kurze Überschiebungen getrennt, in die rein *trentinischen Elemente* des Bondone, der Paganella und der Mendola fort; d. h. in Elemente, die nun mit aller Deutlichkeit der grossen Platte des Bozener Porphyrschildes aufruhren. Die Zone der Val Sabbia gehört somit, samt den Triasbergen im Süden der Val Trompia, irgendwie zum alten *Komplex von Bozen*, und dieser selber erscheint damit als Unterbau einer nächst inneren Einheit der Südalpen; einer Einheit, die durch die Trompia-Linie und deren Fortsetzungen an der „Brenta-Linie“ in aller Schärfe von der bergamaskischen Grosseinheit der westlichen Südalpen getrennt erscheint. Diese zweite südalpine Einheit sei hier, gemäss ihrer *Hauptverbreitung in der alten Venezia Tridentina*, neu die tridentinische genannt. Diese Bezeichnung spielt sowohl auf die Hauptstadt des alten Bistums Trient – das, vor dem Aufstieg der Grafen von Tirol und dem Eindringen der Bischöfe von Chur bis ins obere, ja zeitweise bis ins untere Vintschgau, primär ja das ganze Etschgebiet bis an den Brenner und die Pässe gegen das Engadin samt dessen unteren Teilen umfasste –, als auch auf die wildgezackten Bergformen der in dieser grossen Einheit gelegenen Dolomiten an.

Die „*Tridentinische Einheit*“ der Südalpen liegt mit allen ihren Unterelementen *im Dach des Bozener-Porphyr*s und seiner kristallinen Basis in der *Cima d'Asta* und den *Brixener-Phylliten*. Man könnte daher wohl diese Einheiten wie SCHWINNER auch die „Bozener-Elemente“ nennen. Aber da dieselben einerseits durch das ganze heutige Trentino hinab bis in die Brescianer Alpen, und von dort weiterhin über den Südteil des Iseoses mindestens bis in den Raum von Bergamo, ja in schmalem Zuge vielleicht sogar bis in die Niedere Brianza und das Stadtgebiet von Como reichen, andererseits auch ostwärts bis in die Carnia und die Julischen Alpen sich erstrecken, scheint mir die Bezeichnung dieser wichtigen Hauptzone der Südalpen nach der alten, zwischen Bergamo und der Krain so zentral gelegenen *Venezia Tridentina* die glücklichere zu sein. Die tridentinischen Einheiten umfassen aber alle nur Elemente, die in ihrem Streichen früher oder später einmal als alte Basis die Bozener-Porphyrtafel erscheinen lassen. So ist es mit den Zonen der Val Sabbia und der Valle di Sarca im Südwesten, so mit den östlichen Dolomiten des Cadore und der Carnia im Osten. Auf der Linie Val Sugana–Bozen–Meran resp. Penserjoch tritt in dieser grossen tridentinischen Einheit der zentralen Südalpen auf einer mächtigen Achsenkulmination ganz einfach überall der Bozener-Porphyr als die alte Basis dieser Grosseinheit ans Tageslicht empor, selber unterlagert vom Kristallingebirge der Cima d'Asta im Süden, den Brixener Phylliten im Norden.

Dass diese tridentinische Einheit tatsächlich eine gegenüber der bergamaskischen beträchtlich internere Zone der Südalpen darstellt, zeigt durchaus klar einerseits das bereits erwähnte *Umschwenken* der bergamaskischen Elemente des Trompia-Aufbruches *längs den Judikarien* gegen Norden und das Einmünden der diesen Trompia-Aufbruch südlich begrenzenden sogenannten Trompia-Linie in die Überschiebungen am Ostrand der südlichen Brenta-Scholle im Raume von Valle di Ledro-Ballino – selbst dann, wenn es sich nicht um eine absolut direkte und genaue Fortsetzung derselben in die eigentliche Brenta-Linie, die es im Grunde genommen ja überhaupt nicht gibt, handeln sollte, sondern bloss um ein Ablösen des einen Elementes durch das andere –; andererseits aber, und dies vor allem, das Schritt für Schritt klar erkennbare Fortsetzen der noch deutlichen Bozener Einheiten der Mendola, der Paganella und des Bondone, die alle im Nordosten noch klar dem Porphyrschild aufrufen, durch die Berge beidseits der unteren Sarca in die Elemente des Lomasòn, von Arco und von Riva, Valle di Ledro und Val Sabbia, und weiter das ohne jeden Hiatus von dort nach Westen sich vollziehende Einschwenken dieser Valle di Ledro/Val Sabbia-Zone in die bergamaskischen Randeinheiten südlich der oberen Val Cavallina. Diese ganze tektonische Zone liegt *nicht* mehr auf dem Trompia-Kristallin – resp. seiner streichenden Fortsetzung – oder auch nur mehr vor dessen Randumhüllung, sondern deren Hauptmasse liegt ganz klar und deutlich *hinter der Trompia-Linie*, südlich und südöstlich derselben, und der alte Untergrund dieser tridentinischen Einheiten im Sektor der Val Sabbia und des südlichen Iseosees liegt ohne jeden Zweifel südlich der Trompia-Linie weit in der Tiefe des Trias-Gebirges verborgen. Eine südliche Abspaltung der Trompia-Linie kann allerdings auch unter die Steilzone von Sarnico ziehen. (Vergl. Tafel IX Profil 8, Tafel X.)

Der *Porphyrschild von Bozen* ist somit unter gar keinen Umständen in die direkte streichende Fortsetzung etwa der nordbergamaskischen Perm-Aufbrüche oder auch nur des Trompia-Aufbruches zu setzen, gewissermassen als deren mächtige streichende Erweiterung, sondern derselbe stellt, obschon heute weit im Norden gelegen, den alten Unterbau eines beträchtlich interneren, d. h. primär sicher weit südlicheren Elementes der Südalpen dar. Eines Bauelementes, das zwischen Monte Baldo und der unteren Val Cavallina bei Trescorre im Raume von Brescia schiefe, im Osten sogar quer in die Po-Ebene hinaus streicht, und zwar in weiter, gegen Südwesten sich öffnender grossangelegter Virgation. Die westlichen Äste derselben streben südlich an Bergamo vorbei generell wohl etwa auf Mailand zu, mit äussersten Zügen sogar wohl gegen Como hinauf, die östlichen aber laufen vom unteren Gardasee direkt südwärts, etwa in der Richtung gegen Modena hin. Die grossartige Weitung des unteren Gardasees aber ist nichts anderes als eine der Folgen dieser grandiosen, im wahren Sinne benacensischen Virgation.

Das ganz sukzessive vor sich gehende Umschwenken der Elemente der Val Sabbia aus ihrer bergamaskischen, im grossen noch dem Veltliner-Streichen entsprechenden \pm E-W-Richtung im Raume zwischen Bergamo und Val Sabbia, in das judikarische Streichen scharf gegen Nordnordost, d. h. in die eigentliche Etschbucht hinauf, steht über jedem Zweifel. So müssen auch die inneren Elemente der westlichen Südalpen – d. h. jene der bergamaskischen Einheit – im gleichen Querschnitt, somit etwa über dem Ostteil des Trompia-Aufbruches, in die judikarische Richtung einschwenken, oder dieselben müssten in den Judikarien, längs der altberühmten, aber auch heute in ihrer wahren Bedeutung immer noch umstrittenen Judikarien-Linie einfach schiefe unter die nach Norden weit vorprellende Front der tridentinischen Einheit untertauchen. Wobei somit die tridentinischen Elemente in Form einer mächtigen südalpinen Schubmasse grossen Stils den ganzen

bergamaskischen Raum schliesslich bis an die austride Wurzel hinauf nordwärts überschieben und östlich der Judikarien vollständig zudecken würden. Das ist aber nicht der Fall – zum mindesten nicht bis nördlich Madonna di Campiglio und gegen Dimaro hin –, sondern die bergamaskischen Elemente machen das Umschwenken des Streichens der Val Sabbia-Zone in recht klarer Weise mit; denn das Hauptgewölbe der Val Trompia zieht der Judikarien-Linie entlang, gewissermassen längs derselben geschleppt, über Val Daone und Val Breguzzo, genau wie die inneren Sabbia-Elemente, in judikarischer Richtung schief nordöstlich nach Val Rendena und Pinzolo hinauf. Dort aber bildet diese nordöstliche Fortsetzung des Trompia-Aufbruches, vermindert allerdings um dessen mächtiges Unterperm – es ist allerdings in Spuren, sogar fossilführend, östlich Pinzolo immer noch da –, die alte Basis der Brenta-Gruppe; und diese *Brenta-Scholle*, die an ihrem Ostrand längs einer ganzen Schar meist steiler Bruchflächen – die, wie wir sehen werden, bisher durchaus fälschlicherweise stets unter dem Namen der sogenannten „Brenta-Überschiebung“ zusammengefasst worden sind –, vielfach scharf, wenn auch nicht überall und nirgends in hohem Masse auf die tridentinischen Züge von Ballino, der Paganella und der Val di Non aufgeschoben erscheint, gehört somit ganz eindeutig noch zum bergamaskischen, und zwar, gemäss dem Streichen des Trompia-Aufbruches in die westliche Brenta-Basis hinein, in erster Linie zum südbergamaskischen System. Dieses bergamaskische System der westlichen Südalpen schiebt sich damit, von Val Cavallina über Val Trompia und den Hintergrund der Valle di Ledro bis an den Ostrand der Brenta-Gruppe und Val di Non heute, zum mindesten an vielen Stellen, knapp rückwärts auf die primär interne tridentinische Einheit. Was allerdings in bezug auf die primär stattgehabten Bewegungen nicht ausschlaggebend erscheint, wie wir später noch sehen werden. (Siehe Karte Tafel IX und Profil 7 und 8, Tafel X.)

Im einzelnen ist zur Stellung der Brenta noch weiter zu bemerken, dass, ganz abgesehen davon, dass die innersten Gewölbeelemente des Trompia-Aufbruches sogar direkt unter die zentrale Achse der Brenta-Scholle hineinstreichen und im oberen Nonsberg im Porphyraufbruch der Laugenspitze wieder ans Tageslicht treten, auch die fazielle Entwicklung der Brenta-Scholle dieselbe klar und deutlich von den heute östlich daran anschliessenden Elementen der tridentinischen Einheit, vor allem der Paganella, aber auch von der Mendola und den Dolomiten auf das schärfste unterscheidet. Es sei nur an die gewaltige, nach TREVISO bis 800 m mächtig werdende Entwicklung des Rhät – vor allem an die mächtigen oberrhätischen Kalke und Dolomite der Brenta-Gruppe, die höchstens rhätischem Dachsteinkalk vergleichbar sind –, erinnert, welches sowohl der Paganella-Scholle wie jener der Mendola und auch den benachbarten Teilen der Dolomiten vollständig fehlt. Desgleichen fehlt bis auf geringe Spuren der Bellerophonkalk der Mendola und der Dolomitenscholle und erscheint das Ladin der Brenta ohne jede Spur der schon an der Mendola deutlich einsetzenden berühmten Tuffe und Melaphyre der Dolomitenregion. Gegen Norden beginnt, mit dem Schmalwerden des Brenta-Raumes nördlich des Noce und mit der räumlichen Verkürzung gegen die Mendola, naturgemäss eine fazielle Annäherung an dieselbe; im ganzen Süden aber sind die Faziesgegensätze beidseits des Brenta-Ostrandes sehr scharfe. (Vergl. dazu Tafel VIII.)

Die genaue Abgrenzung der Brenta-Scholle gegen Osten hin erscheint vielfach noch unklar. Bisher wurde stets angenommen, dass der Ostrand der Brenta-Masse bis an die Kreide-Eozän-Mulde von Molveno heranreiche und dieselbe dort an steiler Schubfläche, in Form der eigentlichen sogen. „Brenta-Überschiebung“ ostwärts scharf überfahre. Die Dinge liegen aber in Wirklichkeit wesentlich komplizierter,

indem der Ostrand der Brenta-Gruppe, nach den Aufnahmen von FABIANI und TREVISAN, aber auch nach eigenen Beobachtungen, vielfach ganz klar und sogar bloss mittelsteil *unter* die Molveno-Mulde einsinkt und diese östlichste „Brenta-Scholle“ umgekehrt sehr deutlich durch eine glatte Schubfläche, die sogen. „Clamer-Überschiebung“, von der eigentlichen Hauptmasse der wirklichen Brenta-Schollen durchaus scharf getrennt erscheint. Wir kommen später abermals auf diese wichtigen Dinge zurück. (Vergl. Profil 7, Tafel X.)

Nördlich Cles hebt der nördlichste Rest der Brenta-Scholle, am Monte Luco, der früheren Laugenspitze kuppelartig emporgewölbt, aber von Osten her durch den Rand des Bozener Porphyrschildes an der sogenannten *Völlaner-Störung* steil unterschoben, gegen Norden über demselben aus, und jenseits der Etsch stösst die alte Basis der tridentinischen Einheit, in Form der Bozener-Porphyre im Süden des Iffinger und der Brixener-Phyllite, schon von Meran an und weiterhin durch das ganze Pensertal bis an die Eisack, direkt an den Tonalit des Iffinger selber und an den Brixener-Granit. Von irgendwelchem Rest der Brenta ist hier überhaupt nichts mehr zu sehen, und im unteren Pustertal schiebt sich das Kristallingebirge der tridentinischen Einheit als die eigentliche Dolomiten-Basis ganz direkt in steiler Schubbahn auf die oberostalpine Wurzel des Drau-Zuges auf. Sind Reste der Brenta hier irgendwo noch zu sehen?

Wohl sind auf verschiedenen Gipfeln der nördlichen Dolomiten, und zwar bis in die Sellagruppe hinein, d. h. bis um die 30 km südlich der tridentinischen Front im Pustertal, seit alter Zeit an sich nicht leicht verständliche, meist durch sogenannte „Gipfelfaltung“ erklärte Reste höherer Triasmassen über den Jura- und sogar Kreidebedeckungen der normalen Dolomitentrias beobachtet worden; Elemente also, die im Prinzip wohl zunächst als östliche Äquivalente der Brenta-Masse des Westens, wo ja eine Rückbewegung derselben über die tridentinische Einheit wenigstens streckenweise klar beobachtbar ist, gedeutet werden könnten. In der Gruppe des Puez östlich Val Gardena liegen Triasklippen auf rund 3 km Breite den jüngeren Kreide- und Juragesteinen auf; aber ich glaube doch, diese Lösung einer östlichen Fortsetzung der rückwärts gegen die tridentinischen Elemente gerichteten, im übrigen gar nicht durchgehenden Brenta-Überschiebungen, vor allem in einem solchen Ausmasse, nicht annehmen zu sollen. Die erwähnten Klippenmassen in den nördlichen Dolomiten können auch rein lokalen oder fast lokalen Ursprung haben – wir werden darauf zurückkommen – und die näheren Verhältnisse in Val di Non sprechen weit eher für ein gegen Norden hin langsam sich vollziehendes Ausklingen und Abschwächen der Brenta-Überschiebung und, zusammen mit der Querschnitt-Verringerung der gesamten Brenta-Scholle in der gleichen Richtung, für ein gegen die Etsch hin immer stärker sich abzeichnendes *Auskeilen des Brenta-* und damit des *bergamaskischen Raumes* überhaupt.

Das mag abnorm erscheinen, angesichts der gewaltigen Breite der bergamaskischen Gesamteinheit im Raume der Bergamasker Alpen, wo wir zwischen den orobischen Mulden im Norden und der südlichen Grenzlinie des Lago d'Endine an die 35 km Breite messen, im Querschnitt von Bergamo selber sogar deren 40; somit eine Breitenentwicklung dieser Scholle, die etwa jener der gesamten Glarner Alpen zwischen Reichenau und Weesen entspricht. Aber es sei gerade hier auf das so lehrreiche Gegenstück in den westlichen Südalpen hingewiesen, wo im luganesischen Kalkalpenbezirk das Gewölbesystem des Trompia-Aufbruches im östlichen Mendrisiotto mit der westlichen Fortsetzung der bergamaskischen Gewölbezone im Luganeser-Aufbruch sich scharf, und wo von da westwärts die südlichen Kalkalpen weiterhin räumlich und faziell so stark verkümmern. Man kann sich vorstellen, dass der ganze mächtige bergamaskische Zentralabschnitt in erster Linie

sich installiert hat in einer mächtigen weiträumigen Virgationszone zwischen der luganesischen und der judikarischen Scharung der Elemente des Untergrundes, und dass der bergamaskische Raum so nach beiden Seiten hin, gegen Westen und gegen Osten, d. h. mit jeweiliger Annäherung an die beidseitigen, im Grunde schon alten, aber alpin neu aktivierten Scharungen allmählich auskeilt und sich verliert, dabei im Streichen aber abgelöst wird von anderen Elementen.

Diese Dinge müssen bestimmt schon mit *älteren Strukturanlagen* des tieferen Unterbaues verbunden sein: grösserer primärer Breitenentwicklung des bergamaskischen Sektors zwischen den weit auseinanderstrahlenden Virgationsästen der luganesischen und der judikarischen Scharung, die damit schon in voralpiner Zeit irgendwie durch die alten Strukturen des Untergrundes vorgezeichnet gewesen sein müssen; dazu mag eine stärkere Versteifung des Sektors von Bergamo auch infolge der übermächtigen Akkumulierung der permischen Sedimente eingetreten sein. Aber dass dieser bergamaskische Sektor wirklich eine durchaus eigene Sondergeschichte innerhalb der Südalpen aufweist, zeigt effektiv ja schon die durchaus auf diesen Sektor beschränkte und in den ganzen Alpen absolut einzigartige Verbreitung des nach Dozy bis zu 2000 m mächtigen in erster Linie marinen Unterperms der sogenannten *Collioschichten*. Dieselben sind in einer ausgedehnten queren Einmündung, einer Art Bucht, am einstigen Südhang der alten westlichen pannonischen Scholle zum Absatz gelangt, als sandig-toniger Abtragschutt der den westlichen Ostalpen heute wohl nicht bloss zufälligerweise grösstenteils fehlenden alpinen Grauwackenzone; und wir dürfen weiter mit guten Gründen annehmen, dass dieses mächtige bergamaskische Unterperm, dessen genauere Untersuchung und Datierung wir – nach den ersten Untersuchungen EDUARD SUESS' in Val Trompia – vor allem den unermüdlichen Arbeiten von DOZY und seinen Kollegen verdanken, in eine äusserste nördliche Randzone des unterpermischen Trogkofelkalk-Meeress der Carnia, d. h. der bis heute unbekannt gebliebenen westlichen Fortsetzung desselben einzureihen ist. Dem Abschnitt der tridentinischen Einheit aber fehlt bis auf ganz geringe und höchst fragliche Spuren in der Umgebung von Bozen und bei Atzwang dieses bergamaskische marine Unterperm; es geht schon in den nördlichen Judikarien und im Nonsberg praktisch verloren und wird durch die in erster Linie kontinentale Bozener Porphyry-Serie ersetzt, und in den östlich anschliessenden karnischen Abschnitten der Südalpen ist das untere Perm in Form der marinen Trogkofel-Schichten entwickelt. Der Bergamasker-Abschnitt der Südalpen hat also bereits im Perm eine durchaus eigene Geschichte gehabt, und dieser bergamaskische Sektor hat auch schon im Perm sehr deutlich ein östliches Auskeilen gezeigt. Genau übrigens, wie ein solches Auskeilen sich auch gegen Westen hin in den Luganeser Alpen, und dann vor allem gegen die Sesia hin nur zu deutlich kundgibt. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Gegen Osten enden die grossen Massen der *Bozener Porphyry-Serien* unter der Scholle der nördlichen Dolomiten schon vor dem Meridian von Bruneck, und erreichen nur ganz unbedeutende letzte Ausläufer derselben unter der Grödener-Basis der Sextener Dolomiten noch den Westrand des Kristallin-Aufbruches des Comelico in der Gegend von Danta, oder gar die Südabdachung des Dolomitgebirges von Sappada wenig westlich Comeglians. Der ganze Südabfall des karnischen Paläozoikums aber ist, vom Pustertal über Forni Avoltri bis ins Fellatal hinüber, vollständig porphyrfrei.

Gegen Süden erreichen schmale, vielleicht auch etwas jüngere Ausläufer des Bozener-Porphyrschildes noch das Gewölbe von Recoaro in Form der berühmten Porphyrite, und ist vielleicht auf diese Weise auch der wie bekannt auffallend starre und ruhige Bau Bau Sette Comuni, als noch über dem südlichsten Porphyry-

schild liegend, besser zu verstehen; auch wenn an deren Nordrand südlich Borgo/Val Sugana zwischen den Phylliten und der Triasbasis, mit einer einzigen dazu noch unsicheren Ausnahme südlich von Caldonazzo, kein Porphyrtage tritt; denn derselbe kann natürlich lokal sehr wohl fehlen oder gerade am Nordrand der genannten Scholle alter Erosion anheimgefallen sein. Gegen Südwesten und Westen sinkt, und zwar auf der ganzen Strecke von Meran bis Val Sugana, die Porphyrmasse über grösste Breite in fast ungeschmälerter Entwicklung unter die tridentinischen Sedimente des eigentlichen Trentino und kennen wir ein weiteres neuerliches Auftauchen des permischen Untergrundes weiter im Südwesten innerhalb dieser Einheit bestimmt nicht mehr. Wir sind somit über die wirklichen westlichen Ränder des alten Bozener-Porphyrschildes nicht direkt orientiert, so wenig wie über die östlichen. Es steht aber dafür der wenn auch durch Längsbrüche etwas zerschnittene, im übrigen aber so klar akzentuierte Faltenbau der Paganella- und Bondone-Züge, schon von Mezzolombardo an, und bis hinab in die brescianischen Voralpen, in einem so grossen Gegensatz zum weit starrer anmutenden Schollenbau der eigentlichen Dolomiten im Dach der Porphyrmasse, dass wir wohl annehmen dürfen, der erwähnte judikarisch-baldensische Faltenbau sei, mitsamt seiner allmählich von den Dolomiten immer mehr abweichenden Fazies, neben anderen, noch konkreteren Anzeichen allerdings, als der Ausdruck eines allmählichen Schwindens der starren Porphyrtafel auch gegen Südwesten hin zu deuten. Wahrscheinlich liegt übrigens ein solches Auskeilen oder vielleicht auch durch alte Erosion bedingtes Wegfallen der Porphyrtafel gegen Südwesten bereits im Gebiete des Lago di Caldonazzo in der westlichen Val Sugana vor, wenn die kristallinen Schiefer westlich desselben noch zur Cima d'Asta-Masse gezählt werden dürfen; was deshalb wahrscheinlich erscheint, weil auch noch unmittelbar östlich Trento immer noch schmale Reste der basalen Porphyrfornation, wenn auch nur in Form von Porphyrtuffen und den basalen Konglomeraten, an der Basis des Grödener-Sandsteins über dem nördlichen Phyllit-Ausläufer des Caldonazzo-Kristallins sich erkennen lassen. Im übrigen ein Fingerzeig mehr, dass die Masse der Marzòla noch in das Dach der Cima d'Asta und damit zur tridentinischen Einheit gehört. Das aber ist auch insofern wichtig, als dieses Element der Marzòla quer über die Etsch in den Ostabsturz des Bondone-Plateaus und längs demselben südwärts in die Basis des Dosso d'Abràmo fortsetzt und damit des weiteren, unter der von Westen darüber hinwegstossenden Stivo-Scholle und über den tieferen Elementen des Dosso Pagano, wenig nordwestlich Rovereto in das Element von Mori einmündet und durch dasselbe in die Gipfelplatte des eigentlichen Monte Baldo. Wohl ist gerade hier im Raume zwischen Trento und Rovereto, am Ostabfall der Bondone-Kette, im einzelnen noch manches etwas unklar und hangen deren Elemente scheinbar näher zusammen; aber am oben skizzierten grossen Zusammenhang zwischen Marzòla-Platte und Baldo-Gipfelscholle ist wohl, auch nach den neuen Karten und den Aufnahmen FABIANIS und TREVISANS kaum zu zweifeln.

Am Ostabfall der Baldo-Kette setzt nun, mit der von der eigentlichen, wie eben dargelegt noch immer am ehesten tridentinischen Baldo-Gipfelscholle schwach gegen Osten überfahrenen Längsmulde von Caprino-Ferrara-Rovereto, das Gewölbesystem der *lessinischen Alpen* ein, mit dem kristallinen Kern von *Recoaro und Valle dei Signori*; als der Beginn der grossen südalpinen Randzone im Osten der unteren Etsch, d. h. der *vicentinisch-bellunesischen*, recht eigentlich wirklich *venezianischen* Einheit der östlicheren Südalpen.

Aus dem Raume von Garda und Bardolino durchzieht diese gewaltige *südliche Randeinheit* der gesamten östlichen Alpen die lessinischen Berge des Veronese und des südlichsten Trentino, die vicentinischen und bellunesischen Voralpen und

schliesslich die venezianischen Alpen bis über den Tagliamento hinaus. In einem Bogen, dessen Sehne zwischen Garda und dem Tagliamento-Durchbruch rund 200 km Länge erreicht und der sich weiter über abermals rund 50 km Länge bis über den Isonzo fortsetzt. Die grössten Breiten liegen im Westen, wo wir zwischen dem Torrente Maso am Südrand der Cima d'Asta und dem Rand der Ebene bei Bassano 40 km messen, oder quer zum Veronese sogar deren 50. Am Tagliamento-Durchbruch schrumpft diese grosse Randzone wohl auf wenig über 10 km zusammen, im Isonzogebiet erreicht sie aber sofort abermals an die 30 km Breite. So kommt diese südalpine Randeinheit, auch wenn wir ihr vorderhand nicht einmal ihre inneren Annexe in den Colli Berici und den Euganeen zurechnen wollen, an gewaltiger Dimensionierung ohne weiteres dem grossen lombardischen Bauelement der bergamaskischen Grosseinheit zwischen Sesia und dem Nonsberg gleich. Auch diese erstreckt sich über rund 250 km Länge und weist Breitenentwicklungen bis über 40 km auf. Die 350 km Länge, die wir von der grossen zentralen tridentinischen Haupteinheit der Südalpen, zwischen der unteren Val Cavallina und dem Krainer-Becken kennen, werden, sowenig wie deren grössten Breiten im Querschnitt zwischen Penserjoch und Borgo/Val Sugana, mit 80 km, allerdings von keiner der beidseitigen Randeinheiten erreicht. Aber immerhin stellen sowohl die bergamaskische wie die südliche Randeinheit ganz gewaltige Bauelemente des Alpenkörpers dar; es sei nur daran erinnert, dass beispielsweise die Sehne des gesamten schweizerischen Alpenrandes zwischen Genfersee und Rheindurchbruch ihre 240 km misst, oder dass die Breitenentwicklung der südalpinen Randeinheit sich im grossen mit jener der helvetischen Alpen etwa im Querschnitt von Gersau oder Weesen zum Vorderrheintal ohne Zwang vergleichen lässt.

Wie soll man nun diese grosse innerste Randzone der Alpen nennen? Dass eine kurze treffende Bezeichnung zweckmässig wäre, ist kaum zu bestreiten, aber wie soll *in concreto* diese wichtige Randzone der östlichen Südalpen heissen? Sie baut effektiv den venezianischen Alpenrand auf, von der Etsch bis an den Isonzo, und setzt weiterhin grosse Teile der Voralpen Veneziens zusammen, im Querschnitt des Piave sogar grössere Teile der bellunesischen Hochalpen. Die Bezeichnung als „venezianische“ Einheit wäre deshalb sicher im Grunde genommen auch heute noch die gegebene; nur wurde dieser Name schon gebraucht und ist auch die damit bezeichnete Zone seinerzeit, mangels genauerer Daten und Kenntnisse, unrichtig gehandhabt und abgegrenzt worden. Wollen wir daher aus diesem Grunde eine „venezianische Zone“ in Zukunft aus dem tektonischen Bilde ausscheiden, so hält die Wahl einer bezeichnenden Benennung recht schwer. Überblicken wir aber die Fülle bedeutenderer und damit vielleicht für unsere Zwecke in Frage kommender Lokalnamen zwischen unterer Etsch und Tagliamento, so sticht in erster Linie einer besonders hervor: *Belluno*. Einerseits liegt das Becken von Belluno im zentralen Segment der ganzen zu benennenden Zone, samt Belluno selber, ähnlich wie Bergamo im Zentralsegment der bergamaskischen Grosseinheit liegt; andererseits wird wohl rund die Hälfte dieser grossen Zentralprovinz der östlichen Südalpen, d. h. eben der Provinz Belluno, effektiv von den verschiedenen Elementen der in Frage stehenden Einheit aufgebaut. Wir könnten auf solche Art daher mit guten Gründen unsere alte „venezianische“ Einheit in der Folge die „bellunesische“ nennen. Diese Einheit würde abermals in verschiedene Unterelemente zerfallen; westlich des Canale di Brenta in die Zone der lessinischen Alpen und der Sette Comuni, die Zone von Recoaro und jene des Pasubio; im Raume von Feltre-Belluno in die Feltriner und Belluneser Hochalpen, das Becken von Belluno, die Zone des Monte Grappa und den Beginn der sogenannten venezianischen Dome im Süden des Beckens von Belluno, mit ihrer Fortsetzung in den Bosco del Cansiglio,

und schliesslich die Fortsetzung aller dieser bellunesischen Unterzonen in die Provinz Udine hinein, bis an den Tagliamento. Das klassische Tertiärbecken von Belluno selber wäre gewissermassen das Zentralgebiet der ganzen bellunesischen Einheit.

Diese *bellunesische Einheit* neuer Prägung erstreckt sich von der unteren Etsch bis zum Isonzo, mit höchst komplexem und in den verschiedenen Abschnitten recht unterschiedlichem Bau. Am „adriatischen“ Gebirgsrand bildet die südalpine Molasse Veneziens, bei Vicenza die Tertiärmulde der Colli Berici die natürliche Abgrenzung gegen Süden, d. h. gegen die venezianisch-friulanische Tiefebene und das vulkangekrönte Gewölbesystem der Euganeen hin. Beidseits Verona streicht diese ganze Einheit beinahe quer in die Po-Ebene hinaus, nach Südosten setzt sie in die inneren Elemente Istriens, d. h. vor allem im Karstgebiet zwischen Istrien und der Krain, fort. Die Kreidegewölbe des Triestiner Karstes im Raume Monfalcone-Gradisca jedoch, deren anhaltende Aufwölbung sich sogar noch in der Ebene von Palmanova bemerkbar macht, oder weiterhin im Wechsel des Flussbildes der friulanischen Flüsse, erscheinen im grossen als die östlichen Äquivalente der Gewölbezone der Euganeen. Wie aber steht es mit der Abgrenzung dieser ganzen bellunesischen Einheit gegen Norden hin, im Alpenkörper selber?

Auf der ganzen Strecke zwischen unterem Gardasee und dem Südrand der Julischen Alpen am Isonzo stossen die nördlichsten Bellunesischen Elemente an den Südrand der tridentinischen Einheit. Aber gerade hier zeigt sich, wie schwierig und zum Teil überhaupt fast nutzlos es ist, zwischen den grossen Haupteinheiten der Südalpen nach konkreten Grenzen zu suchen. Wohl stehen sich zonenweise die beiden Einheiten in grosser Schärfe gegenüber, wie in Val Sugana und von da hinüber bis nach Agordo im Tale des Cordevole, wo längs dem Südrand der Cima d'Asta-Masse, an der sogenannten Valsugana-Linie, die Abgrenzung zwischen tridentinischer und bellunesischer Einheit in ähnlicher Schärfe verwirklicht ist, wie die Scheidung der tridentinischen von der bergamaskischen Zone an der Trompia-Linie im Westen der Etschbucht. Aber genau wie dort, sowohl gegen den Nonsberg wie gegen Bergamo hin, die trompianische Schärfe der Grenzlinie sich verliert und vielfach Übergänge, auch solche fazieller Natur von der einen zur anderen Zone sich zeigen, in der unteren Val Cavallina oder im oberen Nonsberg etwa, so verliert auch der Südrand der Cima d'Asta-Masse mit der berühmten Val Sugana-Linie sowohl gegen Osten wie gegen Westen an Prägnanz und zeigen sich auch hier zum Teil regelrechte und eigentliche Zusammenhänge quer zum Streichen zwischen tridentinischen und bellunesischen Elementen. Und diese Verwischung der Grenzlinie geht dabei oft so weit, dass über ausgedehnte Gebirgstteile die beiden Einheiten weitgehend ineinander überleiten und eine wirkliche Abgrenzung der einen Zone gegen die andere praktisch fast illusorisch wird. Das ist wohl eine schwache Seite jedes über weitere Räume gültig sein wollenden Aufgliederungsversuches in den ganzen Südalpen, vom Tagliamento bis ins Bergamaskische und die Brianza hinein, aber das heisst deswegen noch lange nicht, dass solche Versuche überhaupt an sich wertlos seien, sondern bedeutet nur, dass trotz an sich weitgehend möglicher Aufgliederung des südalpinen Baues in einzelne mächtige Unterzonen dieselben doch immer wieder über grosse Strecken ineinander übergehen und die Grenzen sich über gewisse Abschnitte hinweg verwischen, und zwar sowohl in fazieller wie in tektonischer Beziehung. Und das wiederum zeigt eben gerade wie nichts anderes, dass im Grunde genommen die *ganzen* Südalpen, von der bellunesischen Zone im Süden über die tridentinische bis in die bergamaskische Einheit, ja sogar bis in das oberostalpine Wurzelgebirge hinein, nur eine einzige gewaltige Einheit bilden: die *südalpine Scholle*. Gerade darum, aber auch als Grundlage für die Erkenntnis

der konkreten Bewegungsrichtungen in dieser ausgedehnten südalpinen Scholle, ist ein näheres Studium der fraglichen Grenzzone von höchstem Interesse.

Im einzelnen zeigt sich, vom Gardasee zum Isonzo, die *Grenzzone zwischen tridentinischen und bellunesischen Elementen* etwa wie folgt:

Im *Monte Baldo* ist, von Caprino bis über Rovereto hinaus, die Abgrenzung deutlich. Und wenn auch zu sagen ist, dass die Faziesgrenze zwischen venezianischer und lombardischer Fazies erst westlich der Baldo-Kette, ja zum Teil sogar erst westlich des Gardasees durchzieht, so ist daran zu erinnern, dass, genau wie die Elemente von Riva/Valle di Ledro, auch die Paganella dieselbe noch immer venezianische Fazies zeigt, aber deswegen trotzdem zweifellos, wie die Stivo- und Bondone-Kette oder wie die Mendola, dem Bozener-Porphyr aufruht und somit vom tektonischen Standpunkt aus unserer Definition gemäss ganz sicher noch tridentinisch ist. Die Faziesgrenzen fallen eben auch hier wie anderswo in den Alpen keineswegs mit den späteren tektonischen zusammen und die tektonischen Linien folgen eben auch hier nicht durchwegs den alten Faziesgrenzen, sondern richten sich weitgehend nach der weit älteren Struktur des tieferen Unterbaues. Man wird vielleicht demgegenüber sagen, weder Paganella noch Stivo-Kette noch Bondone lägen überhaupt wirklich auf der Bozener-Porphyrplatte, und es ist daher vielleicht nützlich, in dieser Beziehung überhaupt noch einen kurzen Blick auf die nähere Umgebung gerade von *Trento* zu werfen. (Vergl. dazu Blatt Trento und die Karte von Tafel IX.)

Da zieht von Valle di Sarca und Castel Toblino her die Paganella-Überschiebung, klar gegen Osten gerichtet, gen Norden ins Etschtal bei Zambana. Dort erscheint ihre streichende Fortsetzung durch einen mächtigen Querbruch unvermittelt, um 300–400 m, auf den Westrand der prachtvollen Terrasse von Fai verworfen. An diesem Querbruch ist somit der nordöstliche Flügel gegenüber dem südwestlichen gehoben, und zwar bis hinüber in die Senke zwischen Andalo und Spormaggiore im südlichen Nonsberg, wo der Bruch scheinbar erlischt, vielleicht aber doch, wenn auch mit umgekehrtem Bewegungssinn, in den Ostrand der Brenta-Scholle zwischen Sporminore und dem Ausgang der Val di Tövel bei Tuèno noch weiter fortsetzt. Im Raume von Cavedago aber sind Oberjura und Kreide der eigentlichen Paganella-Scholle durch diesen Bruch direkt gegen die gehobene Trias/Liasmasse des Dosso della Zia verworfen. Der *Bruch von Zambana* ist aber nicht bloss eine gewöhnliche Verwerfung, sondern es hat an ihm auch eine hübsche und sogar recht beträchtliche Querverschiebung des östlichen, d. h. des gehobenen Flügels gegen Nordwesten hin stattgefunden; eine Querverschiebung, dank welcher auch das Muldensystem von Molveno–Andalo–Cavedago weiter nach Norden vorgetragen worden ist, bis in die streichende Fortsetzung der eigentlichen „Brenta-Scholle“ im Raum von Sporminore, und es ist vielleicht gerade dieser Abschnitt der „Brenta-Überschiebungen“, bis hinauf gegen Tuèno, auf eigentliche Interferenzen zwischen diesem Querbruch von Zambana, der nordwärts abnehmenden Breitenentwicklung der Brenta-Scholle und Unterschiebungsphänomenen vor der Front der gerade hier stärker nordwestwärts vorgeschleppten nördlichen Paganella-Scholle im Raume nordwestlich Mezzolombardo zurückzuführen. Die Aufnahmen FABIANIS auf Blatt Trento zeigen diese Dinge in schönster Klarheit. Der Verschiebungsbetrag an diesem Querbruch von Zambana, um welchen die östliche Fortsetzung der Paganella-Scholle scharf gegen Norden vorgeschoben worden ist, beträgt an die 2 km.

Jenseits der Etsch zieht dieser Bruch von Zambana aber weiter, ebenfalls dargestellt auf Blatt Trento. Es ist die Verwerfung, die, auch hier noch immer verknüpft mit einer Querverschiebung, die berühmt gewordene, so eigentümlich

schiefgelagerte Scholle des *Monte Calisio* im Südwesten vom südwestwärts schon langsam niedersinkenden Porphyrschild des untersten Fiemmetales und seiner normalen Sedimentbedeckung in aller Schärfe trennt. An dieser Linie sinken die westlichsten „Enden“ der Bozener-Porphyrplatte brüsk in die Tiefe, und deswegen erscheint die Frage erlaubt, ob überhaupt die tektonischen Einheiten westlich der Etsch, die ja, vor allem gegenüber der Brenta, noch deutlich venezianische Faziesentwicklung zeigen, noch wirklich dem Bozener-Porphyr aufruhem und damit auch sicher zu den tridentinischen Elementen der Südalpen gezählt werden dürfen. Absurd genug, dass sich gerade hier in der Umgebung von Trento selber die Frage nach der wirklichen Zugehörigkeit zur tridentinischen Einheit stellt. Die Dinge lösen sich aber, ausgehend von der Verwerfung von Zambana im Westen der Etsch, rasch und gut.

Die Bruchlinie am Nordostrand der Calisio-Scholle ist die Fortsetzung der Verwerfung von Zambana. Der einzige Unterschied gegenüber den Verhältnissen westlich der Etsch liegt darin, dass hier im Osten die niedergesunkene Scholle an der Bruchfläche noch kräftig geschleppt worden ist. Das erklärt die in den Profilen FABIANIS und TREVISANS so klar zum Ausdruck gebrachte steile Aufrichtung der Calisio-Schichtreihe in der Nachbarschaft der Bruchfläche. Daneben schneidet diese Bruchfläche nördlich des Calisio aber auch eine Reihe von deutlichen Faltenelementen der südwestlichen Porphyrrplatte quer ab; dort schiebt sich das Porphyrgewölbe von Lavis auf die nordwestlich vorgelagerte Trias von San Michele/Faedo-Salurn, gegen Süden normal absinkend in die Perm/Werfenermulden des Monte Corno. Betrachten wir aber die Westseite des Etschtales, so erkennen wir auch dort zwei durch eine Gewölbezone getrennte Mulden: die Kreide/Tertiärmulde des Lago di Terlago-Baselga und die Kreide/Tertiärmulde von Sardagna, beide getrennt durch das Triasgewölbe des grossartigen Buco di Vela. Die Faltenelemente der Ostseite der Etsch sind damit – nur längs der Verwerfung des Calisio gegen Südwesten krass abgesunken und gegenüber den vorprellenden Elementen des Porphyrschildes längs der an der Verwerfung auch hier stattgehabten Querverschiebung etwas zurückgeblieben –, auch auf der Westseite der Etsch noch immer vorhanden, und damit sind in aller wünschenswerten Klarheit die Elemente der Stivo-Kette, aber auch jene die Sardagnamulde im Süden von Trento überragenden des Palone und des Bondone-Plateaus, gemäss dem Streichen der Faltenachsen ins einwandfreie Hangende der Porphyre zu setzen. Dass diese Bozener-Elemente aber gerade hier, im Gegensatz zu ihrer starren Haltung weiter im Nordosten, deutliche Zeugen auch ausgesprochener Faltung erkennen lassen, weist doch recht klar auf ein langsames südwestliches Auskeilen der starren Porphyrrplatte im Raume westlich der Etsch hin. Womit abermals der dortige Faltenbau verständlicher wird. Im übrigen erscheint gerade die Mulde von Sardagna im Osten der Etsch in jener des Monte Calmùz merkwürdig schief nach Norden vorgedreht, was einerseits wohl auf eine gewisse Verdrehung der gesamten Calisio-Scholle neben dem am Zambana-Bruch in aller Deutlichkeit erfolgten stärkeren Vorschub der Porphyreinheit zurückgeht, gewissermassen auf eine Schleppung im Streichen, andererseits auch verständlich wird angesichts des gewaltigen Vorschubes der Marzòla-Platte im Süden dieser Muldenelemente. Es ist zudem durchaus wahrscheinlich, dass eine weitere Bruchzone im Untergrund von Trento selber vorhanden ist, an der die Elemente von Sardagna gegenüber jenen des Calisio/Calmùz gegeneinander verschoben sind, eine Bruchzone, deren Spuren sich übrigens südlich Trento an steilen Rutschflächen und flach verlaufenden Rutschstreifen in der Grödener-Serie längs der Strasse gegen San Rocco noch deutlich erkennen lassen, und die weiterhin wohl auch den relativ jungen Durchbruch der Etsch in diesem Gebiete, d. h. deren Ab-

lenkung aus der alten Längstalfurche gegen das Sarca- und Gardasee-Tal gegen Trento bewirkt haben mag. Für eine Fixierung des Alters dieser Bewegungen am Bruchsystem von Trento sind diese Zusammenhänge wohl von etwelcher Bedeutung.

Nach diesem notwendigen Exkurs in den Talkessel von Trento, um dessen Enträtselung FABIANI und TREVISAN seit vielen Jahren sich schon bemüht haben, kehren wir zurück nach *Rovereto*, bis wohin die Grenzlinie zwischen der tridentinischen Baldo-Gipfelscholle und den äussersten bellunesischen Elementen der lessinischen Alpen sichergestellt ist. Da fehlen nun, von der Etsch bis nach Caldonazzo in der oberen Val Sugana, sichere Anhaltspunkte für eine Abgrenzung der beiden Einheiten. Entweder ist der Nordrand der lessinischen Alpen, d. h. im besonderen der Pasubio-Platte, durch einen unklaren oder durch die Aufschüttungen des Etschtals und dieses selber in seinem Gehaben verwischten Faltenbau mit den Elementen der Marzòla und ihren südlichen Fortsetzungen über den Quarzphylliten der Cima d'Asta und damit der tridentinischen Einheit einfach verbunden und hangen eben hier bellunesische und tridentinische Einheiten unter sich näher zusammen, wie weiter im Osten auch, oder eine Grenzlinie zwischen den beiden Einheiten ist auch hier vorhanden, nur vorderhand noch nicht genauer als solche erkannt. Beide Möglichkeiten sind gegeben; es scheint mir aber doch denkbar – dies bleibt allerdings noch zu untersuchen –, dass die in Val Sugana bis wenig östlich *Centa* noch in aller Schärfe vorhandene Grenzfläche zwischen bellunesischer und tridentinischer Einheit das Etschtal auch über die fehlenden 10 km Längserstreckung doch irgendwie erreicht. In dieser Beziehung ist auffallend das Auftreten von Melaphyren und Porphyriten in der Triasmasse des Centatobels, eine sichere Aufteilung der Hauptdolomitmasse des Becco di Filadonna durch mindestens Raibler-Schichten, die gegen Süden geneigte, allerdings auch axial gegen das Etschtal absinkende Liasplatte der Cima del Campiolett und endlich die südlich längs einem steilen Längsbruch angrenzende, ganz normal südwärts unter die Jura/Kreidemulde von Follaria–Monte Finocchio einsinkende Trias-Scholle von Besenello–Castel Beseno, die an dem erwähnten Längsbruch steil und diskordant der nördlich davon gelegenen Liasplatte aufgeschoben erscheint. Es wäre somit durchaus möglich, hier vielleicht doch einmal eine genauere Abgrenzung der beiden grossen südalpinen Einheiten, der bellunesischen und der tridentinischen, durchzuführen. Das Problem sei hier gestellt, nachdem sich mir sowohl vom Plateau von Lavarone wie vom Etschtal aus die Dinge sehr wohl in diesem Sinne zu präsentieren schienen. Im übrigen scheinen die Bruchsysteme von Zambana–Calisio auch hier noch eine Rolle zu spielen, wäre doch im Tobel südlich *Centa* die ganze Nordfront der Sette Comuni gegenüber Valsugana recht deutlich, um rund 1 km mindestens, südlicher zurückgeblieben, oder der Ostflügel der Bruchzone, genau wie bei Trento, um diesen Betrag gegenüber dem Westflügel vorgestossen worden. Dass Querbrüche auch weiterhin in diesem südlichen Trentino das klare Bild der tektonischen Zusammenhänge beträchtlich zu stören vermögen, zeugt auch in klassisch schöner Weise das Bruchsystem von *Mori*, an dem, laut Blatt Schio, abermals eine bedeutende Querverschiebung die Elemente der Stivo-Kette von jenen des Monte Baldo trennt. (Siehe dazu u. f. folgendes Karte Tafel IX und Profil 5, 6 und 7, Tafel X, für Details die Aufnahmen FABIANIS auf Bl. Trento, Feltre, Schio.)

In *Val Sugana* sind die Tatsachen, wie seit langem bekannt, in grosser Klarheit aufgeschlossen. Die bellunesische Nordfront überschiebt dort, teils mit Grundgebirge, teils mit Quarzporphyren, teils nur mit Perm und Werfener-Schichten oder sogar nur mit anischem Muschelkalk den im Zuge der Armentera steil zur Tiefe sinkenden Südrand der tridentinischen Einheit, und zwar liegen, auf über 15 km im Streichen aufgeschlossen, als jüngste Schichtglieder der Cima d'Asta-Sediment-

serie Oligozän und Miozän, und zwar stellenweise bis hinauf zum Torton, fossilführend vor und unter den nördlichen Frontelementen der bellunesischen Einheit. Im Raume von *Borgo* sinkt das südlichste Teilelement der Cima d'Asta, d. h. der Zaccòn, axial steil ostwärts in die Tiefe, und in die anschliessende Achsendepression stösst die bellunesische Front im *Civaròn* und *Monte Lefre* plötzlich um rund 2 km weiter nach Norden vor. Südlich der genannten Berge aber ist das basale Miozän des Beckens von Borgo noch weiterhin in einem langen Streifenfenster aufgeschlossen, sogar bis 3 km hinter die Nordfront des Monte Lefre im Raume östlich Strigno. Am Torrente Maso jedoch überstösst die nördliche Hauptmasse der Cima d'Asta klar die reduzierte Schichtfolge von Borgo in mittelsteiler, seit ihrer Entdeckung klassisch gewordener Südüberschiebung; die tridentinische Einheit springt hier gegen Süden aus, ganz ähnlich wie die Presolana in den Bergamasker Alpen oder die Brenta-Schollen im Raume von Molveno dies tun. Aber schon nach weniger als 10 km gegen Osten hin stossen Asta-Süd- und bellunesische Nordfront ganz direkt zusammen und ziehen von da an einer einzigen gewaltigen Störungsfläche, stets steilgestellt nach Osten. Es sieht an dieser Linie nach einer eigentlichen Kampfzone zwischen diesen beiden Elementen aus, indem einerseits steile Aufschiebungen des Cima d'Asta-Kristallins über das bellunesische Randmesozoikum, andererseits aber auch deutliche Bewegung dieser bellunesischen Frontelemente gegen und sogar auf die Cima d'Asta-Masse erkennbar sind. Auf jeden Fall aber streicht diese, die sogenannte „nördliche“ und die „südliche“ Val Sugana-Linie nun vereinigt umfassende Störung nördlich des Brocòn und Gòbbera als klare Grenze zweier scharf getrennter grosser tektonischer Einheiten in das Becken von *Primiero* am Südfuss des Rollepasses. Dort komplizieren sich die Dinge an der Val Sugana-Linie nun ein erstes Mal.

Die eigentliche Sugana-Linie als scharfe Schubfläche verschwindet hier in die Tiefe, weil im Grunde die ganze Cima d'Asta-Masse auf der Linie des Rollepasses axial unter ihre gewaltige Sedimentumhüllung in den berühmten Pale di San Martino untertaucht und zunächst nur ein schmaler Antiklinalkern von Porphyry, Perm und Werfener-Schichten dem Südrand der Pale entlang über den *Passo di Cerèda* nach Osten zieht. Ein einfacher, wenn auch steiler Gewölbekern trennt hier tridentinische und bellunesische Einheit, und die Trias der südlichen Pale verbindet sich über das genannte Gewölbe mit der nördlichsten Trias der bellunesischen Zone in der Sass de Mura-Kette, wo dieselbe, infolge von Scharungserscheinungen in diesem Querschnitt, sich lokal gegen Süden über die Kreide der nächst angrenzenden bellunesischen Mulde schiebt. Jenseits des Passo di Cerèda aber taucht im Antiklinalkern des Cerèda-Gewölbes der *Kristallinaufbruch von Gosaldo* empor, bei *Vall'alta*, wo die alten Quecksilbergruben liegen, an seinem Südrand von einem weiteren Porphyrgewölbe begleitet; dann folgt mit dem Eintritt ins Talbecken von *Agordo* das diesmal definitive Untertauchen auch des südlichsten Restes des Cima d'Asta-Kristallins. Denn östlich *Agordo* ist dieser südtridentinische Kristallinaufbruch schon klar von Perm und Trias ummantelt, und bereits rund 6 km östlich des Cordevole sind sogar schon die letzten Werfener-Gewölbekerne unter Muschelkalk, Ladin, Raiblern und sogar Hauptdolomit verschwunden. Zwischen dem Passo Duràn und der Forcella Moschesin spannt sich eine nur durch Falten und gelegentliche Brüche garnierte, im übrigen aber ganz kontinuierliche Brücke von Hauptdolomit von den südlichen Teilen der tridentinischen Einheit in der Civetta-Gruppe zu den nördlichen Elementen der bellunesischen Einheit, und von da nach Osten wird eine Trennung dessen, was als tridentinische Sedimentserie noch in der Civetta- und Tàmer-Gruppe mit aller Bestimmtheit immer noch im Hangenden der Cima d'Asta und damit letzten Endes auch der Porphyrtafel Südtirols liegt,

von den südlich daran anschliessenden bellunesischen Randelementen ganz ausserordentlich prekär, ja praktisch fast illusorisch. Von *Agordo nach Osten* verwischen sich die Gegensätzlichkeiten immer mehr, und wir können nur versuchen, an Hand einiger besonders auffallender Sonderzüge die Dinge weiter ostwärts zu verfolgen.

Östlich *Agordo* splittert die von *Primiero* über *Gosaldo* praktisch einheitliche südlichste Gewölbezone des *Cima d'Asta-Südrandes* in mehrere Äste auf. Als weiterhin sichtbare tektonische Hauptachse setzt, aber in geschlossener Form erst rund 20 km weiter im Osten, und bereits beträchtlich nördlich gegenüber den Aufbrüchen von *Agordo* gestaffelt sich entwickelnd, der grosse Aufbruch alter Gesteine ein, der über *Pieve di Cadore* und *Lozzo* schief nordöstlich das *Piavetal* hinaufzieht, dann aber bei *Lorenzago* nach Osten in die westliche *Carnia* abbiegt und sich dort weiter aufteilt. Was nördlich dieser Zone in den *Ampezzaner Dolomiten* und östlich des *Piave* in deren streichender Fortsetzung, d. h. in den *Dolomiten von Sappada* erscheint, das kann ohne weiteres als tridentinische Scholle *sensu stricto* bezeichnet werden. Die Stellung der südlich an diese Zone angrenzenden *Dolomitgebirge* des nördlichen *Bellunese*, des östlichen *Cadore* und des oberen *Tagliamento* aber ist komplexerer Natur.

Sicher ist zunächst, dass die klar südlich der *Cima d'Asta-Scholle* liegende bellunesische Einheit der *Feltriner Alpen* östlich des unteren *Cordevole* die berühmte Gewölbezone des *Monte Pelf* und deren Südabsturz in das weite Becken von *Belluno* umfasst, und nördlich davon noch die komplexe *Muldenzone von Longarone*. Dieselbe wird nun von Norden her durch das *Triasgebirge* der *Rocchetta* an scharfer Schubfläche überfahren, d. h. von einem Element, das mit dem eigentlichen Südrand der *Cima d'Asta* und deren südlichsten Teilgewölben im Raume östlich *Agordo* noch deutlich zusammenhängt; einer *Triasmasse*, die in ihrem nördlichen Teil aber auch bereits im Hangenden der streichenden Fortsetzung des Gesamtaufbruches von *Agordo* liegt. Wir können daher diese *Zone der Rocchetta* am ehesten als tridentinisch-bellunesische Randzone bezeichnen und erkennen weiterhin, wie diese Zwitterzone zwischen tridentinischer und bellunesischer Einheit im Osten des *Piave*, genauer im Osten des Beckens von *Claut*, d. h. etwa nördlich *Maniago*, um die letzten Reste der *Muldenzone von Longarone-Cimolais* sich verbindet mit der südlicheren *Trias* der Gewölbezone des *Monte Pelf*, also mit der sicheren bellunesischen Einheit des unteren *Cordevole-* und *Piavetales*. Auch die *Juramulde*, die südlich des oberen *Tagliamento* das *Dolomitgebirge* durchreißt, von wenig südöstlich *Perarolo* im *Piavetal* bis südlich *Tolmezzo*, d. h. über 50 km Länge, stellt nur eine weitere, abermals sekundäre Teilung innerhalb dieser tridentinisch-bellunesischen Übergangszone dar. Die nördlichen Teile derselben liegen sicher bereits irgendwie im Streichen der südlichen Teile der *Cima d'Asta*, es wären im Grunde genommen Elemente des Südrandes der tridentinischen Einheit; sie stehen aber östlich *Agordo* und des *Piave* in zunehmendem Masse mit den bellunesischen Zügen in direkter und unlösbarer Verbindung. Das zeigt einmal mehr den innigen *Zusammenhang der südalpinen Elemente* unter sich, und von *Forno di Zoldo* gegen Osten erscheint, im Süden der antiklinalen Aufbrüche von *Pieve di Cadore* und *Lorenzago*, die tridentinisch-bellunesische Übergangszone der *Rocchetta* mehr und mehr mit der eigentlichen bellunesischen Einheit solidarisch und liegt die schärfste Trennung gegen das nördliche tridentinische Hauptgebiet der östlichen *Dolomiten* zweifellos im genannten *Aufbruch des Cadore*. (Siehe dazu stets Karte Tafel IX.)

Dieser Aufbruch aber ist es auch, der vom *Piave* nach Osten hin nun abermals grösste Bedeutung erlangt. Mit kristallinen Kernfetzen zieht er zunächst von *Lorenzago* in schmalen Zuge bis wenig westlich der *Forcola Lavardèt* und von da durch das *Pesarinatal* hinab gegen *Comeglians*, aber schon wenig östlich *Lorenzago*

löst sich diese schmale Aufbruchzone in schöner Virgation in verschiedene Äste auf und strebt auf solche Weise eine kräftige Gewölbezona auch südostwärts zurück gegen den *Lumiei*. Diese südliche Gewölbezona aber legt sich nun weiter, schon wenig westlich *Ampezzo*, südlich Sauris, in kräftiger Schuppe bald bis auf 5 km Breite über ihren primären Südflügel, das Dolomitgebirge am Tagliamento hinweg, und so bleibt es weiterhin durch die karnischen Täler des Canale di Gorto und des Torrente But bis nach Tolmezzo. An einer ausgesprochenen Schubfläche überschiebt hier überall der gegen Osten erweiterte südliche Ast des Aufbruches von Lorenzago mit Perm und Werfener-Schichten die Raibler/Ladin-Serie im Norden der Tagliamento-Furche, die sich südlich derselben komplettiert bis in den oberen Jura und die Kreide hinauf. Die bellunesische Einheit und die Zone der Rocchetta werden somit hier zum erstenmal in grösseren Beträgen von der tridentinischen Zentralzone südwärts überfahren. Wie die Dinge sich weiterhin südlich Tolmezzo gestalten, lässt sich nach den Aufnahmen von GORTANI vorerst nur vermuten. Es scheint, dass die grosse *Überschiebung der Carnia*, die schon nördlich Tolmezzo in auffallender Weise nach Süden vorstösst –, wobei das Element des Tagliamento axial gegen Osten scharf unter die von Norden darüber hinweggestossene tridentinische Hauptzone taucht –, sogar den Tagliamento nach Süden hin überkreuzt und gegen den alten Talaustritt des Lago di Cavazzo zielt, von dort aber, der komplex gebauten Jura,,stirn“ der tridentinischen Schubmasse entlang in den Südrand der eigentlichen Julischen Alpen, vorerst gegen das berühmte Isonzoknie zwischen Flitsch und Carfreit hin zieht.

Der seit langem klassisch gewordene *südliche Schubrand der Julischen Alpen* würde sich so allmählich aus der Übertreibung der südlichen Zweige der Aufbrüche von Lorenzago und Pieve di Cadore, konform dem gegen Osten immer mehr zunehmenden Vorstoss der venezianischen Dome gegen die Scharung am Tagliamento-Durchbruch entwickeln. Da kommt es erstmals innerhalb der Südalpen zur Ausbildung grösserer, wirklich dinarisch anmutender Elemente, denn die Scholle der westlichen Julischen Alpen wäre nach dem Vorgebrachten bereits im Querschnitt von Tolmezzo auf über 15 km Breite ihrem „venezianisch-bellunesischen“ Rückland aufgeschoben. Grossartig, wie sich hier, mit Annäherung an das Einschwenken in das adriatische Streichen, die dinarische Schubrichtung gegen das adriatisch-friulanische Rückland hin sofort in hoher Masse durchsetzt und somit die Verhältnisse schon am Austritt des Tagliamento aus dem Gebirge gegenüber dem ganzen südalpinen Westen grundlegend geändert erscheinen. Dass durch alle diese Zusammenhänge nun auch die Fensternatur des Kreidebeckens von *Flitsch* unter einer hier mächtig südwärts vorstossenden julischen Scholle wieder viel wahrscheinlicher geworden ist, sei nur noch nebenher bemerkt.

Kehren wir nun nochmals zurück ins Becken von Belluno und unterziehen wir auch die *südlicheren Randelemente der bellunesischen Einheit* einmal einer näheren Betrachtung. Das klassisch schöne Tertiärbecken von Belluno liegt mit seiner jungen Muldenfüllung, wie seit den Untersuchungen GIORGIO DAL PIAZZ bekannt, als einfache breite, wenn auch mehrfach in sich gewellte Mulde zwischen dem schroffen und steilstruierten, aber westlich Belluno an der Gebirgsoberfläche nirgends überkippten Südabfall der Belluneser Hochalpen, d. h. dem Zuge des Monte Pelf im Norden, und dem in sich weiter komplexen Zuge des *Monte Grappa* und des *Bosco del Cansiglio* im Süden. Jenseits Feltre hebt die ganze Tertiärwanne axial gegen Westen aus; die Belluneser-Mulde selber aber überquert mit ihren tieferen Schichten noch den Canale del Brenta südlich Primolano, erreicht jenseits desselben die breite Mulde von Asiago und strebt sogar, wenigstens mit ihren südlicheren Teilelementen, im weiteren der Synklinalzone zwischen den Aufbrüchen

von Pösina und Torre Belvicino im Gebiete des Monte Priaforà zu, d. h. dem flachen Innenabfall des Domes von Recoaro.

Die Zone des Monte Pelf streicht mit ihren verschiedenen Gliedern westwärts gegen Borgo/Val Sugana hin; sie liegt an ihrem Westende bei Strigno und im Civaròn deutlich, und zwar auf mindestens 3 km Breite, den südlichsten Randelementen der Cima d'Asta auf, zeigt somit wenigstens in jenem Querschnitt ganz klare Bewegung gegen Norden hin. Nördlich Fonzaso aber ist auch deren Südrand, in der Talschlucht des Cismone, ebenso klar an einer deutlichen Überschiebung, aber doch um geringere Beträge, d. h. rund 1 km gegen Süden, zurückgeschoben. Südlich davon streicht ein sekundäres grösseres Juragewölbe über Fonzaso eindeutig schief unter das Westende des Belluneser-Beckens bei Feltre. Im Piavetal aber beginnt, bei *Ponte nell'Alpi*, der Südabsturz der Belluneser Hochalpen sich mehr und mehr steil über das Ostende des Tertiärbeckens von Belluno zu überkippen, noch nicht aber über das Becken von Alpagò, das axial gegen Nordosten, wenn auch ziemlich steil, über die Zone des Monte Pelf aushebt. Aber schon wenig weiter östlich legt sich diese ganze Masse der eigentlichen *Belluneser Hochalpen* an glatter Schubfläche unvermittelt und scharf mit ihrem Hauptdolomit über die Molasse und das Eozän der Zone von *Andreis* und im weiteren sogar über den Nordrand der Kreidekuppeln des südlichen Belluneser, und dies nun über Maniago bis zum Alpenaustritt des Tagliamento, auf rund 40 km Länge.

Auf solche Art erscheinen tektonische Elemente, die im Querschnitt von Belluno noch mit beinahe 30 km Breitenentwicklung nur leicht gewellt hintereinander liegen, gegen den Tagliamento hin gewaltig zusammengerafft zu einer mächtigen Scharung, wobei nördliche und südliche Elemente nun so nahe aneinandergedrückt erscheinen, dass die Zone der Belluneser Hochalpen hier die Fortsetzung der weiten Kuppeln im Süden des Belluneser Beckens in Form der klassischen *venezianischen resp. friulanischen Dome* scharf überschiebt, resp. von den letzteren klar unterschoben erscheint. (S. Karte und Profil 3, Tafel IX und X.)

Im einzelnen besteht die südalpine Randzone im Süden des Beckens von Belluno abermals aus verschiedenen Gewölbeelementen, die sich von Westen gegen Osten kulissenartig ablösen und teilweise hintereinandergestaffelt erscheinen. Die Kuppelzone des *Monte Grappa* beginnt dabei mit einem zunächst durchaus sekundären Gewölbe im Südabhang der Antiklinale, die vom nördlichen Veronese und Torre Belvicino bei Schio den Südrand der Mulde von Asiago begleitet, entwickelt sich kräftig bis zum Piavedurchbruch, sinkt dann aber weiterhin rasch unter den Südteil des Belluneser Tertiärbeckens. Das Grappa-Gewölbe erlischt unter demselben und wird, schon vom Piave an, durch eine nächst südlichere Gewölbekulisse abgelöst, deren Jurakern am Südabfall der Cesèn-Col Moi-Col Visentin-Kette zum alten, heute durch den gewaltigen Bergsturz der Sella di Fadalto verbarrikadierten Piavedurchbruch im Gebiet des Lago Morto streicht und dort als klassischer Gewölbekern unter den grossartigen Kreidesequenzen des *Bosco del Cansiglio* verschwindet. Südöstlich desselben setzt in der Gegend von Polcenigo abermals ein neues Juragewölbe ein, als der Kern der grossen Kreidekuppel von Maniago. Gegenüber derselben erscheinen dann die östlicheren Kreidedome des Ciaurlec und des Monte Pala, die den Tagliamento erreichen, wieder als etwas nördlichere Elemente, vor allem als Fortsetzungen des Bosco del Cansiglio, und diese Gewölbezone setzt, in gleicher fazieller Entwicklung, mit ihren berühmten, an die Abruzzen erinnernden Rudistenkalken, jenseits des *Tagliamento* in den Dom von Tarcento und das Matajur-Gewölbe fort, die vielleicht gegenüber dem Monte Pala abermals ein wieder etwas nördlicher vorgestaffeltes Element dieser ganzen

Kuppelzone darstellen. Das alles aber ist der Zug der eigentlichen venezianischen „Elissoidi“ der italienischen Geologen.

Damit sind die nähere Gliederung der bellunesischen Einheit und deren Abgrenzungen gegen die inneren Alpentteile für einmal skizziert. Dieselben lassen sich trotz gewissen Schwierigkeiten doch über weiteste Strecken durchführen, wenn auch über andere und besonders in den östlichen Sektoren diese Grenzen etwas verschwimmen. Dies ist besonders im Osten von Ägordo und gegen das Cadore hin der Fall, wo die vom Gardasee her mit einer geringen Ausnahme durchwegs klare Abgrenzung gegen den tridentinischen Südrand längs der Val Sugana-Linie gewissermassen durch eine etwas nördlichere Linie im Aufbruch des Cadore weitergeführt wird und auf solche Weise südliche tridentinische und nördliche bellunesische Elemente, besonders vom Piave gegen Osten und bis über den Tagliamento hinaus, weitgehend zu einem besonderen Komplex verschmelzen.

Diese Zone, die in erster Linie vom oberen Tagliamento durchflossen und schliesslich am Alpenrand von demselben auch durchbrochen wird, und die man daher vielleicht am ehesten die *Einheit des Tagliamento* nennen könnte, wird aber doch wenigstens wieder in aller Schärfe von den Elementen im wirklichen und sicheren Hangenden der Cima d'Asta und der Bozener-Porphyre und ihren östlichen Fortsetzungen im nördlichen Cadore und in der Carnia getrennt durch den scharfen Gewölbeaufbruch des Cadore und schliesslich die Carnia-Überschiebung zwischen Ampezzo und Tolmezzo. Dieselbe entspricht im weiteren dem Südrand der westlichen Julischen Alpen und zeigt schon im Tagliamento-Gebiet ganz deutlich dinarische Einflüsse in ihrem Bewegungssinn.

Die alten Kerngesteine des *Cadore-Aufbruches*, d. h. Oberperm und Werfener-Schichten, ziehen in grösseren Massen kaum westlich über das unterste Boite-Tal hinaus, sie erreichen nicht einmal Cibiana. Verlorene Werfener-Kerne leiten aber weiter westwärts über Forno di Zoldo bis knapp 5 km an den *Passo Duràn*, d. h. den Übergang gegen Ägordo hin. Das Westende der Cadore-Gewölbezone endet gleichfalls rund 5 km nördlich des Ostendes des Nordgewölbes von Ägordo und diese Diskrepanz scheint tatsächlich darauf hinzudeuten, dass wirklich die Aufbruchzone des Cadore gegenüber jener von Ägordo nördlich vorgestaffelt sei. Im Detail freilich, und besonders unter Berücksichtigung der Struktur der Zoldaner Dolomiten in der Civetta-Gruppe, auf die wir noch zurückzukommen haben werden, werden doch einige Zweifel laut, ob nicht am Ende trotzdem doch ein näherer Zusammenhang zwischen den nördlichsten Aufbrüchen von Ägordo und den südlichsten des Cadore bestehen könnte. Dies scheint wie folgt durchaus möglich zu sein.

Zunächst liegt einmal der Hauptaufbruch von Pieve di Cadore-Lozzo sicher deutlich südlich der im westlichen Zoldano unter die südliche Civetta-Gruppe eintauchenden Muschelkalkgewölbe der Umgebung von Dont. Desgleichen liegt gegenüber der Hauptachse Pieve di Cadore-Lozzo-Lorenzago abermals südlicher auch jenes Gewölbe des Monte Colrosolo und von Sauris, das sich westlich Ampezzo zur Überschiebung der Carnia auswächst. Es wäre solchermassen sogar denkbar und vielleicht möglich, dass die Überschiebung der Carnia, im Norden des Tagliamento bis nach Tolmezzo festgestellt, im grossen doch in der streichenden Fortsetzung des Aufbruches von Ägordo gelegen wäre, und dies vielleicht noch um so eher, als gerade in der Gruppe der Civetta, entgegen dem sonstigen Dolomitenstreichen, die einzelnen Bauelemente nach den schönen Untersuchungen CASTIGLIONIS durchaus scharf gegen Südwesten und sogar Südsüdwesten ziehen. Ist dies vielleicht eine Anpassung an eine unter dem Passo Duràn in der Tiefe vollzogene Vorknickung der ägordischen Gewölbezone gegen Norden, womit schliess-

lich überhaupt ein direkter Anschluss an den Cadore-Aufbruch bewerkstelligt wäre? Darüber sind auf jeden Fall noch weitere Untersuchungen notwendig. Immerhin aber zeichnen sich bereits hier wieder neue Perspektiven in unserem Sinne ab.

Von hohem Interesse werden nun weiter die *Zusammenhänge innerhalb der Dolomiten* und deren Verfolgung vom Becken von San Stefano di Comelico, d. h. vom oberen Piave in die karnischen und schliesslich die Julischen Alpen hinein. Sehen wir auch hier einmal etwas näher zu. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 4 und 5, Tafel X.)

Der *Nordrand der Dolomiten* beschreibt, wie schon mehrfach, im besonderen von SCHWINNER, aber auch meinerseits bereits vor vielen Jahren schon hervorgehoben worden ist, einen deutlich nordwärts vorgetriebenen Bogen, der von Val Gardena und Villnöss über Val Badia, Sankt Vigil, Toblach und Sexten bis San Stefano di Comelico sich spannt. Die westlichen Segmente desselben zeigen auch in den internen Strukturen der Dolomiten, und zwar gerade nach den neuen Aufnahmen in besonderer Deutlichkeit, ein generelles Streichen gegen Nordost und Ostnordost, die östlichen streichen ebenso deutlich gegen Ostsüdost, ja vielfach sogar scharf Südost wie in den Sextener Dolomiten, und westlich des Tales von Toblach sind diese beiden zunächst so divergent erscheinenden Streichrichtungen der westlichen und der östlichen Dolomiten-Randgebiete, etwa zwischen Gadertal und Sankt Vigil, ja frontal bis über den Lago di Braies hinaus, ganz klar durch vermittelndes generelles Ostweststreichen miteinander verbunden. Die neuen Blätter der geologischen Karte der Tre Venezie: Marmolada, Bressanone, Monguelfo, Pieve di Cadore und Ampezzo zeigen diesen Zusammenhang in voller Schärfe.

Der Nordrand der Dolomiten ist somit eine eigentliche, ganz eklatant gegen das Pustertal hin vorgetriebene Nordfront, und diese Front nun weicht hinter dem beginnenden Auftauchen des karnischen Paläozoikums, d. h. konform dem langsamen Aufsteigen der altberühmten karnischen Kette und weiterhin auch noch zusätzlich gebremst durch die hinter derselben sich aufwölbende kristalline Kuppel von San Stefano di Comelico, zunächst langsam, dann aber immer kräftiger ostwärts zurück. Sobald aber im obersten Piavetal diese Kristallinkuppel gegen Südosten und Osten wieder in die Tiefe sinkt, drängt auch die Dolomiten-Nordfront von neuem wieder scharf gegen Norden vor, in den Gebirgen beidseits Sappada.

Die *Kuppel von San Stefano* sprengt so, obwohl nur aus Quarzphylliten bestehend, die ganze Dolomitenfront zwischen Brixen und der Carnia als überaus kräftig wirkender Bremsbock in zwei unter sich allerdings recht ungleichwertige Bogen auf: den der eigentlichen Dolomiten im Westen und den der Dolomiten von Sappada und der westlichen Carnia im Osten. Dass dieser Bremsklotz der Kuppel von San Stefano aber gerade hier als eine so kräftige Aufwölbung entwickelt ist, hängt klar mit dem Vordrängen weit südlicherer Antiklinalelemente der Dolomiten in diesem Sektor zusammen. Denn die Kuppel von San Stefano liegt ganz direkt vor dem Scheitel des grossen Bogens, zu dem die schon vielfach erwähnte Aufbruchzone des Cadore gerade im Süden von San Stefano, d. h. zwischen Lozzo/Lorenzago und dem Passo di Lavardet vorgestossen worden ist. (Karte, Tafel IX.)

Es ist hier aber vielleicht auch der Ort, einmal etwas näher noch auf die komplexen Strukturen und die tektonische *Gliederung im Inneren der eigentlichen Dolomiten* einzutreten.

Den klaren Innenrand der Dolomitenregion bildet im Süden der Porphy/Kristallin-Aufbruch der Cima d'Asta mit seiner schmalen nordöstlichen Verlängerung bis Ägordo, und, nach kurzem Unterbruch im Gebiete des Passo Duràn, der Gewölbe-Aufbruch des Cadore, vom oberen Zoldotal über Pieve und Lozzo bis

Lorenzago hinauf. Dort schart sich dieser Südrand-Aufbruch mit dem Nordrand der Dolomiten-Scholle im Meridian von San Stefano bis auf wenig über 6 km Distanz zusammen, d. h. die Elemente der Dolomiten, die etwa im Querschnitt der Marmolada oder auch der Civetta noch bis an die 50 km auseinander lagen, sind hier im Osten, am oberen Piave, auf beinahe einen Zehntel ihrer „normalen“ Breite zusammengeschrumpft. Das hat einerseits zur Folge einen weit verstärkten Zusammenschub innerhalb der Dolomiten-Scholle im Osten, hängt aber andererseits bestimmt auch schon mit primären Schwankungen in der Breitenentwicklung der Dolomiten-Zone und damit alten Schollengrenzen zusammen.

Viel Wesens wurde hier, und zwar bis in die neueste Zeit hinein, mit der *Zerstückelung der Dolomiten-Platte* in einzelne Schollen, mit der Überbetonung einzelner Bruchlinien oder wiederum mit den Südüberschiebungen vom Typus der Marmolada-Basisfläche gemacht. Diese Dinge erscheinen aber ganz wesentlich einfacher; die Verhältnisse sind nur, in erster Linie wegen der Auflockerung oder Aufteilung einer sonst einheitlichen ladinisch-unterkarnischen Schichtplatte durch den grossartigen ladinischen Vulkanismus der zentralen Dolomitenregion, etwas komplexer geworden als anderswo. Im übrigen ist dieser grossartige ladinische Vulkanismus Südtirols ja nichts anderes als ein Wiederaufleben oder eine Fortsetzung der permischen Magmendurchbrüche in der Bozener-Zone, d. h. im Grunde genommen nur eine basische Schlussphase derselben, allerdings konzentriert auf einer etwas östlicheren alten Verwerfungszone. Ein Zusammenhang, auf den ich schon vor 20 Jahren im „Bewegungsmechanismus der Erde“ die Aufmerksamkeit hinzulenken versuchte.

Als ein grosser Irrtum in der tektonischen Konzeption der Dolomiten ist zunächst zu erwähnen die „Fortsetzung“ der klassischen *Villnösser-Linie* durch das Rauhtal bis an den Südfuss des Monte Cristallo und weiter gegen Auronzo hin. Es ist schlechthin unbegreiflich, wie diese alte Ansicht sich bis heute immer wieder halten konnte. Denn die Villnösser-Linie im Westen des Gadertales ist etwas durchaus und ganz wesentlich anderes als die sogenannte „Rauhtal-Linie“ zwischen St. Vigil, Peitlstein und Son Forca am Südfuss des Cristallo bei Cortina. Die wirkliche Villnösser-Störung ist die steile Bruchüberschiebung eines südlicheren Gewölbekernes der Brixener-Phyllite auf die nördliche Hauptmasse derselben und deren direkte Sedimentbedeckung, um Campil und im Gadertal der Aufschub eines südlicheren Werfener-Gewölbes auf die nördlichste Dolomiten-Randserie, und diese wirkliche Villnösser-Störung erlischt entweder im Raume von Wengen oder setzt, längs einem weiteren Vorstoss der Sankt Vigiler-Dolomiten um an die 8 km weit nordwärts, bis zur Dolomitenfront am Pragersee fort. Ihre Fortsetzung liegt daher schliesslich wohl in der von PIA gemeldeten Aufsplitterung der nördlichen Prager-Dolomiten. (S. Karte, Tafel IX.)

Grundlegend verschieden von dieser durchwegs streichenden Villnösser-Linie ist die *Rauhtal-Störung* und ihre vermeintliche Fortsetzung in die Cristallo-Gruppe hinein. Diese beiden Elemente können zudem meiner Ansicht nach in keiner Weise miteinander in direkte Verbindung gebracht werden, sondern dieselben erscheinen weitgehend voneinander getrennt. Die wirkliche Rauhtal-Linie ist eine gewöhnliche Bruchlinie, ähnlich wie jene von Schluderbach/Carbonin-Misurina, an welcher der Ostflügel infolge Stauung am ostwärts aufgestiegenen karnischen Widerstand und der Kuppel von San Stefano steif und steil „rückwärts“ auszuweichen trachtet; die „Bruchlinie“ von Son Forca aber ist nichts anderes als die im Hauptdolomit der westlichen Cristallo-Gruppe sich fortsetzende Naht zwischen den auf Son Forca noch durch Raibler- und Schlerndolomit-Kerne voneinander geschiedenen Hauptdolomitplatten des Monte Cristallo im Hangenden, der Pomagnòn-

Kette im Liegenden. Die nordweststreichenden Brüche und Überschiebungen am Nordostrand der Mulden der Remeda Rossa im Norden, der Stua oder Stuva im Süden der gewaltigen Croda Rossa gehören prinzipiell in dieselbe Kategorie von Ausweichbewegungen vor dem Aufstieg der karnischen Hochzone wie die Brüche von Schluderbach/Carbonin, und die Muldenzone von Antrouilles, die die „Verbindung“ zwischen Rauhtal-Linie und Cristallo-Gruppe–Auronzo herstellen sollte, streicht keineswegs ins Rauhtal oder auch nur nach Wengen hinaus, um dort in die wirkliche Villnösser-Linie einzulaufen, sondern über das Plateau von Fanes zurück gegen Südwesten, d. h. in der Richtung auf die Mulden der Sella- und der Langkofel-Gruppe zurück, und dürfte wohl auch gegen Osten, konform dem Verhalten der Stua-Mulde, weit eher gegen den Pass von Schluderbach abbiegen, statt in die Son Forca-Störungen hineinzustreichen. Eine Auffassung, die übrigens schon von OGILVIE-GORDON ins Auge gefasst worden ist.

Merkwürdige Verhältnisse liegen dann vor allem in der altberühmten Gegend von *Sankt Cassian* zutage, die auch heute noch nicht geklärt erscheinen. Da sinkt, vom Grödener-Joch her ungestört gegen Osten streichend, der Werfener-Aufbruch dieses Passes wenig nördlich Sankt Cassian, gegen Norden über iadinische Tuffbildungen aufgeschoben, als die normale Basis des Muschelkalkes, der Buchensteiner-, der Wengener- und St. Cassianer-Schichten axial in die Tiefe, und darüber hinweg stösst die Fanes-Platte fast direkt mit Hauptdolomit um viele Kilometer quasi separat gegen Norden vor, gekrönt von den Jura- und Kreidesteinen des Fanes-Plateaus. Was bedeutet dies? Liegt hier ein separater und sogar deckenförmiger Vorstoss der Fanes-Platte und damit auch der Tofana gegenüber den westlichen Dolomiten vor, eine gewaltige Abscherung etwa im Niveau der Raibler-Schichten, oder ein östliches, stärker akzentuiertes Wiederaufflackern der Langkofel-Überschiebungen oder gar ein grösserer wirklich deckenförmiger Vorstoss südlicher Elemente überhaupt, die, im Gegensatz zu den nördlichen, neben Oberjura und Kreide im Fanes-Plateau, und bis an den Seekofel-Absturz zum Pragser-See hinaus, in durchaus auffallender Weise auch einen mächtigen Lias führen, genau wie in den südlichen Dolomiten die Civetta und der Pelmo oder der Antelao, und deren Vorschub über den Ostabfall des Marmolada- und des Sella-Riffes im Vorland der immer mehr sich scharenden, d. h. gegen Nordosten vorgebogenen südlichen Dolomitelemente zwischen Civetta, Pelmo und Antelao an sich verständlich erscheinen möchte. Auch die Komplikationen am Südfuss der Cristallo-Masse erschienen dann in neuem Lichte, wäre doch unter Umständen die „Son Forca-Linie“ als weitere Fortsetzung dieser Schubfläche aufzufassen und der Cristallo selber als ganz natürliches Bindeglied zwischen den Sorapis–Antelao–Pelmo-Elementen im Süden, dem Fanes/Tofana-Block im Nordwesten zu betrachten. Was er ja tatsächlich ist. An den Brüchen von Schluderbach/Misurina wäre diese ganze Fanes/Tofana/Cristallo-Masse über den dort aufbrechenden Sextener Dolomiten schliesslich in die Luft gehoben und abgetragen worden, aber alle diese Dinge sind vorderhand bloss Vermutungen und müssten zuerst durch subtilste Untersuchungen im weiten Felde der Dolomiten noch abgeklärt werden. Bestehen bleibt jedoch in ganz konkreter Weise der merkwürdige und recht unvermittelt sich präsentierende tektonische und auch fazielle Gegensatz zwischen westlichen und östlichen Dolomiten im Querschnitt von St. Cassian.

Südlich an diese nördlichen Züge der Dolomiten, die sich im grossen, und zwar bis hinüber nach Misurina, auch im Norden der grossen Dolomitenstrasse halten, schliessen die *zentralen und südlichen Dolomiten* sich an. Zunächst die grossartige Scholle der Sorapis/Croda di Lago/Nuvolau-Einheit im Süden des Gewölbes von Cortina d'Ampezzo und der Falzàrego-Linie, mit dem „Basissplitter“ der Fernazza-

Schuppe östlich von Älleghe, daran anschliessend die Marmolada/Costabella-Scholle, letztere vom jungalpinen Eruptivapparat des Monzoni durchbrochen und normal „autochthon“ aufliegend dem grossen Porphyrkern von Falcade im Norden des Rollepases. Dabei erscheint mit Annäherung an den Cordevole auch die Costabella-Scholle in vermehrter Masse in sich geschuppt.

Das alles wird nun verständlich, wenn wir die südlichsten Elemente der Dolomiten, d. h. jene der *Pale di San Martino*, der *Civetta*, des *Pelmo* und des *Antelao* betrachten. Pelmo und Antelao entsprechen einander in jeder Beziehung, aber diese Masse schiebt sich nun im oberen Zoldano auf die nächsttiefere der *Civetta* und diese selber überschneidet, schief nordöstlich vorprellend, den Nordrand der *Pale* von San Martino. Immer heftiger drängen die Elemente dieser südlichen Schollen gegen Norden vor, je weiter ostwärts wir vorschreiten. Und dies ist nach allem voranmitgeteilten auch keineswegs verwunderlich, sondern fügt sich grossartig in den schon bisher erkannten Bauplan ein. Die Bauelemente der Dolomiten, die zwischen Villnöss und Primiero die gewaltige Breite von über 55 km einnehmen, werden eben im Süden von San Stefano am oberen Piave in geradezu unerhörter Weise auf knapp 6 km Breite zusammengedrängt; die Züge der Dolomiten scharen sich hier in aller Schärfe in der grossen *Scharung des Cadore*, wie LEONARDI sie neuerdings nennt. Einer Scharung übrigens, die meinerseits bereits 1934 in den „Grundzügen und Problemen alpiner Morphologie“ wenigstens in groben Zügen zur Darstellung gelangt ist und die sogar schon aus den älteren Karten hervorgeht. Dank dieser Scharung und der damit verbundenen mächtigen Raumverkürzung nehmen dort, wo die östlichen Ausläufer des Cima d'Asta-Südrandes noch einigermaßen hoch liegen, die generell nordwärtsgerichteten Überschiebungen in diesen südlichen Dolomitelementen immer mehr zu; wo aber diese Achse mehr in der Tiefe liegt, da macht die Querschnittverkürzung sich mehr in der Form mächtiger Unterschiebungen der südlichen Schollen unter die nördlichen geltend. Hierin liegt der zunächst so widersinnig erscheinende Unterschied zwischen den Gruppen der *Pale*, der *Civetta* und des *Pelmo* im Westen und der *Antelao*-Masse im Osten des Ampezzanertales. Das grosse Zentralstück des Dolomitenquerschnittes aber, d. h. den mächtigen *Hauptblock der Marmolada*, finden wir östlich des Cordevole kaum noch kümmerlich vertreten, und im Ampezzanertal überhaupt nicht mehr. Nur das Element der *Fernazza-Scholle*, das aber bloss als nördliche Randschuppe der *Marmolada-Zone* gedeutet werden muss, zieht noch in dasselbe hinüber. Entweder ist die ganze zentrale *Marmolada-Masse* hier von beiden Seiten her überschoben und schliesslich völlig zugedeckt worden oder der ganze *Marmolada-Raum* verschmälerte sich gegen Osten, nach dem Auskeilen der *Marmoladakalk-Riffe* schon primär so sehr, dass er durch relativ geringfügige Überschiebungen von beiden Seiten her ohne weiteres zugedeckt werden konnte. Auffallend aber bleibt, wie selbst das grosse Gewölbe der *Val Biöis*, in dessen Kern von Falcade gegen Westen hin die gewaltigen und steifen Porphyrmassen im Süden des Tales von San Pellegrino zutage treten, am Cordevole von den südlicheren Elementen der *Civetta* bald vollständig zugedeckt erscheint. Durchaus ähnliche Auskeilungs-Erscheinungen finden sich aber scheinbar auch in der westlichen *Marmolada-Scholle* jenseits des *Fassa-Tales* und von *Predazzo*, d. h. gegen *Cavalese* hin. (S. Karte Tafel IX.)

Eine Darstellung der Dolomiten bliebe aber weiterhin unvollständig, würden nicht auch die berühmten Eruptivmassen von *Predazzo* und *Monzoni* wenigstens noch kurz gestreift. Zwei Meinungen sind auch hier noch immer vertreten. Nach der einen handelt es sich in allen Fällen um triadische Eruptiva, sowohl bei den Porphyriten und Melaphyren wie bei den Graniten, Syeniten und Monzoniten samt deren grossartiger Ganggefolgschaft. Nach der andern aber sind sicher triadische

Eruptiva, wie vor allem die basische Gruppe der Porphyrite und Melaphyre, von der saureren Gruppe der Granite, Syenite und Monzonite als weit jüngeren Intrusivmassen zu trennen.

Bestimmt sind, auch nach den neueren Untersuchungen von VARDABASSO, dem wir eine Fülle schöner Arbeiten über dieses klassische Gebiet verdanken, ältere und jüngere Eruptiva im Raume von Predazzo zu unterscheiden; ganz abgesehen vom permischen Bozener-Porphyr, der gleichfalls mit diesen Intrusivmassen von Predazzo in Kontakt kommt. Die Melaphyr/Porphyr-Gruppe ist samt deren Tuffen genau dieselbe, wie sie noch weithin durch die Dolomiten, mit Ausläufern bis in die Mendola oder die östliche Carnia in Form deutlich stratigraphischer Einschaltungen im Ladin der Buchensteiner- und der Wengener-Schichten vor allem bekannt ist. Sicher sind die sauren Intrusiva jünger, gemäss allen bekannten Kontakten.

Handelt es sich hier aber nur um weitere Differenziate des ladinisch bereits einmal zum Ausbruch gelangten basischen Magmas der Melaphyr- und Porphyrit-Ergüsse und -Lakkolithen, die vielleicht in nicht viel späterer Zeit zur Intrusion längs den gleichen alten Schwächstellen gelangten? In der Raibler-Zeit vielleicht, die anderswo im alpinen Raum ja auch noch durch basischen Vulkanismus ausgezeichnet ist, wenn nicht vielleicht auch dort in Wirklichkeit wenigstens spät-ladinische Nachläufer der südtiroler Vulkanite vorliegen; oder im Rhät, aus welchem verschiedentlich gleichfalls Spuren vulkanischer Tätigkeit bekannt sind? Das erscheint einerseits nicht so ausgeschlossen, besonders wenn wir an die schon STUDER aufgefallene Verwandtschaft der Eruptivprovinz von Predazzo mit den Bernina-Gesteinen denken, deren Intrusion allerdings schon zwischen das obere Carbon und das mittlere Perm fällt. Man denke nur an die auffallende Kombination von roten Graniten, alkalireichen Syeniten und Monzoniten auch im Bernina-Gebiet. Es wäre prinzipiell somit recht wohl denkbar, dass im Raume von Predazzo auch in der jüngeren Trias noch ähnliche Magmentypen zur Intrusion gelangten wie im weit nördlicher gelegenen Bernina-Gebiet am Schlusse der herzynischen Orogenese.

Aber da liegt nun eben die erste Schwierigkeit. Im Falle eines immer noch triadischen Alters der Predazzo/Monzoni-Gesteine hätten wir für eine solche Intrusion gar keinen ausreichenden tektonischen Grund. Es sei denn, man nehme einfach an, diese jüngeren Intrusionen seien ganz allmählich den alten Spalten und Schloten der ladinischen Vulkanite nachgetastet, was an sich möglich erscheint – und auch von W. PENCK in Betracht gezogen wurde –, indem der Untergrund anlässlich dieser triadischen Eruptionen schon weitgehend aufgelockert worden wäre. Warum aber finden sich dann diese „Predazzite“ nur gerade hier und nicht auch anderswo, besonders im Zentrum des alten ladinischen Vulkanismus, das – im Buffaure- und Cordevole-Gebiet – bedeutend nördlicher und östlicher gelegen hat?

Demgegenüber ist in Predazzo festzustellen, dass weder Granite noch Monzonite irgendwie ernstlicher von alpinen Dislokationen ergriffen worden sind als viele Tonalite des Tessins, des Bergells, des Adamello oder des Kreuzberges, sie zeigen im Gegenteil eine sehr bedeutende Frische in ihren Komponenten, durchbrechen die allerverschiedensten Schichtglieder, vom basalen Quarzporphyr bis in den Latemar-Kalk hinauf, sie schneiden aber, wie gerade der Monzonistock zeigt, auch verschiedene tektonische Elemente sicher alpinen Alters quer durch. So wird im hinteren Monzoni-Tal die Werfener-Antiklinale, die aus der Val Contrin in der Marmolada-Gruppe herüberstreicht, vom Monzonistock abgeschnitten, im Süden davon die Ladin-Mulde der Costabella und am Südfall der Ricoletta endlich sogar noch die ganze Schichtserie bis zum Porphyr herab, d. h. der Nordflügel der grossen Porphyriantiklinale der Bocche und von Falcade. Dabei werden ganz sicher

erst in alpiner Zeit schiefgestellte Schichtprofile vom Monzonit abgeschnitten und schwimmen zum Überfluss auch eine Reihe von Werfener-Schollen im Monzonit oder dessen weiteren Differenziaten. Auch nordwestlich Predazzo wird der Südabfall eines weiteren alpinen Gewölbezuges, als dessen Kern die Porphyre der Pala di Santa nördlich Cavalese erscheinen, von den Predazzo-Gesteinen durchbrochen und metamorphosiert, samt den Werfener-Schichten im Kern dieser Antiklinale. Lauter Dinge, die in vollendeter Klarheit auf den schönen Karten VARDABASSOS zur Darstellung gelangt sind.

Es scheint so kaum mehr zweifelhaft, dass alle diese jüngeren Intrusionen von Predazzo bereits in die Zeit der alpinen Dislokationen und zwar sogar, wie sich weiter zeigen wird, erst in eine späte Phase derselben fallen. Die *Tiefengesteine von Predazzo und ihre Ganggefölgenschaft* gehören damit tatsächlich zu den *jungalpinen Intrusivmassen* vom Typus des Bergeller- oder des Adamello-Massivs, und es erweist sich so die Auffassung bestätigt, die bereits im „Bau der Alpen“, damals vor allem auf Grund der Studien PENCKS und BRÖGGERS, vertreten worden ist.

Damit verlassen wir für einmal den grossen *südalpinen Zentralsektor*. In demselben erscheint als Haupt-Bauelement, nunmehr als solches erkannt von Brescia und Val Sabbia über das Trentino und Südtirol bis an den oberen Piave, die tridentinische Einheit, in gewaltigem Bogen nordwärts drängend. An ihren beiden Enden, d. h. am Piave und in den Judikarien weitgehend zurückgebremst durch vorgelagerte Widerstände, den Trompia-Aufbruch im Westen, die Kuppel von Comelico im Osten, und hinter diesen Bremsstöcken weitgehend in sich zusammengefasst in mächtigen Scharungen. Der judikarischen im Südwesten, der cadorischen im Osten. Im Zentrum aber entfaltet sich diese grosse tridentinische Scholle bis zur imponierenden Breite von 80 km, zwischen Penserjoch und Val Sugana, einer Breitenentwicklung, die diese Zone sowohl gegen Westen wie gegen Osten überhaupt nie mehr auch nur annähernd erreicht. Im Süden dringt, vom Gardasee an, die bellunesische Randzone der Südalpen in gegen Osten immer mächtiger werdender Entwicklung gegen die in der gleichen Richtung sich reduzierende tridentinische Scholle vor, im Nordwesten keilt schliesslich mit den letzten Ausläufern der Brenta-Scholle zwischen Val di Non und Meran das grosse nördliche Bauelement der westlichen Südalpen mit dem Schwinden der bergamaskischen Einheit aus. Und von da stösst über die ganze weite Pustertaler-Front die tridentinische Zentralscholle in mächtigen Massen direkt an die austriden Wurzeln heran, und so bleibt es bis an den Ostrand der nördlichen Dolomiten, d. h. bis in das Gebiet des obersten Piave. Dort aber stellen nun neue Elemente sich ein, die die Dolomiten-Nordfront fortan gegen Osten in immer stärkerer Masse begleiten: das sind die „Karnische Kette“ mit dem Gailkristallin als Basis im Norden und deren normale Sedimentbedeckung im Süden.

Diese „*Karnische Einheit*“ der Südalpen erweist sich als durchaus eigenes südalpines Element vor allem deutlich in zwei Sektoren: einmal erscheint die kristalline Basis der Dolomiten-Scholle nördlich San Stefano di Comelico als südalpines Altkristallin dem karnischen Paläozoikum aufgeschoben, und schaltet sich schon wenig nördlich San Nicolò di Comelico sogar noch Perm und Trias keilartig zwischen diese beiden Elemente ein, in der Kette der Crode dei Longerin; dann aber zieht des weiteren auch der Nordrand der grossen Permo-Trias der Carnia, als östliche Fortsetzung der Dolomiten-Nordfront, östlich von Paularo, im Süden des Trogkofels, nicht mehr direkt über dem karnischen Oberpaläozoikum der Trogkofel- und Auernigg-Schichten jenes klassisch schönen Gebietes gegen Osten fort, sondern schaltet sich zwischen die östliche Fortsetzung der sicheren „Dolomiten-

Nordfront“ und das karnische Altpaläozoikum ganz klar die Triasplatte im Norden des Fellatales ein, d. h. jene Zone, die ich nach dem nördlichsten und seit langem klassisch gewordenen Ausleger dieser Fellatal-Trias die „*Gartnerkofel*“-Zone nennen möchte. (S. Karte Tafel IX.)

Im Profil von *Pontebba* liegen diese Dinge durchaus klar, desgleichen noch bis an das Westende des Monte Salinchi im Osten von Paularo. Da jedoch scheint die Fellatal-Trias gegen Westen hin auszukeilen. Dafür aber schaltet sich zwischen die oberpermische Basis der Werfener-Schichten der Dolomiten-Nordfront und die Grödener-Sandsteine am Südrand des karnischen Altpaläozoikums praktisch auf der ganzen Strecke bis hinüber nach Paluzza im Tale des But und weiter bis gegen Ravascletto ein langer Gips/Dolomit-Zug, der vielleicht nicht mehr oberpermisch ist wie bis anhin angenommen wurde. Diese Zwischenzone trennt auf jeden Fall, zum Teil wahrscheinlich auch im Norden der Sappada-Dolomiten, den autochthon-karnischen Grödener-Sandstein von den Werfener-Schichten der östlichen Dolomitenbasis, und da diese Werfener-Schichten im Fellatal vielfach das tiefste Schichtglied der Dolomiten-Nordfront überhaupt darstellen, so könnte zum mindesten ein Teil des weiter westlich als Oberperm kartierten Streifens, vor allem jener mit den Gipslinsen, noch als tiefere Trias im Sinne von „Haselgebirge“ gedeutet werden. Damit aber würde die Trennung des Fellatales auch noch weit nach Westen ziehen, und zwar bis über Forni Avoltri hinaus und in den Nordrand der Dolomiten von Sappada. Die auffallenden Doppelungen der Trias-Basisprofile jener Gegend, am Monte Tuglia südlich Forni Avoltri, aber auch im Tal nördlich dieses Ortes könnten, wie die Einschaltung unterpermischer Keile im karnischen Obercarbon in der Gegend von Rigolato, durchaus im Sinne dieser Trennungen gedeutet werden.

Auf jeden Fall aber überschiebt an der *Fella-Linie* die „Dolomiten-Nordfront“ das karnische Element der Gartnerkofel-Platte und damit natürlich auch deren alte Basis, das karnische Paläozoikum, längs einem weiterhin sicher bis in die südlichen Karawanken feststellbaren Oberperm- und Untertrias-Zug. Zur östlichen Dolomitenfront gehört so das prachtvolle Gebirge um Valbruna, Raibl und den Manhart, und weiterhin auch die Nordfront der eigentlichen *Julischen Alpen*, die im Triglav abermals, übrigens wie das Gebirge um Raibl und Val Bruna, in verschiedene Teilschollen unterteilt sind. Ob aber des weiteren auch der Aufbruch von Vellach und des Seefelder-Sattels mit der Nordfront der Steiner Alpen, die in den bisherigen Synthesen von KOBER und auch im „Bau der Alpen“ stets als die östliche Fortsetzung der Julischen Scholle, d. h. eben der Triglav-Gruppe betrachtet wurden, wie diese noch zur östlichen Dolomitenfront gerechnet werden dürfen, ist eine grosse Frage. Mir scheint, wie übrigens bereits in Profil 2 zum „Bau der Alpen“ angedeutet, dass der Košuta-Zug der *Karawanken* über das Seefelder-Gewölbe ganz direkt mit der nordgestossenen Platte der Steiner Alpen zusammenhänge und dass damit dieselbe, wie der Košuta-Zug, noch klar zum karnischen Element gehöre, als mächtige südliche Erweiterung desselben gegen Osten hin; d. h. in jener Richtung, in der es ja nun überhaupt zum Auseinanderstrahlen der südpannonischen und der dinarischen Elemente kommt. Die Dolomiten-Nordfront würde so, vom Nordfuss der Julischen Alpen an der Wurzner Sau, ostwärts im besten Falle längs dem Nordrand des Krainer-Beckens über Höflein, Franz und Cilli, und weiterhin längs dem Nordfuss der Ivansčica-Kette gegen die Drau südöstlich von Warasdin ziehen, und es wird in dieser Beziehung bemerkenswert, dass gerade hier, an der genannten Linie und auch in den östlichen Julischen Alpen, abermals wieder deutliche Porphyrfornationen an der Basis der Trias sich einstellen, gewissermassen als willkommene östliche Äquivalente der Bozener-Por-

phyre, auch wenn dieselben in ihrem durchaus lokalen Ausmass nicht entfernt die gewaltige Ausdehnung derselben erreichen und zum Teil auch etwas jünger sind. Dass des weiteren an dieser selben Linie sogar grössere Kristallin-Aufbrüche auftreten – der berühmte *Černa-Lipa-Aufbruch* mit dem Kristallin des Krainski reber –, die als die Basis der südöstlichen Steiner-alpen-Platte, quasi in der Stellung des Trompia-Kristallins, die südlich vorgelagerte, sogenannte Steiner-Aussenzone südwärts überschieben, zeugt weiter für die regionale Wichtigkeit dieser Trennungslinie, die übrigens sowohl von WINKLER als auch von KOSSMAT zwischen Höflein, Černa-Sattel und Franz am Südrand der Steiner Alpen und der Menina seit langem anerkannt worden ist. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 1 und 2, Tafel X.)

Das karnische Element der Südalpen aber würde sich auf solche Weise von Tarvis gegen Osten wieder ganz gewaltig verbreitern, von bloss nur rund 5 km im Querschnitt von Villach auf rund 20 km im Meridian von Eisenkappel. Dabei setzt das sicher karnische Element des Gartnerkofels sich nach den neueren Aufnahmen über dem „insubrisch“ anmutenden Gewölbe nördlich von Tarvis in den Košuta-Zug der Zentral-Karawanken fort, aber es bleibt nun abermals fraglich, ob nicht sogar auch die bisher immer zum eigentlichen *Drau-Zug* der Gailtaler Alpen gerechneten Nordkarawanken der Hochobir- und der Petzen-Zone im Grunde genommen nicht ebensogut noch zu diesem „südalpinen“ Karawanken-Element gerechnet werden könnten. Dies erscheint nach den neueren Untersuchungen durchaus möglich; denn einerseits keilt das sicher karnische Paläozoikum und scheinbar auch der Drau-Zug selber im Norden des Mittagkogels südöstlich von Villach gegen Osten hin aus, und andererseits kennen wir ja ein durchaus analoges Ausspitzen dieser grossen Elemente, des Drau-Zuges wie der karnischen Kette, auch gegen Westen hin, vor allem im mittleren Pustertal. Es wäre also an sich durchaus möglich und sehr wohl verfechtbar, in diesem karnischen Element heute, wie dies übrigens vor 15 Jahren bereits in meinen „Grundzügen und Problemen alpiner Morphologie“ angetönt worden ist, ganz einfach eine komplexgebaute und mächtige Rückenschuppe der Tiroliden-Wurzel im Rücken des Drau-Zuges zu sehen, eine Rückenschuppe, die abermals wohl kaum zufällig auch hinter der grössten Anhäufung nordtirolider Abscherungsdecken im Salzkammergut steht. Dabei komme ich aber keineswegs etwa auf die alte These von HAUG und auch von KOBBER zurück, die in der karnischen Kette und ihrer Sedimentbedeckung vor allem die Wurzel der von mir hochostalpin genannten Elemente der Hallstätter- und der Dachstein-Decke sehen wollten. Es scheint mir aber durchaus möglich, heute dieses karnische Element der Südalpen einesteils als deren nördlichste Einheit, andererseits aber auch als eine ganz beträchtliche *Rückenschuppe der Tiroliden-Wurzel* zu betrachten.

In diesem Zusammenhang sei hier weiterhin auch noch auf folgende Dinge hingewiesen, die das weitere Verständnis zu fördern geeignet erscheinen. Zunächst muss doch wohl weiterhin – gemäss dem Hineinstreichen der *Gartnerkofel-Zone* des Fellatales über den *Mittagskogel* in den *Košuta-Zug* –, der nördlich an denselben anschliessende Gewölbeaufbruch von *Eisenkappel* als eine östliche Fortsetzung der karnischen Kette und damit wohl auch der Zug der *Nord-Karawanken* irgendwie als eine östliche Fortsetzung des *Drau-Zuges* betrachtet werden. *Der eigentliche Drau-Zug der Gailtaler Alpen* aber setzt *nicht zur Gänze* in diese Nord-Karawanken fort, sondern teilt sich mit zunehmender Annäherung an das pannonische Zwischengebirge sehr deutlich *in verschiedene Züge* auf, die nun, oft über ganz respektable Breiten hinweg voneinander *getrennt*, die östlichen Alpen Kärntens durchziehen. So strahlt ein erster Virgations-Ast des Gailtaler Drau-Zuges schon westlich Villach schief gegen Osten und Ost-Nordosten in der Richtung über den *Ossiacher-See*

gegen die Trias-Insel von St. Veit und Eberstein, ein zweiter solcher Drauzug-Keil endet in enger Spitze zwischen Rosegg an der Drau und dem *Keutschacher-See* in der kärntnerischen Grauwackenzone im Hangenden des Muralpen-Kristallins, ein dritter strebt unter dem südlichen Klagenfurter-Becken südöstlich Völkermarkt gegen *St. Paul im Lavant-Tal*, um sich von da gegen Südosten wieder enger zu scharen mit dem vierten und südlichsten Virgations-Ast der Gailtaler-Wurzelgarbe, d. h. dem Zuge der *Nord-Karawanken*, im Raume von Unter-Drauburg etwa, um schliesslich über die Triaszüge des Meinhard-Sattels in der Richtung auf Marburg zu verschwinden. Östlich Völkermarkt sind diese Drauzug-Zweige im Querschnitt St. Paul-Ursulaberg über 15 km Breite durch die Kristallin/Grauwacken-Zone von Bleiburg-Unter-Drauburg voneinander getrennt, und so wird die Versuchung gross, die *Nord-Karawanken*, die ja im Tal von Eisenkappel, und mit geringen Unterbrüchen bis an das Tertiär-Becken von Windischgrätz heran, durch basale Werfener-Schichten *immer wieder mit dem alten Kernaufbruch von Eisenkappel stratigraphisch verbunden sind*, gerade deswegen auch *in enge und direkte Verbindung mit dem ja sicher karnischen Element des Košuta-Zuges* und über den *Seefelder-Sattel* hinweg sogar mit den *Steiner Alpen* zu setzen. Der südlichste Virgations-Ast des Drau-Zuges steht so in den Nord-Karawanken über den alten Aufbruch von Eisenkappel *in engem tektonischem Zusammenhang* mit dem nördlichsten karnischen Element der Südalpen. Und dies ist im Grunde genommen genau dasselbe, was wir in den Bergamasker Alpen oder am Campo dei Fiori im Varesotto erkannt haben: *Die südlichsten Elemente des Drau-Zuges verbinden sich über eine einfache Gewölbe-Zone mit dem nördlichsten südalpinen Element*. Der Aufbruch von Eisenkappel würde so im alpinen Osten die Rolle der insubrischen und bergamaskischen Antiklinale übernehmen; der südlichste Ast des Drau-Zuges in den Nord-Karawanken entspräche den orobischen Mulden und weiter jener des Salvatore-Zuges, und die in das kärntnerische Kristallin im Norden der Karawanken abirrenden Drau-Zug-Elemente, vor allem jenes von St. Paul, hätten ihre Äquivalente in den nördlicheren insubrischen Muldenzügen von Luino, von Musso und von Arosio.

Von fundamentaler Wichtigkeit aber ist der enge tektonische Zusammenhang des südlichsten Drau-Zug-Elementes mit dem südalpinen Kalkgebirge über eine grosse Antiklinale, die von Eisenkappel im Osten, die bergamaskische im Westen. Entsprechen unter diesen Umständen nicht vielleicht doch die Tonalite und Granite des berühmten Eisenkappeler-Aufbruches etwa den Eruptivmassen der Val Sàssina und sind sie damit nicht vielleicht wie diese doch älter als die Tonalite des Adamello-Stockes? Auf jeden Fall ist in dieser Richtung bemerkenswert das auch von einem solch ausgezeichneten Beobachter wie FRIEDRICH TELLER *nicht* festgestellte Vorhandensein von einwandfreien Intrusiv-Kontakten an den Trias-Bildungen etwa.

Aus allen eben angeführten Gründen erscheint so das *karnische Randelement* der östlichen Südalpen immer mehr, auch weil zweifellos an der Aussenfront der tridentinischen, d. h. in erster Linie der Dolomiten-Einheit im östlichen Pustertal emporsteigend, durchaus in derselben generellen Position zu dieser Hauptscholle der zentralen Südalpen, wie im Westen die *Brenta-Scholle* und die recht eigentlich lombardische Einheit der *Bergamasker Alpen*. Diese beiden Elemente, das karnische im Osten, das bergamaskische im Westen, schliessen alpineinwärts beide direkt an die tridentinische Masse an. Das ist die Tatsache, die schon auf den Profilen zum „Bau der Alpen“ klar zur Darstellung gebracht worden ist und um die es nichts zu diskutieren gibt. Der einzige Unterschied zwischen Ost und West liegt darin, dass im Osten die nördliche, karnische Einheit von der tridentinischen Scholle scharf nordwärts überschoben wird, der Schub von der Po-Ebene gegen die

Zentralalpen gerichtet erscheint, während im Westen gerade umgekehrt das den Zentralalpen näher gelegene bergamaskische Element, auf jeden Fall von den Judikarien und Val Trompia bis Val di Non, fast allgemein die internen gelegene tridentinische Einheit in entgegengesetzter Richtung, in dinarischem Sinne überschiebt. Da aber der Überschiebungsbetrag in beiden Fällen nachweisbar kein grosser sein kann, so kann man wohl, in Analogie mit dem Verhalten grosser Teile des „dinarischen“ Apennins oder gar der südamerikanischen Anden gegenüber dem Verhalten der Schübe in den Alpen resp. dem mediterranen Gesamtsystem im allgemeinen, prinzipiell annehmen, an der Front eines stossenden Blockes, in diesem Falle des dinarisch-südalpinen, wenn man will des padanischen, sei es zu direkten Überschiebungen der nördlichen Einheiten durch die südlichen gekommen, an der linken so deutlich in Erscheinung tretenden und scharf zurückweichenden Flanke des grossen tridentinischen „Dinaridenkopfes“ jedoch, zum Teil als Folge übertriebener Zerrungsfalten, zu bedeutenden Unterschiebungen der primär nördlicher gelegenen Zonen durch die südlicheren Elemente. Ein Schema, das nicht nur durch die „dinarisch“ gerichteten kurzen Überschiebungen zwischen Storo, Valle di Ledro und Ballino oder durch die verschiedenen Unterelemente des Brenta-Ostrandes zum Ausdruck kommt, sondern das auch klar verwirklicht erscheint in den innertridentinischen Zügen des Monte Baldo, von Tremosine-Riva, der Paganella, der Stivo-Kette und so fort. (S. Karte Tafel IX.)

So könnten schliesslich das karnische Element und jenes der Brenta und der Bergamasker Alpen, beide ja an der Aussenfront der gleichen grossen tridentinischen Haupteinheit gelegen, als im Grunde genommen überhaupt dasselbe betrachtet werden; wobei aber wohl diese beiden einander tektonisch entsprechenden Zonen, die karnische und die bergamaskische, schon primär, gemäss wahrscheinlich den Einflüssen des tieferen Unterbaues und wohl auch angesichts der das süd-alpine Zentralsegment so übermächtig beherrschenden Porphyrtafel von Bozen, vor dieser gewaltigen Bozener-Scholle gegeneinander ausspitzten. Das tun sie ja heute beide sicher; sie taten es aber in hohem Grade bereits auch vor der ersten Anlage der alpinen Sedimentationsräume, d. h. am Abschluss der herzynischen Zeit. Verbindende Züge sind zwar in durchaus bemerkenswerter Weise auch in stratigraphischer Beziehung zwischen karnischer und bergamaskischer Scholle vorhanden, indem gerade so typische Glieder der karnischen Serie wie die unterpermischen marinen Trogkofel-Schichten, in gewissen Andeutungen wenigstens, auch noch im Westen zwischen den übrigen unterpermischen Serien immer noch vorkommen, und zwar im nördlichen Nonsberg bei Tregiovo in der nördlichen Brenta-Scholle – im Hangenden der Porphyre der Laugenspitze und an der Basis der Grödener-Sandsteine der Brenta-Serie –, des weiteren aber sogar im Gebiete von Branzi, d. h. bis in die westlichen Bergamasker Alpen hinein. Nördlich der Val di Non erreichen diese „Trogkofelzeugen“ in den obersten 200 m der Collio-Schichten mit Kalken und Kalkschiefern sogar noch erhebliche Bedeutung. Dass im übrigen gerade die Brenta-Scholle in stratigraphischer, ja schon in rein landschaftlicher Beziehung auch recht nahe den westlichen Dolomiten steht, nicht ferner als diese den östlichen im Raume von Cortina etwa, zeigt nur einmal mehr, dass die Sedimentationsräume der ostwärts ausspitzenden bergamaskischen Einheit und der jenseits der späteren Grenzlinie liegenden Dolomiten einander irgendwie benachbart waren.

Damit können wir für einmal unsere Betrachtungen über die wesentlichsten Grundzüge des südalpinen Baues im Osten des Comersees abschliessen und dürfen nun, auf weit gesicherterer Basis als einst, auch an die wichtige Frage der Schubrichtungen in diesem ganzen weiten Südalpengebäude herantreten.

3. Die Schubrichtung in den südalpinen Bauelementen.

Vorfaltung von Süden nach Norden, im Sinne der Genese der Gesamtalpen, oder *Rückfaltung* von Norden gegen Süden, gemäss der dinarischen Konzeption von der Zweiseitigkeit des Gebirges auch in der grossen Raffungszone der Alpen, das ist die grosse Frage. Sie ist sehr einfach und durchaus in dem Sinne, wie er im „Bau der Alpen“, ja sogar schon 1915 konzipiert wurde, nur noch viel grossartiger in diesem Sinne zu beantworten.

Da ist zunächst einmal *der südalpine Grundriss*: in den Bergamasker Alpen im Westen, der karnischen Kette und den Karawanken im Osten zwei mächtige Elemente, die beide gegen den zentralen Südalpensektor von Südtirol, d. h. gegen die Brenner-Furche hin, in auffallender Weise ausspitzen. Und zwar deutlich ausspitzen vor der Front des auch heute immer noch gewaltigsten und geschlossensten südalpinen Bogensegmentes, des alten Südtiroler oder Bozener „Dinaridenkopfes“, dessen äusserstes Vordringen die tridentinische Grosseinheit bis auf die geographische Breite von Schuls oder Ilanz, oder auf der Alpennordseite sogar jene von Interlaken oder Romont vorträgt. Das „Vorstossen der ‚Dinaridenscholle‘ an den Brenner“ bringt die tridentinische Front von ihrer primären Lage im Südosten und Osten der Bergamasker Alpen, zwar wohl zu einem guten Teil zusammen mit längs der Judikarienbeugung vorgeschleppten östlichen bergamaskischen Elementen, um an die 120 km weiter nach Norden, und dieser grossartigen Front der tridentinischen Gross-Scholle fügen sich einerseits die Einheiten der gesamten Rätischen Alpen mit wenigen Ausnahmen, und zwar bis nach Glarus und den Nordfuss des Säntis hinaus, und von da hinüber nach Bayern und Nord-Tirol, des fernerer die ganze Gestaltung der Hohen Tauern und die Gailtaler Alpen, andererseits aber auch die Einzelelemente nicht nur der tridentinischen Scholle selber, sondern auch jene des gesamten zentralen Südalpenabschnittes zwischen Brescia und dem Quellgebiet des Tagliamento. In diesen nord- resp. nordwestschauenden Bogen des Südtiroler „Dinaridenkopfes“ werden einbezogen: die gegen dessen eigentliche Stossfront hin immer mehr ausdünnenden Elemente der bergamaskischen und der karnischen Einheit, im Westsegment das Element der Brenta-Scholle und der Val Trompia – die Brenta sogar mit ihren abgelenkten resp. abgepressten judikarischen Faltelementen –, im Ostsegment das Westende der karnischen Kette. Die tridentinische Einheit zeigt weiterhin als Ganzes zwei ausgesprochene Scharungsgebiete an ihren beiden Enden, am oberen Piave und zwischen Storo und dem Monte Baldo, und von diesen beiden Scharungsgebieten – das eine, judikarische, gelegen hinter der gewaltigen alpinen Versteifung im Querschnitt Val Trompia–Adamello–Bernina/Ortler, das andere, cadorische, hinter dem Ostende der Venediger Kulmination der Hohen Tauern –, strahlen alle tektonischen Elemente, Falten, Längsbrüche und Einzelschollen in weiter Virgation über dem durch den Südtiroler Porphyrschild ja besonders versteiften zentralen Bozener- oder Dolomitensektor auseinander. Der steile Südrand der Cima d’Asta-Masse erscheint von Süden her schwach eingedrückt, in direkter Linie hinter dem äussersten Vorstoss des Bozener „Dinaridenkopfes“ gegen den Brenner hin, dann endlich stösst, von Garda und Rovereto bis hinüber nach Ampezzo, die Front der alten „Venezianischen“, nunmehr „Bellunesischen“ Einheit von Süden her in den Rücken des tridentinischen Hauptblockes der Südalpen vor. Dass dieser wirklich venezianische Randbogen im Osten von Belluno durch den Verlauf der einzelnen „venezianischen Dome“ zwischen Maniago, Tarcento, dem mittleren Isonzo und dem Ternovaner Karst schliesslich weiterhin in aller Schärfe als gegen Norden gerichtet dokumentiert wird, steht

abermals über jedem Zweifel, es ist dies schon im „Bau der Alpen“ in aller Schärfe hervorgehoben worden. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Der Grundriss der zentralen Südalpen verrät somit schon ohne weiteres, genau wie im kleinen der Bogen der Luganeser Alpen im Süden des Ceneri, ganz zweifelsfrei eine prinzipielle und ganz gewaltige Nordbewegung aller südalpinen Massen.

Die Überprüfung des südalpinen *Querprofils* durch die einzelnen Gross-Segmente des Gebirges hindurch ergibt in jeder Beziehung dasselbe Bild. Nordbewegung in erster Linie, und wo diese durch seitliche Widerstände abgelenkt wird, Bewegung gegen Nordwesten und sogar Westnordwesten – wie in den Judikarien – oder Bewegung gegen Nordosten, wie im Raume des oberen Piave und den Sextener Dolomiten oder am Matajur. Allgemeine Bewegung aber immer primär gegen die Zentralalpen hin, von der Po-Ebene weg. (Siehe Tafel X.)

Wohl treten innerhalb der Südalpen, wie seit alter Zeit bekannt, eine Unmenge von tektonischen Elementen mit Überkipfung gegen das stossende Rückland, d. h. gegen die Po-Ebene auf, vom Generoso-Südfuss bis zum Isonzo; aber nie und nirgends nehmen, bis an den oberen Tagliamento heran, d. h. über das ganze grosse Hauptareal zwischen Sesia oder dem Langensee und Ampezzo, somit über eine Längserstreckung von rund 300 km, nur von Como an gerechnet, diese Überkipfungen, diese Rückfalten, das Herauf- oder schwache Hinübertreten nördlicherer Elemente über südliche, ein grösseres Ausmass an. Als grösstes Phänomen solcher Art erscheint im ganzen südalpinen Westen bisher wohl die Scholle der Grigna, doch ist deren besonderes Gehaben auf das hier speziell starke Zusammenspiel zwischen stossendem comaskischem Rückland und den vorgelagerten grossen inneralpinen Widerständen, vielleicht sogar auf eine besondere Versteifung des Zentralalpenraumes dieses Sektors durch das Bergeller-Massiv zurückzuführen. Aber wirkliche Decken auch nur bescheidener Art – mit Überschiebungsbeträgen von mehr als 5 km –, die in „dinarischem“ Sinne allgemein oder auch nur in grösserem Ausmass von den Zentralalpen gegen die Po-Ebene vorgestossen worden wären, gibt es in den ganzen Südalpen zwischen Langensee und dem Querschnitt von Tolmezzo im Norden von Udine, d. h. bis in die östliche Carnia und Friaul, keine, keine einzige. Und wenn wir an schönen klaren Tagen durch die nördliche Po-Ebene dem südlichen Alpenrand entlang fahren, so fragen wir uns, von der Adda über Bergamo und Brescia bis über Verona und ins Vicentinische hinein mit immer grösserem Staunen, wie überhaupt an diesem ganzen Alpensüdrand, von der Sesia bis zum Meridian von Venedig, irgendwo wirklich auch nur die Idee von einer „dinarischen“ Bewegung der südalpinen Massen gegen ein padanisches „Vorland“ entstehen konnte.

In erster Linie schneidet einmal der heutige, rein morphologisch als Gebirgsfuss erscheinende *Alpenrand* – im tieferen Untergrund wohl durch ein System circum-padanischer, im Gefolge isostatisch begründeter Krustenaufschmelzung im padanischen Raum ausgelöster Brüche oder Flexuren bedingt, die aber nirgends an der heutigen Oberfläche wirklich sichtbar, sondern nur genetisch für das Verständnis dieses absurden Alpenrandes nötig sind –, die allerverschiedensten Bauelemente der Südalpen. Denn die tektonischen Einheiten der Südalpen streichen, zum mindesten bis nach Verona, wahrscheinlich aber auch noch im Raume nördlich Treviso und vielleicht Udine, bei Maniago etwa, oder am Tagliamento, mehr oder weniger schief an den heutigen Gebirgsrand heran und dieser ist damit aus ganz verschiedenen Bauelementen und Grosszonen zusammengesetzt. Vom Langensee bis ins Mendrisiotto ist es der Südfall der insubrischen Antiklinale mit der Platte des San Giorgio und des Campo dei Fiori, von da über Como und die niedere Brianza bis Bergamo und Trescorre, mit Ausnahme der Randhügel der Niederen

Brianza, vor allem der Innenrand der eigentlichen bergamaskischen Einheit, zu der ja der comaskisch-tessinische Abschnitt im Raume der Generoso-Scholle samt der Alta Brianza gehört. Von Trescorre bis über Brescia, ja über Sirmione bis Garda und Bardolino stossen die verschiedenen Teilelemente der südwestlichen tridentinischen Grosseinheit an den südlichen Alpenrand und in die mantovanisch/brescianische Ebene hinein, und östlich der Veroneser-Klause sind es, von Valpolicella und Verona bis hinüber nach Vittorio Veneto, die lessinisch-veronesisch-vicentinischen Randeinheiten mit dem alten Kern von Recoaro und der eigentlichen Zone des Monte Grappa, die am Alpenrand erscheinen, schliesslich abgelöst durch die abermals etwas internere Zone der venezianischen Dome, von der Kuppel des Bosco del Cansiglio bis hinüber an den Isonzo. Isoliert stehen aus der Ebene zwischen Vicenza und Este die alpinen Elemente der Monti Berici und der Euganeen empor, wohl herausgehoben am uralten, aber neu belebten Bruchsystem von Schio, und östlich der friulanischen Ebene nehmen diese gleichen Elemente, nur ohne den durchaus lokalen vicentinisch-euganeischen Vulkanismus, der eben an das Bruchsystem von Schio gebunden erscheint, am Aufbau des östlichsten Alpenrandes zwischen Udine und Triest hervorragenden und wichtigen Anteil. Auf dieser ganzen langen Strecke aber, vom Langensee bis hinüber nach Triest, erkennen wir an diesem südlichen Alpenrand, ausser Grigna und Resegone am Comersee und der Kette des Monte Chiampòn im Osten des Tagliamento, keine einzige Berggestalt oder gar Bergreihe, wie sie etwa die nordalpinen Deckenfronten in so höchst charakteristischer Masse in einem Säntis, einem Pilatus, einem Stockhorn oder Moléson, oder im Osten des Rheins in den Allgäuer Alpen, der Benediktenwand, dem Wendelstein usw. aufweisen. Flache Vorberge, die recht gemächlich, fast möchte man sagen unschuldig gegen die Po-Ebene hinab versinken, einzelne Ketten, die mit ihren Achsen nur zu deutlich in ihrem Streichen unter die Ebene eintauchen – bei Varese, östlich Bergamo, bei Brescia, am Monte Baldo, östlich davon das flache Gewölbeland des Veronese, mit lang anhaltendem flachem Abfall gegen die veronesische Ebene –, und was von wirklichen Schubfronten etwa sichtbar wird, an der Grigna und am Resegone, am Lago d'Endine oder im Gebirge westlich des Gardasees, das betrifft in keinem Falle mehr den eigentlichen Alpenrand, sondern bereits weit internere Teile im Inneren des Gebirges. Eine wirkliche Schubfront erreicht nur im äussersten südalpinen Osten, d. h. im Norden der Ebene von Udine, am Austritt des Tagliamento aus den östlichen Südalpen, im Raume von Gemona die venezianische Ebene.

So weist schon die blosse so ausgeglichene anmutige Gestaltung des Alpensüdrandes in gar keiner Weise auf irgendwelche grobe Schübe in der Richtung auf die Po-Ebene hin; die Harmonie dieses Alpenrandes wird durch keine solchen Gewaltakte gestört, bis hinüber an den Tagliamento, und es bleibt regelrecht unverständlich, dass von da nach Westen überhaupt irgendwo auch nur der leiseste Gedanke eines generellen Vormarsches der Südalpen gegen die Po-Ebene aufkommen, geschweige denn bis in die neueste Zeit hinein immer wieder verteidigt werden konnte.

Das gleiche Bild vom padanischen Raum gegen das Alpeninnere stattgehabter Bewegungen zeigt sich aber, und zwar wohl kaum nur zufälligerweise, auch in den tektonischen Beziehungen zwischen dem *Südrand der Po-Ebene* und der südlichen Fortsetzung des Gesamt-Alpenstammes in den *Apenninen*. Auch dort, von den Hügeln von Turin als den westlichsten Ausläufern des padanischen Apenninrandes bis hinab nach Modena, Bologna und Rimini erkennen wir *innerhalb des Gebirges keine einzige wirkliche Schubfront*, bis zu der tektonische Elemente von der Art alpiner Decken in der entscheidenden orogenetischen Phase vom tyrrhenischen Meer über grössere Beträge gegen die Po-Ebene vorgetragen worden wären, im Sinne der alten

Thesen von SUESS, STEINMANN, TERMIER, STILLE und KOBER. Denn abgesehen von der bereits auf p. 255 neu in Erinnerung gerufenen „Verknickung“ der gesamt-alpin/apenninischen Gebirgsachse, durch welche der ganze westliche Abschnitt des padanischen Raumes vom Meridian des Gardasees an so entscheidend verschmälert und seine süd- und ostalpinen Strukturen im Süden der Po-Linie in der Tiefe vom nachträglich noch verstossenen Gesamtapennin als geschlossenem Gebirgsblock überfahren und begraben worden sind, in einer orogenen Spätphase obermiozänen und sogar pliozänen Alters erst, steigen *am ganzen Südrand der Po-Ebene*, wenn auch stellenweise mit leichten Überkipnungen, die eben der genannten Spätphase ihr Dasein verdanken, die tektonischen Elemente des nördlichen Apennins *stets generell gegen das Innere des Gebirges*, d. h. zunächst gegen den Apennin-Kamm, und innerhalb desselben weiterhin gegen die tyrrhenische Küste empor. Man braucht für diese von mir seit 1928 verfochtene Erkenntnis nur den apuanischen Gebirgssektor zwischen Spezia–Pisa und Reggic–Bologna aufmerksam zu durchqueren, wo die grossen Gewölbe-Elemente mit nur verschwindenden Ausnahmen alle *gegen Südwesten und Westen vorgetrieben* sind. Die Pässe des Cerreto, von Porretta und La Futa bleiben in dieser Beziehung stets bemerkenswert und höchst instruktiv, und der Querschnitt von San Marino zeigt gleichfalls kein anderes Bild: *der Schub ging auch im Apennin primär vom padanisch/adriatischen Raum aus und dieser Raum der Po-Ebene ist daher als gemeinsames Rückland von Alpen und Apennin zu betrachten*, das nur durch die erwähnte spätere Vorknickung des ligurischen Kettenabschnittes – im Vorland der ihrerseits vom Westteil des afrikanischen Blockes bedrängten und daher weiterhin nach Norden ausweichenden korsosardischen Masse – *in seinem Westteil so entscheidend eingeengt* resp. von diesem ligurischen Neo-Apennin so weit überdeckt worden ist, dass *die Frage nach den Ursprungsräumen der westalpinen Decken damit zu einer fast unlösbaren zu werden drohte*. Dadurch aber wurden sowohl der Bau des Apennins wie dessen Beziehungen zu den Alpen erneut kompliziert und ergeben sich auf lange Zeit hinaus noch eine Unmenge schwieriger Probleme, daneben aber, und zwar bereits heute, auch neue prachtvolle, bisher völlig unvermutete, vielleicht aber auch wirtschaftlich bedeutsame Zusammenhänge.

Auf einen solchen sei, weil er den Bau der Südalpen direkt berührt und zu deren Verständnis beträchtlich beitragen kann, noch kurz hingewiesen. Er betrifft den oben als so „absurd“ empfundenen *südlichen Alpenrand*, an dem so *verschiedene tektonische Elemente* der Südalpen, angefangen bei den innersten Bruchstücken der Euganeen im Osten, über den Gardasee und Brescia bis über die insubrischen Randeinheiten der Sesia hinaus, *unter wechselndem Winkel schief unter der Po-Ebene verschwinden*.

Dieser ganze *südliche Alpenrand* verläuft, und zwar von Este bis über die Sesia hinaus, d. h. auf eine Länge von rund 270 km, in höchst auffallender Weise *weitgehend konform*, ja praktisch fast parallel zum *padanischen Rand des Nordapennins*. Die rund 90 km Breite der Po-Ebene, die wir zwischen Bologna und Este oder zwischen Tortona und dem Alpenaustritt der Sesia oder Arona messen, entsprechen fast überall dem mittleren Abstand zwischen Südalpenrand und den nördlichsten Elementen des Apenninfusses. *Der Südalpenrand zwischen Este und Sesia fügt sich in flachem Bogen somit weitgehend dem Südrand der Po-Ebene und dem Rand des Apennins*, er muss daher in seinem Verlauf *durch die gleichen Ursachen bedingt* sein wie diese südlichen Objekte. Der die einzelnen südalpinen Bau-Elemente so klar schief abschneidende Südrand der Alpen zwischen Este, Verona, Brescia, Bergamo, Como, Varese, Arona und Sesia verdankt seine Entstehung und seinen „absurden“ Verlauf einer *flexurartigen Verbiegung der normalen südalpinen Fallenachsen*, an der, wohl sicher auch zum Teil längs eigentlichen Brüchen oder sonstwie kompliziert, *in einer späteren Endphase der Gebirgsbildung* gegen den Schluss des Miozäns, *diese süd-*

alpinen Einheiten vor der anrückenden, der eigentlichen Gebirgsbildung später noch folgenden Vorknickung des ligurisch-emilianischen Apenninblockes, zum heutigen Grosstrog der Po-Ebene absinken. Die Po-Ebene, d. h. ihr Untergrund, ist zur Zeit der grossen orogenetischen Hauptbewegungen, d. h. in vormolassischer Zeit, das den eigentlichen südalpinen Bau umfassende und in sich bereits auch in dessen Sinne zusammengestaute breite *gemeinsame Rückland des alpinen Deckengebirges und des apenninen Deckengebäudes gewesen*, es ist *primär* somit dieser *padanische Raum* als das *Alpen und Apennin in gleichem Masse bedrängende wirkliche Rückland dieser beiden Ketten* zu betrachten. Als ein Rückland jedoch, das wohl schon während der Bildung der mächtigen oligozänen und miozänen Molassen, entscheidend aber erst gegen den Schluss des Miozäns und bis ins Pliozän hinein, von dem nun vielfach wieder genannten späten *Blockvorstoss des ligurischen Sektors der Apennin-Masse* zum mindesten, zunächst zu einer weiten und in sich wohl mehrteiligen *Grossmulde* zusammengestossen, und schliesslich *in seinen südlichen Teilen von der einst von ihm selber zusammengestauten Apenninkette*, unter den *Impulsen des letzten korsosardischen resp. afrikanischen Vorstosses gegen Europa* hin, auf beträchtliche Breiten *überfahren* und damit äusserlich recht entscheidend *zur Breite der heutigen westlichen Po-Ebene eingeengt* worden ist. Wobei ganz naturgemäss wohl auch die Scharung der Alpen selber weitere Akzentuierung erfuhr.

Der südliche Alpenrand ist also in gar keiner Weise ein etwa „dinarisch“ gegen den padanischen Raum vorgestossener Schubrand; er ist im Gegenteil durch einen jungen Vorstoss des Apenninblockes, verbunden mit der Einmuldung des heutigen padanischen Raumes von Süden her, erst gegen den Schluss der alpinen Gebirgsbildung entstanden. Von einem generellen „*Vormarsch der Südalpen gegen die Po-Ebene hin*“, wie die dinarische These dies verlangt, kann somit, schon rein von diesem südlichen Alpenrande aus, niemals die Rede sein.

Im Inneren des Gebirges aber steht es ähnlich und werden in dieser Beziehung die Überraschungen sogar noch grösser. Anzeichen wirklich *grösserer* Bewegungen von den Zentralalpen gegen die Po-Ebene hin gibt es *keine*, und gar südgetriebene Decken alpinen Stils suchen wir, bis hinüber in das Tagliamento-Tal, überhaupt vergebens. Und wenn tatsächlich eine der alpinen Nordflut aller Massen auch nur einigermaßen entsprechende „Gegen“-Bewegung die südalpinen Bauelemente von den Zentralalpen her gegen die Po-Ebene hin gestossen haben sollte, im Sinne der „dinarischen“ Konzeption und der Auffassung des zweiseitigen Orogens im Sinne KOBERS und STILLES, so müsste in diesem weiten südalpinen Gebirge zwischen Tagliamento und Como auf jeden Fall einerseits der wirkliche Nachweis weitreichender Überschiebungen erst noch geleistet werden und dürften nordbewegte Elemente in grösserer Zahl überhaupt gar nicht vorkommen.

Das konkrete südalpine Querprofil lehrt uns aber das gerade Gegenteil: Südalpine Decken im „dinarischen“ Sinne, von grösserem Bewegungsausmass und begleitet von den unumgänglich notwendigen Beweisstücken von Klippen und Fenstern oder grossen basalen Schürffzonen, lassen sich, bis in den Meridian von Udine nirgends, aber auch keine einzige nachweisen; auch die berühmte Grigna lässt sich keineswegs als „dinarische“ Decke missbrauchen. Dafür sind die Zeugen für stattgehabte deutliche Bewegung der Massen von der Po-Ebene gegen die Zentralalpen hin auch im südalpinen Querprofil so zahlreich und eindringlich, dass sie sehr wohl neben den bisher in erster Linie und erst noch über Gebühr als solche hervorgehobenen sogenannten „dinarischen“ Zügen als etwas mindestens Gleichwertiges bestehen mögen.

Suchen wir daher einmal die Zeugnisse für generelle Nordbewegung der Südalpen gegenüber den sogenannten „dinarisch“ orientierten Elementen des Süd-

alpenbaues etwas präziser abzuwägen, dann ergibt sich, nach der neueren Literatur und vielen eigenen Beobachtungen durch den ganzen südalpinen Raum, vom Tagliamento und von Raibl bis an den Comersee, etwa das folgende Bild.

A. Vom Comersee zur Etsch.

Hier sind die beiden Abschnitte des bergamaskischen und des judikarisch/trentinischen Segmentes zu unterscheiden, die durch das brescianische Zwischenstück miteinander verbunden sind, in welchem sich der allmähliche Übergang vom bergamaskischen und veltlinischen Streichen zum Judikarien-Streichen vollzieht. Folgende Elemente nehmen, im Süden der orobischen Kristallinzone der Silvretta-Wurzel und ausser den Tonalit-Stöcken des Adamello-Massivs, am Aufbau dieser wichtigen Gebirgsmasse im Westen der Etsch teil: die orobischen Mulden als südlichste Elemente des Drau-Zuges, die bergamaskischen Gewölbe als Fortsetzung der insubrisch/luganesischen Antiklinalen, das Bergamasker Triasgebirge mit seinem südlichen Jura/Kreidesaum und seiner östlichen Fortsetzung in die Brenta hinein, der Trompia-Aufbruch, der Westteil der tridentinischen Einheit zwischen Iseo/Brescia und dem nördlichen Nonsberg, das Element des Monte Baldo und schliesslich der Westrand der vicentinisch-lessinischen Randzone zwischen Garda und Rovereto. Zwischen Tramin und Lana bildet ein schmaler Saum der Bozener Porphyrtafel die alte Basis der Mendola-Elemente. (S. Karte Tafel IX.)

Orobisches Kristallin, orobische Mulden und bergamaskische Gewölbe bilden in den hinteren Bergamasker Tälern gegenüber dem südlichen Kalk/Dolomitgebirge der eigentlichen Bergamasker Alpen unter sich eine gewisse, wenigstens scheinbare Einheit. Es ist jedoch zunächst nicht gesagt, dass diese vermeintliche Einheit als solche auch wirklich existiert. Immerhin müssen diese Elemente hier, gemäss ihrer engen räumlichen Verbindung, vorderhand einmal gemeinsam betrachtet werden.

Vom Comersee, d. h. genauer der Gegend um *Tartavalle* in Valsässina, über den historischen Pass von San Marco bis in den Corno Stella und das Tal von *Carona*, d. h. bis nahe an den Meridian von Sondrio heran, überschiebt stets das orobische Kristallin der veltlinischen Grenzkette die Trias des Nordschenkels oder auch bloss die Permumhüllung der nördlichsten bergamaskischen Antiklinalen. Schon hier sehr deutlich – und zwar bereits im Gebiete von Margno in Valsässina, ja sogar schon wenig östlich Bellano – in mehreren Schuppen. Die nördlichen Elemente der Bergamasker-Gewölbezone unterschoben dabei zwischen dem Südfuss des Legnone-Kammes und Valsässina, besonders deutlich sichtbar in Val Marcia südlich Premana, das orobische Kristallin recht bedeutend und scharf um rund 4–5 km. Dies ist zugleich auch der Sektor der so mächtigen und auffallenden Rückschuppung des kalkalpinen Nordsektors in der Grigna-Scholle, die wohl kaum ohne tieferen Grund gerade hier, im Hinterland dieser besonderen orobischen Phänomene sich zeigt. (S. Profil 11, Tafel X.)

Nördlich Olmo überspannt das bergamaskische Triasgebirge in weitem Bogen die östliche Fortsetzung des Valsässina-Gewölbes im Tale von Mezzoldo und tritt in der Gruppe des Pegherolo, zuletzt in flach nördlich ansteigender, relativ einfach gebauter Schichtplatte, bis auf wenig über 200 m knapp an die orobische Überschiebung südlich des Passo di Lemma heran. Jenseits von Foppolo wird dann, besonders im Tal von Carona, nicht nur das Gewölbe von Mezzoldo/Valsässina, sondern sogar der eben genannte Nordrand der bergamaskischen Triasplatte selber vom orobischen Kristallin ganz direkt noch um ein wenig überfahren.

Zwischen Corno Stella, Passo Venina und *Pizzo del Diavolo* komplizieren sich, besonders nach den schönen Untersuchungen Dozys klar ersichtlich, die Dinge

weiter. Der orobische Schubrand stösst am Südhang des Monte Masoni in einem auffallend spitzen Keil bereits bis nahe an den kristallinen Kern des Brembo-Gewölbes vor, aber dieses südlichste orobische Kristallinelement *trägt* nun in aller Klarheit auch seinerseits mächtige Perm-Serien, das orobische „Gipfelperm“ zwischen Pizzo Zerna/Monte Masoni, Pizzo del Diavolo di Tenda, *Pizzo Cocca* und Monte Gleno. Um das ostwärts niedersinkende südlichste Kristallin der orobischen Kette verbindet sich dieses orobische Gipfelperm mit der durchaus gleichartigen Permumhüllung des Brembo/Carona-Gewölbes und über dasselbe hinweg schliesslich sogar mit jener der beiden abermals südlicher gelegenen Kristallingewölbe der hinteren Val Seriana. (S. Tafel IX und Profil 9 und 10, Tafel X.)

Es bilden so die kristallinen Gewölbezonen der Bergamasker-Antiklinalen nicht einen einzigen durchgehenden Gewölbekern, sondern dieselben reihen sich von Valsässina bis in die hinterste Val Seriana *kulissenartig* hintereinander und lösen einander zum Teil auch im Streichen ab. Das Gewölbe der Val Marcia streicht schief unter die westliche orobische Kette hinein – fast sollte man es in Val Bitto nochmals finden – Valsässina–Caprile–Mezzoldo–Cambrembo/Foppolo bilden eine zweite Kulisse, Trabuchello/Branzi–Carona–Lago del Prato eine dritte, Pian dell’Asino/Passo Portula–Fiumenero in Val Seriana eine vierte, und jene von Valbondione schliesslich eine fünfte. Aber auch diese scheint abermals noch nicht die letzte Kulisse zu sein, und der klassische Gewölbekern der Val Paisco und des Passo del Vivione in Val Camonica gehört bestimmt einer noch weiter südlicher gelegenen Gewölbezone an, die sich in Val Camonica selber, d. h. südlich Cedegolo wohl abermals noch erweitert.

Es löst sich so die ganze Zone der Bergamasker-Gewölbe, wie im übrigen bereits aus den älteren Aufnahmen von PORRO und auch meiner tektonischen Karte der Alpen hervorgeht, in eine ganze *Gewölbeschar* auf, deren Elemente sämtliche, mit Ausnahme der südlichsten von Val Paisco und Cedegolo, in ihrem Verlauf irgendwie schief unter den orobischen Kristallinrand hineinziehen. Das aber scheint mir zu bedeuten, dass die Trennung zwischen bergamaskisch-insubrischer Antiklinalzone, d. h. der Basis der südlichen Kalkalpen, und dem orobischen Kristallin in Tat und Wahrheit doch wesentlich tiefer greift als etwa nur der Bau der orobischen Gipfelregion zwischen Pizzo Zerna, der Diavolo- und Cocca-Gruppe und dem Monte Gleno dies auszudrücken scheint. Was klar sich dokumentiert, das ist eine wenn auch durch Schuppung weithin gestörte, aber dennoch gesicherte Verbindung des orobischen Unterperms der Collio-Serie im Hangenden des orobischen Kristallingebirges mit jenem der engeren bergamaskischen Gewölbezone und schliesslich sogar mit dem durchaus gleichgearteten Unterperm der wirklichen Basis der bergamaskischen Kalkalpen. Das orobische Gesamtperm bildet so nichts anderes als schliesslich das gemeinsame tiefste Sedimentdach des orobischen Wurzelkristallins und der bergamaskischen Gewölbe. Das ist aber das, was ich bereits in den Ostalpenprofilen zur „Geologie der Schweiz“ ALBERT HEIMS vor bald 30 Jahren, oder schon in meiner „Tektonischen Deutung der Catena Orobica“ vom Jahre 1919 mit aller Deutlichkeit zum Ausdruck gebracht habe. (Vergl. Profil 9 und 10, Tafel X.)

Die Permbasis der bergamaskischen Kalkalpen und damit ein nach bisherigem Sprachgebrauch sicher südalpines, „dinarisches“ Element verbindet sich auf solche Weise klar und deutlich mit dem Perm der Silvretta-Wurzel der orobischen Grenzkette. Das ist abermals nichts anderes als der alte „*Zusammenhang zwischen Silvretta-Wurzel und südalpiner Basis*“, den ich seit jeher, das erstemal schon 1915, dann wieder 1919 und 1924 oder wiederum 1935 postuliert hatte. Ich freue mich dieser Bestätigung durch die neuen weit ins Detail gehenden trefflichen, aber noch

nicht erschöpfenden Arbeiten der Leidener Geologenschule, und verweise in dieser Hinsicht ganz besonders auch auf die schönen Profilsereien durch die Bergamasker Alpen, in denen DE SITTER eben erst die Resultate der holländischen Geologen so übersichtlich zusammengefasst hat.

Im Gebiet der Diavolo- und der Cocca-Gruppe, am Pizzo Zerna und abermals in den letzten Hintergründen der Val Seriana ist dieses *orobische Perm* in grossartigem Maßstab mit seiner nördlichen Kristallinbasis verfaltet und *verzahnt*. Ein nördlichster Synklinalkeil greift, hart nördlich des Pizzo del Diavolo, vom Pizzo Ceric, wie ein überkippter Veltliner Wurzelkeil deutlich gegen Süden überliegend, ins orobische Kristallin hinab; dann folgt das flacher struierte, aber von steilen Längsbrüchen durchzogene Unterperm-Gebiet im Diavolo/Cocca-Kamm. Östlich desselben erkennen wir, wie diese nördlicheren Muldenelemente des orobischen Perms über den südlicheren Partien des orobischen Kristallins in einer ganzen Anzahl von separaten Muldenkeilen nordostwärts oder ostwärts axial ausheben und nur die südlicheren Muldenelemente in Form von langen Keilen wirklich tiefer ins kristalline Gebirge eintauchen. Profile und Karte der Arbeiten von DOZY und TIMMERMANS zeigen, vom Pizzo del Diavolo an bis an den Monte Gleno, diese Keilstruktur in aller Deutlichkeit. Und während im allgemeinen, bis an die Gewölbezone des Lago di Prato heran, die Anzeichen der *südlichen Überkippung* der orobischen Mulden im Gebiete des oberen Brembotales noch überaus deutliche sind, erkennen wir nun im Ostabschnitt, vom Pizzo del Diavolo ostwärts doch sehr klar ebenso deutliche Anzeichen für einen Anschub der südlichen bergamaskischen Massen *gegen Norden* hin. Einen solchen Anschub der südlichen bergamaskischen Elemente an die orobische Kette zeigen im übrigen sehr klar auch die Dozyschen Profile im Osten des Lago di Prato in der hinteren Brembana, samt dem Aufschub des westlichsten Serio-Kernelementes im Norden der Cagianca. Im übrigen ergibt es sich recht hübsch, dass die das orobische Kristallin primär stratigraphisch bedeckende Perm-Masse der Diavolo/Cocca-Zone in einer axialen Depression gelegen erscheint, die ausgezeichnet mit dem axialen Abfall der Engadiner-Decken in der Bernina-Gruppe und dem im Osten wieder vermehrt auftauchenden Gewölbekern der Cedegolo-Antiklinale in Val Camonica übereinstimmt, die übrigens vielleicht in einer gewissen nördlichen Fortsetzung der Trompia-Achsenkulmination liegt; womit deren Richtung nordwärts in auffallender Weise auf das so umstrittene Sedimentareal zwischen Ortler und Unterengadin hinweist, das meiner Ansicht nach eben gleichfalls auf einer Achsenkulmination, zwischen Silvretta/Kesch- und Ötz-Masse, gewissermassen auf der „Fensterlinie“ des Unterengadins, als tiefere Einheit zutage kommt. (S. Karte, Tafel IX.)

Es ergibt sich somit aus der Betrachtung dieser nördlichsten Bergamasker-Elemente und der Catena Orobica, dass dieselben durch das Mittel ihrer Permumhüllung wohl weitgehend miteinander zusammenhängen, gewissermassen enger miteinander verknüpft erscheinen, dass aber immerhin, gemäss dem auf den axialen Kulminationen des orobischen Westens und des orobischen Ostens real Beobachtbaren, doch die südlichsten Teile des orobischen Kristallins durch eigentliche und noch in *beträchtliche Tiefe* greifende Keilsysteme von den kristallinen Kernen der bergamaskischen Gewölbeelemente getrennt werden. Vom Comersee bis zum Corno Stella, und wiederum vom Querschnitt des Gleno nach Osten, bis Val Galinera und in den Adamello hinein mehr oder minder kräftige Aufschiebung des orobischen Kristallins gegen Süden – im Grunde genommen genau im Sinne der Veltliner- und Tessiner-Wurzelüberkippungen –, über eine Gesamtstrecke von 70 km; zwischen Corno Stella und dem Gleno-Querschnitt aber tiefe Achsen-depression, mit relativ seichteren Mulden auf dem orobischen Kristallin, aber auch

hier noch immer deutlich mit beträchtlichen Überkipnungen der meisten Elemente gegen Süden. Die Auflagerung des orobischen Perms auf das orobische Kristallin, unter Zwischenschaltung wohl obercarbonischer Basal-Konglomerate –, vom Typus jener von Manno oder von Germignaga am Langensee oder der Konglomerate der Auernigg-Schichten der Carnia –, zeigt sich nur in dieser axialen Senke von rund 20 km Längserstreckung. In den beidseits anschliessenden Kulminationszonen jedoch fehlt diese tatsächlich orobische Sedimentbedeckung und schiebt das orobische Silvretta-Kristallin sich scharf und beträchtlich über die Permumhüllung der südlich vorgelagerten bergamaskischen Frontelemente, in Beträgen, die allerdings, sowohl in Val Marcia wie in Val Brembo, Schubweiten von 5–6 km nicht übersteigen, aber damit immerhin ein ganz respektables Ausmass erreichen können.

Das alles aber zeigt deutlich genug, dass trotz der oberflächlich bestehenden Verbindung des orobischen mit dem bergamaskischen Perm und dessen durchaus gleichartiger stratigraphischer Gliederung die Trennung des orobischen Kristallin-gebirges von den Bergamasker Gewölbekernen der insubrischen Antiklinalzone doch eine ziemlich tiefgreifende ist. Dieselbe zeigt sich in erster Linie in jenen Sektoren in grösserer Schärfe, wo auf Achsenkulminationen dieser Zone die tiefsten Aufschlüsse der orobischen Mulden sich präsentieren, d. h. im west- und im ost-orobischen Abschnitt. Eine Trennung zwischen Silvretta-Wurzel und insubrischen Antiklinalkernen existiert somit auch hier, genau wie im Westen durch den Salvatore-Zug, und das orobische Kristallin darf deshalb in gar keinem Falle als ein direkt südalpines Element betrachtet werden.

Eine recht tiefgehende Trennungslinie zwischen Silvretta-Wurzelkristallin und den vordersten südalpinen Elementen, in Form von Drauzug-artigen Keilen ist somit auch hier, genau wie im Tessin oder im Pustertal oder in den Karawanken durchaus aufrecht zu erhalten. Die Frage ist nur, ob diese Trennung zwischen orobischen und bergamaskischen Elementen wirklich von so fundamentaler Bedeutung ist, dass es sich tatsächlich rechtfertigt, hier, ähnlich wie bei Eisenkappel in den Karawanken, die tiefgehende und prinzipielle Scheide zwischen Alpen und Dinariden als zwei total verschiedenen Gebirgen anzunehmen. Wir kommen in der Folge nochmals auf diese Dinge zurück.

Über den tatsächlichen *Bewegungssinn in der bergamaskischen Gewölbezone* gibt vor allem klare Auskunft jener grosse Muldenkeil, der im Tale von Branzi–Foppolo von der Platte des Pegherolo her bei Valleve den mittleren Brembo-Quellfluss zur Gruppe des Vescovo überquert. Hier zeigt sich, dass der Nordteil des eigentlichen bergamaskischen Triasgebirges, der von Süden her in zunächst steiler, dann immer flacherer Platte bis gegen die orobische Überschiebung aufsteigt, in seinen basalen Teilen tiefgehend verkeilt ist mit dem System der bergamaskischen Permgewölbe. Diese Mulde von Valleve aber zeigt in ihrer Tiefe eine deutliche, wenn auch nur steile Überkipnung gegen Norden, auch wenn die höheren, offeneren Muldenelemente östlich Foppolo und des Vescovo-Stockes durch die von Norden darüber hinweggegangene orobische Überschiebung doch deutlich nach Süden zurückgekämmt worden sind. Auch im Gebirge nordwestlich Carona sind ähnlich gebaute Muldenspitzen mit steiler Überkipnung gegen Norden hin stellenweise zu sehen. Der Gewölbekern von Branzi–Carona, d. h. der Trabuchello-Aufbruch, schiebt sich somit deutlich steil nordwärts etwas über die genannte Mulde von Valleve hinauf. Dieselbe ist übrigens mehrteilig, und alle Muldenspitzen zeigen denselben steilen Südfall, sind somit alle klar gegen Norden überkippt. Gegen Norden überkippt ist aber auch der Westausläufer des Kristallin-Aufbruches von Val Seriana im Gebiete des Pian dell'Asino, weiter verschiedene Teilelemente im Südostteil desselben, so dass hier im Prinzip die Nordbewegung der ganzen berga-

maskischen Gewölbezone nicht mehr in Frage steht. Wäre diese ganze Gewölbezone aber effektiv aktiv vom orobischen Kristallin her erzeugt worden, also durch Schub aus dem Norden, so müssten diese Gewölbeelemente doch samt und sonders klar gegen Süden überliegen. Da sie dies aber nicht tun und im Gegenteil deutliche Bewegung gegen Norden hin zeigen, mit Ausnahme vielleicht der Kuppel von Mezzoldo, so dürfen wir annehmen, diese deutlich nordwärts bewegte Gewölbezone der bergamaskischen Antiklinalen hätte, als eigentliche Nordfront der südalpiner Massen, in ihrer Gesamtheit das nördlich anschließende orobische Wurzelkristallin samt den tiefsten orobischen Mulden in der Tiefe unterschoben, gewissermassen aus den Angeln gehoben, und auf solche Art die heute sichtbaren Teile der orobischen „Überschiebung gegen Süden“ rein sekundär als ein Rückfaltungselement ausgelöst. In durchaus ähnlicher Weise wie der Vormarsch der östlichen Einheiten der apuanischen Alpen mit den Elementen der Sumbra und der Fiocca die Rückfaltung der apuanischen Hauptgewölbe im Westen der Mulde von Arni erzwungen hat. (S. Profil 10 und 11, Tafel X.)

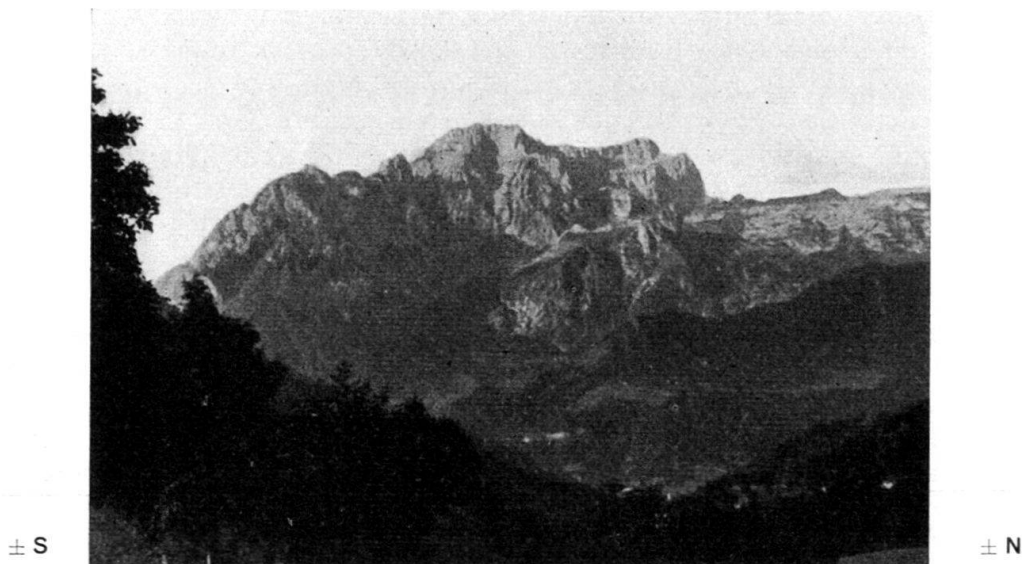


Fig. 8. Die Presolana-Überschiebung, von unterhalb Schilpario aus gesehen.

Die Esinokalk-Masse der Presolana-Nordwand ist mit einer Buchenstein/Wengenerbasis – am direkten Fuss des Grat-Aufschwunges – einer tieferen Raiblerserie (dunkle Gratpartien rechts des Sattels) und deren normalen Esino- und Muschelkalkbasis der Valle di Scalve aufgeschoben.

Der Bau der orobischen Kette und der bergamaskischen Gewölbezone weist somit klar und einfach auf Schub von Süden nach Norden.

Vom bergamaskischen Triasgebirge kann man wohl sagen, dass dasselbe in seiner überwältigenden Hauptmasse nur Bewegung aus dem Süden verrät. Dieses Triasgebirge steigt aus südlichen Tiefen stets prinzipiell gegen Norden, über den innersten Buckel der nordbergamaskischen Gewölbezone empor und sinkt umgekehrt in mehreren Wellen, zum Teil nur sehr flach, gegen Süden zur Tiefe. Hier „dinarische“ Südbewegungen herauslesen zu wollen, ist ein Ding absoluter Unmöglichkeit, und wir erkennen hier gerade umgekehrt das Aufsteigen einer Reihe von Schuppen, deren Heimat jeweils weiter südlich in der Tiefe zu suchen ist. Die Presolana-Überschiebung mit ihrem stolzen, flach nordwärts ansteigenden Aufschub der Esino-Kalke über die Raibler des tieferen bergamaskischen Gebirges,

und zwar, wie die Klippe des Ferrante in klarer Weise zeigt, auf eine Schubbreite von mindestens 4 km, spricht hier, nebst allen neueren Profilen der Holländer Geologen durch diese Nordzone des Bergamasker-Triasgebirges, eine ganz deutliche Sprache. Die Stauungen vor dem Monte Petto oder wiederum die Schuppungen und Stauungen im Gebiete des Pizzo Arera und an dessen nördlicher Basis, im Gebiete von Roncobello, sind gleichfalls nur durch Schub gegen Norden, in der Basis der Presolana-Überschiebung zu deuten, und der Bau der Monte Secco-Gruppe über dem Becken von Clusone spricht, bis an die höchsten Gipfelpartien heran, abermals im gleichen, durchaus gemeinalpinen Sinne. Die Hauptdolomitplatte des Monte Alben südlich Oltre il Colle und des Monte Gioco südlich Dossena oder jene des Sornadello-Castel Regina-Kammes im Westen von San Pellegrino steigen gleichfalls in durchaus flacher Lagerung gegen Norden über der tieferen Raibler- und Esino-Trias in die Luft, ohne irgendwelche Anzeichen einer Überwältigung durch dieselben von Norden her, ja in gewissen Teilen dieser Hauptdolomitplatte sind sogar deutliche Zeugen von Nordbewegungen in Form gegen



Fig. 9. Der Nordostabfall der Corna Grande/Aralalta-Masse in Valtorta.

Flache Hauptdolomitplatte, darüber in der äussersten linken Gipfelregion die Kössenerschichten; gegen N steil (rechte untere Bildhälfte) direkt dem östlichen Val Sassina-Gewölbe angepresst (nicht mehr sichtbar).

Norden oder Nordwesten überkippter Faltelemente zu sehen, so südwestlich San Pellegrino oder östlich der Forcella di Bura zwischen Brembilla- und Taleggio-tal. Nordwestlich Piazza Brembana und Olmo steht, in Valtorta und weiterhin gegen Westen, an der bergamaskischen Nordfront der Hauptdolomit in direktem und damit sicher tektonischem Kontakt mit den basalen bergamaskischen Gewölbeelementen, dem Servino etwa, eine Konstellation, die ohne kräftigen Eigenvorschub einer von ihrem Untergrund abgescherten Hauptdolomitplatte gegen Norden, über ihre Alttrias-Basis hinaus, gar nicht verstanden werden kann. (Vergl. Profil 9, 10 u. 11, Tafel X und Tafel IX.)

Im Quertal des Brembo zeigt die Strecke von San Martino de' Calvi bis San Giovanni Bianco über fast 10 km quer zum Streichen nur mittelsteilen Südfall im tieferen Triasgebirge, mit lokalen Aufschuppungen gegen Norden, und erst süd-

lich des Tälchens von Dossena beginnt in den Raiblern das Regime steil südwärts überkippter Kniefalten. Das daran anschliessende „Fenster“ von San Pellegrino ist wohl als solches noch zu revidieren; es könnte sich nach neueren Untersuchungen von DESIO, die sich mit meinen spärlichen eigenen Beobachtungen zu decken scheinen, um durchaus sekundäre, nur in südwestlicher Richtung abgelenkte weitere Synklinal-Komplikationen in der generell doch noch südfallenden Triasplatte, zum Teil sogar um eigentliche Querfaltenelemente handeln; sicher aber sinkt im Raume nördlich Zogno der Hauptdolomit nur in senkrechtem oder mittelsteilem Abbiegen flexurartig südwärts zur Tiefe und sind auch hier, etwa im tektonisch so empfindsamen Rhät keine grösseren Überkipnungen in der Richtung auf die Po-Ebene zu erkennen. Erst beim *Alpenausgang* von *Villa d'Almè* erscheinen in den tiefsten Aufschlüssen am Brembo Radiolarit und Majolica steil südwärts überkippt, biegen jedoch, gemäss der deutlichen Lagerung des nordwärts angeschlossenen Lias, sofort über demselben gegen Norden in die Höhe. Auch hier somit nur eine höchst knappe Überkipnung der Gewölbezzone der Albenza am Alpenrand. Am *Canto Alto* scheint Rhät steil südlich über Lias überkippt, aber auch dieser schiesst schliesslich an seinem Südrand wieder recht deutlich gegen die Po-Ebene ein und wird nur randlich von den Radiolarit/Kreideserien von Almè und dem Nordrand der flachen Kreide-Antiklinale von Bergamo unterteuft. Im Brembo-Querschnitt erkennen wir somit, und zwar in einer tief eingerissenen Talschlucht auf über 30 km Profiltiefe, kein einziges Anzeichen grösserer wirklich südwärts gerichteter klarer „dinarischer“ Bewegung. (S. Profil 10, Tafel X.)

Eine um so auffallendere Erscheinung bilden daher die von DESIO schon vor über 15 Jahren entdeckten merkwürdigen Klippenmassen im Norden der hinteren *Val Taleggio*, wo verschiedene isolierte Schollen von älterer Trias, mit anisischen und ladinischen Fossilserien als solche belegt, zum Teil auch zusammen mit Hauptdolomit, durchaus als Reste einer dem Rhät und Unterlias der normalen Brembana-Triasplatte aufgeschobenen höheren tektonischen Scholle gedeutet werden müssen. Die Beheimatung dieser Taleggio-Schollen ist prinzipiell wohl nur im Norden oder Nordwesten möglich, sind doch einzig am Nordrand der bergamaskischen Triasplatte oder in den östlichen Ausläufern der Grigna-Scholle im Gebiete südlich Intröbio, d. h. in der oberen Valsässina, anisisch-ladinische Triasglieder bekannt. So sind wir zunächst wohl versucht, diese Taleggio-Klippen als Reste einer gegen Süden vorgestossenen, d. h. dinarisch orientierten Schubscholle mit einer beträchtlichen Überschiebungsbreite zu deuten; es ist aber daneben ganz konkret auch im Auge zu behalten die direkte Nachbarschaft der Grigna-Scholle, die östlich Valsässina im Zuge des *Zuc di Poia* bis auf weniger als 3 km Distanz an die westlichsten Taleggio-Klippen heranreicht, und zwar deutlich aufgeschoben auf die Hauptdolomitplatte der Corna Grande und damit die eigentliche Brembana-Trias; so dass die Möglichkeit einer ganz direkten Verbindung dieser Klippenmassen mit dem Aussenrand der nördlichen Grigna-Scholle sehr wohl als solche besteht. Die Verhältnisse in Valsässina scheinen meinen Beobachtungen gemäss dahin zu deuten, dass das Element der Grigna als Bestandteil der östlichen Generoso-Scholle mit deren Front die bergamaskische Triasplatte gegen Osten hin schief noch etwas überschneidet, in einer Art Kettung des comaskischen mit dem bergamaskischen Segment. Auf die Gründe, die zu einem solchen Ausspringen der Grigna-Scholle geführt haben können, werden wir weiter zurückzukommen haben, aber wir werden dieselben besser verstehen, wenn wir auch die Phänomene des bergamaskischen Ostens kennengelernt haben. (S. Tafel IX.)

Dort, wo im Querschnitt der *Valle di Scalve* das Bergamasker-Triasgebirge mehr und mehr eingengt wird, wo im Norden die grosse Kuppel von Cedègolo, im

Süden der Trompia-Aufbruch in mächtigen Achsenkulminationen aufzusteigen beginnen, da ändert sich das bisher geschilderte tektonische Bild. Da herrschen die nordbewegten Schollen nicht mehr ausschliesslich – sie spielen zwar auch hier noch die Hauptrolle, so an der Presolana –, aber gewisse südliche Teile dieser an sich nordbewegten Schollenstücke springen an steilen und gegen Osten hin auch auf flacheren Längsbrüchen südwärts aus, so dass es lokal zu kurzen aber sehr prägnanten Überschiebungen gegen Süden hin kommt. Das ist im besonderen der Fall am Giogo della Presolana, östlich Clusone, wo die Esino-Stufe des Presolana-Massivs über rund $1\frac{1}{2}$ km nach Süden über die Raibler hinausgesprungen ist. An der Basis dieses erzwungenen *Südausfalls* der Presolana-Rückenteile finden sich weitere ähnliche Komplikationen in der Schlucht des Dezzo und taucht in dieser Basis schliesslich auch das gleichfalls schwach gegen Süden überkippte Porphyrgewölbe nördlich von Angolo empor. Südlich Dosso, gegen Croce di Salven hin,



Fig. 10. Der Presolana-Südausfall nördlich des Giogo della Presolana, gesehen von der Ostseite der Valle di Scalve (Mozzo).

Die hellen Esinokalke der Presolana-Südseite überschieben – wenig oberhalb der Strasse – die Raiblerschichten gegen S hin.

besonders am Corno di Mozzo aber, ist von der ganzen Presolana-Masse fast nur noch eine allseitig isolierte Klippe übrig geblieben, die in der streichenden Fortsetzung des Presolana-Südausfalles liegt, und scheinen die wirklichen Wurzeln der Presolana-Masse durch lokale Südüberschiebungen in der Tiefe begraben, oder es spielen hier auch noch die Faziesgrenzen am Ostrand der Esinokalk-Masse der Presolana eine eigene, die Dinge etwas verschleiende Rolle; aber vor der Kette der Corona di San Fermo erscheint deren Muschelkalk/Esino-Serie doch abermals, im Süden von Schilpario, deutlich den Raiblern der Basalserie gegen Norden hin aufgeschoben. Im Westen des Serio gehören die lokalen Überkipnungen und aufgeschobenen höchsten Triaskappen des Monte Secco- und Arera-Kammes in die Kategorie der hier schon wesentlich beschränkteren Presolana-Rückschuppungen auf der im übrigen prinzipiell so klar gegen Norden gestossenen Presolana-Platte. Wenn es sich hier, nach genauerem Studium, nicht um bloss synklynal in die Secco-Arera-Serie von oben her eingemuldete Reste von Presolana-Frontelementen handelt, worauf

vielleicht die Verhältnisse östlich Ardesio hinweisen könnten. Alle diese Dinge sind aber nur bescheidene Reaktionen auf den vermehrten Zusammenschub dieses ostbergamaskischen Querschnittes im Gefolge des Aufsteigens der mächtigen camunischen Kristallin-Permaufbrüche – Cedegolo im Norden, Val Trompia im Süden –, und diese Südüberschiebungen am Innenrand der Presolana reichen kaum über die Linie von Clusone, Borno, Niardo hinaus. Diese Störungen werden übrigens östlich Val Camonica durch den Adamello-Stock quer abgeschnitten, wie schon in den Profilen zum „Bau der Alpen“ gezeigt wurde. Was für die Altersfrage der Adamello-Intrusion von weiterer Bedeutung ist, indem damit einmal mehr alpine und zwar ziemlich spätalpine Bewegungsflächen vom Adamello-Massiv noch quer durchbrochen werden (s. Tafel IX).

Gegen Süden steigt die camunische Triasplatte über dem *Trompia-Aufbruch* in die Luft, aber auch die alten Kerngesteine dieser berühmten Gewölbezone stossen an der *Trompia-Linie*, obwohl deren Kristallinkern nordwestlich Bovegno

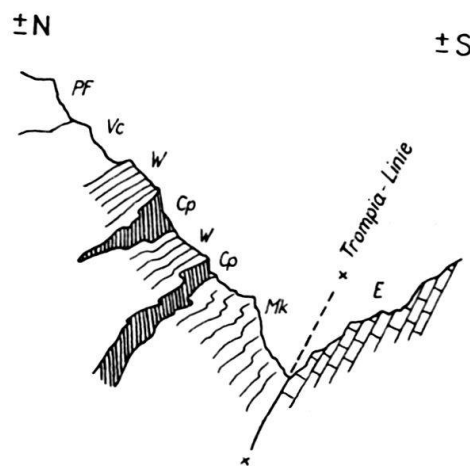


Fig. 11. Der Südrand des Trompia-Aufbruches („Trompia-Linie“) östlich Bagolino.

PF = Porphyryformation,	Cp = Campiler Niveau,
Vc = Verrukano,	Mk = Anisischer Muschelkalk,
W = Werfener,	E = Esinokalk, resp. Ladin.

durch zwei in Linsen aufgelöste Permkeile noch weiter in sich unterteilt erscheint, nirgends auch nur einigermassen wirklich über die südlich anliegenden Triasmassen der Val Sabbia hinaus. Ein steiler Längsbruch, mit zeitweise steiler Überkippung der südlich anliegenden, zum Teil noch durchaus normal, d. h. durch Werfener-Schichten und Muschelkalk mit dem Trompia-Aufbruch verbundenen Dolomite, prachtvoll sichtbar am Ostabfall des Pizzòn im Tale von Bagolino, das ist alles. Auch hier somit steht einem Phänomen wie etwa der Presolana-Überschiebung oder der Unterschiebung der orobischen Kette durch die Bergamasker-Gewölbe nichts Gleichwertiges an wirklich „dinarischen“ Phänomenen entgegen. (S. Profil 8, Tafel X.)

Gegen Westen sinkt der Trompia-Gewölbekern in der Richtung auf Val Camonica und die Furche des nördlichen Iseo-Sees axial, wenn auch zum Teil mit Brüchen in die Tiefe unter seine Sedimentbedeckung, die in ziemlich regelmässigem, wenn auch durch Brüchen abermals etwas gestörtem Faltenbau über den nördlichen Iseo-See hinweg dem Westen zustrebt. Die Elemente der Val Sabbia im Süden der Trompia-Linie scheinen hier weitgehend mit den südlichsten berga-

maskischen Elementen vereint zu einer einzigen tektonischen Zone, und dieselbe zieht nun, als der Beginn des bis in die niedere Brianza reichenden *bergamaskischen Randsaumes*, über den Monte Guglielmo im Süden von Pisognè nordwärts bis in die Val Cavallina hinein. Der Hauptdolomit der Corna Trentapassi nördlich Marone setzt westlich des Sebino in jenen des Monte Clemo fort, und dieser selber sinkt bei Esmate weiter westwärts unter das mächtige Rhät der oberen *Val Cavallina*. Aber im Kamm des Monte Grioni und der Cornalunga schiebt Hauptdolomit und Plattenkalk einer etwas nördlicheren Zone, als Südrand der geschlossenen bergamaskischen Trias-Gebirge, in kurzer steiler Aufschuppung sich nach Süden über dieses Cavallina-Rhät hinaus. Wir stehen damit hier vor einem durchaus ähnlichen Auspringen einer Trias-Scholle – diesmal des Hauptdolomites – gegen Süden, wie am Presolana-Südabfall. Aber auch hier –, diese Linie der *Grioni-Aufschuppung* setzt sich im grossen, wenn auch weiterhin an Schärfe verlierend, über Vertova in Val Seriana und die Gegend östlich Selvino in den Canto Alto westwärts fort, und ist vielleicht im Osten des Iseo-Sees mit den lokalen Aufschuppungen der Esino-Kalke über die Raibler am Südabfall des Monte Guglielmo zu vergleichen –, stehen wir vor rein lokalen Ausweichbewegungen gegen Süden, und im ausgedehnten, wie die Grioni-Kette bis gegen 1400 m Höhe aufsteigenden Bergland südlich der Val Cavallina ist nirgends mehr auch nur ein bescheidener Rest der Hauptdolomitplatte des Monte Grioni zu erkennen. Kössener-Schichten und Conchodon-Dolomit sinken jenseits des Lago d'Endine flach südwärts unter den mächtigen Lias des südlichen Iseo-Gebietes ein, und wenig weiter im Südwesten bildet, wenig unter Casazza, das eben genannte Rhät der oberen Val Cavallina den steil nordwärts abfallenden und schliesslich sogar überkippten Kern eines gegen Norden, d. h. unter die Grioni-Masse unterschobenen Gewölbes. Ein Teil der zwischen beide Elemente eingeklemmten Radiolarit/Kreidemulde steht durchaus steil nordwärts überkippt im Gebirge, und diese Mulde der Val Cavallina streicht, wie schon ESCHER und STUDER dies andeuteten, gegen Trescorre und den Alpenrand, oder bestenfalls gegen Seriate hin. Im ganzen mächtigen Rhät-Lias-Abschnitt westlich des Iseo-Sees aber lässt sich abermals keine wirklich tiefgreifende, gegen Süden ansteigende Aufschiebung erkennen, sondern diese ganze Zone sinkt östlich Sarnico nur mit steilem Faltenknie unter die Scaglia von Sarnico ein, die, obwohl nun beträchtlich südwärts überkippt, doch nur als einfache Muldenfüllung zwischen dem nördlichen Rhät/Juragebiet des Bronzone und dem Gewölbesystem zwischen Adro, Provaglio und Brescia im Süden der Iseo-Furche erscheint. (S. Profil 9, Tafel X.)

Wir kennen somit eigentlich in den ganzen Bergamasker Alpen, von ihrem Nordwestrand in der hinteren Val Taleggio vielleicht abgesehen, kein einziges wirkliches und überzeugendes Beispiel für effektive „dinarisch“ orientierte stärkere Südbewegung; ja der Bau der Bergamasker Alpen wird überhaupt als Ganzes nur verständlich mit der Annahme rigorosen und allgemeinen Südnord-Schubes im klassisch alpinen Sinn. Das ist im übrigen ein Resultat, zu dem im Grunde genommen auch DOZY und DESIO als heute wohl die besten Kenner des ganzen Gebietes recht deutlich hinneigen, ein Resultat, das aber in seinen wesentlichen Grundzügen auch schon in einem meiner Ostalpenprofile zur HEIMschen „Geologie der Schweiz“ bereits 1921 recht klar dargestellt erscheint. Und die neuen Profilserien DE SITTERS zeigen im Prinzip nur abermals dasselbe. (Vergl. dazu Profil 8 bis 11, Tafel X.)

Blicke als einzige etwas ernsthaftere Ausnahme die „dinarisch“ orientierte *Aufschiebung der Grigna-Schollen* am Ostufer des Comersees mit ihren möglichen Ausläufern in der hinteren Val Taleggio und ihren Vorwellen am Resegone und östlich Garlate sowie in der östlichen Alta Brianza. Die beiden letztgenannten

Elemente setzen sich ostwärts in das Lias-Rhät-Hauptdolomitgebiet der Albenza und der Val Brembilla fort und sind damit normal mit der Brembana-Trias verknüpft, und dasselbe ist zu sagen vom Hauptdolomit des Monte Rai und Monte Morigallo westlich von Lecco, die gleichfalls durch normal-stratigraphische Profile mit dem Randsaum der Oberjura/Kreidezüge am Südrand der Alta Brianza und mit der etwas nördlicher gelegenen Mulde von Canzo verbunden sind. Der Südrand der bergamaskischen Einheit des *Brembilla/Imagna*-Gebietes zieht damit ohne jeden Zweifel, wenn auch durch das Mittel einer klaren Einknickung im Raume zwischen Lago di Garlate und Lecco, an welcher im übrigen der Hauptdolomit des Monte Barro lokal scharf über Oberjura und Kreide des bergamaskischen Randsaumes in steiler Südüberschiebung hinausgesprungen ist – aus dem Gebiet der *Albenza* in den *Südrand der Alta Brianza*, und damit über *Como* gegen *Mendrisio* hinein. Auch hier bloss knieförmig und zum Teil nur schwach südwärts überkippte Faltelemente, denn auch die teils als Kern einer südwärts gerichteten Aufschiebung sich gebärdende Liaszone über der Kreide nördlich von Erba enthüllt sich schon wenig östlich Canzo bereits als einfaches Gewölbe im Norden einer sogar schwach nordwärts überkippten und deutlich geschlossenen Kreidemulde zwischen dem Triasgewölbe des Monte Rai und jenem des Monte Morigallo. Nördlich der Corni di Canzo erscheint die Trias des Monte Morigallo sogar deutlich ebenfalls gegen Norden überkippt, auf die Rhät/Liasmulde von Valbrona, und scheint weiter sogar der Hauptdolomit von Onno, wenn auch bereits etwas zurückgestaucht von den Grigna-Schollen her, doch im grossen und ganzen noch zum nordgetriebenen Faltenkomplex der Corni di Canzo zu gehören. Vielleicht gehört sogar das Element des Monte Nuvolone südlich Bellagio noch zu diesem gleichen nordgetriebenen Falten-system, gemäss seinem offensichtlichen Zusammenhang mit dem Hauptdolomit von Lenno und Griante im Westen des Comersees, aber auch da macht sich eine gewisse Überkipfung gegen Süden als Folge der Grigna-Rückstösse noch geltend. (Vergl. dazu Tafel IX und Profil 11, Tafel X.)

Anzeichen dieser nordgerichteten Bewegungen vom Westufer des Lago di Lecco scheinen mir aber auch östlich desselben, etwa in der Gegend südöstlich Abbadia und Borbino noch vorhanden zu sein; doch stehen wir hier bereits in einem primär externeren Element der bergamaskischen Einheit, d. h. jenem des eigentlichen *Resegone*. Dieses Element liegt, von Abbadia am Lecco-Arm des Comersees über Lecco und die Westabstürze des Resegone-Kammes bis in die oberste Val d'Imagna und den westlichen Hintergrund der Val Taleggio, stets *mit abnormalen Kontakten* seiner normal-bergamaskischen Basis auf: im Westen den Elementen der östlichen Alta Brianza und dem Monte Barro-Dolomit, im Süden und Osten der Platte der Brembana-Trias. An ihrem Nordrand wird diese Resegone-Scholle längs einer allgemeinen Linie Mandello–Pian Resinella–Balisio–Maggio von den *Grigna-Schollen* überstossen. In Wirklichkeit aber *unterschiebt das Resegone-Element mit klar nordwärts drängender Bewegung die südliche Grigna-Schuppe* und hebt dieselbe gewissermassen aus den Angeln. Die „dinarisch“ bewegten Grigna-Elemente beschränken sich so ganz klar auf die engere Grigna-Gruppe selber, d. h. auf die Einheiten im Norden der genannten Linie Mandello–Pian–Resinella–Maggio. Da aber schon wenig nördlich dieses letztgenannten Ortes, d. h. kaum 4 km von da gegen Intröbio hin, diese *Grigna-Schollen* bereits wieder *über der Valsässina-Kernkuppel nordwärts in die Luft steigen* und wenig weiter östlich der Hauptdolomit der Corna Grande/Aralalta-Platte auf nordgetriebenen Schuppen – im Süden von Val Torta – dieser Kuppel auch *von Süden her* aufgeschoben ist, so kann wohl die *Aufschiebung der Grigna-Schollen auf diesen Hauptdolomit der Resegone-Platte* nur als gering betrachtet werden. Ein Aufschub über rund 2 km Breite

dürfte, angesichts auch des Ostwest-Streichens dieser südlichen Grigna-Schuppe, vollauf zur Erklärung der südlichen Grigna-Scholle ausreichen. Dies besonders auch deshalb noch, weil ja die Elemente der Valsässina-Kuppel in diesem Sektor schief unter die Grigna-Nordfront gegen Westen und Südwesten in die Tiefe tauchen und damit die Vorkommen von Buntsandstein resp. Werfener-Schichten an der südlichen Basis der beiden Grigna-Schollen nicht mehr so ungeheuerlich erscheinen³⁾. Denn wir dürfen ohne weiteres annehmen, dass die Buntsandstein/Verrucano-Umhüllung der Valsässina-Carapace resp. die Buntsandstein-Basis der Grigna-Schuppen, was wohl kaum dasselbe ist, unter der heutigen Synklinale der oberen Grigna-Scholle wohl bis mindestens unter deren Scheitel, d. h. etwa bis in die Gegend unter dem Monte Croce, normal in die Tiefe geht, und dass somit die Rückfaltung, welche das im übrigen höchstens obere Werfener-Niveau bei Lierna an der südlichen Basis der Grigna-Hauptscholle wieder ans Tageslicht bringt, allerhöchstens 3–4 km betragen haben kann. Dabei haben wir uns weiter an die Funde von Dozy am Südrand der Kuppel von Mezzoldo oder auch an andere Stellen weiter im Osten zu erinnern, nach denen der Südabfall der bergamaskischen Kuppeln in diesem westorobischen Sektor vor der orobischen Überschiebung zu einem eigentlichen gegen Süden gerichteten Keilbau neigt, so dass wir uns ähnliches ohne weiteres auch im Unterbau der Grigna, d. h. in der südwestlichen Fortsetzung der Valsässina-Kuppel vorstellen dürfen. Das alles aber sind Dinge, die uns helfen, die Ausnahme der „dinarischen“ Rückschübe in der Grigna-Gruppe als von relativ bescheidenem Ausmasse zu betrachten. Dass diese „Rückfaltung“ der Grigna und des Resegone übrigens keineswegs von ungefähr gerade nur in diesem Sektor der westlichen Südalpen besonders sich äussert – es ist im übrigen nichts anderes als das nur viel schärfere *Wiedereinsetzen der Phänomene vom Südrand der Presolana* –, ist angesichts der hier besonders starken „Überkipfung der orobischen Wurzelzone“ hinter dem Beginn der grossen Hauptkulmination der Tessiner Alpen, dazu bereits im Scharungsgebiet, wo die Trompia-Elemente des Südens und Ostens den bergamaskisch-orobischen des Nordens vom Albenza-Raum her immer näher-rücken, ohne weiteres verständlich. Hier *musste* es zu einem regelrechten „*Aus-springen*“ der zwischen den westlichen Trompia-Gewölben und den im Norden aufsteigenden westbergamaskischen Kuppeln, sowie der gerade hier in ungewöhnlichem Masse kräftigen orobischen Südüberschiebung *besonders eingekeilten* nördlichen Teile der bergamaskischen Einheit kommen. Dabei liegen diese *Grigna/Resegone-Schollen* mit deutlichem generellem *Nordwest-Südoststreichen* den schräg dazu von *Nordost gegen Südwesten* zurückstreichenden *Elementen der Val Brembana* gewissermassen schief auf, so dass hier weiterhin auch eine respektable *Kettung zweier verschiedener Fallentypen* der gleichen Grosseinheit vorliegt, die die lokalen Phänomene dieses Gebietes abermals besser erklären hilft. Damit aber kommen wir zur folgenden *Deutung der Grigna-Phänomene*: (Vergl. Profil 11, Tafel X.)

Die *Grigna-Schollen* gehören, wie das Fortstreichen vor allem der Esino-Kalke über den Comersee an den *Nordrand des soldanischen Triasgebirges* gerade eben noch knapp illustriert, in die *Front der grossen Generoso-Scholle des Luganese und des Mendrisiotto*. Diese ganze Einheit ist in grossem nordwärts gerichtetem Bogen über die davor gelegenen insubrischen Antiklinalen, den Salvatore-Zug und die demselben entsprechenden orobischen Mulden bis auf das Silvretta-Wurzelkristallin vorgedrungen. Gemäss dem Streichen zwischen Val Cavargna und der östlichen Grigna weicht hier dieser grosse Luganeser-Bogen *nach Südosten* zurück. Im Winkel zwischen dem *Hauptvorschub* der Generoso-Scholle auf der Linie *Alta Brianza–Val*

³⁾ wenn es sich überhaupt hier um solche handelt, was schon REDINI angezweifelt hat

Cavargna, den von Ost-Nordosten heranziehenden bergamaskischen Gewölbeelementen und der stark akzentuierten orobischen Überschiebung im Norden, den Scharungsgelüsten der Trompia-Gewölbezone im Raume von Lecco im Süden, die durch das scharfe nordwestliche Streichen der Albenza-Randelemente deutlich bezeugt werden, wurden einerseits die heute zu den Grigna-Schollen gewordenen frontalen Teile der östlichen Generoso-Scholle schief gegen Nordosten völlig quer auf die nordbergamaskischen Gewölbeelemente der Val Sàssina und sogar das orobische Kristallin östlich von Bellano vorgestossen, im Osten auf die westliche Brembana-Platte, und springen schliesslich die südlichen Teile dieses Grigna-Segmentes noch gegen Süden aus: In der nördlichen und südlichen Grigna-Aufschiebung und in jener des Resegone. Das Gebiet der speziellen Zusammenpressung und damit auch der „dinarisch“ anmutenden Effekte der Grigna- und Resegone-Süd- und Südwestüberschiebungen beschränkt sich deutlich auf das Ostufer des Lago di Lecco, d. h. auf jenen Sonderstreifen der Generoso-Scholle, der zwischen den Gewölbeelementen der Val Sàssina und der Trompia-Aufbeulung des Albenza-Raumes südlich Lecco liegt.

Die Unterschiebung durch die als westliche Trompia-Elemente erkannten Albenza-Gewölbekerne, die vielleicht vor der Knickzone von Lecco/Garlate noch ganz besonders akzentuiert worden sein mag durch die in diesem Sektor besonders nachrückende breite Scholle der niederen Brianza, hat, zusammen mit dem – durch die im gleichen Sektor gleichfalls gesteigerte Unterschiebung der bergamaskischen Gewölbe unter die orobische Kette hervorgerufenen – besonderen Ausmass der orobischen Überschiebung, dem Phänomen Grigna/Resegone zu seiner heutigen Existenz verholfen. Dass im übrigen die Nordfront der Grigna wirklich eine Schubfront sein muss, wurde bereits früher erwähnt und stimmt auch in schöner Weise mit den Beobachtungen von BUNING und meinen eigenen bei Bellano und Tartavalle überein, wo die orobischen Elemente in schiefem Winkel unter die sogar in krasser Weise mylonitisierte grosse Grigna-Front hineintauchen. Und in diesem Scharungsgebiet zwischen orobischem Westende und der Knickung von Lecco kann es nur zu leicht auch zu kräftigeren Überschneidungen der verschiedenen südalpinen Bogensegmente gekommen sein, worauf das schon erwähnte Aufsteigen der Esino-Trias des Zuc di Poia gegen Norden und dessen axiales Ausheben über dem Hauptdolomit der Corna Grande/Aralalta-Hauptdolomit/Rhätplatte hinweist, und so können schliesslich auch die bis heute so merkwürdig isolierten Klippen der hinteren Val Taleggio als äusserste Frontreste des hier gegen Nordosten übergreifenden Grigna-Bogens über die normale Bergamasker Sedimentplatte aufgefasst werden, samt dem Übergreifen des eigentlichen Resegone gegen Osten, dessen Bau aber eben in vermehrter Masse, an der Linie des Passo di Fò, doch noch durch sekundäre, wenn auch in ihrem Breitenausmass geringfügige Rückschübe kompliziert worden ist.

Im Raume von Brescia beginnt, im Prinzip ja allerdings bereits von der unteren Val Cavallina, sicher aber vom unteren Iseosee an, der Westsektor der grossen tridentinischen Einheit sich immer mehr herauszuheben. Die Verhältnisse sind weitgehend bekannt, ich brauche nur einige für die Beurteilung der Schubrichtung besonders wichtige Daten noch konkret hervorzuheben.

Die nördliche Überkippung der „tridentinischen“ Frontelemente und die enge Verbindung derselben mit dem ausgesprungenen Südrand der bergamaskischen Einheit in Val Cavallina wurde bereits erwähnt, desgleichen die vielfach gegen Norden aufsteigenden Falten im mittleren Iseogebiet. Im Raume um Brescia taucht die Zone der Val Sabbia mit einer Reihe von Falten, natürlich auch solchen mit Längsbrüchen, axial gegen Westen, Südwesten und Süden in prächtiger Virga-

tion unter die lombardische Ebene hinab, und weiterreichende Überschiebungen „dinarischen“ Charakters sind nirgends erkennbar. Südwärts überkippte Knie-falten, der kurze Längsbruch östlich Bovezzo, die ebenfalls kurze Aufschiebung des Lias des Monte Maddalena auf die Kreide der Synklinalzone von Botticino und den Lias von Rezzato, das ist alles. Flach sinken die Elemente der Val Sabbia in den Hügeln beidseits Brescia der Ebene zu, und von irgendeinem Vorprellen „dinarischen“ Sinnes kann hier gar keine Rede sein. Auch der durch CACCIAMALI berühmt gewordene Monte Covolo am unteren Chiese bildet in diesem Sinne keine Ausnahme und stellt gleichfalls nur ein durchaus lokales Phänomen mit nur ganz knapper dinarischer Überkipfung dar.

Im nun anschliessenden Sektor der *Etschbucht-Gebirge* zwischen Val Sabbia, Garda, Val di Non, Meran und Trento, d. h. im judikarisch streichenden Abschnitt der Südalpen zwischen Brescia/Garda und Meran, sind von den Zentralalpen süd-ostwärts folgende grössere Elemente zu unterscheiden: der östliche Trompia-Aufbruch, seine in judikarische Richtung abgelenkte Fortsetzung in der Rendena-Kuppel von Pinzòlo und der Brenta-Masse, im Norden das Gewölbe der Laugen-spitze; daran anschliessend die im Norden bis zu 7 km breite und offene Mulden-zone von Val di Non mit dem „Nonsberger Störungsbündel“, die sich gegen Süden, zum Teil stark verschmälert, über den Lago di Molveno, Stenico und die west-lichen Teile der Ballino-Mulde bis an den Rand des Trompia-Aufbruches zieht, nicht ohne weitere Absplitterungen in der Richtung auf Riva und den Gardasee hin. Aus dieser Brenta-Randmulde taucht ostwärts das eigentliche System des *Lago d'Idro* und der *Val Sabbia* empor, von einer zentralen Achsenkulmination hinter der Ecke von Bagolino gegen Südwesten unter die Jura/Kreideelemente von Brescia, gegen Nordosten unter die Juramassen im Osten der Molveno-Mulde ein-sinkend. Auf der Linie Arco-Valle di Sarca-Castel Toblino-Mezzolombardo steigt diese Juramasse, mit vereinzelt, zum Teil aber noch recht mächtigen Triaskernen, als die *Paganella-Scholle* in steiler Überschiebung über die östlichen Elemente der *Stivo/Bondone-Kette*, und diese selbst legt sich schliesslich, gewissermassen als eine südwestliche Fortsetzung der südlichsten Marmolada-Scholle, über die nördlichen Ausläufer der *Monte Baldo/Malcèsine-Platte*. Auch diese innerste tridentinische Einheit des Monte Baldo sinkt von einer zentralen Achsenkulmination, die gleich-falls, wie jene der Val Sabbia-Zone, im Hinterland der Ecke von Bagolino liegt, im Streichen nach beiden Seiten zur Tiefe; gegen Garda und Bardolino im Süden, zwi-schen Torbole und Mori im Norden. Aber nördlich Rovereto heben sich die Achsen dieses Baldo-Elementes, besonders vor dem Vorstoss der Scholle der Sette Comuni erneut, und strebt die nördliche Fortsetzung der Baldo/Malcèsine-Platte durch die Ostabstürze der *Bondone-Kette* und die *Marzòla* bis dicht an Trento heran, um dann schliesslich am grossen Querbruch von Zambana-Caldonazzo über der Cima d'Asta-Masse, mit bereits ostwärts abgedrehtem Streichen, in die Luft hinauf zu steigen. Der *Monte Calisio* und die Triasmassen längs der Etsch nach Norden entsprechen bereits einer weiteren Fortsetzung der *Stivo/Bondone-Schollen*; die *Paganella-Überschiebung* endet zunächst im Norden von Mezzolombardo inmitten der dor-tigen Trias, zieht aber innerhalb derselben wohl weiter bis Faogna hinauf. Über die nördliche Paganella-Zone schiebt sich dort das Element der *Mendola* längs der im Sinne einer steifen Querfaltenstauchung zu deutenden Querstörung der Cima della Borgola, die auf jeden Fall der gleichlaufenden *Trudener-Störung* im Osten der Etsch entspricht; aber diese Mendola-Masse sinkt, wenn auch zum Teil längs sekun-dären Aufschuppungen, generell westwärts in den Muldenkomplex der Val di Non. Am Gardasee endlich begleiten, von *Gargnano* nordwärts gegen Campione und Limone, weitere Jura-Gewölbeelemente den Ostrand der Triasmassen der Val

Sabbia, als Zwischenglieder zwischen Baldo- und Sabbia/Paganella-Masse, und es scheint wahrscheinlich, dass diese Elemente jenseits der Molasse des Monte Brione in die *Stivo-Gruppe* und damit den *Bondone-Kamm* hinaufziehen und wie diese noch zur südlichsten Marmolada-Scholle gehören. (Vergl. zu allem Tafel IX und Profil 6, 7, 8 d. Tafel X.)

Seit alter Zeit ist bekannt, dass alle diese Elemente wie die Stufen einer alten Treppe sich etwas schief übereinanderlegen, immer oder doch meistens die den Zentralalpen näheren über die sukzessive sich folgenden weiteren Randelemente: Die Baldo-Platte schiebt sich über die lessinischen Massen im Hangenden des Kernes von Recoaro, bis hinauf nach Rovereto; das Stivo-Element stösst über die nördliche Fortsetzung der Baldo-Scholle gegen Osten vor, das Element der Val Sabbia über die so auffallende Scaglia-Zone von Tremòsine und die etwas tiefere Gewölbezone von Campione-Gargnano; im Norden fährt die Paganella-Masse gegen jene des Stivo/Bondone-Kammes und die Mulde der Sarche und von Castel Toblino auf, und endlich stösst auch die Brenta-Scholle, wenigstens abschnittsweise, gegen die Mulde von Molveno und das Becken der Val di Non in generell östlicher Richtung vor; wir kommen aber auf den Fall der vielberühmten „Brenta-Überschiebung“ erneut zurück.

Hier scheint zunächst wirklich die *Rückwärtsbewegung* in „*dinarischem*“ Sinne, nach dem Judikarien-Streichen abgelenkt zwar, den ganzen mächtigen Gebirgsabschnitt zwischen Brescia und Val di Non zu beherrschen. Aber ist dies wirklich so, und reichen die rückwärtsgreifenden Bewegungen resp. die Schubflächen des Gardaseegebietes, von Tremòsine und am Ostrand des Baldo oder die Paganella- und Brenta-Überschiebung oder die Auffahrten der Bondone-Kette wirklich tief unter die rückwärts aufgeschoben scheinenden Schollen hinein? Und gibt es daneben gar keine Anzeichen für Bewegung in der Richtung auf die Zentralalpen hin, also Zeugen einer Vorfaltung auch in diesem zunächst so klar und allgemein rückgefaltet erscheinenden Sektor des Etschbucht-Abschnittes?

Diese judikarisch orientierten Elemente sind wohl dachziegelartig in verschiedenen Stufen in der Richtung gegen Südosten aufeinander gestossen, aber bloss an steilen Längsbrüchen oder über kurze, nur wenig tief greifende Muldenzonen, und auch das gar nicht etwa durchwegs. Der „*Schubrand*“ der *Brenta-Masse* zeigt nur an wenigen Stellen eine wirkliche Schubfläche, die etwa die Trias der Brenta-Gruppe direkt über die Kreide oder das Tertiär der Molveno- und Nonsberger-Mulde bringen würde, so an gewissen Stellen in Val di Non, zwischen Sporminore und San Pancrazio oder von Molveno nach Süden hin. Dafür schalten sich an dieser „Brenta-Überschiebung“ immer wieder grössere und kleinere Reste und Schollen der jurassisch-kretazischen Zwischenschichten ein, die sich zum Teil sogar auch direkt über die Trias des Brenta-Massivs hinauflegen. So ist es zwischen Molveno und Sporminore in Val di Non, so ist es aber auch bei Stenico und in Valle di Ledro. Und wenn wir den Brenta-Querschnitt im Sarca-Durchbruch zwischen Tione und Stenico näher betrachten, so erkennt man nichts weiter als ein mittelsteiles Einsinken der Brenta-Elemente gegen und unter die Molveno-Mulde von Ponte delle Arche, und erscheint diese letztere im Grunde genommen als durchaus einfach gebaute Synklinale zwischen dem gegen Westen untertauchenden Paganella-Gewölbe und der umgekehrt gegen Osten unter dieselbe Mulde einschliessenden Brenta-Gewölbeschar. (S. Profil 7, Tafel X.)

Die östlichste Scholle der Brenta-Masse, die ohnehin durch eine scharfe Grenzfläche, die von Trevisan meisterhaft kartierte Clamer-Rossati-Überschiebung, von den Brenta-Hauptschollen abgetrennt erscheint, scheint damit noch irgendwie als westlichste Staffel zur Paganella – und damit zur tridentinischen Einheit zu gehören.

Doch müsste in diesem Falle, der grossen von FABIANI neuerdings mir persönlich bestätigten Fazies-Differenzen zwischen Rossati- und Paganella-Scholle wegen, die Molveno-Mulde doch irgendwie tiefer ins Gebirge hineingreifen und die Paganella, als eine etwas höhere Schubmasse gewissermassen, die nach Osten in sie hineingreifende Molveno-Mulde und mit derselben natürlich auch die östlichste Brenta-Scholle Clamer-Rossati in westlicher Richtung noch beträchtlich überschieben. Womit der generelle Vorschub dieser Elemente gegen die Zentralalpen hin nur abermals und noch schärfer dokumentiert würde. (Vergl. Profil 7, Tafel X.)

Die *Paganella-Aufschiebung* am Ostabfall der Paganella-Kette erscheint äusserlich vielfach schärfer, aber auch hier treten vermittelnde Glieder zwischen überfahrener Mulde und übergestossener Masse auf, so am Lago di Toblino und nördlich Vezzano. Und wiederum ähnlich ist es in den durch COZZAGLIO berühmt gewordenen Überschiebungsgebieten westlich des Gardasees, längs der *Aufschiebung von Tremòsine*. Über weite Strecken ist dort stets Hauptdolomit auf Scaglia aufgefahren, und glaubt man dort jeweilen vor richtigen, weitergreifenden Überschiebungen in „dinarischem“ Sinne zu stehen; aber südlich Gargnano schaltet sich zwischen diesen Hauptdolomit der Val Sabbia und die Scaglia von *Salò* die ganze Juraserie, vom Rhät bis in den Radiolarit hinauf, samt der Majolica ein. Und gerade in der untern Val Sabbia erkennt man in vollendeter Klarheit, dass diese Scaglia von *Salò* nur ganz wenig gegen die Po-Ebene überkippt ist, dass aber andererseits schon ein Teil dieser selben Kreide nur wenig weiter westlich sich auf den Jura und dieser auf den Hauptdolomit der Val Sabbia und dieser abermals auf die dortigen Raibler-Kerne legt, so dass bei *Salò* im Grunde genommen diese ganze Val Sabbia-Serie nur als steil gegen die Po-Ebene überkippt betrachtet werden kann. Und dieses gleiche Umkippen von einfachen Kniefalten in der Richtung auf die Po-Ebene hin, das sich in der Umgebung von *Vobarno* so deutlich zeigt, finden wir abermals, neuerdings durch die Funde von Rhät und die genaueren Untersuchungen von CADROBBI festgelegt, im Raum zwischen *Limone und Riva*. Dort „stirnt“ gewissermassen die Triasmasse der *Valle di Ledro* in einer eigentlichen Rückfalte geschlossen nach hinten, und von einer wirklichen, radikalen und tiefergreifenden Überschiebung der Val Sabbia-Elemente auf die Kreidemulde von Tremòsine oder gar auf das Tertiär des Monte Brione bei Riva kann gar keine Rede sein. Dass auch die rückwärts überkippte Mulde der *Baldo-Kette* nicht tiefer greift, zeigt ihre Verbindung mit der südlichen Gewölbeumhüllung im Norden von Garda und deren Auskeilen oder Ausheben im Norden von Rovereto, und abermals dasselbe erkennen wir an der Basis der *Stivo-Scholle* und am *Bondone*. MARIA BIANCA CITA endlich berichtet durchaus entsprechendes aus den Bergen von Gargnano.

Es zeigt sich so, bei genauerer Betrachtung über grössere Räume hinweg, dass die „dinarischen“, also rückfaltenden „Schübe“ auch in diesem judikarischen Sektor im Grunde genommen recht bescheidener Art gewesen sind und dass vor allem, aus der blossen Existenz der Brenta-, der Tremòsine-, der Paganella-, der Stivo- und der Baldo-, „Überschiebungen“ allein, gemäss deren durchaus steilem Charakter, gar keine Schlüsse auf die wirklichen Schubrichtungen gemacht werden können. Die kräftigste dieser Überschiebungen ist wohl, wenigstens zwischen Valle di Sarca, Castel Toblin und Fai ob Mezzolombardo, die Paganella-Überschiebung; wir werden aber – bei der Betrachtung der Gebirge im Osten der Etsch –, weiterhin sehen, was es damit für eine spezielle Bewandtnis hat.

Halten wir nach diesen Erfahrungen nun weiterhin einmal nach konkreten Zeugen für Vorfallung auch dieser judikarischen Elemente gegen die Zentralalpen hin Ausschau, so zeigt sich, dass dieses Unterfangen recht interessant werden kann. Zunächst scheint die Trias des *Dosso Alto* am Südrand der Trompia-Linie auch

noch flach in eigener Schubplatte über den steilen Südschenkel des Trompia-Aufbruches am Pizzòn westlich Bagolino hinwegzugreifen, das südlich anschließende Triasgebirge der Val Sabbia sich somit wenigstens mit seinen Randelementen in Form gegen Norden gestossener Schuppen dem Trompia-Gewölbe mindestens teilweise noch etwas aufzuschieben. Auf Nordwest gerichtete Bewegungen deuten weiter die Berge westlich des *Lago d'Idro*, und östlich *Storo* zeigt das Gebirge um *Val di Lorina* in grossartiger Klarheit gegen Westnordwest vorgetriebene Gewölbescharniere mit dazwischengeschalteten, durch Längsbrüche noch weiter zerhackten Rhätmulden. Hier liegen die eigentlichen Fronten der Zone von Val Sabbia und nicht am Gardasee; von Osten gegen Westen ist hier primär und generell, in durchaus alpinem Sinne, nur in die judikarische Richtung abgebeugt, die ganze mächtige tridentinische Haupteinheit der Val Sabbia an die Trompia-Linie und

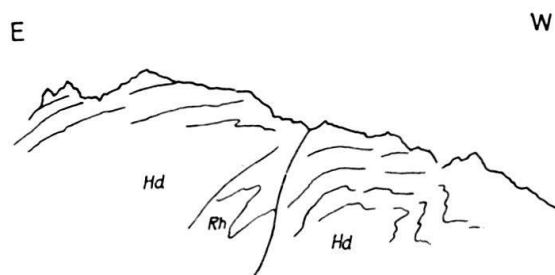


Fig. 12. *Bewegungsbilder in der Trias der Val Sabbia südöstlich von Storo (Lorina).*

Hd = Hauptdolomit,
Rh = Rhät.

das sie begleitende Gewölbesystem gestossen worden, und die sogenannte „hintere“ Stirn an der Tremòsine-Linie am Gardasee erscheint somit als reines Rückfaltungsphänomen. Der Bau der Berge im Norden der *Valle di Ledro* scheint in durchaus ähnlichem Sinne deutbar, folgt doch dem flachen und breiten, allerdings nordwärts zum Teil mit Querfalten axial krass gegen den Pass von Ballino absinkenden Gewölbeschenkel der Cima Pari über dem Hauptdolomitkern des Lago di Ledro in der unteren Valle di Concei bei Bezzecca ein steil südwärts ins Gebirge greifender, recht deutlich gegen Westen überkippter steiler Westschenkel im Liasgebirge südöstlich Tiarno. Im Tale von *Ballino* ist das Gewölbe des Lomasòn als Kern der Paganella-Zone abermals deutlich gegen Westen in die Mulde von Ballino vorgeedrückt, und auch im Gebiete von *Trento* stehen wir, schon westlich der Etsch, am Südrand der Mulde von Sardagna abermals vor deutlichen Anzeichen kräftiger Nordbewegung. Endlich scheint der Aufschub der *Mendola-Scholle* über jene der Paganella vielleicht mehr von Osten gegen Westen als von Norden gegen Süden gegangen zu sein; denn dieser Aufschub findet sich charakteristischerweise gerade in dem Sektor, wo im Raume von Tramin der Porphyrschild der Mendola-Basis gegenüber dessen Rand zwischen Lavis und Trodena im Osten der Etsch energisch nach Westen vorgerückt erscheint. Eine gewisse schwache Südkomponente mag bei dieser Traminer-Überschiebung, im Zusammenhang mit den noch zu besprechenden Querstörungen an der Trudener-Linie im Osten der Etsch, im Spiel gewesen sein; die Hauptbewegung aber, glaube ich, ging gegen Westen, bis über den Rand des Tertiärs der Val di Non. Dass schliesslich die ganze *Brenta-„Überschiebung“* in einer einfachen Mulde im nördlichen Nonsberg und jenseits derselben in der geringfügigen Faltenverwerfung der Störung von *Völlan* endet, zeigt abermals:

einerseits die Verengung des Brenta-Raumes gegen Norden und andererseits die relative Schwäche der „dinarischen“ Schubkomponenten auch hier.



Fig. 13. *Die zentrale Brentagruppe der Cima Tosa, vom Monte Spinale aus.*
Durch die Scharte rechts der Cima Tosa zieht der Camosci-Bruch, rechts davon die Fracinglo-Gruppe, deren Schichtkopf deutlich flach gegen W ansteigt.



Fig. 14. *Die Tosa-Fracinglo-Gruppe von südlich Madonna di Campiglio.*
Klar erkennbar der gegen W gerichtete Schichtkopf der Brenta-Westfront.

Des weiteren erkennen wir Anzeichen von westwärts gerichteten, „alpinen“ Bewegungen sogar noch in grossartiger Weise am Westrand der Brenta-Scholle im Norden von Tione. Im ganzen Sarca-Durchbruch zeigt zunächst die gesamte südliche Brenta-Gruppe nur gegen Westen vorgeschobene Falten- und Schuppen-

elemente und steigt der Gesamt-Schichtkopf der Brenta-Scholle bald steiler, bald flacher ganz eindeutig stets gegen Westen hin an, so dass hier von einer Herleitung der Brenta-Scholle von Westen her, angesichts des durchwegs vorhandenen Normalprofils vom basalen Porphyry, ja vom basalen Rendena-Kristallin an bis in die Kreide hinauf, niemals die Rede sein kann. Die schöne Brenta-Karte von TREVISAN zeigt diese Dinge – wie die Natur selbst – in vollendeter Klarheit. Und wenn wir weiter im Norden das Kristallin des Doss Sabbion an steiler Schubfläche Jura/Kreide und Eozän des Brenta-Westrandes überfahren sehen – der Beweis für ein junges Alter der Sabbion-Granite ist vorderhand nicht erbracht – so kann diese steile Bewegungsfläche wohl als Ausdruck einer *Unterschiebung der Brenta* unter die westlichen Kristallinmassen und den Adamello-Stock gedeutet werden, oder



Fig. 15. Die Cima Uomo-Gruppe nördlich des Lago di Tòvel, mit deutlich westwärts gestossenen Strukturelementen.

als Zeichen vermehrter Scharung der Elemente in diesem Gebiet. Schon südlich des *Monte Spinale* aber sind diese Dinge bereits wieder verschwunden und im ganzen nördlichen Brenta-Raum, von Madonna di Campiglio über den Gran Formenton und den Sasso Rosso-Kamm bis hinab zum *Lago di Tovel* und weiter bis an den steilen flexurartigen östlichen Bruchrand der Brenta-Scholle südwestlich Tuenno, nördlich davon sogar bis an den Scaglia-Eozänrand der Nonsbergmulde bei *Cles*, habe ich keine anderen Elemente gesehen als deutlich und klar gegen Westen, d. h. in gemeinalpinem Sinne vorbewegte. Und dasselbe gilt weiter für den ganzen Nordabfall der Brenta-Scholle zwischen Dimaro und Cles, wo erst jenseits des Noce, im Osten von Malè, die nördlichste Brenta-Trias oder sogar ihre jüngere Bedeckung bis und mit dem Oligozän unter die austriden Kristallinwurzeln steil unterschoben erscheinen. Die landschaftlich so grossartige *Westfront der zentralen Brenta* aber zeigt meiner Beobachtung nach auch regelrechte, gegen Westen vorgetriebene, allerdings durch Längsbrüche weiter zerschnittene Gewölbe, besonders schön und klar im Querschnitt des Gran Formenton-Mondifrà und nördlich und südlich desselben, wo die Hauptdolomit-Gewölbekerne erscheinen; dann aber auch im Querschnitt der engeren Brenta- und der Cima Tosa-Gruppe oder in jenem der Fracinglo- und Prà di Camosci-Gegend. Zwischen dem Rückstoss des

Sabbion-Kristallins und der Kulmination der Paganella-Scholle im Molveno-Abschnitt ist das primär gegen Westen hin bewegte Faltenpaket der zentralen Brenta-Gruppe aber durch *steile Längsbrüche* mit Rückschubkomponenten noch weiter zerschnitten und besonders zusammengepresst worden. Hierher gehören der Rückschub des Ladin-Kernes östlich der eigentlichen Brenta auf Rhät und Hauptdolomit des Castelalto und die Fortsetzung dieser steilen Schubfläche bis südlich der Cima Tosa; des weiteren die Clamer-Überschiebung bis hinab zu den Rossati und nach San Lorenzo in Banale, und endlich auch die eigentliche Brenta-„Überschiebung“ beidseits Molveno. Aber alle diese Dinge sind durchaus *sekundäre Zerhackungen* der primär deutlich gegen Westen hin vorbewegten und in dieser Richtung auch gestauten und normal vorgefalteten Brenta-Scholle; sekundäre

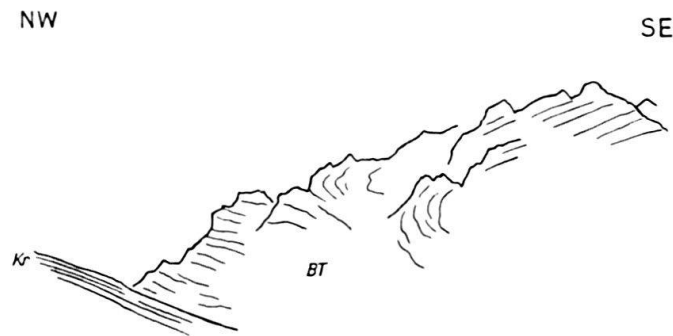


Fig. 16. Die Brenta-Westfront im Gebiete des Mondifrà/Cima Sassarsa und nördlich davon gegen Dimaro, vom Monte Spinale gesehen.

Rechts Rhätkalke, im Hintergrund die isoklinal ostfallende Gesamtserie vom Hauptdolomit – Lias.

BT = Brenta-Trias Kr = Kristallin

Phänomene, hervorgerufen durch die erwähnte übernormale Zusammenpressung zwischen Paganella- und Adamello-Block im Gebiete einer regelrechten *Scharungszone*, in welcher die breiten Becken der Val di Non und von Ponte delle Arche zur schmalen *Molveno-Mulde* zusammengepresst erscheinen, des weiteren wohl mitbedingt durch die Steifheit der gewaltigen ladinisch-norisch-rhätischen Dolomitmassen, die hier nach den Profilen *TREVISANS* wohl eine Gesamtmächtigkeit von rund 3000 m erreichen; und schliesslich können diese *steil rückwärts schauenden Längsbrüche der östlichen Brenta-Scholle* – sie liegen alle östlich des Hauptkammes zwischen Castel dei Camosci, Cima Tosa, Gran Formenton und Monte Peller –, sehr wohl auch die einfache Hinaufprojektion der in der Tiefe, im alten Untergrund hier anzunehmenden *Längsbrüche der nordöstlichen Fortsetzung der Trompia-Linie* bedeuten. Sehr schön sind diese Überprägungsphänomene sogar auch noch in der generell ja deutlich gegen die Brenta hin westwärts ansteigenden und vorgefalteten, aber durch westfallende Gegenbrüche weiter zerhackten und auch mit ostwärts überkippten Kleinfalten garnierten *Molveno-Mulde* selber, etwa in der Kreide an der Brücke westlich von Cavedago zu sehen. Dass endlich die östlichste Brenta-Scholle zwischen Clamer-Rossati-Aufschiebung und Molveno-Mulde im Grunde bereits weit eher zur Paganella-Masse und damit zur tridentinischen Einheit zu rechnen ist, wurde bereits dargelegt, und diese Rossati-Einheit würde sich damit recht deutlich als tridentinisches Frontelement den bergamaskischen Hauptmassen der eigentlichen Brenta-Gipfelregion gegen W hin aufschieben: als westlicher Vorposten der Paganella-Masse, die ihrerseits, gemäss den vorhandenen Fazies-

differenzen beidseits der Molveno-Linie, die noch tief ostwärts unter die Paganella hineinziehende Molveno-Mulde als abermals etwas höheres Element überfahren würde. (S. Profil 7, Tafel X.)

Sicher aber ist heute durchaus die grosse *primäre Bewegung* auch der ganzen *Brenta-Scholle* von Osten *gegen Westen*, d. h. in absolut gesamtalpinem Sinn. Und das im Grunde bis hinauf in den nördlichen Nonsberg und an den Rand des Etschtales. Auch dort die Hauptbewegung, und sei es stellenweise auch in Form einer scharfen Unterschiebung unter die alpinen Wurzeln, eine gegen Nordwesten hin gerichtete, während der Ostrand, wie teilweise schon im Raume von Cles, auch weiter im Norden, am Gampenjoch und gegen Völlan hin, nur zu deutlich recht eng mit dem Element der Mendola zusammenfließt.

Damit haben wir die Etsch erreicht. Vom Comersee bis nach Trento, Bozen und Meran zeigte sich klar das absolute Fehlen wirklich einwandfreier „dinarischer“ Bewegungsimpulse, im Sinne grösserer Überschiebungen gegen den südlichen Alpenrand oder gegen die Etsch. Vielmehr finden sich eine Unmenge von grossartigen Zeugnissen für durchaus analoge *Vorfaltung* von der Po-Ebene gegen das Gebirgsinnere wie in den übrigen Alpentteilen, und die nach rückwärts weisenden Falten-treppen und kurzen Bruchüberschiebungen können klar als blosse Ausweichbewegungen, als ein Auspringen starrer Gewölbekerne gegen den freien Raum der Po-Ebene hin aufgefasst werden. Von der Trompia-Linie und der Brenta-Scholle über die Paganella-Val Sabbia-Einheit bis zurück zum Monte Baldo; in den Bergamasker Alpen das kurze südliche Auspringen der so deutlich und über weit grössere Erstreckung gegen Norden geschobenen Presolana-Platte; schliesslich am Comersee die kurzen Rückschübe der Grigna und des Resegone.

Schreiten wir nun vorwärts von der Etsch nach Osten und prüfen wir auch im weiten Raum der zentralen und östlichen Südalpen in aller Kürze den Hauptbewegungssinn dieser Gebiete, ohne jedoch hier abermals in weitere Details einzutreten.

B. Von der Etsch nach Osten.

Die *Bauelemente* sind bekannt: im Süden die lessinisch-vicentinisch-bellunesische Randzone der alten, nunmehr gegenüber 1924 bedeutend erweiterten venezianischen, heute „bellunesischen“ Einheit; nördlich davon die Hauptmasse der tridentinischen Scholle in den eigentlichen Dolomiten und bis in die Julischen Alpen hinein; vom oberen Piave ostwärts das karnische Nordelement der Südalpen.

An der nördlichen *Val Sugana-Linie*, d. h. am Südrand der Cima d'Asta-Masse, ist die tridentinische Einheit im berühmt gewordenen Profil des Torrente Maso bei Borgo steil südwärts gegen die nördlichen Randelemente der Zone von Recoaro-Feltre-Belluno aufgeschoben, aber schon wenig östlich des Beckens von Borgo nimmt diese Schubfläche des Torrente Maso ganz klar den Charakter eines einfachen Bruches mit Anpressung der südlichen Elemente gegen den Kristallinrand der Cima d'Asta hin an, bis hinüber nach *Primiero*. Von dort nach Osten verbindet ein einfacher, wenn auch stellenweise enggepresster Antiklinalkern den Südrand der Pale und der Civetta-Gruppe mit dem Nordrand der Belluneser und Feltriner Alpen, und zwar mit schwachem Überliegen gegen Süden, und ähnlich bleibt es auch in der etwas nördlicher verlaufenden grossen Aufbruchzone des Cadore. Nirgends überschiebt wirklich der Südrand der tridentinischen Masse die bellunesischen Randeinheiten um auch nur bescheidene Beträge, sondern steigt an vielen Stellen die bellunesische Nordfront klar über den trennenden Gewölbekern hinauf. So ist es schon im Süden von Primiero, in der Gruppe des Monte Vederna und der

Cima Dodici, so ist es am Torrente Mis östlich Vallalta, oder am Südrand des Beckens von *Agordo* bis über die *Forcella Moschesin*, und so überragt auch der Nordrand der *Rocchetta-Trias* im Gebiete der *Forcella Cibiana* mit der Nordfront der *Sassolungo-Kette* in grossartigem Schichtkopf den westwärts niedersinkenden alten Kern des Aufbruches des *Cadore*. Von irgendeinem wirklichen „dinarischen“ Aufschub der tridentinischen Scholle auf die bellunesische kann auf dieser ganzen Strecke, von wenig östlich des Torrente Maso bis zum Piavetal, gar keine Rede sein. Lokales Ausspringen der nördlichsten bellunesischen Trias über die nächsten im Süden anschließenden bellunesischen Jura/Kreidemulden kommt vor – so südlich des Passo di Cereda in der Gruppe des *Sass de Mura* und des *Cimònega* oder am *Monte Brandòl* –, aber nur über kurze Strecken und über ganz geringfügige



Fig. 17. Die Bellunesische Nordfront südlich der *Forcella Cibiana*.

Der Hauptdolomit des *Sassolungo* steigt hier klar nordwärts über die Elemente des tridentinischen Südrandes und den hier in der Tiefe begrabenen Aufbruch des *Cadore* empor.
(Nord vorn, Süd hinten).

Breiten, und in gleicher Weise ist beidseits des unteren *Zoldotales* auch die *Trias* der *Rocchetta* selber als das eigentliche tridentinisch-bellunesische Grenz- und Übergangselement auf eine Strecke von über 15 km Länge südwärts auf die *Jura/Kreidemulden* von *Longarone* aufgeschoben. Aber auch hier handelt es sich scheinbar um ein recht lokales Phänomen, indem die überschobene *Rocchetta-Trias* im Osten des Beckens von *Claut* sich mit der basalen bellunesischen *Triasmasse* des *Monte Pelf-Zuges* und des *Monte Raut* zusammenschliesst und die trennenden *Mulden* von *Longarone* gegen Osten hin zwischen diesen *Triasmassen* ausheben. Wenn sie dies wirklich und wahrhaftig tun, wie bisher angenommen wurde.

Diese wichtige Frage scheint auch nach den Aufnahmen von *SILVIA ZENARI* noch erlaubt, sehen wir doch gerade auf dem von dieser Autorin so sorgfältig aufgenommenen Kartenblatt *Maniago* die nördliche „*Rocchetta*“-*Trias* im Raume von *Cimolais* und *Claut* die südlich vorgelagerte *Jura/Kreide/Tertiärmulde* zum mindesten in steilem *Faltenknie* überragen und streicht, gerade von *Claut* weg, ein auffallend schmaler *Raibler-Kern* der nördlichen *Trias* über *Casera Parùt* und *Forcola Caserata* mit kurzen *Unterbrüchen* über mehr als 20 km Länge bis in das Tal der *Meduna* im Gebiet von *Tramonti* hinüber. Die Frage, ob damit die *Rocchetta-*

Aufschiebung auf die Mulden von Longarone doch noch einen weiter durchstreichenden Charakter besitzt, erscheint also gewiss einer abermaligen Überprüfung noch wert. Und dies um so mehr als auch der nördlich an die Rocchetta-Trias anschliessende, im Osten des Piave einsetzende Muldenzug des Monte Bregòlida und des *Monte Burlatòn* seinerseits durchaus gesichert bis gegen den Tagliamento bei Ampezzo durchstreicht und wir auch hier abermals Überkippungen der nördlicheren Elemente auf die südlichen bis zu Beträgen von vier, ja in der Gruppe des *Pràmaggiore* selbst bis zu 6 km feststellen können. Auf jeden Fall aber zeigt gerade das Gebirge im Osten des Piave-Durchbruches südlich von Cadore, dass gegen Osten hin die Südbewegungen auch hier deutlich an Gewicht zunehmen, und dasselbe haben wir ja auch bereits feststellen können für die östliche Fortsetzung der Aufbruchzone des Cadore, an der schliesslich bei Tolmezzo die tridentinische Scholle sogar in einer Überschiebung von über 10 km Breite ihr südliches „Vorland“ überstösst. Die Scholle der Rocchetta aber würde, auch im Falle eines effektiven Zutreffens der oben genannten Verbindungen bis an die Meduna heran, die schon nordöstlich Longarone aufgeschlossene und tatsächlich beobachtbare Schubbreite von 5 km nirgends übersteigen. (Vergl. Karte IX und Profil 3 und 4, Tafel X.)

Im Raume der *Dolomiten* sind *Südbewegungen* seit alter Zeit bekannt vom Südrand der Marmolada und der Tofana, oder wiederum längs der Linie von *Trodèna* zwischen Latemar und Etschtal; im Osten klettert die Scholle der Punta di Sorapis steil rückwärts auf die stolze Masse des Antelao hinauf, längs der seit MOJSISOVICI, und GIORGIO DAL PIAZ berühmt gewordenen *Antelao-Linie*, im oberen Cordevole schiebt sich dieselbe Sorapis-Scholle, nur mit tieferen stratigraphischen Gliedern, über das Zwischenelement der als randliche Aufsplitterung der Marmolada-Zone aufzufassenden Fernazza-Schuppe, der gegen Osten niedertauchenden grossen Marmolada-Hauptscholle auf. Am Passo Tre Croci östlich Cortina, und von dort dem oberen Ansei entlang und südlich der Rusiana vorbei gegen Auronzo, erscheint der Block der nordöstlichen Dolomiten: des Monte Cristallo, der Cime di Cadin und Lavaredo samt den Sextener Dolomiten gegenüber der Sorapis-Scholle in südlicher Richtung hochgehoben, genau wie nördlich der Stuva-Mulde im obersten Boite-Tal die Masse der Croda Rossa hochgeschaltet worden ist, oder bei Schludersbach die ältere Trias der Toblacher Dolomiten gegenüber dem Hauptdolomit der Cristallo- und der Croda Rossa-Gruppe. Zwischen Pieve di Cadore und Lorenzago legt sich der alte Kern des Cadore-Aufbruches, wenn auch zum Teil sehr deutlich noch durch das Mittel von Verkehrtserien, dem südlichen Hauptdolomit der Rocchetta-Zone auf und scheint im Osten des oberen Piave zunächst auch die Masse der Sappada-Dolomiten noch steil gegen Süden vorbewegt. Aber bei allen diesen, der „dinarischen“ Bewegungsthese so hochwillkommenen Elementen handelt es sich nachweisbar nur um durchaus kurze Aufschiebungen; Aufschiebungen, die zum Teil in ihrem Streichen ohne weiteres in normale Gewölbekerne übergehen oder die nur allzu deutlich einfach den Charakter steil gegen Süden aufsteigender eigentlicher Längsbrüche aufweisen. So „stirbt“ die Trudener-Linie im Latemar-Gebiet, und mit ihren südlichen Abirrungen abermals deutlich im oberen Fiemmetal. So endet die südgerichtete Aufschiebung der Sorapis-Scholle in einfachem Gewölbe westlich Andràz am Col di Lana, und verbinden sich um dasselbe Marmolada- und Sorapis/Nuvolàu-Elemente zur nur noch durch die Gewölbe des obersten Avisiotales im Süden von Canazei oberflächlich etwas aufgetrennten Grosseinheit Marmolada-Pordoi-Sella. Die eigentlichen Marmolada-Überschiebungen klingen, wie besonders seit CORNELIUS/FURLANI mit Sicherheit erkannt, gegen Osten und Westen resp. Südwesten rasch aus und enden in gewöhnlichen Gewölben. Der Tre Croci-Bruch tritt nirgends auch nur irgendwie über die Sorapis-Scholle wirklich

hinweg, und auch die Aufschiebung der Croda Rossa auf die Mulde der Stuva ist ein rein lokales Phänomen, weil diese Mulde schon knapp südlich der Croda Rossa in aller Klarheit den ganzen Muldenboden enthüllt, durch den die Trias der Croda Rossa mit jener im Südflügel der Stuva-Mulde klar verbunden ist. Die südgerichteten Schuppungen in der Costabella-Scholle nördlich der Valle del Biois klingen ihrerseits seitlich rasch aus und haben durchaus lokalen Charakter, und auch die Fernazza-Überschiebung im Norden der Civetta endet nur zu rasch gegen Nordwesten in einer gewöhnlichen Antiklinale. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil 4 und 5, Tafel X.)

So sehen wir im ganzen weiten Raum der Dolomiten, von der Scharung aller Elemente im oberen Cadore und den Sextener Dolomiten über den zentralen Marmolada-Querschnitt bis gegen die Etsch die durchaus *geringe Bewegungskomponente* der verschiedenen Einzelschollen *gegen Süden* hin, und von irgendwelchen grösseren Schubmassen dinarischen Charakters kann in diesem ganzen Dolomitenabschnitt, auch nach den neuesten Untersuchungen, überhaupt gar keine Rede sein.

Dafür aber zeigen nun die Gebirge der Dolomiten und ihre alte Basis neben diesen zahlreichen eben aufgeführten Zeugen kurzer südgerichteter Aufschiebungen, und zwar nicht nur lokal, sondern durch das ganze weite Gebiet von Trento und Val Sugana bis hinauf nach Val Gardena und hinüber nach San Stefano di Comelico, mindestens ebenso zahlreiche und klare, ja oft sogar noch viel eindrucksvollere Dokumente für die generelle alpine Gesamtbewegung auch dieses Gebirgsabschnittes gegen Norden hin. (Vergl. Tafel IX und X.)

Diese *Zeugnisse für Nordbewegungen* im Abschnitt der zentralen Südalpen östlich der Etsch seien im folgenden kurz zusammengestellt:

Südlich *Val Sugana* schiebt sich die Nordfront der Sette Comuni mit kristalliner Basis auf das Miozän der Umgebung von Borgo und damit auf den Südrand der tridentinischen Cima d'Asta-Masse, d. h. die Sedimentserie des Colle di Stanga-Armentera-Zuges im Hangenden des Basalelementes des Zaccòn bei Borgo auf. Diese Front streicht bis nach Rovereto hinüber und zeigt stets dieselbe deutliche Nordtendenz, und dieses Norddrängen der bellunesischen Front zeigt sich nur zu deutlich im Raume zwischen Lavarone, San Sebastian/Folgaria, dem Becco di Filadonna und Besenello im Etschtal. In der Gegend östlich Pergine schiebt sich, dem Torrente Fersina entlang, das Cima d'Asta-Kristallin schief über die Porphyrfornation an steiler Fläche nach Norden, und bei Trento stösst dieses gleiche Cima d'Asta-Kristallin, mitsamt seiner Perm/Triasbedeckung an der Marzòla, über das tiefere Element des Calisio und dessen berühmtes Tertiär am Monte Calmüz, scharf gegen Norden hin. Erst kürzlich hat TREVISAN nach FABIANI wieder auf diese Dinge hingewiesen.

Es macht sich somit hier, zwischen Rovereto, Trento und Val Sugana – wohl kaum zufällig im Vorland des gerade südlich dieses Sektors so kräftig auftauchenden, nach dem ganzen Kartenbild gleichfalls in Form einer asymmetrischen Kuppel gegen Nordwesten bewegten kristallinen Domes von Recoaro –, eine sehr starke Nordtendenz in der vicentinisch-bellunesischen Randzone und in der südwestlichen Cima d'Asta-Masse bemerkbar. Und diese norddrängenden Massen unterscheiden nun gerade in diesem Sektor auch besonders kräftig die vor ihren Fronten gelegenen Teile der Zone der Paganella, die gerade darum ganz besonders in diesem Abschnitt an ihrer Basis so ausgesprochen scharfe Unterschiebung zeigt, von Mezzolombardo über Fai und den Ostfuss der Paganella bis an den Lago di Toblino heran, wo der Lias, vielfach sogar der Hauptdolomit der Paganella-Scholle an glatter Schubbahn direkt das Eozän als das jüngste Schichtglied der Sarca-Mulde nach rückwärts überschiebt.

Die Nordwestbewegungen halten aber auch zwischen Lavis, San Michele, Salurn und dem Gebiet nördlich um Trodena weiterhin an und sind dort sogar überaus deutlich. Überstösst doch hier der Bozener-Porphyr, d. h. jener des unteren Fiemmetales, auf breiter Front die vor ihm in der Tiefe liegende und vor derselben auch zu deutlichen Falten zusammengestaute *Trias des Etschtales* in aller Klarheit an einem ausgezeichneten Längsbruch mit durchaus judikarischem Streichen, bis hinauf zum Monte Cislun und weiter zum Corno Bianco und Corno Nero, d. h. bis an den Nordfuss des altberühmten Weissorns und in die Latemar-Mulde hinein. Dass bei dieser Gelegenheit, wohl längs alten Querbrüchen des tieferen Untergrundes ausgelöst, an der Verwerfung von Zambana und Calisio der Nordwestvorstoss des Porphyrgebietes auch durch eine bedeutende Querverschiebung sich kund tut, bis hinüber in den südlichen Nonsberg, wurde bereits erwähnt.



Fig. 18. *Der Cimòn della Pala, vom Rollepass aus.*

Im Vordergrund gefaltete Werfenerschichten, dahinter der nordwärts aufsteigende Schichtkopf des Schlerndolomites der Pale.

Die Nordbewegungen nördlich und östlich Trento und um Pergine aber zeigen sich nun auch weiterhin im südlichen Dach der Cima d'Asta-Masse. Sie sind nicht allein auf den Abschnitt des Etschtales und dessen nächste Umgebung beschränkt, sondern lassen sich in genau gleicher Art und in prachtvollem Bewegungsstil wieder erkennen dort, wo im Tale von San Martino di Castrozza und im Cordevole die Sedimentbedeckung der Cima d'Asta-Masse im Osten der grossen Bozener- und Cima d'Asta-Achsenkulmination wieder erscheint. Solche Nordkomponenten sind deutlich erkennbar im Bau der berühmten *Pale di San Martino* und abermals in deren östlicher Fortsetzung, dem Massiv der Civetta, ja sogar noch im Nordwesten des Monte Pelmo und wahrscheinlich auch am Antelao.

So ist im Osten von Primiero die Perm/Werfener-Antiklinale der Valle dei Canali nach Nordwesten überkippt, oder am Cimòn della Pala der Muschelkalk als nordwärts überliegende Mulde von einem komplexen Perm/Werfener-Gewölbekern im Norden von San Martino di Castrozza überfahren, wobei gerade im Perm dieses Gewölbekerns ganz grossartige Durchbewegung gegen Norden in Form einer gewaltigen und eindeutig gerichteten Kleinfältelung sich zeigt. So stösst die



Fig. 19. *Der Cimòn della Pala, von oberhalb San Martino aus.*
Im Vordergrund das nordwärts gekippte Gewölbe der Grotti Rossi in den Werfenerschichten,
dahinter der Schlerndolomit der Pale.



Fig. 20. *Der Westfuss des Cimòn della Pala, von südlich des Rollepases.*
Rechts untere Hälfte die ostwärts axial eintauchenden Werfener des Gewölbes der Grotti Rossi,
schräg links davon gegen N in die Pale-Trias hinaufgreifend; wenig links der Bildmitte die syn-
klinal eingekeilte Muschelkalkbasis der Pale, deutlich gegen N überkippt durch das gegen N drän-
gende Werfenergewölbe.

Schlerndolomit-Platte des eigentlichen Cimòn della Pala längs einer steil nordwärts ansteigenden Schubfläche samt ihrer Buchensteiner- und Muschelkalkbasis als separate Scholle gegen Norden vor und erkennen wir weiterhin klare Nordstöße an der Pala-Nordfront, vom Passo Venigiotta längs der ganzen Südseite der Valle del Biòis bis hinaus nach Cencenighe am Cordevole. Dort wird diese südlichste Zone der Dolomiten, durchaus gemäss dem entsprechend nördlichen Abbiegen der Nordgewölbe von Àgordo über den Passo Duràn gegen das obere

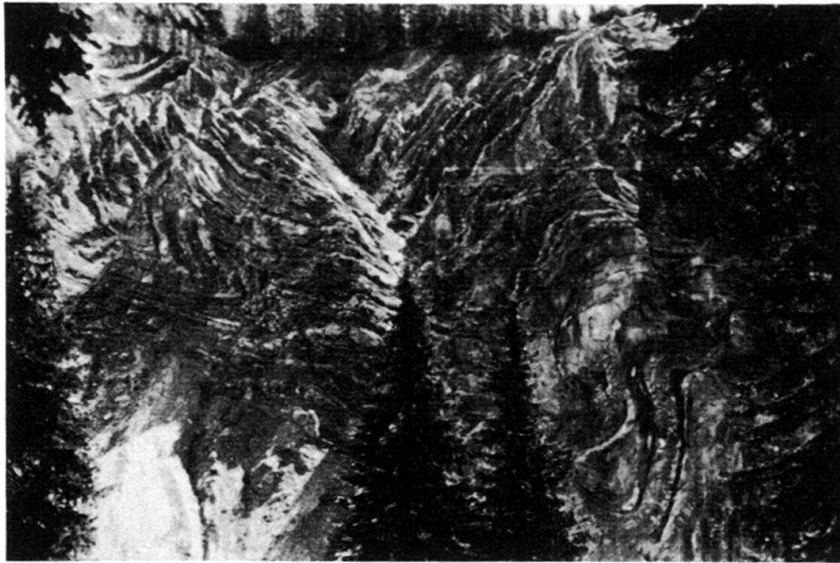


Fig. 21. Die gegen N gerichtete Fältelung in der Oberperm-Basis des Cimòn della Pala, wenig nördlich San Martino di Castrozza („gli scherzetti dello zio“).



Fig. 22. Der gegen Nordwesten gerichtete Schichtkopf der Civetta, vom oberen Cordevole aus. Basis des Civetta-Stockes in Ladin, darüber Raibler-Band gut erkennbar, über demselben Hauptdolomit und Lias der Gipfelwand.

Zoldo hin, längs einer grossen Flexur im Streichen beträchtlich und scharf nach Norden vorgeschleppt, in der Gruppe der Civetta, und so streichen denn die dem ganzen Nordrand der Pale di San Martino-Platte von Westen gegen Osten verlaufenden und nordwärts vorgerückten Aufschüppungen der Südhänge des Bioisales vom Cordevole weg stark abgedreht scharf gegen Nordosten hinauf.

Der ganze Bau der *Civetta-Gruppe* zeigt nur gegen Nordwesten, d. h. über das niedergesunkene Falcade/Biois-Gewölbe hinweg vorstossende Schuppen- und Schollenelemente. Auch die Jurakerne der Civetta und der Moiazza sind, nach den schönen Untersuchungen CASTIGLIONIS, denen wir hier dankbar folgen, steil gegen

Nordwesten überkippt und werden schliesslich am Ostfuss der Gruppe, d. h. im obersten Zoldo-Hintergrund und an der Moiazetta, von Südosten und sogar Osten her wieder überfahren von Hauptdolomit und Lias. Von Cencenighe bis Älleghe, im Süden von Listolada bis Taibòn, lassen sich diese generell nordwärts oder nordwestwärts getriebenen Faltelemente der Civetta im tiefen Einriss des Cordevoletales grossartig beobachten. Daneben zeigen sich auch in der Hauptdolomitbrücke des Monte Tàmer am Ostende der Aufbrüche von Àgordo abermals deutlich nordgetriebene Elemente.



Fig. 23. Die Civetta vom obersten Zoldotale aus.

Zeigt das generelle isoklinale Aufsteigen der Civetta-Gipfelbauten (Hauptdolomit und Lias) gegen NW hin. Der von E hier an die Civetta-Mulde angestossene Hauptdolomit der Moiazetta ist nicht gut erkennbar.

Nördlich der Civetta scheint die Scholle der Pale di San Martino und der Civetta auszukeilen und wird abgelöst, ja mit ihren Resten teilweise noch überdeckt von der gleichfalls klar nordgetriebenen Scholle des Monte *Pelmo*. Diese gewaltige Masse ist an ihrem Nordrand deutlich, und zwar bis hinüber an den Westfuss des *Antelao* bei San Vito di Cadore, den ostwärts niedersinkenden und verkümmerten Elementen der Civetta und der nördlichsten Teilscholle der Marmolada-Zone, d. h. der Fernazza-Schuppe aufgeschoben. Erst mit zunehmender Zusammenraffung aller Dolomitelemente gegen die grosse Scharung des Cadore hin, d. h. im immer enger werdenden Scharungswinkel zwischen dem nordostwärts heraufziehenden Aufbruch des Cadore einerseits und dem gegen Südosten streichenden Dolomitenordrand vor der Kuppel von San Stefano andererseits, kommt es östlich von San Vito dann endlich zu einer direkten Berührung der weiter im Westen durch die ganze breite Marmolada-Zone und das Porphyrgewölbe von Falcade, resp. die Antiklinalzone der Valle del Biois und erst noch die ganze Civetta-Zone samt den Pale di San Martino über grosse Räume weit voneinander getrennten Schollen, des *Pelmo*/*Antelao* einerseits, der *Sella*/*Nuvolàu*/*Sorapis*-Zone andererseits. Und erst hier nun kommt es, an der Scharung des Cadore, auch zur kurzen Unterschiebung der südlichen unter die nördliche Scholle. Aber diese Unterschiebung an der *Antelao*-Linie ist nur von höchst geringem Ausmass gegenüber den kräf-



Fig. 24. *Der Monte Pelmo von nördlich Pècol (Zoldano).*

Die mächtige Wand zeigt von unten nach oben, über einer im Schutt verlaufenden Raiblerzone, in klarer Gliederung Hauptdolomit, Dachsteinkalk und zu oberst Lias.



Fig. 25. *Der Aufschub der Pelmo-Scholle gegen N, im hintersten Fiorentina-Tal.*

Der dunkle Berg links – Punta di Puina – besteht aus San Cassian-Schichten, der helle Kopf rechts daneben – Punta Colstantiol – aus Schlerndolomit der normalen Pelmo-Basis, im Sattel rechts desselben – Forcella Forada – die Raibler; darüber der steil gegen N aufsteigende Schichtkopf des Hauptdolomites am Val d’Arcia-Grat, der – nicht mehr sichtbar im Bild – dann längs einer großartigen Scherfläche vom Gipfelmassiv des Pelmo nordwärts angefahren wird.

tigen und vielfach repetierten nordgetriebenen und sogar nordwärts abgedrehten, ja fast abgewürgten Schollen des Pelmo-, des Civetta- und des Pale-Gebietes.

Kräftige Nordbewegungen sind somit in der ganzen Südzone der Dolomiten, von San Martino di Castrozza über den Cimon della Pala, die Civetta und den Pelmo bis südlich *Cortina d’Ampezzo* festzustellen. Dieselben reichen aber auch über Cortina noch weit hinaus. (S. Profil 4 und 5, Tafel X.)

Da geht zunächst östlich Cortina der ganze Bau der *Sorapis*-Scholle sehr deutlich auf Bewegung gegen Norden zurück. Das über lange Zeit und bei der Annahme blosser Südschübe stets rätselhaft gebliebene nordgetriebene Gewölbescharnier der berühmten *Cesta* samt der nördlich daran anschliessenden, nach den Angaben von OGIIVIE GORDON auch noch Lias enthaltenden Mulde der oberen Falòria und die scharf gegen Norden aufsteigende Basis-Scholle von Falòria selber sind alles Dinge, die sich durch Nordbewegung der Gesamtscholle ausgezeichnet und ohne jeden Zwang verstehen lassen, bei der Annahme einer Südüberschiebung



Fig. 26. Blick auf *Sorapis – Cesta*, *Pelmo*, *Passo tre Croci* und *Monte Cristallo*, vom Südfuss der Drei Zinnen aus.

Links die Nordfront der *Sorapis* und der *Cesta*, in der Mitte die *Tre Croci*-Antiklinale, rechts die *Cristallo*-Masse (Schlern-Hauptdolomit) und ihre Basisscholle an den *Crepe di Rudavoi*. In der Mitte des Bildes *Misurina*.

und südwärts vorschreitenden Überwältigung durch eine gleichfalls „dinarisch“ bewegte *Cristallo*-Scholle aber unverstänlich bleiben. Nördlich des *Passo Tre Croci* weist auch der Bau der gewaltigen Südbabstürze des *Monte Cristallo*, sobald wir deren basale Partien nur ohne Voreingenommenheit betrachten, ganz klare Zeugnisse für Bewegungen gegen Norden hin auf. Zwei grosse tektonische Sonderscherben sind dort längs der *Son Forca*-Schubfläche von Süden gegen Norden übereinander gestossen, und zwar mit deutlich sichtbaren Schleppungserscheinungen am Oberrand der unteren Scholle, hervorgerufen durch den generellen Separatvorschub der *Cristallo*-Hauptmasse über die *Pomagnòn*-Kette gegen Norden hin. Dabei scheint die untere Scholle, d. h. jene der *Pomagnòn*-Kette, gegen den *Rudavoi* hin deutlich nach Süden hin auszuspitzen und nur die grosse obere Scholle des eigentlichen *Monte Cristallo* weiter südwärts, nun allerdings zerschnitten durch den *Tre Croci/Ansiei*-Bruch, in die *Sorapis*-Scholle, und gegen *Misurina* hin noch begleitet von der basal abgespaltenen Scholle der *Crepi di Rudavoi*, gegen Osten in die Gruppe der *Cadini* fortzusetzen.

Im Bau der *Tofane* lassen sich nordgerichtete Bewegungen in ähnlichem Masse erkennen. Nordgetriebene Tauchfalten habe ich in der Gipfelregion der östlichen *Tofana* und nordöstlich des *Falzàregopasses*, mit grösster Wahrscheinlichkeit auch am Sporn von *Pomèdes* beobachtet; im Westen der *Nuvolàu*-Scholle, die ja nur

eine längs einem steilen Bruch, eben dem „*Falzàrego-Bruch*“ südwärts versenkte südliche Fortsetzung der Tofanaplatte ist, treten nordgetriebene Falten am Sasso di Stria auf. *Sorapis/Cristallo* und *Nuvolàu/Tofana* bilden meiner Ansicht nach eine einzige primär zusammenhängende Platte und innerhalb derselben auch ein einheitliches, *gegen Norden vorgetriebenes Faltensystem*, mit einem grössten Antiklinalkern im Raume von Cortina selber. Aber dieses primäre Faltensystem ist an dem grossen Längsbruch der „*Falzàregolinie*“ im Westen, der *Tre Croci/Ansiei-*

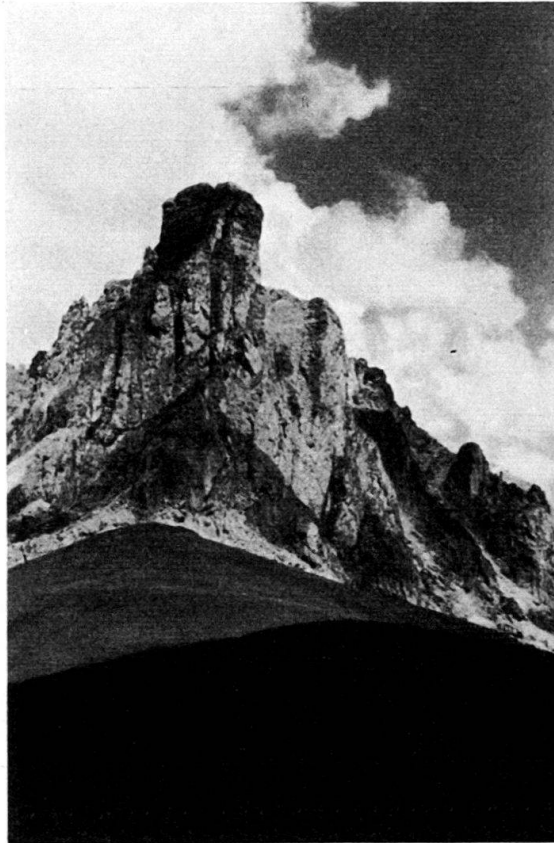


Fig. 27. *Der östliche Nuvolàu-Gipfel (La Gusella), vom Passo di Giàu.*
Schlerndolomit auf San Cassian und Wengener des Vordergrundes. (Liegt hier damit etwa eine südliche Repetition der Falzàrego-Brüche vor?)

Linie im Osten von Cortina, entzweigeschnitten und mit seinen südlichen Teilen gegenüber den nördlichen in die Tiefe gesunken, oder wenn man lieber will, mit seinen nördlichen Teilen, d. h. gegen die Dolomiten-Nordfront hin, *an dieser Bruchlinie herausgehoben worden*. Und durchaus ähnlich ist, nur wenige Kilometer weiter im Süden, der primär einfache *Zusammenhang zwischen Sella- und Marmolada-Gruppe* im Querschnitt des *Pordoi* schon von Buchenstein ostwärts, mit Annäherung an die Scharung des Cadore immer mehr gestört und wird die südliche Fortsetzung der *Sorapis/Croda di Lago/Nuvolàu-Scholle* durch den *Antelao-Bruch* südwärts versenkt und unter die Nordscholle unterschoben, bis schliesslich, mit den Elementen der Civetta und des Pelmo, die ganze ostwärts wohl schon primär ausdünnende *Marmolada-Masse* gegen Osten hin immer mehr *zugedeckt* wird durch die in diesem Raum so eindeutig und mächtig nordwärts vordringenden südlichen Schollen. Die praktisch völlige *Unterdrückung des Marmolada-Raumes* im Osten des Cordevole

geht in erster Linie auf Kosten des Norddrängens der Civetta- und der Pelmo-Scholle, bis scheinbar schon wenig östlich Älleghe, im besten Falle aber in der oberen Fiorentina, der ganze im Westen so grossartig entwickelte Marmolada-Raum durch die von Süden her vordrängenden südlichen Schollen immer mehr zugeschoben wird und endlich diese südlichen Schollen der Civetta und vor allem jene des Pelmo die Sorapis/Nuvolàu-Scholle an ihrem Südrand direkt unterschieben und damit *der ganze Marmolada-Raum in der Tiefe begraben liegt*. Gibt es einen noch grossartigeren Zeugen für die *Intensität des Nordschubes* auch in diesem Sektor der Dolomiten, als die schliesslich totale Eliminierung und *Überwältigung des gesamten Marmolada-Raumes* zwischen Passo Pardoj und Passo di Valles, d. h. das Zudecken eines im genannten Querschnitt an die 17 km breiten Raumes durch in erster Linie erfolgte *tektonische Überdeckung* mit den immer stärker *nach Norden vorstossenden Elementen der südlichen Dolomiten*, der Pale/Civetta- und Pelmo-Schollen und schliesslich des Antelao? Hier ergeben sich auf jeden Fall weit grossartigere Bewegungsbilder als die bisher von den vielgenannten Bruchlinien der Dolomiten bis zum Überdruss aufgezeigten, die gegenüber den gewaltigen Effekten dieser nordgerichteten Schübe heute nur mehr als durchaus sekundäre Phänomene, als *spätere Zerhackungen* bloss des grossen, *in seiner Gesamtheit nordgetriebenen Baues* sich enthüllen. Diese steilen Brüche der Antelao-, der Falzàrego/Tre Croci/Ansei-Linien oder die Marmolada-Überschiebung sind im Grunde genau so sekundäre Bruchphänomene wie im Nordosten und Norden des Beckens von Cortina die Brüche von Schluderbach, der Stuva-Bruch oder die Rauhtal-Linie und die – zwar nicht einheitliche – Linie Antrouilles–Passo di Fanes; denn es handelt sich bei allen diesen tektonischen Elementen nur um die Effekte rein sekundärer relativ geringfügiger *Ausweichbewegungen* der im Norden gestauten, aber primär gegen Norden vorbewegten steifen Dolomitenschollen gegen das stossende Rückland hin, um Phänomene, die durchaus auch den „dinarisch“ gerichteten Bruchlinien der Brenta-Gruppe entsprechen und auch denselben tektonischen Sinn haben wie jene. (S. Profil 4 und 5, Tafel X.)

Es ergeben sich somit auch im Raume der *zentralen Dolomiten*, zwischen Sorapis, Cristallo, Tofana und dem oberen Cordevole *ausgedehnte Dokumente für kräftige Nordschübe* auch in diesem Südalpenssektor. Im Querschnitt der *Marmolada* aber erkennen wir aus den Aufnahmen von CORNELIUS und eigenen Beobachtungen abermals eine Reihe von Zeugen für nordgerichtete Schübe, die sich neben der altbekannten kurzen Marmolada-Südüberschiebung sehr deutlich dokumentieren. Im Pian Trevisan springt die Muschelkalkbasis der nördlichen Marmolada-Gruppe an steiler Scherfläche gegen Norden auf; am Nordhang des östlichen Belvedere/Padòn-Kammes sind die Werfener-Kerne der anisch-ladinischen Serien deutlich gegen Norden bewegt, bis über den Cordevole hinaus, und auch noch im Raume von Ruàz; in der südlichen Marmolada-Gruppe scheint die Ombretta gegen Norden vorgeschoben und die Marmolada-Hauptplatte somit zu unterschieben. Im Raume der Vallaccia-Kette östlich des Fassatales sinkt die anisch-ladinische Sedimentplatte im Osten von Moèna über dem Porphyraufbruch nur flach südwärts in die Tiefe und ist keineswegs etwa gegen Süden überkippt; sondern diese südfallende Sedimentplatte wird am Süden des Monzoni-Stockes, nach den Detailaufnahmen von VARDABASSO, ganz deutlich von Süden her durch den Porphyr des grossen Gewölbes der Bocche resp. von Falcade überfahren. Ob die bekannten Störungen zwischen Canazei und dem Col Rodella wirklich Aufschuppungen gegen Süden hin bedeuten und nicht eher gleichfalls als hier von Südosten aufgestiegene, d. h. normalalpin vorgetriebene Schuppen aufzufassen sind, möchte ich auf Grund meiner durch schlechtes Wetter dort leider nur mangelhaft gewonnenen Einblicke nicht

entscheiden und diese Frage nur zur Diskussion stellen. Es wäre aber ohne weiteres denkbar, dass diese Störungen von Canazei es im Grunde genommen wären, die schliesslich in ihrem Hangenden die ganze Langkofel-Masse nach Norden getragen haben könnten, wo ja die Nordbewegung dieser mächtigen Scholle, am Nordwestfuss des Sassolungo, in jeder wünschenswerten Deutlichkeit durch nordgetriebene Scharniere in den Werfener-Basisschichten der Langkofel-Scholle in prachtvoller Art dokumentiert erscheint. An diesen Werfener-Schichten ist die ganze Langkofel-Platte um wesentliche Beträge nordwärts über das tuffreiche Wengener- und sogar St. Cassian-Gebiet der grossartigen Seiseralm aufgeschoben, und wenn die Verbindung dieser Werfener-Basis der nördlichen *Langkofel-Scholle* mit dem obersten Werfener-Keil der Cima Rodella sich bewahrheitet, so würde die Schubweite der über diesen Werfener-Schichten nach Norden getragenen Langkofel-Scholle an die 5 km betragen. Und das ist im Grunde nicht einmal viel.

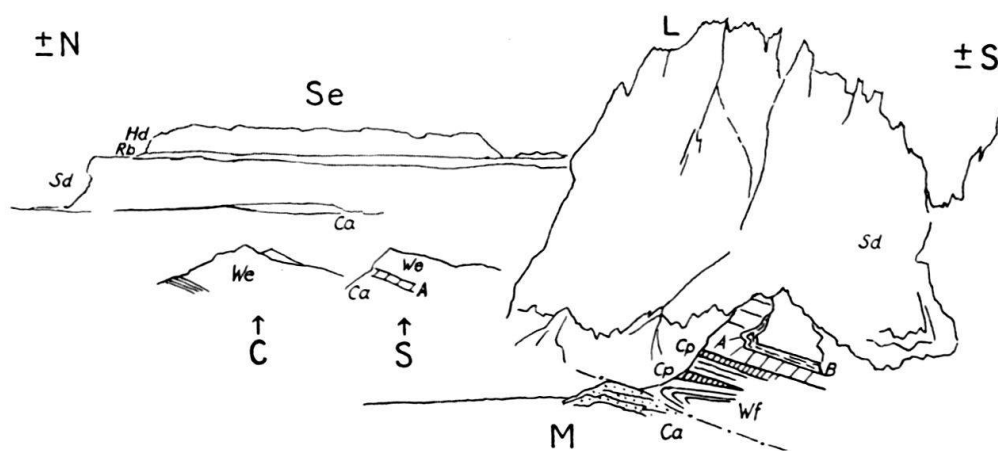


Fig. 28. *Der Aufschub der Langkofel-Scholle auf die Seiseralm-Serie.*

Wf = Werfener, *Cp* = Campiler, *A* = Anisischer Muschelkalk, *B* = Buchensteiner-Schichten, *Sd* = Schlerndolomit, *Ca* = San Cassian-Schichten, *We* = Wengener-Schichten, *Rb* = Raibler, *Hd* = Hauptdolomit (Sella-Gruppe), *C* = Ciampinoi, *S* = Piz de Sella, *Se* = Sellagruppe, *M* = Col de Mesdi, *L* = Langkofel.

Damit sind wir am *Nordrand der Dolomiten* angelangt und stossen hier auf ein neues und weites Gebiet zum Teil schon lange bekannter nordgetriebener Schollen. Den grossen, generell so klar gegen Norden schauenden Bogen der Dolomiten-Nordfront haben wir bereits erwähnt. Aber auch innerhalb der nördlichen Dolomiten selber sind nordgestossene Elemente prachtvoll erkennbar und zum Teil seit alter Zeit bekannt. Da ist die *Villnösser-Linie*, die zu unrecht in jene des Rauhtales und des Passo di Fanes fortgesetzt wurde, sondern die im Gegenteil stets dem Nordrand der Dolomiten entlang, von Wengen in die Gegend südlich St. Vigil und von dort, vielleicht aufsplitternd, aber im ganzen mit durchaus denselben Charakteren wie im Westen, dem Nordrand der Prager Dolomiten entlang gegen das Tal von Toblach und wohl auch in die eigentlichen Sextener Dolomiten hineinzieht. Vom äussersten Villnöss bis hinüber nach Campill und Wengen, nach St. Vigil und weiter in den Prager Dolomiten, überfahren stets südlichere Teilelemente der Dolomiten deren eigentliche nördliche Randelemente. Es ist sogar, nach dem Kartenbild auf Blatt Brixen, durchaus wahrscheinlich, dass diese Überwältigung der Dolomiten-Randelemente längs der Villnösser-Linie sich auch noch westlich der Eisack kundgibt, in den gegen Norden gerichteten Verfaltungen des Klausner-

Kristallins mit der Porphyryplatte im Raume des Monte Covolo. (S. Tafel IX und Profil 5, Tafel X.)

An diese deutlich auf Nordschub zurückgehende Randstörung der Villnösser-Linie folgt gegen Süden hin der gleichermassen ausgesprochen nordgetriebene Aussenrand der *Grödener-Dolomiten*, die abermals in steilen Schuppen gegen Norden vorgestossen erscheinen. Der Bau der Odle und des Sass Rigais mitsamt der klaren internen Überschiebung im Süden von Ortisei, wo die Serie der Seiseralm

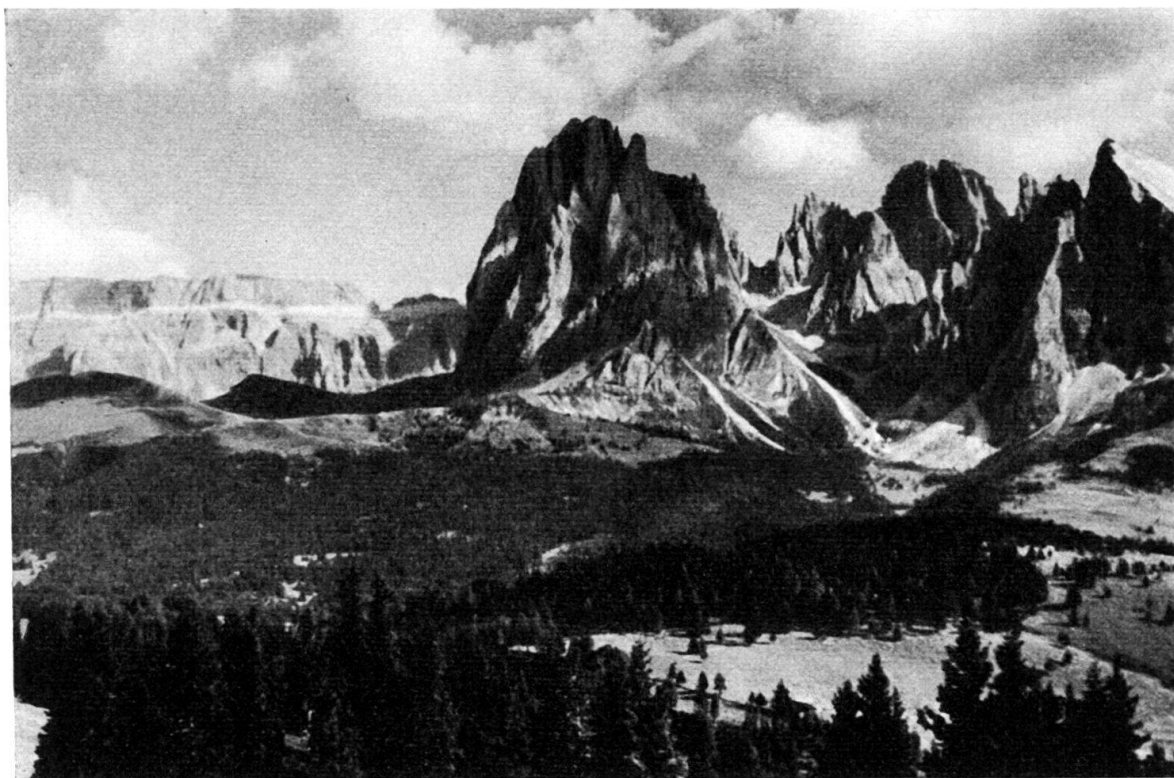


Fig. 29. Die Langkofelgruppe von der nördlichen Seiseralm.

In der Mitte der Langkofel (Schlerndolomit), darunter der Col de Mesdi mit der Werfener/Muschelkalkbasis der Langkofelscholle, aufgeschoben auf das davorliegende San Cassian/Wengenergebiet der Seiseralm. Im Hintergrund das Hauptdolomit-Schlernplateau der Sellagruppe, mit dem dasselbe aufteilenden Raiblerband; im Schatten davor: links der Ciampinòi, rechts der Piz de Sella, beide mit Muschelkalkbasis als sekundäre Rückenschuppen der Seiseralm-Serie unter der Langkofelscholle hervorgeschaufelt. Rechts des Langkofels Fünffingerspitze, Grohmanspitze und Plattkofel. Durch das Langkofel-Kar hinauf wird die ganze Scholle durch eine grosse Scherfläche noch sekundär weiter zerschnitten.

und des Schlern mit ihrer Werfener-Basis der bis ins Ladin hinaufreichenden Basis-Scholle von Ortisei selber klar nordwärts aufgeschoben erscheint, spricht hier eine durchaus eindeutige Sprache. Und dies um so mehr, als auch die Serie der Seiseralm ihrerseits schon im Norden der Langkofel-Scholle, am Ciampinòi und südlich davon, abermals in gegen Norden weiter aufsteigende Schuppen zerlegt erscheint, die sich in prachtvoller Weise als unter der nordgestossenen Langkofel-Scholle nordwärts gestossene, gewissermassen durch dieselbe vorgeschaufelte Rückenschuppen der Seiseralm-Serie an der Basis der genannten gewaltigen Schubscholle erweisen. Diese Nordbewegung zeigt sich auch in der östlichen Fortsetzung dieser Dinge, d. h. im Aufbruch von Plan und des Passo Gardena, und sie ist weiterhin prächtig do-



Fig. 30. Die Nordfront der Grödenerdolomiten in den Odle und am Sass Rigais (nordöstlich Ortisei). Klar erkennbar der einfache Aufstieg aller Elemente über den – hier bewaldeten – Bozenerporphyr und den Grödenersandstein gegen N.



Fig. 31. Der Sasso di Pordoì in der südlichen Sella-Gruppe, vom Aufstieg zum Sellajoch. Schlern-Raibler-Hauptdolomit-Folge der Sellagruppe, links im Hintergrund der Piz Boé, dessen dunkle Jura-Kreide-Mulde klar erkennbar ist.

kumentiert in der nordwärts gerichteten Überschiebung der Werfener-Ladinserie von St. Cassian über die Wengener-Basis der Gardenaccia. Von hier nach Osten versinken diese Störungen der nordwestlichen Dolomiten, d. h. jene in der Seiseralm-Serie, dann unter der wohl nordwärts separat vorgescherten Platte von Fanes.

Allen diesen deutlichen Dingen gegenüber erscheint die schwache Aufschiebung der Trias über die Jura/Kreidemulde der Puez-Gruppe in der nördlichen Gardenaccia als durchaus sekundäres Phänomen, als eine ganz lokale Rückstülpung

und Stauungserscheinung in der im übrigen klar gegen Norden vorgetragenen Gardenaccia-Platte; ein Phänomen, vergleichbar den durchaus analogen, von Längsbrüchen begleiteten und an denselben überhaupt in erster Linie stattgehabten Rückstülpungen am Nordrand des Fanes-Plateaus oder im Gebiete der Stuva und der Croda Rossa oder westlich der Etsch jenen der Brenta-Gruppe. Hingegen ordnet sich die gegen Nordwesten gerichtete Überschiebung des Boè in der südlichen Sella-Gruppe nun durchaus harmonisch in den allgemein erkannten Bauplan ein. Denn wenn wir im ganzen Raum zwischen Sorapis/Cristallo, Pelmo/Nuvolàu/Tofana und Marmolada/Sella oder wiederum in der Langkofel-Scholle, überall einen primär gegen Norden bewegten Falten- und Schuppenbau erkennen, der nur rein sekundär auf lokalen und im Streichen sich verlierenden Bruchflächen vom Typus der Falzàrego-Linie oder der Marmolada-Überschiebung oder ähnlichen Störungen südlich von Canazei oder noch weiter im Süden an der Trudener-Linie in einzelne Schollen zerstückelt worden ist, und weiter uns die zum mindesten nahen Beziehungen zwischen Sella- und ja sicher nordgestossener Langkofel-Scholle vor Augen halten, dann erscheint das bisher so merkwürdig und rätselhaft gebliebene, bei der Annahme „dinarischer“ Rückschübe sogar direkt unverständliche Element des Boè als nichts anderes denn als eine einfache weitere, ganz normalalpin gegen Nordwesten vorgetriebene *Rückenschuppe* in der generell nordbewegten Sella-Platte. Dass diese *Sella-Platte* aber, wie der Langkofel und das Element der Odle, wirklich gleichfalls gegen Norden vorgewandert ist, zeigen unter anderem in jeder wünschenswerten Klarheit die prachtvollen Bewegungsbilder in den St. Cassian-Schichten des Sellajoches, wie sie direkt südlich des Passes, in der Basis der Schlerndolomit-Platte der Sella-Scholle in grossartiger Weise aufgeschlossen sind. Dass im übrigen die Boè-Aufschiebung gegen Nordwesten schaut, ist weiter durchaus normal, befinden wir uns hier doch bereits im Übergangsbereich vom Pustertaler- zum judikarischen Streichen, dessen sichere Zeugen ja von Lavis im Raume von Trento über die Trudener-Linie hinweg östlich des Weissorns bis in die Latemar-Gruppe hinein bekannt sind und das meiner Ansicht nach weiter auch bis in das obere Fassatal hinaufreicht.

Mit allen diesen Feststellungen aber erkennen wir nun heute *auch im klassischen zentralen Südalpenabschnitt der Dolomiten*, zwischen Etsch und Piave, neben den altbekannten kurzen Südaufschiebungen vom Typus der Marmolada und der Sorapis-Scholle, eine hervorragende und reiche Reihe von Zeugnissen für *klare Bewegung der Massen gegen Norden*. Dabei sind diese Zeugnisse nicht etwa nur auf eine gewisse Zone oder auf einen kleineren Raum mit besonderer tektonischer Konstellation beschränkt, sondern sie machen sich geltend im Norden und im Süden, im Osten und im Westen dieser prachtvollen Dolomiten-Landschaft. Und dabei steht erst noch hinter allen diesen Dingen der kraftvolle Nordstoss der bellunesischen Randscholle im Raume der Val Sugana. (Vergl. Profil 4, 5 und 6, Tafel X.)

Damit aber gelangen wir zu einem durchaus *neuen tektonischen Bilde der Dolomitenregion*. Nicht eine in erster Linie durch Brüche in einzelne starre Schollen zerschnittene Tafel alter Prägung liegt hier vor, die in der Folge an kurzen südgerichteten Überschiebungen noch weiter zusammengeschoben worden wäre, ganz im Sinne einer dinarischen Gesamtkonzeption der Südalpen, sondern eine prachtvoll gegen Norden, im gesamtalpinen Sinne auf die Zentralalpen hin bewegte und in sich weiter reichgegliederte Falten- und Schuppenschar, die nur durch jüngere Brüche und damit verbundene kurze Südüberschiebungen nachträglich allerdings noch weiter zerhackt worden ist. *Die allgemein-alpine Nordflut aller Massen hat auch die mächtige Sedimentplatte der Dolomitenserie in keiner Weise verschont, son-*



Fig. 32/33/34. *Bewegungsbilder aus der San Cassian-Basis der Sella-Gruppe wenig südlich des Passo di Sella.*

Gegen Norden (links) gestossene Antiklinalkeile wechseln mit spitzen Synklinalen, das ganze durchzogen von schief nordwärts aufsteigenden Scherflächen. Dies an der Basis der so ruhig erscheinenden Schlerndolomit-Platte der Sella-Gruppe. Liegt hier nicht, wie am Langkofel, eben doch eine klare Überschiebung des oberladinisch-unterkarnischen San Cassian-Horizontes durch den auf jeden Fall doch teilweise sicher älteren, mindestens mittelladinischen Schlerndolomit-Komplex der Sella-Gruppe vor, und bilden nicht Sella und Langkofel zusammen eine eigene Schubmasse auf den Cassianer-Schichten der Seiseralm-Serie?

dern klar mitergriffen, auch wenn – gemäss der über grossartige Mächtigkeiten oft nur geringen lithologischen Aufgliederung der Dolomiten-Trias und der damit verbundenen nur geringen Faltungsbereitschaft, daneben auch infolge der gewaltigen Steifheit der Bozener-Porphyrplatte im tieferen Untergrund der Dolomiten-Trias –, der *tektonische Deformationstypus* gerade hier ein weit *steiferer* ist als in den Nachbargebieten. Aber die Bewegungen haben sich auch hier, wie anderswo, in erster Linie in den dünnenschichtigeren und damit zu weit stärkerer innerer Gleitung befähigten stratigraphischen Horizonten vollzogen: in den Gipsmergeln des Oberperms, in den Werfener- und Campiler-Schichten, oder in den tuff- und lavaärmeren Etagen von Buchenstein, Wengen und St. Cassian. Der Schlerndolomit, aber auch der Marmolada-Kalk, erweisen sich als durchwegs starre Blöcke, die als Ganzes sich über dem grossartigen Bewegungsteppich ihrer tiefer-ladinischen Unterlage oder samt dem Mendola- oder Sarl-Dolomit des anisichen Muschelkalkes über den Werfener-Schichten verschoben haben, während der weit geschichtete Hauptdolomit der östlicheren Dolomitenregion wieder eine viel bessere Durchbewegung und damit Faltung erlaubte, und dasselbe gilt natürlich dann in erster Linie auch vom darüber folgenden Dachsteinkalk und von den abermals gutgeschichteten Liasserien. Die Gegensätze zwischen den Landschaftstypen der westlichen, der zentralen und der östlichen und südöstlichen Dolomiten gehen in erster Linie auf diese Dinge zurück, indem im ganzen Westen die starren und mächtigen, zu grossartiger Zerklüftung neigenden Horizonte des Latemar- und Marmolada-Kalkes oder des Schlerndolomites die Hauptrolle spielen und der Hauptdolomit wie das Rhät weitgehend zurücktritt, ja bis auf Schlern-, Sella- und Gardenaccia-Gruppe überhaupt fehlt, im ganzen Osten aber gerade der gutgeschichtete Hauptdolomit und der Dachsteinkalk einen hervorragenden Anteil am Aufbau der östlichen und südöstlichen Dolomiten nehmen. Die Gegensätze in der näheren landschaftlichen Gestaltung und der feineren Gliederung der Gipfformen, die in so auffallender Weise zwischen den verschiedenen Hauptgruppen der Dolomiten bestehen und damit die ganze grossartige Mannigfaltigkeit der Dolomitenlandschaften bedingen, gehen in erster Linie auf diese Dinge zurück. Es sei nur an den gewaltigen Gegensatz etwa zwischen Langkofel- und Cristallo/Drei Zinnen-Gruppe im Norden, zwischen den Pale di San Martino, der Civetta oder dem Pelmo im Süden erinnert. Aber durch die *ganzen* Dolomiten hindurch, von Gröden, Wengen, St. Vigil, dem Lago di Braies und Toblach bis hinab in den Cimon della Pala, San Martino di Castrozza, die Civetta und den Pelmo oder die Sorapis, finden sich überall die klaren Zeugen für *Bewegung auch der Dolomitenmassen* gegen die *Zentralalpen* hin.

Im *Norden* erscheint der ganze Rand der Dolomitenplatte weitgehend nordwärts in sich geschuppt, hinter dem vorgelagerten Widerstand der nordwärts steil aufsteigenden alpinen Deckenkuppel, in deren Kern die penninischen Elemente der Hohen Tauern erscheinen; im *Süden* erkennen wir, so weit überhaupt die Dolomitenserie über ihrer alten Basis erhalten geblieben ist, d. h. von den Pale di San Martino über die Civetta und den Pelmo bis in die Sappàda-Dolomiten hinauf, in gleicher Weise den unzweifelhaften *Vormarsch der Massen gegen Norden* und eine gewaltige nordwärts gerichtete Schuppung der Dolomitenplatte; im ganzen dazwischenliegenden *mittleren* Abschnitt aber, der auf grosse Breite der zentralen Hauptmasse der Bozener-Porphyrplatte aufrucht, erscheint, und zwar bestimmt als eine Folge der grossartigen Steifheit des Porphyrschildes, der ganze Faltenbau, eben infolge geringerer Möglichkeiten eines kräftigen Zusammenschubes dieser Platte, ein viel einfacherer und weitgehend aufgelockerter. Breite Synklinalen wechseln mit weiten Gewölben, und nur zu oft erscheinen zunächst die Schenkel dieser ordentlich grossradigen Faltelemente einfach als bloss schiefgestellte

Tafel- oder Schollenreste. Dass aber gerade in diesen tafelförmig sich präsentierenden Schollengebieten mächtige Blockbewegungen der steiferen Massen über oft ungeheuer durchbewegten Basalelementen gegen Norden hin stattgefunden haben, das zeigen die Bewegungsbilder im Oberperm oder den Werfener-Schichten an der Basis des Cimòn della Pala zum Beispiel, oder jene in der Wengener/St. Cassian-Basis des Schlerndolomites am Sellajoch, oder jene an der Basis der Cristallo- oder der Tofana-Platte beidseits Cortina d'Ampezzo. (S. p. 339, 340 u. 350.)

Die Gebiete breitengelegten und *aufgelockerten Faltenbaues* liegen auf der starren Basis des *Bozener-Porphyrschildes*, von den Pale di San Martino bis ins Grödener- und Gadertal und ostwärts auch gegen Cortina hin; denn die letzten östlichen Reste des Bozener-Porphyr finden sich ja noch im westlichen Comelico. Gerade diese zentrale Dolomitenregion aber ist es auch, die von den kurzen Südüberschiebungen längs steilen Längsbrüchen in erster Linie noch betroffen worden ist. Falzàrego/Tre Croci-, Marmolada- und Antelao-Linie zerschneiden hier als steile Brüche und kurze Bruchüberschiebungen den normalen Faltenbau als durchwegs jüngere und sekundäre Störungen. Dabei entstehen vielfach tektonische Bilder, wie wir sie etwa aus den ja gleichfalls nur widerspenstig und lokal eine eigentliche Faltung dulddenden Schollenelementen der nagelfluhreichen und damit hochgradig steifen subalpinen Molasse des schweizerischen Alpenvorlandes kennen. Verschiebungen längs Scheitelbrüchen von Antiklinalen, oder Überschiebungen, aus Synklinalen hervorgegangen, wir finden sie auch hier in den Dolomiten, genau wie in der schweizerischen Molasse. Die weitgespannten Gewölbe mit scharfen Verschiebungen längs Scheitelbrüchen, wie wir sie etwa in der grossen „Hauptantiklinale“ des ostschweizerischen Abschnittes der subalpinen Molasse zwischen Linth und Rhein verwirklicht sehen, erkennen wir in durchaus entsprechender Art beidseits Cortina etwa, und Überschiebungen längs Scheitelbrüchen von enggepressten Mulden, vom Typus der Stoss-Aufschubung der Ostschweiz, zeigt in schönster Art etwa die Scholle der Sorapis oder jene der Civetta. Diese sogenannten „Kernstörungen“ sind durchaus dieselben in den Gewölben und Synklinalen der Molasse wie in jenen der Dolomiten. Und genau wie die Kernstörungen der Molasse-Antiklinalen gehen auch jene der Dolomitengewölbe auf Scheitelbrüche zurück, die ihren Ursprung in grösserer Tiefe haben, und längs denen eigentliche Schollenverschiebungen, wenn auch nicht in grossen Beträgen stattgefunden haben.

In der schweizerischen Molasse zeigt der ganze neuerdings in erster Linie durch RENZ und HABICHT klarer erschlossene Baustil, dass ohne eine Mitbeteiligung des tieferen Untergrundes das erkennbare Bewegungsbild nicht entstehen konnte, sondern der Unterbau der Molasse hat an steilen Längsbrüchen, schon vom kristallinen Grundgebirge an, in Form mächtiger Keile vom Typus jener der autochthonen Zentralmassive, in seine Bedeckung und damit schliesslich auch bis in die Molasse emporgestossen. Im Prinzip in der Weise, wie dies schon auf den Profiltafeln meiner „Alpenmorphologie“ dargestellt worden ist. Im Falle Südtirols aber sehen wir die Mitbeteiligung des tieferen Untergrundes an diesen Kernstörungen der Dolomitenelemente ganz direkt, etwa in Form der Trudener-Linie zwischen Cavalese/Latemar und Trodena, oder jener von Tires, nicht zu reden von der klassischen Villnösser-Linie am Dolomiten-Nordrand. Und es ist ganz klar, dass in der Tiefe dieser Kernstörungen der Dolomiten-Antiklinalen auch im Osten noch, d. h. im Gebiete der Falzàrego- und Antelao-Linie der ältere Unterbau, d. h. der Porphyrschild von Bozen, von den gleichen Brüchen oder Bruchscharen noch durchsetzt sein muss wie die Dolomitentafel selber. Dabei ist hier wohl, wie anderswo, an ein erneutes alpines *Aufleben aller Längsbrüche* im herzynischen Unterbau zu denken, die in dessen Hangendem nun die gesamte postherzynisch zur Ablagerung

gelangte Schichtreihe, vom Bozener-Porphyrschild bis in die Kreide hinauf neu durchreissen, oder an Längsbrüche, die vielleicht neu entstanden sind auch an den Diskontinuitätsflächen längs den Rändern alter Eruptionsspalten der Bozener-Porphyre oder der später aufgedrungenen ladinischen Vulkanite. Alte Querbrüche scheinen sich ja ebenfalls reaktiviert zu haben, etwa an der grossen Verwerfungszone von Zambana, Calisio und Trento oder im Bruchsystem von Schio, wir kommen später nochmals auf diese Dinge zurück. Sicher aber ist die viel jüngere und rein sekundäre Zerhackung eines primär gegen Norden getriebenen und zonenweise wohl sogar nordwärts über dem tieferen Untergrund recht beträchtlich abgescherten Faltenbaues durch Längsbrüche und kurze Südüberschiebungen, die im Grunde als Ausweichbewegungen vor dem alpinen Grossgewölbe der Deckenscheitel gegen das stossende Rückland hin aufgefasst werden müssen. Genau das Bild, das wir, nur abgelenkt in die judikarische Richtung, in der Brenta-Gruppe auch erkannten. (Vergl. Profil 7 mit 4 und 5, Tafel X.)

Damit fügt sich der einstmals innerhalb der Gesamtalpen so widerspruchsvoll und eigenartig erschienene Bau auch der klassischen Dolomitenregion in unerwartet grossartiger Weise in jeder Hinsicht harmonisch der gesamtalpinen Konzeption von der *Herrschaft der Südordschübe* ein.

Verfolgen wir die Dinge nun aber auch weiter im Süden, und betrachten wir zu diesem Zwecke nochmals auch die südliche Randscholle der Südalpen, d. h. die *bellunesische Einheit*, vom Standpunkt der Bewegungsrichtungen aus. Wie steht es hier im einzelnen mit den konkreten *Bewegungszeugen*?

Den steilgestellten Südabfall der bellunesischen Hochalpen zum Becken von Belluno, der sowohl im Osten des Piave, gegen Barcis und Maniago, als auch im Westen, vom Querschnitt von Fonzaso gegen Val Sugana hin, in wechselnder Stärke in südliche Überkipfung und sogar gegen Süden gerichtete Aufschiebungen übergeht, haben wir bereits erwähnt, ebenso aber auch das durchaus, wenigstens im ganzen Westen, beschränkte Ausmass dieser dinarisch anmutenden Südbewegung. Daneben aber zeigen eine Reihe von klaren Tatsachen, dass es sich bei dieser äusserlichen Südbewegung nur um ein sekundäres Stauphänomen innerhalb der deutlich und klar als ganzes gegen Norden vorgetragenen bellunesischen Hochalpenzone, d. h. um Unterschiebungseffekte an der Nordfront der weiter nach Norden drängenden südbellunesischen Elemente im Streichen der venezianischen Kuppeln und Dome handelt. Die *Zeugnisse für allgemeinen Nordschub* auch der *bellunesischen Einheit* im Westen des Piave seien im folgenden zusammengestellt:

Den asymmetrischen Bau der Kernkuppel von *Recoaro*, mit langanhaltendem flachem und erst zuletzt, am Alpenrand von Schio steil überkipptem Südabfall, und auf jeden Fall – wenn nicht stellenweise sogar überkipptem, so doch wesentlich steilerem Nordwestflügel –, haben wir schon früher erwähnt; er tritt auf Blatt Schio und auch auf den Profilen von FABIANI recht deutlich zutage. Desgleichen ist klar der scharfe Nordstoss der Platte der *Sette Comuni*, die am Südrand der *Val Sugana* mit ihrer alten Phyllitbasis das südlichste Randelement der Cima d'Asta scharf nordwärts überschiebt und die auch weiter westwärts, gegen die Etsch zu, wenn auch in geringerer Schärfe dasselbe immer noch tut, im Raume des Becco di Filadonna und von Besenello. Die bellunesischen Randelemente des *Civaròn* und des *Monte Lefre* sind beidseits Val Sugana gewaltsam nach Norden gestossen und dabei vor der bellunesischen Hauptfront der Sette Comuni-Platte tief in die Molasse der Val Sugana hinein gedrückt und im Gefolge dieser Südordstösse sogar noch scharf in dieselbe eingewickelt worden. 3 km weit sind diese bellunesischen Randschollen nordwärts über das Randelement der Cima d'Asta hinweggefahren; und zwar ist dies im Grunde genommen das Mindestmass, weil des weiteren eigent-

lich die Überschiebungsbreite der Platte der Sette Comuni über das Miozän im Süden der Armentera-Kette überhaupt nicht bekannt ist. (S. Profil 6, Tafel X.)

In *Val Sugana* steht somit eine *sehr ansehnliche Bewegung der bellunesischen Einheit gegen Norden* auf alle Fälle sicher.

Aber auch der Bau der bellunesischen Zone im Norden von *Feltre* zeigt ganz grossartige Stauungserscheinungen gegen den Rand der *Cima d'Asta* hin; Stauungserscheinungen, die keineswegs, wie bisher angenommen, in erster Linie auf ein südliches Vorfahren der genannten Masse gegen die *Feltriner Alpen* zurückgeführt werden dürfen, sondern die gerade umgekehrt als Folge der Anpressung der bellunesischen Randzone gegen diese tridentinische Südfront entstanden sind.



Fig. 35. Die Nordgrenze der Bellunesischen Einheit am *Passo di Góbbra*, vom Aufstieg zum *Passo Brocòn*.

Links des Passes das südlichste Kristallin der *Cima d'Asta*, rechts die gegen N über dieses *Asta-Kristallin* hinaufsteigende *Trias/Lias-Doggerplatte* des *Monte Totoga*.

Nicht die jüngsten Schichten der bellunesischen Einheit stossen steil unter oder auch nur *an* den Südrand der *Cima d'Asta*; nicht die Kreide, sondern die ältesten Schichtglieder, d. h. *Trias* und *Lias*, und zwar durchgehend, vom Querschnitt von *Castel Tésino* über den *Brocòn* und *Góbbra*, *Primiero* und *Vallalta* bis über *Àgordo* hinaus und an den *Piave*. Dabei stösst die *bellunesische Nordfront* westlich *Primiero* an steiler und teils überkippter Schubfläche mit *Trias* oder *Lias* an das *Asta-Kristallin*, sie steigt aber auch, wie etwa südlich des Passes von *Góbbra*, *in mässig steilem grossartigem Schichtstoss schief nördlich über den tridentinischen Südrand* empor.

Östlich des *Cismòn-Durchbruches* zeigt der *Antiklinalkern* der *Pavione/Ramezza-Kette* steile Überkipfung gegen Norden und weist südlich *Primiero* die bellunesische *Nordfront* ihren mächtigen Schichtkopf, ohne irgend welche Anzeichen eines auch nur bescheidenen Untertauchens unter eine gegen Süden drängende *Cima d'Asta-Front*. Von einem Aufsteigen derselben über die bellunesische Einheit kann auch hier gar keine Rede sein. Im Durchbruch des *Torrente Mis* erkennen wir, wie die zunächst wohl von Süden her gegen das *Asta-Kristallin* von *Gosaldo/Vallalta* abfallende bellunesische *Triasplatte* in gequälter Faltung, mit gegen Nor-

den getriebenen Raibler-Kernen, gegen Norden wieder *steil sich aufbäumt* und unvermittelt über das genannte tridentinische Basiskristallin, zum Teil mit vermittelnden Zwischengliedern, westlich Vallalta mit Werfener und Perm sogar, hinaufsteigt.



Fig. 36. Der Nordrand der bellunesischen Einheit am Eingang in die Cordevole-Schlucht südlich Àgordo, gesehen von Rivamonte.

Im Vordergrund hell die Werfenerbasis der bellunesischen Randzone über dem Kristallin des Aufbruches von Àgordo. Links davon Verschwinden der Strasse Àgordo–Belluno in die Cordevole-Schlucht, darüber Aufstieg des bellunesischen Hauptdolomites gegen N. Am Gipfel des Berges – Corno Valle – der Lias, rechts des Gipfels bereits Andeutungen der gegen S überkippten Muldenzone von Longarone. Links im Hintergrund der Beginn der Hauptdolomitbrücke über das Ostende des Àgordo-Aufbruches.

Und abermals dasselbe Phänomen gegen Norden vordrängender Falten-elemente enthüllt uns der Querschnitt der gewaltigen *Cordevole-Schlucht* im Süden des Beckens von Àgordo. Östlich Rivamonte stoßen steil südfallende Werfener scharf an den Kristallinaufbruch von Àgordo heran, und über denselben drängen die Elemente des Canale di Àgordo in durchaus selbständiger, abermals gegen Norden vorgetriebener Platte, mit entsprechenden nordgerichteten Faltscharnieren, gegen den ostwärts immer mehr niedertauchenden Aufbruch von Àgordo vor. Nordwestlich des Corno Valle gegen den Ponte del Cristo hin stösst ein mächtiges Hauptdolomitgewölbe steil gegen Norden vor; nordgerichtete Gewölbescharniere zeigen sich weiter in den genannten Werfener-Schichten westlich davon, und nordschauende Scharniere mit nordwärts steil ansteigenden Scheitelbrüchen

liegen prachtvoll entblösst in der Schlucht des Cordevole zwischen Ponte della Muda und Ponte del Castello. Dass auch südlich der *Forcella Cibiana* das Element der Rocchetta in flachem Schichtkopf gegen den Aufbruch des Cadore und über denselben aufsteigt, wurde bereits erwähnt und endlich erkennen wir unmittelbar westlich des Piave, im Süden der untersten Boiteschlucht bei *Perarolo*, abermals deutlich nordgetriebene Raibler-Kerne im dortigen, in der Höhe des Bergkammes scheinbar stirnenden Rocchetta-Hauptdolomit und generell nördliches Aufsteigen dieser Dolomitplatten gegen den Cadore-Aufbruch hin. In diese Gewölbekernzone gehören wohl auch die von LEONARDI aufgefundenen steilstruierten anisischen Antiklinalkerne im Osten des Piave bei Cidolo.

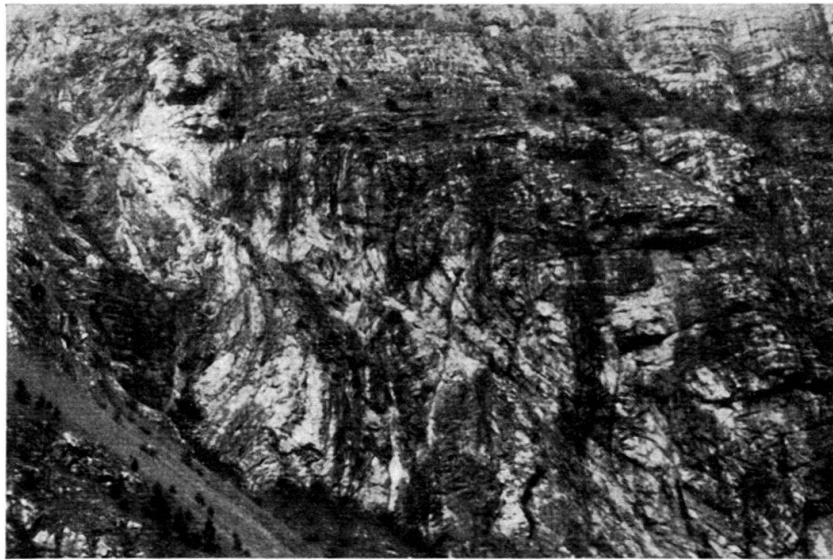


Fig. 37. Nordgetriebene Gewölbesharniere im Hauptdolomit der Cordevole-Schlucht, zwischen Ponte della Muda und Ponte del Castello.

Man beachte die klaren Scharniere im Hauptdolomit, die deutlich gegen N (links) aufsteigenden Scherflächen und die unter denselben sich zeigenden Schleppungen der tieferen Partien gegen N hin.

Damit aber haben wir auch in der *bellunesischen* Einheit der zentralen Südalpen, von der *Etsch* und von *Recoaro* bis zum *Piave*, eine ganz gewaltige *Nordbewegung* der Massen wohl dokumentiert. Wie aber steht es nun des weiteren *im Osten des Piave*, von dessen Oberlauf in die *Tagliamento-Täler* hinein und vom *Belluneser-Becken* gegen den *friulanischen Alpenrand*?

Da ist zunächst der *Grundriss dieser östlichen Südalpen* zu betrachten, dann lösen die Dinge sich rasch und gut. Dabei zeigt sich einmal, dass dieser südalpine Grundriss mit dem Verlauf seiner Leitlinien auch hier weit komplexer ist als bisher angenommen wurde. Nicht nur eine einzige grosse Scharung der tektonischen Elemente der Dolomiten lässt sich erkennen, sondern eine ganz verwickelte Scharungszone. Die Hauptscharung der südlichen Randelemente der tridentinischen Einheit liegt im Kristallinaufbruch westlich *Àgordo*, sie sei die Scharung von *Àgordo* genannt. Die Dolomitelemente des *Pelmo*, der *Civetta*, der *Pale di San Martino*, der *Marmolada-* und der *Sella-Gruppe* scharen sich ostwärts im oberen *Fiorentinatal* und maximal im Querschnitt *Cristallo-Sorapis-Antelao*, und die Schollen der nördlicheren Dolomiten samt dem *Dolomiten-Nordrand* scharen sich mit den genannten südlicheren Elementen und schliesslich mit dem Aufbruch des *Cadore* erst

im Raume südlich von San Stefano, in grösster Enge sogar erst im Querschnitt des Torrente Frisone westlich der Forcola Lavardet. Die nördlichsten Elemente scharen sich so am weitesten im Osten, die südlichsten am weitesten im Westen.

Die ganze *Scharungszone des Piave-Gebietes* erscheint so irgendwie im Streichen gegen Nordosten immer mehr vorgeschleppt, und damit ergibt sich erneut ein grossartiges generelles Norddrängen der südalpinen Scholle auch von Ägordo ostwärts in immer verstärkter Masse. Die Nordbewegung auch dieser östlichen Südalpenscholle steht damit ganz ausser jedem Zweifel, und wir werden auch konkretere Anzeichen für diese Nordbewegung im einzelnen noch kennen lernen. Daneben aber zeigt der südalpine Grundriss hier ein weiteres: Von dieser Scharungszone, die im grossen wie irgendwie gegen die machtvolle zentralalpine Haupt-Achsendepression des Gross-Glockners vorgeschleppt erscheint, die aber weiterhin ganz konkret auch durch den Aufstieg der karnischen Kette und der Kuppel des Comelico noch akzentuiert und verschärft wird, lösen sich, teils schon wenig östlich des Cordevole, teils erst am Piave und schliesslich erst östlich desselben, gegen Osten hin immer neue tektonische Elemente ab, die in grossartiger *Virgation* ostwärts, zum Teil sogar südostwärts wieder weit auseinander strahlen. Die östliche Umrahmung des Beckens von Älpasso zeigt dieses Auseinanderfallen für das Element des Monte Pelf; von der Scharung von Ägordo löst sich das Element der Rocchetta und der Muldenzone von Longarone gegen Osten und schliesslich Südosten von der Hauptachse des Ägordo-Aufbruches ab; südöstlich Perarolo irrt die Juramulde des Monte Bregòlida und des Bùrlaton von der Achse des Cadore-Aufbruches gegen Osten hin, und im Querschnitt des Passo di Mauria strahlt östlich Lorenzago selbst dieser sonst so enggepresste Aufbruch des Cadore ostwärts weit auseinander, zum Teil sogar deutlich gegen Ost-südost und Südost. Am Alpenrand endlich zielt die Kuppel von Maniago deutlich südlich der Kuppeln am Tagliamento und damit südlich jener von Tarcento vorbei gegen Osten, und im Raume von Tolmezzo erkennen wir ein weiteres Vordringen der südalpinen Elemente gegen Südosten hinab.

Der Sinn aller dieser Ausstrahlungen der grossen Virgationszone im Osten der so mächtigen und ausgesprochenen Scharung des Piave-Gebietes ist durchaus klar. Es ist nichts anderes als der zunächst nur sachte *Beginn des Einschwenkens* der Elemente der östlichen Südalpen *in die dinarische Kettenrichtung*; ein erster zögernder Versuch gewissermassen zur Ablenkung der inneren südalpinen Elemente gegen das dinarische Gebirge und die Adria hin. Die Virgation des gerafften alpinen Gesamtsystems, gegen das pannonische Zwischengebirge und die am Innenrand desselben weiter gegen Südosten abirrenden Äste der eigentlichen Dinariden, beginnt auf solche Art nicht erst im Osten des Tagliamento, etwa zwischen Görz und Laibach, sondern erste Versuche zu diesem Auseinanderfallen der tektonischen Elemente der Alpen, die allerdings bis zum Tagliamento hin immer wieder durch das Nachrücken des venezianisch-friulanischen Rücklandblockes unterdrückt worden sind, liegen bereits im eben namhaft gemachten Abirren der verschiedenen Elemente der östlichen Südalpen schon vom Cordevole an, und dann vor allem vom Piave gegen Osten vor. Und in dieselbe Linie fallen das Auftauchen der karnischen Einheit und das Anschwellen des Drau-Zuges vom Quellgebiet des Piave und der Drau gegen Osten hin. Ist es solcherart angesichts dieser deutlichen Sachlage ein Wunder, dass gerade dieser Abschnitt der östlichen Südalpen, gewissermassen als ein erster dinarischer Versuchsabschnitt, erhöhte Anpassung auch an die generelle dinarische Schubrichtung gegen die Adria hin zeigt? Dass die bellunesischen Hochalpen mit der Zone des Monte Pelf östlich des Beckens von Älpasso mehr und mehr die Randzone der venezianischen Dome gegen Süden hin überstossen, oder dass die Triasmasse im Süden des oberen Tagliamento die Juramulde des Bùrlaton

scharf südwärts überfährt oder schliesslich im Norden des Tagliamento die südlichen Virgationsäste des Aufbruches des Cadore gegen Osten hin immer kräftiger gegen Süden über die Einheit des Tagliamento vordringen? Das alles sind *erstmalige Anpassungen* an den *adriatisch vorgestossenen* benachbarten Bau der *wirklichen Dinariden*. (Vergl. dazu Tafel IX.)

Dass aber trotzdem die grosse primäre Hauptbewegung der südalpiner Scholle auch hier im Osten noch ganz klar gegen Norden gerichtet war, genau wie im südalpiner Zentralabschnitt der Dolomiten und in den westlichen Südalpen, das zeigen eine ganze Reihe gerade in diesem Abschnitt um so kostbarer Zeugen für einwandfreien *Südnordschub* auch *im Osten des Piave-Querschnittes*. Diese Zeugnisse bestehen im wesentlichen etwa in folgendem:

Im Norden stösst der Aussenrand der *Sextener Dolomiten* scharf gegen Nordosten auf die kristalline Kuppel des Comelico hin, als das Ostsegment des grossen, generell gegen das Pustertal vorgetriebenen Bogens der Dolomiten-Nordfront. Die zwischen Cortina und den Marmarole so deutlich gegen Norden vorgestossene Scholle der Sorapis setzt östlich des Piave in die Dolomiten im Süden von San Stefano, und zwar auch hier, wie westlich Lozzo, längs einer schwach südüberkippten Gewölbezone der östlichen Fortsetzung der hier nun allerdings stark ausgedünnten Antelao-Platte angeschoben. Die Fortsetzung der Sextener Dolomiten mit ihren grossen Massen von Schlerndolomit ist in der Rinaldo-Gruppe im Norden von *Sappàda* zu erblicken, die, genau wie die Cristallo-Scholle im Raume von Cortina-Tre Croci mit der Scholle der Sorapis, auch hier durch eine relativ einfach gebaute Gewölbezone mit den eigentlichen Sappàda-Dolomiten im Süden von Sappàda verknüpft sind. Dabei ist die Nordfront dieser östlichen tridentinischen Elemente über die Kuppel von San Stefano deutlich nordwärts vorgeschert und samt derselben auch nordwärts an die steilversenkte Muldenzone der Crode di Longerin und deren östliche Fortsetzung angepresst, im Raume von Forni Avoltri dieser nördlichen Trias-Scholle sogar auf beträchtliche Breite überschoben. Das ist der Aufschub der Dolomiten-Nordfront auf das karnische Element, der sich nun weiter durch die ganzen östlichen Südalpen, besonders im *Fellatal* und an der Nordfront des Manhart bis in das nördliche Krainer-Becken klar dokumentiert, auf eine Länge von über 120 km im Streichen. (S. Tafel IX und Profil 2 und 3, Tafel X.)

Der Aufschub der tridentinischen Front, d. h. der östlichen Fortsetzung der Dolomiten-Nordfront auf die karnische Einheit der östlichen Südalpen, stets gegen Norden gerichtet und zum Teil durch beträchtliche Faziesdifferenzen beidseits der Schubfläche weiter ausgezeichnet, ist ein erstes grossartiges Zeugnis für die Herrschaft der Nordbewegungen auch in diesem östlichen Südalpensektor. Die *Nordfront der Julischen Alpen* ist eine Schubfront erster Ordnung, und das karnische Nordelement des südalpiner Baues sinkt durchwegs, vom Comelico bis in die Krain, unter diese tridentinisch-julische Stirnzone ein; von irgendeinem Anzeichen einer Überwältigung der julischen Triasplatte durch das karnische Element ist nirgends, bis an den Südrand der Steiner Alpen heran, auch nur eine Spur zu sehen, sondern die julisch-tridentinische Front überfährt in klassischen Profilen bis dorthin stets das meist steil südwärts unter diese Front eintauchende karnische Element.

Anzeichen für Bewegung gegen Norden finden sich aber auch innerhalb und sogar noch am Südrand der tridentinischen Einheit im Osten des oberen Piave. Da ist der generell nordwärts getriebene Bau der südlichen *Sappàda-Dolomiten*, mit dem scheinbar asymmetrischen Bau des Gewölbes von Sappàda selber, da ist das Abschneiden der „normalen“ Basis der nördlichen Sappàda-Dolomiten durch das Sappàda-Kerngewölbe, d. h. die normale Basis der südlichen Sappàda-Dolomiten im Raume von Ronco del Topo oberhalb San Pietro di Cadore; da ist der

Bau des Monte Tuglia oberhalb Forni Avoltri oder der Aufschub des Monte Pléros über denselben, und da ist schliesslich auch das durchaus eindeutige Verhalten der östlichen Fortsetzung des Cadore-Aufbruches im Osten von Lorenzago, dem Südfuss der Sappàda-Dolomiten entlang. Dort sticht, vom *Passo di Lavardet* bis gegen Comeglians im Canale di Gorto, auf eine Länge von rund 20 km im Streichen immer wieder klar dokumentiert, die Perm/Werfener-Basis der südlichen Sappàda-Dolomiten nicht etwa einfach unter dem Dolomitgebirge steil südwärts empor, um sich über die südlich folgenden Elemente hinweg- oder auch nur aufzuschieben, sondern die genannte Perm/Werfener-Basis steigt am ganzen Südfuss der Sappàda-Dolomiten, nicht überall, aber immer wieder, in steiler Schichtplatte auch *über* den Schlerndolomit derselben hinauf. Die südlichen Sappàda-Dolomiten bilden somit

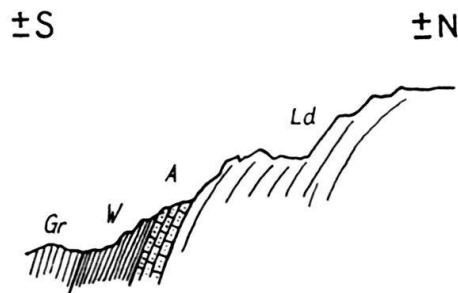


Fig. 38. Der Südfall der Sappàda-Dolomiten nördlich des Passo di Lavardet.

Gr = Grödener,
W = Werfener,

A = Anisischer Muschelkalk,
Ld = Ladin, Schlerndolomit.

Man beachte den klaren Versuch einer Überwältigung der Sappàda-Dolomiten durch die Perm-Serie des östlichen Cadore-Aufbruches des Passo di Lavardet.

hier über grosse Strecken eine von ihrer alten Basis im Süden steil angefahrene, deutlich *nordwärts überkippte grosse Mulde*, von in sich weiter komplexem Bau, und die östliche Fortsetzung des Cadore-Aufbruches von Lorenzago stösst auf solche Weise mit seiner Perm/Werfener-Umhüllung steil *nordwärts gegen diese Sappàda-Dolomiten* empor. Was dieser Aufbruch des Cadore westlich des Piave, wo er stets nordwärts unter die tridentinischen Dolomitgebirge des Cadore eintauchte, nie auch nur andeutungsweise zu unternehmen sich vermäss, nämlich einen regelrechten *Eigenvorstoss gegen die Dolomiten* hin, das tut er jetzt im Süden der Sappàda-Dolomiten, wo er in ganz direktem Angriff dieselben gegen Norden hin vor sich her stösst. Das ist aber seinerseits nur möglich, weil, trotz des Auspringens der einzelnen Schollen der östlichen Südalpen gegen Süden hin, von der Überschiebung von Ampezzo und den südwärts vorstossenden Schollen der Tagliamento-Einheit bis zur Überwältigung der venezianischen Randdome, eben doch *der ganze Block der östlichen Südalpen* hinter dieser *Angriffsfront* der östlichen Zone von Lorenzago generell *nach Norden* vorgerückt ist. Genau wie auch die Gliederung der südalpinen Scharungszone im Gebiete zwischen Cordevole und Piave dies verlangt. Dass im übrigen auch im oberen *Tagliamento-Tal* diese inneren südalpinen Elemente immer noch deutliche Anzeichen auch von generellem Nordschub aufweisen, zeigen das nach Norden aufsteigende Gebirge im Süden des *Passo di Mauria*, nordgetriebene Gewölbezonen östlich davon, etwa im Norden von Ropa, die Aufschiebung der Raibler-Zone am Passo della Morte östlich San Lorenzo, oder die nordwärts aufsteigenden Schollen nordöstlich *Ampezzo*. Dass aber solche Nordbewegungen auch noch weithin im Osten, d. h. *im Süden der Fella-Linie*, in der

Umgebung von Raibl und schliesslich den westlichen *Julischen Alpen* eine grosse Bedeutung erlangen, das zeigen u. a. die berühmten „Blätter“ von Raibl und Val Bruna, an denen die südlichen Gebirgstteile steil über die nördlichen aufgeschoben erscheinen, oder an der Wasserscheide zum Save-Gebiet der prachtvoll nach Norden getriebene Bau des *Manhart*. (S. Profil 2 und 3, Tafel X.)

So weist auch im Querschnitt gerade des Tagliamento, trotz vielfach in Erscheinung tretender prachtvoller Zeugen für erstmals stärkere dinarische Süd- bewegung in diesem Abschnitte, doch der *Gesamtquerschnitt* nur allzu deutlich daraufhin, dass *auch hier im Osten* der *primäre Schub* doch derselbe war wie weiter im Westen, d. h. *von Süden gegen Norden* gerichtet. Und damit werden *alle süd- gerichteten Schuppungen* auch dieses *östlichen Südalpensektors* ganz klar zu reinen *Rückfaltungselementen*, ausgelöst durch vermehrten Zusammenschub zwischen den ostwärts immer weiter nördlich vordringenden venezianischen Randdomen und der karnischen Kette, und vor dem Gesamtalpenblock schliesslich frei sich ent- faltend gegen das tiefliegende Rückland der venetisch/friulanischen Ebene hin. Diese *Rückfaltungstendenzen verstärken sich gegen Osten* immer mehr und finden schliesslich im *Vormarsch der julischen Scholle gegen Süden* und weiterhin dann im „Vorschub“ der eigentlichen *Dinariden* gegen die *Adria* ihren klassischen Ausdruck. *Die primäre Hauptbewegung ging aber auch in diesen östlichen Südalpen mit jeder wünschenswerten Deutlichkeit ganz klar vom padanisch-friulanischen Rückland gegen die Zentralalpen hin.* Dass schliesslich auch der alpine Bau der karnischen Kette und der Karawanken deutlich auf Schub gegen Norden hin weist – wie seit den klassischen Untersuchungen FRIEDRICH TELLERS alle neueren Profile samt den Befunden beim Bau des Karawanken-Tunnels dies dartun –, und endlich auch das Element der eigentlichen karnischen Kette selber, samt dessen Basis im Gail- Kristallin, nordwärts dem Drau-Zug an- und aufgeschoben ist, rundet unser Be- wegungsbild der östlichen Südalpen nur abermals in willkommener Weise ab.

Damit aber haben wir nun, vom Langensee bis an den Tagliamento und die Quellen der Sau, dem *Bewegungssinn in den Südalpen* nachgespürt. Derselbe ist eindeutig: *der primäre Schub ging auch hier*, genau wie in den eigentlichen Alpen, *stets von der Po-Ebene aus gegen das „alpine Vorland“ hin. Rückfalten nach „dina- rischem“ Sinne sind wohl vorhanden, treten aber an Bedeutung gegenüber den früher geäusserten Ansichten über den Bau der Südalpen sehr zurück.* Südalpine Decken in „dinarischem“ Sinne, d. h. mit beträchtlichem Vorschub gegen den Alpenrand der Lombardei oder Veneziens existieren, bis an den oberen Tagliamento hinüber, keine. Dafür aber um so kräftiger in Erscheinung tretende Nordbewegungen, die an der Beugung der Judikarien zur Hauptsache gegen Nordwest abgelenkt er- scheinen.

Der gewaltigste Zeuge für den *Nordmarsch der südalpinen Scholle* aber bleibt das schon 1915 als solches erkannte *Vordrängen der südalpinen Front gegen den Brenner*, an dessen Flanke infolge Zerrungs- und Schleppungserscheinungen es zu den kräftigsten Rückschiebungen der westlichen Südalpen gegen das Rückland kam. Aber nirgends überfährt, bis an den oberen Tagliamento und in die Carnia, ein solches „dinarisches“ Element in Form einer grösseren Decke oder auch nur Scholle die primär interneren Elemente über grössere Breiten, mit Ausnahme der Grigna, die aber gleichfalls nur auf knapp 4 km Breite rückgefaltet erscheint. Dafür erscheinen *nordgetriebene Schollen* in der Presolana und in weit vermehrtem Masse als früher angenommen im klassischen Land der Dolomiten, aber auch in der nördlichen Carnia, im Fellatal, in den nördlichen Julischen Alpen und schliesslich im luganesischen Westen der mächtige Vorstoss der Generoso-Scholle, zu der im

Grunde genommen ja auch die Grigna nur als frontales Element gehört. Und *diese Nordbewegungen sind keineswegs nur etwa auf die nördlicheren Teilelemente der Südalpen beschränkt, sondern sie finden sich, wie wir gesehen haben, bis hinein in die bellunesische Randzone.* Und wo der grosse Porphyrschild von Bozen im Osten der rätischen Beugung so unvermittelt scharf nach Norden vordringt, da erkennen wir dieselben „Nordbewegungen“, nur hier den Umrissen des Bozener-Blockes angepasst und gegen Nordwesten, lokal sogar gegen Westen abgelenkt, in den prachtvollen Schollen der Brenta-Gruppe wieder.

So zeigen *die Südalpen* heute nach allem, was wir nunmehr von diesem herrlichen Gebirgsland wissen, im Prinzip durchaus *denselben Bewegungssinn wie die übrigen Alpen.* Die *Südalpen* gehören damit effektiv, wie ja eigentlich zu erwarten war und auch immer wieder verfochten wurde, als *ein integrierender Bestandteil von grösster Bedeutung zu den Alpen selber* und teilen in allem, in der Entwicklung ihrer Sedimentreihen, in der Entstehung ihrer Strukturen und dem Werden des heutigen Gebirges deren grossartige Geschichte. Und wenn wir uns heute fragen, ob damit nun wirklich eigentlich „dinarische“ Elemente in den konkreten Alpenbau einziehen und mit demselben zu einem harmonischen Ganzen sich verbinden, so ist diese Frage wohl ohne weiteres zu bejahen. Denn es scheint kaum möglich, zwischen Triest und Laibach, oder zwischen Görz und Tagliamento-Durchbruch die südalpinen Elemente von den „dinarischen“ wirklich zu trennen, geschweige denn die beidseitigen Sedimentationsräume. *Sekundäre Störungszonen sind wohl vorhanden* – im Sinne *querer Stauchungen* und Knickungen etwa –, entstanden durch den lange anhaltenden und immer wieder neu einsetzenden Vorstoss des Dinaridenblockes gegen die östlichen Südalpen; Dinge, auf die in aller Eindringlichkeit ja KOSSMAT vor Jahren schon hingewiesen hat. Aber dass *ein grosser Teil der südalpinen Einheiten, vor allem sicher die Zone der venezianischen Dome und die julische Aussenzone, die gegen Westen zum mindesten sich erweitert bis Pieve di Cadore und Lorenzago hinauf, auch heute noch in die eigentlichen Norddinariden hinabzieht, an den Golf von Fiume und weiter dem Schubrand des Velebit entlang, darüber kann bestimmt gar kein Zweifel bestehen.* (S. Tafel IX.)

Im einzelnen lassen die Arbeiten von KOSSMAT und WINKLER in erster Linie etwa folgende *Zusammenhänge im südalpin-dinarischen Grenzgebiet* östlich der friulanischen Ebene, d. h. *zwischen Triest, Laibach und dem Südrand der Julischen Alpen* erkennen:

Vom Tagliamento her ziehen die *venezianischen Dome* der friulanischen Randzone des Gebirges über den klassischen Aufbruch des Matajur–Monte Mia-Gewölbes vielleicht, aber durchaus nicht sicher, in das breite Trias/Jura/Kreide-Gewölbeland des Ternowaner Waldes. Es ist aber nach den bestehenden Karten, auch nach Blatt *Tolmino* der Tre Venezie, durchaus möglich, dass die genannte Gewölbezone des Matajur nur in den Westrand der Ternowaner-Einheit hineinstreicht und diese letztere bereits ein etwas interneres Element darstellt. Einerseits könnte es sich im *Ternowaner Wald* um eine etwas internere Zone der südbellunesischen Kuppeln handeln, wobei allerdings zu beachten ist, dass bereits der Matajur-Aufbruch wahrscheinlich im grossen dem Element des Bosco del Cansiglio entspricht, d. h. dem im Querschnitt von Belluno bereits innersten südbellunesischen Kuppel-element. Aber es könnte sich prinzipiell hier sehr wohl um ein Wiedereinsetzen oder um östliche Analoga der Kuppel des Monte Grappa handeln. Die Frage bleibt auf jeden Fall nach den bestehenden Aufnahmen noch durchaus offen.

Andererseits erscheint, auch nach WINKLER, Blatt *TOLMINO* und KOSSMAT, die Ternovaner-Scholle in der geraden, aber mächtig erweiterten Fortsetzung des Kòlovrat und damit des Stol-Zuges, d. h. eines besonderen Aussenelementes der

innervenezianischen Zone des Tagliamentogebietes, und zieht gerade WINKLER auch eine internere Herkunft der Ternovaner-Scholle aus dem südlichen Randgebiet seiner *julischen Aussenzone* im Raume des Blègàs-Fensters in Betracht. Es scheint somit möglich, in der komplexen Schollenregion zwischen Ternovaner Wald und Sairacher Berg eine tiefere Abspaltung der julischen Aussenzone und damit unserer südalpinen Tagliamento-Einheit zu sehen. Weiter ist denkbar, dass überhaupt nur der innere Teil der Ternovaner-Scholle, d. h. der im NE der Störung von Idria gelegene, dem Stol-Zug und damit dem Südrand unserer Tagliamento-Einheit entspricht; aber schliesslich liegen die Dinge wohl so, dass eben hier, ähnlich wie im Querschnitt des Piave die südbellunesischen Kuppeln und die eigentlichen Belluneser Hochalpen miteinander solidarisch sind, auch die Zone der friulanischen Dome mit den äusseren Teilen der bellunesischen Aussenzone der Julischen Alpen näher zusammenhängt.

Gesichert ist des weiteren, nach WINKLER und KOSSMAT, der Aufschub der *Bischoflacker-Scholle* über das Ostende der julischen Aussenzone und deren alte Basis im Raume östlich des Blègàs-Fensters, in analoger Stellung zur julischen Aussenzone wie knapp 4 km weiter nördlich die Grauwacken-Zone von Eisnern, die als alte *Basis der Julischen Alpen*, d. h. der südlichen Dolomitenfront, gewissermassen als ein östliches Äquivalent der Cima d'Asta zu gelten hätte. Die Faltenzüge zwischen Pölland und Ober-Laibach erscheinen an der Basis dieser Bischoflacker-Scholle und damit in der Position der julischen Aussenzone, während die grosse julische Südfront ihrerseits in scharfer Knickung östlich davon längs dem Westrand der Bischoflacker-Scholle und über die den Pöllander-Zügen aufgelagerten Schollenreste dem westlichen Laibacher Moor zustrebt. Es ist ferner möglich, dass die alte Basis der julischen Aussenzone an der Störung östlich des Sairacher Berges gegenüber den Pöllander-Falten an einem steilen Bruch hochgeschaltet ist, und dass dann effektiv wenigstens der Ostteil der Ternovaner-Scholle im Nordosten der Störung von Idria wirklich als ein Element der julischen Aussenzone aufgefasst werden muss.

In jedem Falle aber ziehen im Raume zwischen Görz und Laibach die verschiedenen tektonischen Elemente des südalpinen Tagliamento-Querschnittes, von der Zone der Tarcento- und Matajur-Kuppel über den Stol-Zug und die julische Aussenzone bis in die julische Hauptmasse der tridentinischen Einheit hinauf, in klar dinarischer Richtung gegen SE hinab in die dinarischen Ketten. Die erstgenannten Elemente ohne jede Spezialkomplikation, die julische Aussenzone und der Aussenrand der julischen Hauptscholle aber mit grossartigen Knickungen. Die julische Aussenzone schwenkt dabei als das Äquivalent der Tagliamento-Einheit der östlichen Südalpen zum mindesten gegen Oberlaibach hinab, die tridentinische Südfront als der Innenrand der julischen Hauptscholle aber erreicht das Laibacher Moor nur wenig östlich davon. (S. Tafel IX.)

Im *Becken von Laibach* aber entwickelt sich die grosse alpin-dinarische Virgation nur folgerichtig weiter: Ein Teil dieser südlichen Dolomitenelemente der julischen Scholle streicht längs dem Karbonaufbruch von Littai und über das Wachter Gebirge vorwärts gegen Osten und erreicht beispielsweise die Drau schon im Süden des Ivansčica-Gebirges, ein anderer Teil dieser östlichen Dolomitenscholle aber zieht, wie die so ausgezeichnet dinarisch gerichteten Strukturen am Südrand des Laibacher-Karbons, ja sogar südlich Laibach selber nur zu deutlich zeigen, in südöstlicher Richtung weiter, über Auersberg, Reifnitz und den Heiliggeist-Berg in die inneren Zonen der eigentlichen Dinariden hinab.

So schwenken also *nicht nur die Elemente der friulanischen Randzone* in Form der Dome und das Gewölbesystem der Euganeen im Triestiner-Karst *in die adria-*

tische Aussenzone der wirklichen dinarischen Ketten ein, sondern auch die ganze venezianische Innenzone der Belluneser und Feltriner Alpen und sogar der Südteil der eigentlichen Dolomiteneinheit treten, schon nördlich des Laibacher Moores, in den dinarischen Bau ein. Nur die Nordfront der tridentinischen Masse und das gesamte karnische Element streichen östlich des Krainer-Beckens in die südpannonische Ebene hinaus. Das aber heisst klipp und klar, dass zum allermindesten die Hälfte des südalpinen Querschnittes von Belluno etwa, im Querschnitt zwischen Passo di Mauria und San Stefano di Cadore, wo die Einheit des Tagliamento als gewaltige Erweiterung der julischen Aussenzone bis auf knapp 7 km überhaupt an den Nordrand der Dolomiten hinaufreicht, sogar die grosse Hauptmasse der südlichen Kalkalpen ganz zweifelsfrei ein wirklich dinarisches Element darstellt. (S. Tafel IX.)

Eine prinzipielle Grenzlinie zwischen Alpen und Dinariden aber beispielsweise an der Südgrenze der Cima d'Asta oder der Dolomiten-Scholle des Cadore und des Cordevole zu ziehen, oder gar durch den Monte Baldo oder in den oberen Tagliamento-Tälern, das wird wohl niemand als möglich und tunlich erachten. Denn *die südalpinen Elemente der bellunesischen und der tridentinischen Einheit hängen unter sich, wie nunmehr vielfach dargelegt, auf das allerngste, nach ihrer Faziesentwicklung ohne jeden Zweifel, aber auch gemäss ihrem Bau zusammen, indem eben vielfach über grössere Strecken die tektonischen Abgrenzungen verschwimmen und die Einzelelemente sich ablösen; aber dasselbe ist im Grunde auch der Fall in den Beziehungen zwischen den nördlicheren Elementen der Südalpen, die in die südliche pannonische Masse hinausziehen – das sind die erweiterten Äquivalente der nördlichen Dolomiten-Scholle und das gleichfalls an Breite gewinnende karnische Element – und den zu den dinarischen Zügen allmählich abirrenden inneren Teilen der Dinariden im Osten der Adria. Südpannonische und dinarische Elemente scharen sich einfach zusammen zum komplexen Bau der Südalpen, und es wird ein eitler Streit um Worte, ob wir die sogenannten „pannonischen“ Elemente im Bau der Südalpen nicht ebenfalls noch zum dinarischen Block zu rechnen haben oder ob wir die dinarischen Elemente ihrerseits einfach als etwas internere Randzüge des pannonischen Systems betrachten sollen. Im übrigen sind eben schon die sogenannten „pannonischen Glieder“ der Südalpen eigentlich nur pannonische Randelemente, genau wie die weiter südwärts anschliessenden dinarischen Züge auch. Als solche gehören auch sie im Grunde bereits zum dinarischen Bezirk, denn sie bilden einen wesentlichen Bestandteil des grossen wenn auch in sich heterogenen Sedimentationsstoges im Süden der zentralen pannonischen Schwellenzone, die ja, gegen Westen stets schmaler werdend, in die grosse Tiroliden-Scholle der Ostalpen und durch dieselbe gegen die südliche Randschwelle der heutigen Breccien-Decke, mit einzelnen Virgationsästen vielleicht auch noch in das luganesische Teilstück der nördlichsten Südalpen abirrend, fortläuft. Die südalpinen Ablagerungsräume sind damit in ihrer Gesamtheit, genau wie die dinarischen, von den nordalpinen Sedimentationströgen durch die wohlbekanntة zentralalpine Schwelle auf dem Rücken der pannonischen Masse resp. der tiroliden Zentralzone der Ostalpen als einem wesentlichen Zwischengebirgselement von fundamentaler Bedeutung getrennt. Südalpen und Dinariden gehören ohne weiteres demselben, ostwärts sich immer mehr verbreiternden und differenzierenden Sedimentationstrome an, sie gehen auch räumlich – wenn auch zugegebenermassen zum Teil mittelst einer ausgesprochenen, heute leider hinter dem „eisernen Vorhang“ liegenden Knickzone –, seitlich ineinander über, und so bilden die Südalpen ganz offensichtlich einen wirklichen und wichtigen Teil des Dinaridenraumes innerhalb des alpinen Gesamtrogens. Nur geht eben hier, im grossen Scharungsgebiet aller osteuropäischen Ketten im alpinen Raum, die Bewegung der Massen durchwegs vom padanischen Rückland gegen Norden, auf das mitteleuropäische Vorland hin, während es*

im Osten, nach der Aufspaltung der alpinen Scharung durch das pannonische Zwischengebirge, in den dinarischen Ketten im Osten der Adria zu wirklichen, gegen das adriatische Rückland hin gerichteten Rückschüben und schliesslich sogar zur Ausbildung regelrechter gegen die Adria vorgestossener dinarischer Decken kam. *Den Beginn dieses dinarischen Deckenbaues aber erleben wir bereits in den östlichsten Südalpen, im Raume der unteren Carnia, bei Tolmezzo und am Südrand der Julischen Alpen.* (S. Tafel IX und Profil 1, 2, 3, Tafel X.)

Ich vertrete damit nach wie vor die Auffassung, dass tektonisch *die Südalpen*, zum allermindesten deren Hauptmasse bis hinüber an den Gardasee und gegen Brescia, *eine ganz direkte westliche Fortsetzung der eigentlichen Dinaridenzone darstellen* und halte des weiteren die Annahme für zutreffend, dass *in fazieller Beziehung sogar der ganze Südalpenraum bis an den Drau-Zug heran und bis hinüber nach Lugano, weil südlich der eigentlichen pannonischen Masse liegend, zum Dinaridenbezirk zu zählen sei.*

Eine Frage ist hier vielleicht noch einmal, da sie in den letzten Jahren oft als bereits gelöst betrachtet und damit als weiterhin unnötig empfunden worden ist, nach den nunmehr vorliegenden Ergebnissen über den Bau der Südalpen erneut zu prüfen: das ist die Frage des tektonischen Zusammenhanges der südalpinen Frontelemente mit den obersten ostalpinen Decken. Wie steht es ganz konkret mit diesem *Zusammenhang zwischen oberostalpinen und südalpinen*, d. h. – nach dem eben Auseinandergesetzten – immer noch *dinarischen Elementen*, und wohin stellen sich weiter die grossen jungalpinen Intrusivkörper des südalpinen Raumes, vom Adamello bis ins Pustertal?

4. Die Stellung der Silvretta-Decke zu den Südalpen und der Standort der jungalpinen Intrusivkörper Südtirols.

Die vorstehend durchgeführte neue tektonische Analyse der Südalpen weist recht klar den Weg zu besserem Verstehen und auch zur Überbrückung der vielfach masslos übertriebenen Gegensätze zwischen den verschiedenen, oft nur allzu geschäftig vertretenen Auffassungen. West-, Zentral- und Ostsektor der Südalpen verhalten sich hier wesentlich verschieden: denn im zentralen Sektor Südtirols tritt, wie nunmehr klar erkannt worden ist, ein primär weit interneres Element der Südalpen an die austride Wurzelzone heran als im Westen und im Osten. Bergamaskischer und karnischer Sektor verhalten sich somit gegenüber dem Innenabfall der ostalpinen Wurzeln der Zentralalpen ganz wesentlich anders als der tridentinische.

In den *westlichen Südalpen* grenzt der Zug der insubrisch-bergamaskischen Antiklinalen als eigentliches Frontelement der bergamaskischen Gesamteinheit an die Sedimentzone im normalen Hangenden des *Seengebirges* und des *orobischen Kristallins*, d. h. des Salvatore-Zuges und der orobischen Mulden, und dies vom Varesotto durch das Luganese und über den Comersee bis in die Bergamasker Berge und längs der Gallinera-Linie sogar bis in den Adamello hinein, d. h. auf an die 150 km Länge. Seengebirge und orobische Kette können aber auch heute immer wieder als nichts anderes betrachtet werden denn als die kristalline *Wurzel der oberostalpinen Decke* der östlichen und zentralen Schweizer Alpen: es sind ganz einfach die rückwärtigen Teile des Silvretta- und des Ötztaler-Kristallins, oder wenn man lieber will, was zwar an sich nicht zutrifft, der „Ursprungsort“ dieser Massen. Die hintersten bekannten Teile einer Schubmasse aber nennen wir im alpinen Sprachgebrauch die Wurzelzone derselben; das ist eben der Ort, wo die be-

treffende Schubmasse einst in der Tiefe wurzelte oder, je nach dem Ausmass des stattgehabten Abtrages auch heute noch wurzelt; jene Zone, aus welcher diese Schubmasse langsam, durch stets weiter wirkenden Vorschub derselben, gewissermassen *wie aus einer Wurzel herausgewachsen* ist, und wo diese Schubmasse nicht mehr absolut ortsfremd anderen Elementen des Gebirges über mehr oder weniger grosse Areale an flacher Schubbahn aufgeschoben liegt. Wir dürfen den Ausdruck Wurzel eben nicht nur, wie vielfach durchaus fälschlich und in völliger Missachtung der ganzen neueren Entwicklung der modernen Deckenlehre ganz einseitig – bloss gemäss den allerersten Erkenntnissen LUGEONS und HEIMS angenommen wird –, auf die Wurzelgebiete eigentlicher Deckfalten oder Überfaltungsdecken beschränken, so wenig wir heutzutage nach alpinem Sprachgebrauch etwa die Bezeichnung „Decke“ nur für Überfaltungsdecken gebrauchen, sondern wie bekannt, in ebenso hohem, ja wenn nicht sogar weit höherem Masse auch für die grossen, *längs listrischen Flächen* als alten Längsbrüchen vorgeschobenen grossen *Hauptschubmassen* der Gebirge. Der grösste Teil der alpinen Decken besteht ja aus solchen Decken der zweiten Art, was allerdings in gar keiner Weise sagen will, dass dieselben auch wirklich zweiten Ranges seien; denn sie spielen nach der gesamten neueren Erkenntnis des Alpenbaues durchwegs und effektiv die grösste Rolle und sind auch kubaturmässig den blossen Deckfalten, der westlichen helvetischen Alpen etwa, weit überlegen. Wir bezeichnen so nach der ganzen historischen Entwicklung der alpin-tektonischen Erkenntnis innert der letzten 40 Jahre auch die rückwärtigsten Teile einer solchen Schubmasse, wie der Silvretta etwa, als die *Wurzel* derselben und haben in diesem Sinne effektiv *das orobisch-luganesische Kristallgebirge* auch heute noch und immer wieder als den *kristallinen Wurzelkern der Silvretta-Decke* im weiteren Sinne zu betrachten. Auf diesen Zusammenhang ist schon im zweiten Kapitel dieser Arbeit mit einer grossen Menge von Argumenten hingewiesen worden, ich brauche deshalb hier nicht noch einmal mehr näher auf diese Dinge einzutreten.

Hingegen ist auf die wichtige Frage der tatsächlichen *Stellung der Ivrea-Zone und des Canavese* hier nochmals in aller Kürze zurückzukommen. Gibt es, trotz der offensichtlich bestehenden, ja oft direkt krassen Faziesdifferenzen zwischen Jorio-Zug und Centovalli, auf die bereits eingangs hingewiesen worden ist, und trotz dem durchaus penninischen Grad der Metamorphose in den Sedimentzügen des Centovalli und des Ossola, nicht gleichwohl am Ende eine Möglichkeit, entsprechend dem vom Tessin weg südwestwärts durchwegs beobachtbaren Fehlen einer sicheren Fortsetzung der Jorio-Linie zwischen Ivrea-Zone und Seengebirge, diese grosse und tiefgreifende Jorio/Tonale-Linie doch in den Nordwestrand der Ivrea-Zone fortsetzen zu lassen und auf diese Weise die *Ivrea-Zone mit dem Seengebirge zusammen*, durchaus im Sinne der italienischen Geologen, nur als *eine einzige alpine Einheit* zu betrachten? Aber nicht als eine Einheit des „dinarischen Sockels“, wie ARGAND einst, etwa auf seiner Karte der Westalpen, sich dies vorstellte, oder, zum Teil in anderen Spielarten, NOVARESE oder SPITZ oder CORNELIUS oder LUGEON und HENNY, sondern als die Einheit einer grossartig erweiterten *Silvretta-Wurzel*, oder vielmehr als die konkrete Kristallinwurzel der Breccien-Decke der Préalpes romandes und des Chablais. Nach den in den letzten Jahren in der Bernina-Gruppe, zwischen dem Oberengadin und dem Veltlin und neuerdings auch im Verlaufe der vorliegenden Untersuchungen in den Südalpen gemachten Erfahrungen, erachte ich diese Frage heute zum mindesten einer näheren Diskussion durchaus wert. Dabei scheinen mir folgende Gesichtspunkte von grösster Bedeutung:

Wenn die Ivrea-Zone, zusammen mit dem Seengebirge, effektiv zur *Silvretta-Wurzel* gehören würde, als deren mächtige Nordwest-Zone, so müsste diese Silvretta-

Wurzel über weiteste Strecken, zum mindesten zwischen Locarno und der oberen Strona, d. h. über weit mehr als 50 km Längserstreckung, mit aller Bestimmtheit aber im ganzen Centovalli, im Prinzip direkt und *ganz unmittelbar an die metamorphen südpenninischen Sedimentzüge der östlichen Sesia-Zone* stossen, unter *vollständiger Unterdrückung jedes auch nur bescheidensten grisoniden Wurzelrestes*. Aber diese Silvretta-Wurzel könnte hier ja sehr wohl *in einer relativ späten Schubphase*, in durchaus ähnlicher Art wie im alpinen Osten der Porphyirkopf von Bozen die Silvretta-Wurzel zu überfahren scheint, *die grisoniden Wurzeln überhaupt vollständig überschritten und schliesslich total zugedeckt haben*, wobei allerdings die *Nordfront der Ivrea-Zone und des Seengebirges*, in diesem Falle *die Jorio-Linie*, im Tessin *diese Wurzel irgendwie schief überschneiden* müsste. Denn östlich des Tessins sind diese grisoniden Wurzeln, und zwar schon von Bellinzona an und dann besonders im Veltlin, ganz ohne jeden Zweifel, zum Teil sogar – und das ist von grösster Wichtigkeit – in direktem und ununterbrochenem *tektonischen Zusammenhang* mit den *grisoniden Deckengebieten* der Bernina-Gruppe und des Oberengadins stehend, in beträchtlichen Breiten vorhanden. Dass grisonide Wurzelreste aber auch im Sektor des Centovalli und des Ossola oder der nördlichen Sesiatäler existieren müssen, auch wenn sie heute dort wirklich unter dem besonderen Vorstoss der Ivrea/Silvretta-Wurzel in der Tiefe unter der Ivrea-Zone begraben sein sollten, ist abermals klar; liegen doch grossartige Zeugen ganz gewaltiger grisonider Deckenelemente als die zweifellose Fortsetzung der in jeder Hinsicht sicher grisoniden Sulzfluhplatte Bündens in den Klippen der Zentralschweiz und den östlicheren Préalpes romandes auch gerade vor diesem kritischen „Centovalli“-Wurzelsektor. Aber schliesslich könnte eben hier der *Kristallinblock des Silvretta-Wurzelgebietes* in durchaus ähnlicher Weise solche Grisoniden-Wurzeln in einer relativ spät wieder auflebenden *letzten Schubphase* in Form einer grossartigen *Reliefüberschiebung* brutal überfahren und zugedeckt haben, wie im Luganesischen die Kalkalpenfront der Generoso-Scholle oder in Valsässina die Grigna-Front das Element der insubrischen Antiklinalen und den Salvatore-Zug resp. die orobische Muldenschar unter sich begraben haben. Der *Nordrand der Ivrea-Zone* wäre auf solche Art nichts anderes als eine gewaltige *Narbe* mit sehr ungleichwertigen und vielerorts schlecht zusammenpassenden „Wundrändern“; eine Narbe nämlich, *an der die oberpenninischen Schistes-lustrés*, westlich von *Losone* etwa, *direkt mit der Silvretta-Basis an scharfer Naht zusammenstossen*, nach den noch nicht publizierten Untersuchungen von P. WALTHER, dem ich diese Mitteilung bestens verdanke, zum Teil unter *schieferm Abschneiden* der südlichsten Losone-Züge durch die Ivrea-Front, und in durchaus ähnlicher Weise scheint auch das mittlere Penninikum von *Bellinzona* im Süden dieser Stadt scharf südwestlich schief unter die neu angenommene Silvretta-Wurzelfront hineinzustreichen. Die *Ultrabasica am Nordrand der Ivrea-Zone* und in deren Basalpartien wären dann möglicherweise als Ophiolithspäne an der grossen Schubzone der Silvretta-Basis, in ihrer tektonischen Stellung damit entsprechend den Ophiolithscherben zuoberst im Unterengadiner Fenster oder bei Arosa oder in der Reckner-Serie der Hohen Tauern, zu deuten, eher aber noch als einfache ultrabasische Differenziate des alten Diorit-Amphibolitstammes der Ivrea-Zone. Denn es ist in dieser Beziehung durchaus bemerkenswert und auffallend, dass am ganzen übrigen Innenrand der Jorio-Tonale-Linie, von Val Morobbia bis über den Tonale hinaus, und auch weiter östlich, am Südrand der Hohen Tauern, nirgends auch nur eine Spur solcher wirklich subsilvrettider Ophiolithspäne beobachtet worden ist. Gerade darin aber liegt ein Hinweis, dass die Ultrabasica der genannten Ivrea-Grenzzone doch in erster Linie als Differenziate des weit voralpinen Diorit-Amphibolitstammes der Ivrea-Zone aufzufassen sind, durchaus

im Sinne schon im „Bau der Alpen“ geäußelter Ansichten, die sich abermals mit jenen von NOVARESE und FRANCHI nun in schöner Weise decken. Und nachdem weiterhin die genaueren Aufnahmen in Val Malenco ergeben haben, dass dort zum mindesten das sichere Hochpenninikum der Sella-Decke und der Bernina-Wurzelkomplex bis hinauf in die Campo/Ortler-Deckenwurzel zu einer einzigen – vom Puschlav an westwärts bis in den Tessin, d. h. auf eine Länge von an die 90 km –, nicht mehr weiter durch mesozoische Linsen aufgeteilten, gegen aussen somit geschlossen erscheinenden Kristallzone verschmolzen sind, wird es nunmehr auch durchaus möglich erscheinen, in der von den östlichen Sesiatälern südwärts ja so gewaltig und auffallend anschwellenden Sesia-Zone wieder, mit ARGAND, die gemeinsame Wurzel der eigentlichen Dent Blanche und des Mont Mary zu sehen. Ein gewisses schiefes Hineinstreichen der inneren Sesia-Hauptzone, mit ihren grossen Hauptmassen von Arolla-Gneissen, unter den Schubrand des Ivrea-Zuges im Raume Fobello–Rimella ist in dieser Beziehung durchaus bemerkenswert, samt dem Streichen und der Aufteilung des Canavese-Sedimentzuges jener Gegend. Das eigentliche *Canavese* aber, mit seinem so klar grisoniden Einschlag, auf den schon ALBRECHT SPITZ aufmerksam gemacht hat und der auch im „Bau der Alpen“ in jeder Hinsicht betont wurde, läge dann „richtig“, in der Position der grisoniden Wurzelkeile des Veltlins, d. h. effektiv irgendwie in der streichenden Fortsetzung der Jorio-Linie, und der für eine Grisoniden-Natur der Ivrea-Zone immer ins Feld geführte, mitten in deren Kernzone gelegene „Canavese-Keil“ von *Montalto-Dora* müsste bei dieser Konzeption dann als eigentliches *Fenster* der grisoniden Sedimentzone *innerhalb der eigentlichen Silvretta-Wurzel* gedeutet werden, d. h. als südliche Fortsetzung der normalen Bedeckung der Sesia-Gneisse resp. des denselben weiter aufgeschuppten Canavese-Kristallins. Dass es solche Wurzel-Fenster wirklich gibt, haben u. a. abermals die Verhältnisse in Val Malenco, aber auch die durchaus entsprechenden vom Nordrand der Ophiolitmasse des Monte Musinè in Valle di Lanzo gezeigt. In diesem *Wurzelfenster von Montalto-Dora* aber liegt nun eigentlich der wirklich entscheidende Punkt dieses ganzen neu aufgerollten Wurzelproblems der Ivrea-Zone. Erweist sich die „Mulde“ von Montalto wirklich als eine von oben in die Ivrea-Zone eingelassene Mulde oder liegt in Tat und Wahrheit ein von unten her in die Ivrea-Zone hinaufstossender Fensterkeil vor? Nach den nun allerdings schon älteren italienischen Karten dieser Gegend liegt wohl eher ein von oben in die Ivrea-Zone eingespiesster Muldenkeil vor, aber nach den vor 35 Jahren schon geäußerten und sogar durch Profile näher belegten Auffassungen von ALBRECHT SPITZ sowie einzelnen Profilen von *Novarese* erscheint ein *von unten in die Ivrea-Zone vorstossender Fensteraufbruch* sehr wohl möglich. Hier in erster Linie haben daher neue wirkliche Detailuntersuchungen einzusetzen, denn deren stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse sind nunmehr von wirklich entscheidender Bedeutung für die ganze Auffassung der regionalen Stellung der Ivrea-Zone geworden. Nicht umsonst ist schon im „Bau der Alpen“ eine Neubearbeitung des Canavese angeregt worden; möge sie diesmal nicht mehr auf sich warten lassen.

Die Zukunft wird ohne Zweifel in nächster Zeit schon erweisen, ob Ivrea-Zone und Seengebirge *zusammen* das gewaltige Wurzelgebiet des Silvretta-Kristallins darstellen oder nur das Seengebirge allein. Für die Frage der näheren *Beziehungen zwischen Silvretta-Wurzel und Südalpen* ist aber dieser Entscheid vorderhand irrelevant. Denn sicher steht auf alle Fälle, dass *die Silvretta-Kristallinwurzel* nun auf der ganzen Strecke zwischen Varesotto und dem Adamello, mit Ausnahme der Strecke zwischen Lugano und Valsässina, wo ihre südlichen Teile infolge Überdeckung durch höhere kalkalpine Schubmassen, d. h. die Generoso/Grigna-Scholle in der Tiefe verschwunden und unter denselben begraben sind – *stets durch zum*

Teil recht tiefgehende Muldenzüge, den in sich komplexen Salvatore-Zug im Westen, die orobischen Mulden im Osten, von der südalpiner Front der insubrisch-bergamaskischen Gewölbezone *getrennt* wird. Am einen Ort bestehen, wie in den Bergamasker Alpen, die bis heute noch erhalten gebliebenen Muldenreste fast nur mehr aus Perm und etwas Untertrias, Servino und vielleicht hier und da etwas tieferem Muschelkalk; im Salvatore-Zug aber kennen wir, vom Luganersee nach Westen, sämtliche Hauptstufen des Mesozoikums bis in die Unterkreide, ja im Westen sogar bis zur Scaglia hinauf. *Die Trennung zwischen Südalpenfront und Silvretta-Wurzel scheint somit gerade vor dem Porphyrgewölbe von Lugano recht tief gegangen zu sein*, und östlich des Comersees neigen wir angesichts der kräftigen orobischen Überschiebung, d. h. der noch verstärkten Überkipfung der Silvretta-Wurzel, zu ähnlichen Schlüssen. Daneben aber öffnet sich am Langensee die bis dahin enggepresste Salvatore-Mulde in grossartiger Weise und *verbinden sich deren Elemente ohne jede Lücke mit dem rein lombardischen Südschenkel der insubrischen Antiklinalzone*. Die Trennung zwischen Silvretta-Wurzel und dem ersten südalpiner Bauelement ist somit hier im Westen ganz bestimmt keine scharfe mehr, und der Jura des Campo dei Fiori verbindet sich auch mit jenem von Laveno in lückenloser Folge, unter dem sichtbar nur mehr flachen Boden der Radiolarit/Kreide-Mulde von Caravate. Dass westlich des Langensees ferner das Vorkommen der Porphyre zu beiden Seiten der Linie von Borgosesia im gleichen Sinne eines durchaus *engen Zusammenhanges zwischen Südalpenfront und westlichster Silvretta-Wurzel* spricht, wurde bereits früher schon erwähnt. (p. 247.)

In den *östlichen Hintergründen der Val Brembana* und in den Bergen der *hinteren Val Seriana* erkennen wir aber neuerdings eine solche *engere Verbindung zwischen dem orobischen Silvretta-Wurzelement und der südalpiner Frontalzone der bergamaskischen Gewölbe*. Das gleiche Perm, das zwischen Corno Stella, Pizzo del Diavolo, Pizzo Cocca und Monte Gleno klar und einwandfrei primär-stratigraphisch, durch das Mittel oberkarbonischer oder zum Teil vielleicht auch schon unterpermischer Basalkonglomerate, dem orobischen Kristallin aufruht, als dessen durchaus normale Sedimentbedeckung, ruht in ganz gleicher Art, mit denselben Basalkonglomeraten, auch den kristallinen Kernen der nordbergamaskischen Gewölbe, d. h. eben dem eigentlichen und unzweifelhaften südalpiner Frontelement der Bergamasker Alpen auf. Auch hier *verbindet* sich somit, wie drüben am Langensee, die Silvretta-Wurzel, wenn vielleicht auch noch um etwas tiefere Permkeile herum als heute angenommen wird, doch durchaus einwandfrei *mit der kristallinen Stauungsfront vor den bergamaskischen Kalkalpen*. Und diese selber sind zudem, in durchaus gleichem Sinne wie die Generoso-Masse der tessinischen Kalkalpen, im grossen auch in deren gerader östlicher Fortsetzung gelegen, bis über diese Stauungsfront der bergamaskischen Gewölbe hinaus, als beträchtlich abgeschertes, etwas höheres tektonisches Stockwerk derselben, gegen Norden zu noch aufgeschoben. Die Zonen, in welchen die *Verbindung* zwischen südalpiner Bergamasker- und Tessiner-Fragment einerseits, der Silvretta-Wurzel andererseits klar zutage tritt, d. h. das Gebiet des Brembo/Serio im Osten, jenes des Langensees im Westen, liegen einerseits dort, wo die Trompia-Front, d. h. der südbergamaskische Randsaum, und die nordbergamaskischen Gewölbe *am weitesten voneinander entfernt* liegen, andererseits dort, wo im westlichen Varesotto das insubrische Gewölbe *axial scharf in die Tiefe sinkt* und vielleicht gleichzeitig, noch mehr als dies bis heute scheint, gegen Südwesten zurückstreicht.

Die *schärfsten Komplikationen* der orobischen Mulden und des San Salvatore-Zuges aber liegen einerseits in den *Scharungsgebieten* zwischen Trompia- und Brembo/Valsässina-Elementen, im Norden der Grigna, andererseits vor dem gros-

sen Porphyraufbruch des Luganese, und zwar in erster Linie vor der Pianbello-Kulmination desselben, daneben wohl auch an der Sesia. In diesen Sektoren und auch im östlich anschliessenden Scharungsgebiet des Adamello ist die Abtrennung der südalpinen Frontgewölbe von der Silvretta-Wurzel verstärkt und scheint die Trennung, etwa in Val Gallinera, tiefer zu gehen; am Langensee und südlich Sondrio aber hängen diese beiden Einheiten weitgehend zusammen und werden *nur durch relativ seichte Muldenzüge voneinander getrennt*. (S. Profil 8–13, Tafel X.)

Wir können auf solche Art über die ganze Strecke zwischen Langensee und dem Adamello-Querschnitt, d. h. nun allerdings *in den ganzen westlichen Südalpen*, die *südalpinen Bauelemente* letzten Endes ganz zwanglos – und zwar bis mindestens an die Trompia-Südfront, d. h. die Trompia-Linie, im Westen von Bergamo sogar bis an den südlichen Gebirgsrand heran, im Grunde genommen *als blosse südliche Annexe der oberostalpinen Zone*, sicher aber als unmittelbar anschliessende und damit ganz *direkte südliche Begleitelemente der Silvretta-Wurzel* auffassen, und damit *die ganze Zone der westlichen Südalpen nur als eine weitere Stauungszone eigentlich immer noch oberostalpinen Massen* im Süden der penninisch-ostalpinen Wurzelabknickung an der Veltliner-Linie betrachten. So erhalten die *weitgehenden ja-ziellen Beziehungen der Bergamasker und der Luganeser Alpen zu den oberostalpinen Sedimentgebieten Graubündens*, auf die vor 100 Jahren schon ESCHER v. D. LINTH und nach ihm besonders EUGSTER hingewiesen hat, erst einen tieferen Sinn und eine recht unerwartete *tektonische Grundlage*, und werden auch die von jeher angenommenen Parallelen mit dem Drau-Zug weiter geklärt. *Die Bergamasker und Luganeser Alpen gehören ganz einfach als hinterste südliche Elemente noch der Silvretta an* und ihre so klar nordgetriebenen Sedimentschollen entsprechen nach ihrer ganzen Art genau dem Typus der *abgescherten Kalkalpenbezirke* des Rätikon, von Arosa, des Ducangebietes und der nördlichen Kalkalpen. (S. bes. Profil 9, 10, 12, 13.)

Die *westlichen Südalpen* des Luganese, des Comersees und der Bergamaska sind damit in diesem Sinne einfach als südliche Anhängsel, als eigentliche *hinterste Annexe der Silvretta* zu betrachten, auch wenn sie gegenüber deren steilgestellter Wurzel immer noch eine beträchtliche Eigenbewegung aufweisen. *Diese ganze bergamaskische Einheit bedeutet im Prinzip nur ein System relativ bescheidener südlicher Anschüppungen* an die eigentliche *Silvretta-Wurzel*, und von einer eigenen, für sich allein agierenden Sonderscholle im Sinne einer wirklich eigenständigen südalpinen Masse gegenüber der ostalpinen Hauptwurzel kann keine Rede sein. Gegen Osten spitzen diese südlichen Annexe der Silvretta-Decke längs der Judikarien-Beugung, gemäss der gegen dieselbe zu sich vollziehenden Scharung der Trompia- und der bergamaskischen Gewölbezonen, immer mehr aus, gegen Westen tun sie dasselbe zwischen der Adda und dem Langensee.

Mit diesen Feststellungen ist nun aber auch die immer wieder behauptete, von GIAMBATTISTA DAL PIAZ vor wenigen Jahren sogar in absolut unnötiger Schärfe und wohl auch ein bischen gar zu geschäftig und selbstsicher formulierte *Autochthonie der Südalpen* wohl endgültig *widerlegt*, obwohl bereits ohne die nun vorliegenden neuen Erkenntnisse aus den westlichen Südalpen schon *der gesamtalpine Bau als solcher eine wirkliche Autochthonie der Südalpen- oder Dinariden-Scholle aus rein mechanischen Gründen*, seit der Erkenntnis des Deckenbaues der Zentralalpen *ganz ohne jeden Zweifel, ausschloss*. Denn nach dem ganzen, heute bis in feine Details bekannten Bau der Alpen hätte eine blosse *Kontraktion* der labilen alpinen Geosynklinalräume zwischen zwei wirklich *autochthon verankerten Randzonen*, den helvetischen Massiven im Norden und dem Südalpen-Unterbau im Süden, *niemals* die grossartige und so prachtvoll dokumentierte, durchaus einseitig von Süden nach Norden übereinandergehäufte Deckenstruktur des zentralen Ge-

birges und auch der helvetischen Zone schaffen können. *Der Bau der Alpen ist ohne eine kraftvolle und sogar weitreichende Nordbewegung der ganzen Südalpen-Scholle ja überhaupt nicht verständlich*, und gerade darum habe ich auch seit nunmehr bald 35 Jahren den Nordmarsch der Dinariden-, will hier konkret sagen *der Südalpen-Scholle*, als eine durchaus *feststehende Tatsache* angenommen und denselben auch immer wieder gegen die rein dinarischen Gegenkonzeptionen verteidigt.

Die heute in den westlichen Südalpen erkannten Zusammenhänge der süd-alpinen Frontelemente mit der Silvretta-Decke und die darauf begründete Erklärung der westlichen Südalpen als bloße südliche Annexe der oberostalpinen Zone – eine Auffassung, wie sie übrigens abermals schon 1915 formuliert worden war –, verlangen aber nunmehr effektiv auch *ein in der Tiefe sich vollziehendes Verflachen und Zurückbiegen der gesamt-oberostalpinen Schubfläche weit gegen Süden*, d. h. bis wohl gegen den lombardischen Alpenrand hin zum mindesten. Denn ohne ein solches, hinter dem Wurzelabsturz beidseits der Veltliner Furche erneut einsetzendes *Verflachen der basalen Silvretta-Schubfläche* bleibt die ganze Struktur der westlichen Südalpen, samt der Unterschiebung der alpinen Wurzelzonen übrigens, kaum verständlich. Dasselbe Postulat tiefgreifender Trennungen erheischt aber auch die Erkenntnis, dass aus dieser Silvretta-Basis während des Überschiebungsvorganges seinerzeit ja ganz gewaltige Schubpakete des Silvretta-„Vorlandes“ nach Norden hin abgeschert worden sind, in Form der südlichen Ortler-, der Umbrail/Quaternals- und der Scarliden-Elemente Bündens. (Vergl. Profil 8–13, Tafel X.)

Es erlangt damit die *Jorio/Tonale-Linie* – SPITZ und CORNELIUS nannten sie ja nicht sehr glücklich die „insubrische“ – als *der Ausbiss der Basisfläche der Silvretta-Decke* s. l. – womit nicht gesagt ist, dass an derselben später nicht auch noch jüngere Blockbewegungen stattgefunden hätten –, die weit *grössere Bedeutung* im Bau der Alpen als die *orobischen Mulden*, die nur eine weitere *Detailkomplikation*, gewissermassen im hinteren Rücken der oberostalpinen Gesamtschubmasse darstellen. *Die Jorio/Tonale-Linie erhält damit effektiv die Bedeutung, die ihr nach ihrem ganzen, tief ins Gebirge greifenden Bau zukommt*. Diese Jorio/Tonale-Schubfläche in allererster Linie ist damit gegen Süden noch über beträchtliche Strecken mit flachem Südfallen unter den bergamaskischen und insubrischen Kalkalpen, d. h. unter deren alter Basis anzunehmen, und *die ganze westliche Südalpenzone ist auf diese Weise klar über den südlichsten Teil der Silvretta-Basisfläche hinweg in klassisch-alpinem Sinne nach Norden vorgerückt*. Und wenn die oben diskutierten, durch die neueren Studien in der Veltliner Wurzelregion und die tektonischen Verhältnisse des Luganese eine konkretere Bedeutung gewinnenden Anzeichen einer Zugehörigkeit auch der Ivrea-Zone zur Silvretta-Wurzel durch im Canavese beidseits Ivrea noch durchzuführende tektonische und stratigraphische Detailuntersuchungen sich als effektiv zutreffend erweisen würden, so läge im Canavese-„Wurzelfenster“ von *Montalto-Dora* ein ganz direkter *Ansatz* zu dem theoretisch postulierten *Verflachen der Silvretta-Basisfläche*, d. h. der Jorio-Linie, gegen die Po-Ebene hin offen *beobachtbar* vor. Das alles aber sind die von GB. DAL PIAZ so voreilig als absolut absurd bezeichneten Ideen. Es steht nur zu hoffen, dass GB. DAL PIAZ seine Auffassung der Dinge mit der Zeit korrigiert und den alpinen Bau auch von etwas höherer Warte aus betrachten wird.

Ein durchaus analoges Verhältnis zum oberostalpinen Wurzelgebirge, wie im süd-alpinen Westen die bergamaskische Einheit, zeigt nun im Osten des Pustertales auch das *karnische Frontelement* der Südalpen. Dieses karnische Element ist einerseits, mit seiner alten Basis, dem Kristallin des Gailtales und dem Paläozoikum der karnischen Kette, in den Karawanken dem Aufbruch von Eisenkappel, als neuerliche nordgetriebene Scholle nordwärts steil gegen den *Drau-Zug* aufge-

schoben; es erscheint aber andererseits das Gailtaler-Kristallin auch durchaus normal-stratigraphisch, wenn auch mit gewissen sekundären Störungen durch Längsbrüche, den südlichen Elementen desselben Drau-Zuges verbunden. *Das karnische Element der Südalpen* kann auf solche Art abermals *als eine neue, an den Drau-Zug im Süden sich anschliessende etwas höhere Scholle der oberostalpinen Gesamtmasse* aufgefasst werden, genau wie im Westen, dort allerdings mit ganz anderem Untergrund – die Bergamasker Alpen. Oder liegt am Ende eine schmale westliche Fortsetzung des karnischen Paläozoikums überhaupt noch unter den Triasmassen der zentralen Bergamasker Alpen verborgen? In dem knapp 20 km breiten Zwischenraum zwischen den nordbergamaskischen Kristallinkuppeln und dem Trompia-Aufbruch scheint dies allerdings kaum möglich, ohne dass wenigstens Spuren dieses Altpaläozoikums im Unterperm der bergamaskischen Einheit sich noch in Form von Breccien-Komponenten zeigen würden. Auf jeden Fall aber spitzt das karnische Element der östlichen Südalpen zunächst schon im hinteren Pustertal, genau wie jenseits des mächtigen Dinaridenkopfes der tridentinischen Einheit am Brenner im Westen der Etsch die bergamaskische Zone in der Brenta-Scholle dies tut, in durchaus derselben Richtung gegen die Brenner-Furche hin aus.

Vielleicht ist es am Platze, hier kurz noch eine weitere Betrachtung einzufügen. Bekanntlich wird ja von vielen Seiten die *Jorio/Tonale-Linie* als eine westliche *Fortsetzung der Pusterer-Linie* betrachtet und damit der eigentliche *Drau-Zug* als sicherer oberostalpiner Wurzelkeil mit den Trias/Verrucano-Linsen an der grossen *Veltliner-Störung* in direkte Verbindung gebracht. Dass diese Auffassung vom Bau der Rätischen Alpen aus nicht zulässig erscheint, wurde bereits zu Beginn der vorliegenden Studie, S. 227 ff, dargelegt. Wir wollen aber diese These, ihrer Wichtigkeit wegen, auch in bezug auf die Verhältnisse im *Osten* nochmals überprüfen. Im Falle ihres effektiven Zutreffens erschienen orobische Kette und Seengebirge dann als westliche Äquivalente, wenn nicht gar direkte Fortsetzungen des Gailtaler-Kristallins und der karnischen Kette, und die bergamaskischen Gewölbe als solche etwa des Seefelder Sattels der Karawanken. Die Normalprofile im Süden der Gailtaler Alpen würden dann auch jenen am Südrand der Veltliner-Trias entsprechen. Soweit liessen die eben genannten näheren Zusammenhänge zwischen Drau-Zug und Jorio-Linie sich ganz gut verfechten. Aber daneben gibt es auch eine grosse Zahl schwerwiegender *Widersprüche*.

Einmal lässt sich natürlich das Seengebirge, besonders dann, wenn die Ivrea-Zone noch zu demselben gerechnet werden muss, kaum ernstlich mit der karnischen Kette und ihrer fast ausschliesslichen Zusammensetzung aus paläozoischen Sedimenten vergleichen. Man kann auch nicht annehmen, das altpaläozoische Kalkgebirge sei im Westen noch über dem Seengebirge einst vorhanden gewesen und nur in vorpermischer Zeit bereits durch Erosion wieder und zwar vollständig entfernt worden. Denn dann müssten sich in den mächtigen Unterpermserien der Bergamasker Alpen doch wohl sicher deutliche Geröllschichten mit recht beträchtlichen oder doch wenigstens noch erkennbaren Komponenten dieses karnischen Paläozoikums finden. Solche fehlen aber und sind bisher nie beobachtet worden. Wohl findet sich in diesem bergamaskischen Unterperm der Detritus einer älteren *Grauwackenzone*, aber deren Material war ein durchaus anderes als das im karnischen Altpaläozoikum bekannte. Und schliesslich weisen die Anzeichen mariner unterpermischer Trogkofel-Schichten, die das karnische Gebirge ja direkt und über die ganze Breite überdeckt haben, gegen Westen über das nördliche Brentaelement im Laugenspitz-Aufbruch und den Westabfall der Brenta-Gruppe im obersten Sarcatal ganz direkt in die Zone der *bergamaskischen Gewölbe* und *nicht* in das orobische Kristallin hinein. Des weiteren muss das unterpermische Meer der Collio-

Sedimentation ein wirkliches *Randmeer* gewesen sein, das gegen Norden direkt an das zentralalpine *Festland* angrenzte und erst gegen Süden hin in den Trogkofel-Schelf übergang, von dem wir ja einzelne verlorene Zeugen gerade in den primär südlichen Zonen der bergamaskischen Einheit, der Laugenspitze besonders, noch antreffen. Daneben weist das Vorkommen altpaläozoischer Spuren von karnischem Charakter auch in der tridentinischen Einheit der *Brixener-Phyllite*, d. h. in der alten Basis der Dolomiten, weit eher auf den näheren Zusammenhang der karnischen Kette mit südlicheren mehr *internerer* Einheiten hin, die *primär an den Südrand der bergamaskischen Einheit angeschlossen waren*. Ein Fingerzeig mehr, dass die Zone der karnischen Kette im Grunde genommen weit eher dem *bergamaskischen Hauptsektor* unter dem bergamaskischen *Triasgebirge* und *nicht* dem schon heute, geschweige denn vor der Alpenfaltung weit nördlicher gelegenen orobischen Kristallin zustrebt. Dass der östliche Drau-Zug in den Karawanken über einen einfachen Gewölbe-Aufbruch mit dem karnischen Element der Košuta und weiter den Steiner Alpen zusammenhängt, wurde bereits erwähnt und entspricht durchaus der Beziehung der orobischen Muldenzüge zum bergamaskischen Triasgebirge über das nordbergamaskische Gewölbesystem hinweg. Und wenn südlich Eisenkappel als weiteres Gewölbeelement innerhalb der karnischen Einheit der Seefelder Sattel erscheint, somit im Süden des Karawanken-Drau-Zuges *nicht nur ein* Gewölbe, sondern deren mehrere auftauchen, so haben wir uns daran zu erinnern, dass genau dasselbe *auch für die Bergamasker Alpen zutrifft*, wo gleichfalls südlich der orobischen „Drau-Mulden“ eine ganze Schar bergamaskischer Gewölbe *vor* und sogar noch *unter* dem bergamaskischen Triasgebirge erkennbar sind, die in durchaus ähnlicher Weise am Südrand der orobischen Mulden sich scharen wie in den Karawanken der Seefelder-Aufbruch mit jenem von Eisenkappel dies etwa tut. Und wenn man findet, die Breitenentwicklung der karnischen Kette und des Gail-Kristallins sei gegenüber dem relativ schmalen Bezirk zwischen orobischen Mulden und Bergamasker Triasplatte viel zu gross, als dass diese östlichen Einheiten nur in diesen südlich der orobischen Mulden gelegenen Bezirk einmünden könnten, so ist darauf hinzuweisen, dass dieses karnische Basalelement wohl im Querschnitt von Comeglians nordwärts 20 km Breite überschreitet, aber bereits im Fellatal auf 10 km Breite zurückgeht, somit durchaus bergamaskische Grössenordnung angenommen hat, und dass schliesslich sogar das ganze im westlichen Teil so mächtige Element der karnischen Kette bereits im Querschnitt von Villach fast völlig unter seiner mesozoischen Bedeckung verschwunden ist. Es darf somit *in gar keiner Weise* das Gail-Kristallin und seine paläozoische Bedeckung in der karnischen Kette *nur etwa wegen seiner auffallenden Breitenentwicklung zwischen Lienzer-Dolomiten und Comeglians* einfach dem *orobischen Kristallin und dem Seengebirge* gleichgesetzt werden. Die auffallende Breitenentwicklung dieser östlichen Elemente gegenüber den westlichen an der Basis der bergamaskischen Trias wird ohne weiteres verständlich als *Ausdruck zunehmender Auflockerung des gesamtalpinen Baues* gegen die grosse pannonische Zwischengebirgsmasse hin. Dass ein „direkter“ Zusammenhang zwischen Drau-Zug und Jorio/Tonale-Linie im übrigen überhaupt als solcher *niemals erwiesen* werden kann, so wenig wie ein solcher des Drau-Zuges mit den orobischen Mulden, sei hier betont hervorgehoben. Die Verbindungen sind *in beiden Fällen* zwischen Ost und West *abgerissen* und somit sind auf jeden Fall an sich *beide Verbindungsmöglichkeiten mit gleichem Rechte diskutierbar*. Wenn wir aber die näheren Beziehungen des Drau-Zuges zum südalpinen Frontelement der karnischen Einheit mit jenen der orobischen Mulden zum bergamaskischen Gebirge vergleichen, so drängt die Gesamtheit der Tatsachen doch klar und eindeutig zum Schluss: *Die orobischen Mulden sind dem Drau-Zug gleichzusetzen, das orobische*

Kristallin der oberostalpinen Kristallin-Wurzel und die *Jorio/Tonale-Linie* der *Grenzfläche gegen das tiefere ostalpine Gebirge*. Genau wie im alpinen Westen nun das Canavese ebenfalls die Grenzscheide zwischen Silvretta-Wurzel und grisonider Sesia-Zone darstellt. Dass im übrigen wenigstens im südalpinen Westen – gemäss unserer Auffassung – die Breitenentwicklung des Drau-Zuges in der westlichen Salvatore-Mulde *am Langensee* mit rund 7–8 km recht nahe an die maximale Breite der Lienzer Dolomiten, wenn auch nicht an jene der östlichen Gailtaler Alpen herankommt, spricht weiterhin zugunsten der hier vorgetragenen These und der alten Auffassung, im Gegensatz zur durchwegs, vom Tonale bis an den Tessin und sogar bis an das Westende des Canavese nur sehr geringen Breite der Jorio/Veltliner-Triaszüge. (Vergl. Karte Tafel IX und Profil Tafel X.)

Es scheint mir daher auch aus allen eben noch angeführten Gründen, ganz abgesehen davon, dass der Gebirgsbau halb Graubündens dies verlangt, dass *die Jorio/Tonale-Linie* der *steilgestellte Ausbiss der Basisfläche der Silvretta-Decke* sei und mit dem Drau-Zug daher *nichts* zu tun habe.

Bleibt das *zentrale Segment der Südalpen*, im Gebiete des Südtiroler Hauptvorprellens der *tridentinischen Einheit* im Bereich des Bozener Porphyrschildes zwischen Nonsberg, Meran, Maultal und Bruneck. Da stösst nun, nach dem Auskeilen oder wenigstens enormen Ausdünnen der nördlicher gelegenen bergamaskischen und karnischen Einheiten des Westens und des Ostens, mit der tridentinischen Front ein wesentlich interneres Element der Südalpen direkt an die alpinen Wurzeln heran, und da können die Dinge sich unerwarteterweise komplizieren. Einerseits könnte hier auch die *Silvretta-Wurzel*, ganz ähnlich wie die bergamaskische und die karnische Einheit der Südalpen, von Westen und von Osten her gegen den tridentinischen Hauptvorstoss zwischen Meran und Maultal weithin seitlich ausdünnen – wobei in erster Linie die querstruierte Zone des Monte Pin diese Silvretta-Wurzel noch darzustellen vermöchte – und zwar im Zusammenhang mit mächtigen Dehnungen und Zerrungen längs dieser Dinaridenfront, wie ich dies 1937 vertreten habe. Es könnte aber ebensogut auch sein, dass die Tonale- und damit die Jorio-Linie in der Gegend von Dimaro, in Val di Sole, im Zusammenhang mit dem tridentinischen Hauptvorstoss gegen Meran hin, zunächst von der eigentlichen, d. h. der südlichen „Judikarien-Linie“ als dem Westrand der Brenta-Scholle wirklich quer abgeschnitten würde, wie auch CORNELIUS dies annimmt, und dass damit das Silvretta-Wurzelement der orobischen Kette hier nicht nur durch die Preanella-Masse des nördlichen Adamello-Massivs durchbrochen resp. durchschmolzen, sondern östlich derselben auch noch durch den letzten nordöstlichen Rest der bergamaskischen Einheit, d. h. die Brenta-Scholle, und weiterhin durch die dieselbe hier gerade noch knapp unterfahrende tridentinische Gross-Scholle, d. h. den Bozener-Porphyrkopf im Hinterland der frontalen Brenta-Elemente, überfahren worden wäre. Im oberen Maraun scheint auch die nördlich anschliessende Zone des Monte Pin an dieser gleichen „Judikarien“-Front schief abgeschnitten zu werden oder unter derselben gar zu verschwinden, und taucht in der Position des Trompia-Aufbruches der Porphyrkern des Monte Luco, d. h. der Laugenspitze, seinerseits längs der Völlaner-Störung schwach unterschoben durch die Porphyrtafel der tridentinischen Front, unter dem nördlichsten Brenta-Element empor. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Im Pustertal zielt der Drau-Zug nach TERMIERS und meiner Meinung, d. h. nach unseren seinerzeitigen Beobachtungen, in den Brixener-Granit hinein, und zwar eher gegen dessen südlicheren Teile, so dass auf solche Weise hier auch noch beträchtliche Partien des oberostalpinen Wurzelkristallins ebenfalls schief in, resp. unter den Brixener-Granit hineinstreichen und dort verschwinden könnten. Im

gleichen Sinne ist die grosse Enge des oberostalpinen Kristallins südlich der Maulser-Trias wohl zu deuten, im Osten vielleicht auch das so auffallend schiefe Hineinstreichen der Schubnaht von Kalkstein und der Stalleralm-Züge gegen die Pusterer-Dinaridenfront. Das scharfe Nordost-Streichen der Gallinera-Linie als der Südbegrenzung der orobischen Silvretta-Wurzel zeigt weiterhin, dass diese Silvretta-Wurzel tatsächlich gegen Osten hin, primär wohl unter dem Druck der nachrückenden bergamaskischen Elemente und unter dem Einfluss der Scharung derselben mit dem Trompia-Aufbruch im vortonalitischen Adamello-Gebiet, sich breitenmässig stark reduzierte. So kann ihr Südrand sehr wohl nur recht wenig südlich Dimaro, bis an die Brenta hin teils im Adamello-Tonalit aufgeschmolzen, teils durch die riesigen Schuttmassen jener Gegend bedeckt, gegen den klaren westwärts aufsteigenden Schubrand der nördlichen Brenta-Gruppe hinstreichen und dort durch den weit jüngeren Vorschub der tridentinischen Scholle und ihres Brenta-Vorwerkes in einer späteren Schubphase schief überfahren worden sein. Aber ein gewisses Umbeugen im Streichen, gemäss der grossen rätischen Alpenbeugung, im Sinne etwa des gleichgerichteten Umbeugens der Tonale-Zone im offen daliegenden Gebirge zwischen Pejo, Rabbi und dem Ultental in die judikarische Richtung, muss wohl auch für die östlich Dimaro in der Tiefe begrabene und westlich davon vom Tonalit der Presanella-Masse verdrängte Silvretta-Wurzel angenommen werden. Dass jedoch im Rücken der mächtigen Ötztaler-Masse, d. h. der gewaltigsten alpinen Schubmasse überhaupt, die *oberostalpine Wurzel* gerade *im Etsch-Querschnitt*, als dem Hinterland der Ötz-Masse, schon primär eine nur geringe Breite gehabt hätte, ist kaum anzunehmen. Diese Wurzel ist auch hier in grösserer Breitenentwicklung vorhanden gewesen, aber meiner Meinung nach später, durch jüngere Bewegungen der tridentinischen Gross-Scholle, zunächst zu schärferer Beugung im Gebiete von Malè gezwungen, dann weiter reduziert und schliesslich gar in beträchtlichem Ausmass *von der Bozener Porphy- und Dolomiten-Scholle* und deren Vorwerk in der nördlichen Brenta-Einheit überfahren worden. Ich denke dabei unter Berücksichtigung aller eben genannten Umstände an einen Vorstoss von 15 bis 20 km mindestens.

Das ist ein Ergebnis, zu dem, wenn auch von ganz anderen Gesichtspunkten aus, im Grunde genommen auch LIVIO TREVISAN schon vor Jahren gelangt ist. Ein Resultat, das allerdings im Prinzip schon immer unter dem „Vormarsch der Dinariden gegen den Brenner“ miteingeschlossen gewesen war. Bemerkenswerterweise kommt aber auch TREVISAN zu einem Vormarsch der tridentinischen Gesamtscholle um rund 30 km gegenüber den westlichen Südalpen, und es erscheint wahrscheinlich, dass dieser Vorstoss sich weithin auch eben durch das Mittel streichender Längsbrüche und longitudinaler Verschiebungen längs denselben vollzogen hat. An diesen „Längsverschiebungen“ wäre auch die Brenta in vermehrter Masse, als östlicher Sektor der bergamaskischen Einheit nordwärts vorgestaffelt worden, längs der Front der tridentinischen Scholle, die, obwohl im Norden bereits weitgehend solidarisch mit dem verkümmerten Bergamasker-Element der Brenta-Scholle, doch besonders längs dem Ostrand der Brenta-Scholle gegen Norden gerückt erscheint; und es wäre durchaus denkbar, dass der Effekt von rund 25 km spätem Vorschub der Bozener-Scholle über die oberostalpine Wurzelzone im Grunde genommen aus der Summation der verschiedenen Längsverschiebungen an den ja so zahlreichen Längsbrüchen zwischen oberer Val Sabbia, Gardasee und Brenta zustandegekommen wäre. Es scheint auch denkbar, dass dabei, wie TREVISAN dies glaubt, diese Bruchlinien südwärts schliesslich gegen die Gardasee-Furche aufgesplittert wären und bei dieser Gelegenheit weiter der ganze östliche Hauptteil der tridentinischen Einheit von seiner primären westlichen Fortsetzung in Val Sabbia

abermals scharf abgetrennt wurde. Weitere Studien hierüber sind sicher noch notwendig, als Ganzes aber kann an einem relativ beträchtlichen separaten Vorstoss der Bozener-Scholle und wohl auch der derselben vorgelagerten Brenta-Masse gegen den Brenner hin kaum mehr gezweifelt werden.

Dieser südtirolische Eigenvorstoss der tridentinischen Einheit weit über eine in der Tiefe begrabene Silvretta-Wurzel, und damit natürlich auch über das Drauzug-System der ost-orobischen Muldenkeile hinaus, wird recht verständlich, wenn wir einerseits im Rücken dieser tridentinischen Scholle den Nordstoss der Zone von Recoaro und der Sette Comuni sowie die Zone verbissenen Kampfes zwischen dem Südrand der Cima d'Asta und dem Nordrand der genannten bellunesischen Randeinheit, samt deren junger Heraushebung in erst nachtertiärer, bestenfalls aber pontischer Zeit ins Auge fassen. Die letzten Bewegungen dieser südlichen Scholle sind nachgewiesenermassen erst spätmiozän, weil auch das Torton noch in jene Komplikationen beidseits Borgo Val Sugana, und zwar in durchaus krasser Weise, miteinbezogen worden ist. Wir können somit auch den vor dieser Val Sugana-Nordfront sich vollziehenden letzten tridentinischen Vormarsch des Bozener-Blockes und den mit demselben genetisch verbundenen weiteren Vorschub der ostbergamaskischen Frontelemente in der Brenta-Scholle, – im übrigen wohl auch zusammen mit den vielen lokalen Aufsplitterungen der Dolomitenplatte in deren verschiedene heute bekannte Einzelschollen –, zum mindesten erst etwa in das Miozän, höchstens an den Anfang desselben, aber kaum je in eine frühere Phase verlegen.

Damit ist dieser Bozener-Vorstoss nun aber sicher, zum mindesten teilweise, wenn nicht überhaupt, *jünger als das Ende der Intrusion des Adamello-Stockes*, und die allerletzten Phasen sind sicher auch noch jünger als die Intrusionen des Kreuzberg-Tonalites und des Iffinger/Brixener-Massivs. Da aber zum mindesten das Bergeller-Massiv schon zu Beginn des Miozäns, wie die mit Julier-Granit vermischten Nagelfluhgerölle von Bergeller-Granit und Tonalit in der Molasse von Como zeigen, bestimmt weitgehend entblösst war und der Adamello die weitgehendste Verwandtschaft mit diesem Bergeller-Massiv aufweist, sowohl nach petrographischer Zusammensetzung als nach Kontakterscheinungen und dem Verhältnis zwischen Intrusion und alpiner Tektonik, somit im grossen wohl sicher auch dasselbe Alter besitzt wie das Bergeller-Massiv, so dürfen wir wohl zwischen den gegenüber dem Adamello und dem Bergeller-Massiv sicher vortonaltischen alpinen Deckenschüben und der zum mindesten grösstenteils sicher ebenfalls vortonaltischen Steilstellung bis Überkipfung der Wurzeln – man denke an Val Gallinera, wo tatsächlich die schon überkippten orobischen Mulden vom Adamello durchstossen werden – und dem Miozän eine recht beträchtliche Erosionsepoche annehmen. Eine Erosion, deren gröberes Schuttmaterial heute nirgends mehr in Form grober Konglomerate genauer bekannt ist, da solches Material über den südlich vorliegenden und dazu in miozäner und nachmiozäner Zeit nochmals reaktivierten und erst dann stärker emporgehobenen südalpinen Elementen der nördlichen Etschbucht heute schon längst wieder abgetragen und weiter verfrachtet worden ist, deren feinere Fraktion und weitere Ausläufer wir jedoch wohl am ehesten etwa in den oligo- und miozänen Sandsteinen und Mergeln der Gardasee-Furche noch vermuten könnten. Dabei kann die tridentinische Front zu jener Zeit, im Hinterland der tiroliden Wurzelemente und der an dieselben etwa noch angeschlossenen schmalen Ausläufer der bergamaskischen oder der karnischen Zone sehr wohl bereits bis über die Höhe des heutigen Bozen etwa vorgerückt gewesen sein, um diese Elemente nun erst in einer weiteren, wohl erst *spät-* oder mit ihren letzten Äusserungen sogar *postmiozänen Bewegungsphase* noch definitiv überfahren zu haben.

Damit wurden vielleicht auch die dem Adamello unmittelbar benachbarten und petrographisch so weitgehend analogen, aber bisher einzig aus diesem einen Grunde als ebenfalls jung betrachteten und auch weit kleineren Intrusivmassen der Val di Non und des Kreuzberges vor allem – auf jene des Iffinger und von Brixen kommen wir gleich zurück –, weiter vorgeschleppt und damit auch beträchtlich stärker tektonisiert als der Adamello oder das Bergeller-Massiv; und es könnte weiter sogar sein, dass diese *Batholithenreihe Val di Non–Kreuzberg* primär eigentlich weit *südlicher* gelegen war als heute, nämlich in der normalen streichenden, eher *östlichen Fortsetzung des Adamello-Stockes* etwa, d. h. dass diese heute weit nördlicher liegenden Intrusivkörper, der Kreuzberg-Tonalit vor allem, *primär* in erster Linie, genau wie der Adamello, in die alte *Grenzzone zwischen oberostalpinen und südalpinen Elementen* intrudierten, wobei natürlich die rätische Beugung im tieferen Untergrunde von Malè wohl bereits vorhanden war und diese Intrusionen genetisch weiter unterstützte. Da nun aber weiter der Kontakt zwischen Kreuzberg-Tonalit und dem Kristallkern der nördlichen Brenta-Scholle, d. h. der Phyllitbasis der Laugen-spitz-Serie, *nicht* aber der des Kreuzberges mit dem Bozener-Porphyr, als durchaus *normaler Primärkontakt* erscheint, ist anzunehmen, dass diese östlichen Fortsetzungen der Adamello-Intrusionen auch noch den Nordrand oder nördliche Partien der *bergamaskischen Scholle der Brenta*, und zwar bis in beträchtliche Höhe derselben, erreichten, um erst in der Folge, beim weit späteren letzten Vormarsch der nördlichen Brenta-Scholle vor der tridentinischen Front bis in ihre jetzige Lage, mit derselben nun solidarisch, *von ihren Intrusivwurzeln abgeschert* und vor der tridentinischen Scholle weiter *passiv nach Norden geschleppt* zu werden. Es könnte aber nach diesen Gesichtspunkten weiterhin auch sehr wohl sein, dass der als Beweis für das jungalpine Alter der Kreuzberg- und der Iffinger-Masse von GB. DAL PIAZ so übertrieben hervorgehobene und gehandhabte „*Rosenkranz*“ der *Tonalitknöpfe* zwischen Malè und Val di Non, deren junges Alter übrigens nur durch ihre schwache Ähnlichkeit mit dem Adamello-Tonalit, aber keineswegs durch irgendwie petrographisch genügend gesicherte Eruptivkontakte an jungen Sedimenten oder jungen Strukturen wahrscheinlich gemacht werden kann – im übrigen so wenig wie jenes des Pustertaler-„*Tonalit-Rosenkranzes*“ beidseits der Val Casies –, überhaupt gar nicht die tatsächliche Verbindung zwischen Adamello- und Kreuzberg-Tonalit darstellt, wie GB. DAL PIAZ dies annimmt, sondern dass diese Tonalitknöpfe östlich Malè gemäss ihrem Inkontakttreten mit dem austriden Kristallin der Tonale-Zone, weit eher stark verkümmerte Analoga einer etwas nördlicheren Intrusionszone, nämlich jener des *Rieserferners* im Osten, des Tonalites von *Sondrio* im Westen wären. *Wenn* überhaupt diese Tonalite des „*Nonsberger-Rosenkranzes*“ wirklich jung sind und nicht sogar dem älteren Kristallin der Tonale-Zone angehören; denn auch dies ist immer noch möglich, *so lange keine besseren Beweise für jungalpines Alter* als bloss „*gehärtetes*“ Lepidozyklen-Oligozän und ockrige Überkrustungen, wie man sie auch in der Umgebung alter, heute abgestandener Mineralquellen sehen kann, namhaft gemacht werden können.

Die Brenta-Scholle würde in diesem Falle zwischen Malè und Val di Non die Tonale-Wurzel des Mittelostalpinen etwas stärker unterschieben als weiter nördlich im Gebiet der Val Maraun. Auf solche Weise kann aber schliesslich auch die Trias von St. Pankraz im Ultental im Prinzip immer noch der abgelenkten Jorio/Tonale-Linie am Innenrand der Tonale-Serie angehören, der hier zusammenfällt mit der Aussenfront der nördlichsten Brenta-Scholle; aber von da zog diese mittelostalpin-bergamaskische Grenzlinie dann, wenn sie es tatsächlich ist, nach den nunmehr vorliegenden Untersuchungen von GB. DAL PIAZ und ANDREATTA wohl nicht mehr als alte grisonid/tirolide Trennungsfläche gegen das Marlingerjoch

hinauf, wie vor den genannten Studien, nach Angaben HAMMERS besonders, angenommen werden durfte, sondern eher direkt hinab gegen Meran. Dort würden heute vielleicht die mittelostalpinen Elemente der Tonale-Serie in primärem, tektonisch nur wenig gestörtem Kontakt direkt an den Iffinger-Tonalit heranstoßen, auf dessen Stellung und Alter wir gleich zurückkommen.

Die oberostalpine Wurzel aber läge, von der Bozener-Scholle und den letzten gegen Nordosten auskeilenden Spitzen der bergamaskischen Einheit samt deren tonalitischen Frontpanzerung am Kreuzberg nunmehr überstossen, weit unter derselben in der Tiefe, vielleicht sogar noch mit Resten alten Erosionsschuttes aus der Zeit zwischen Adamello-Intrusion und tridentinischem Restvorstoss. Denn gerade ein *inneralpines Tertiärbecken* vom Typus desjenigen von Klagenfurt, das ja übrigens heute gleichfalls sichtbar schon von der Karawanken-Front noch angefahren ist, wäre auch in Südtirol, an der alten Südalpenfront der Brenta – als der Fortsetzung derselben Karawanken-Front gegen Westen –, an sich denkbar gewesen, und es ist in dieser Beziehung abermals bemerkenswert, dass gerade in der oberen Val di Non so auffällig junge Sedimentreste wie das Lepidozyklinen-Oligozän überhaupt auftreten, gewissermassen mitten im Gebirge. Dieses Nonsberger Oligozänbecken kann sehr wohl einem einst über die alten tektonischen Grenzen nach Süden hinweggreifenden ehemaligen südlichen Ausläufer eines inneralpinen Beckens vom Typus desjenigen von Klagenfurt angehören, dessen Hauptmasse heute unter dem jungen Vorstoss der Bozener-Scholle, an der Basis einer gewaltigen Reliefüberschiebung ersten Ranges, begraben wäre.

Im einzelnen aber ist nun gerade zwischen Meran, *Penserjoch* und *Mauls*, d. h. längs dem Nordrand des altberühmten *Iffinger* und des *Brixener-Granites* noch vieles recht unklar. Sicher ist der Primärkontakt des Brixener-Granites mit der alten Phyllitbasis der Bozener-Porphyrtafel, sicher aber auch die Existenz einer steilen Unterschiebung des Iffinger durch die Porphyrfrent und deren Grödener-Bedeckung an der Naif-Linie, in der Fortsetzung der Störung von Völlan. Weniger sicher jedoch ist der Kontakt dieser in sich abermals noch recht beträchtlich durchbewegten Intrusivmassen mit ihrer nördlichen Nachbarschaft und die wirkliche tektonische Stellung derselben.

In früheren Jahren galt der bekannte Verrucano/Triaszug des Penserjoches resp. des Zuges Zinseler-Hühnerspiel-Weisshorn-Obernbergtal als Wurzelkeil zwischen einer schmalen oberostalpinen Kristallinwurzel im Süden und der östlichen Fortsetzung der Tonale-Zone im Norden. Diese Darstellung, wie sie etwa noch im „Bau der Alpen“ auf Grund damals besonders von SPITZ und CORNELIUS angenommenen engen faziellen Zusammenhängen zwischen Maulser-, Penserjoch- und Veltliner-Trias und auf Grund einer Zuweisung vor allem des Brixener-Granites zum vorpermischen Grundgebirge vertreten worden war, ist von mir, und zwar in erster Linie auf Grund der Aufnahmen SANDERS und der neueren Mitteilungen von CORNELIUS aus dem Gebiete der insubrischen Linie, bereits 1935 verlassen worden, und ich vertrat als neue Ansicht die These, das ganze Gebiet im Norden des Brixener-Granites sei als zur südlichen Ötz-Masse gehörig zu betrachten. Das mittelostalpine Kristallin des südlichen Vintschgau sollte westlich Meran unter dieser südlichen Ötz-Masse verschwinden und erst bei Trens und Mauls an der Eisack, in Wurzelstellung vor allem, im Süden der Tauern wieder erscheinen. Auf solche Weise wäre das ganze Gebirge im Norden der Brixener- und der Iffinger-Granite und Tonalite einfach als wurzelnahe Südzone der Ötz-Masse zu betrachten gewesen, während der eigentliche Südrand der Ötz-Wurzel, mit den Verbindungsgliedern zwischen dem Pustertaler Drau-Zug und den orobischen Mulden, nach der dama-

ligen Darstellung im Brixener-Granit aufgeschmolzen worden und damit auf immer verschwunden wäre (siehe „Geol. Probleme zw. Engadin u. Ortler“, S. 65).

Die Trias-Verrucano-Züge des Penserjoch-Gebietes haben in der Tat, wie ich mich unterdessen an Ort und Stelle überzeugen konnte, mit wirklichen Wurzelkeilen vom Typus des Veltlins oder des Joriopasses oder des Drau-Zuges nach ihrem ganzen tektonischen Stil nichts zu tun. Es sind zum Teil recht flach von Süden gegen Norden ins Altkristallin eingreifende, von demselben an ihrem Oberrand meist scharf überstossene Mulden, die in ihrem Streichen allerdings, durchaus nach Art von Wurzelzügen, oft rasch auskeilen und sich sogar ablösen. Vom Maulser-Verrucano ist jener des Penserjoches recht verschieden, und gerade diese Verrucanokeile vom Typus des Gänsekragens am Penserjoch, die sich im Streichen bald verlieren und sicher nur wenig tief ins Kristalline eingreifen, sind zunächst wohl kaum anders zu deuten denn als Reste nach Süden überkippter Mulden innerhalb der „südlichen Ötz-Masse“; und nicht ohne Grund finden sich auch südlich der Penserjoch-Züge scheinbar noch immer dieselben Kristallinserien wie nördlich derselben. An diese südliche Kristallinmasse aber stösst, zum mindesten von Meran bis Mauls, der Brixener- und Iffinger-Tonalit/Granitzug mit seinem sicher primären Kontakt an der Bozener-Scholle resp. den Brixener-Phylliten. Ist aber dieser Granitzug etwa, analog dem Kreuzberg-Tonalit in der nördlichen Brenta-Einheit, zusammen mit der Bozener-Scholle, als die eigentliche Front der tridentinischen Einheit, mit derselben noch weit von Süden her vorgestossen worden?

Ich glaube diese Frage heute, besonders auch nach einem näheren Besuch der Penserjochgegend und von Pens selber, klar verneinen zu sollen. Der Südrand der Kristallinmassen reicht fast mit Bestimmtheit bis an den Tonalit/Granitzug heran, und dieser Südrand ist kein Erosionsrand, wie er dies bei der Annahme einer solidarisch mit der Bozener-Front vor sich gegangenen Blockbewegung auch der Tonalit/Granitmasse im Sinne der oben ausgesprochenen Vermutung sein müsste. Die jungen Eruptiva liegen auch nicht etwa bereits im Inneren der Bozener-Scholle, denn dieselbe reicht nicht bis an die Muldenkeile der Penserjoch-Trias hinaus; sondern, was nördlich der Granit/Tonalitfront liegt, gehört auch nach petrographischen Kriterien bereits am ehesten zur südlichen Ötz-Masse. Es ist aber kaum anzunehmen, dass eine durch Erosion glatt blossgelegte „Nordwand“ des Brixener/Iffinger-Zuges an der tridentinischen Front unversehrt an die 25 oder auch nur 20 km weit nordwärts über eine alte Abtragsfläche vorgestossen worden wäre, denn westlich von Asten im oberen Pensertal ist nach den Untersuchungen SANDERS auch der Nordkontakt des Brixener-Granites gegen die südlichste Kristallinzone der „Ötz-Masse“ ein primärer. Wohl stellen sich abschnittsweise auch an dieser Nordgrenze tektonische Störungen in Form von Quetschzonen und Mylonitstreifen ein, aber diese Dinge können auch erst in einer allerletzten Anpressungsphase, d. h. sogar nach dem Vorschub der Bozener-Scholle in ihre heutige Stellung noch entstanden sein. Und so finden vielleicht die – nach petrographischen Kriterien und ihrer lithologischen Verwandtschaft mit den Tonaliten des Adamello und des Bergells – wenigstens höchst wahrscheinlich jungen Intrusivmassen des Iffinger- und des Brixener-Granites die beste Erklärung darin, dass ihre Intrusion nicht in der gleichen Phase erfolgte wie die des Adamello, und dies trotz ihrer grösseren tektonischen Beanspruchung, dass dieselben somit nicht passiv an der Front der Bozener-Scholle nach Norden an ihren jetzigen Platz gestossen wurden, sondern da, wo sie jetzt liegen, d. h. längs der grossen Schubnaht der tridentinischen Nordfront, zwischen südlicher Ötz-Masse und Bozener-Scholle intrudiert wurden. Dass aber auch nach der Intrusion und Erstarrung dieser Massen noch immer weitere

tektonische Bewegungen an diesem grossen Dinaridenkopf des Brenners stattfanden, das zeigen mit genügender Sicherheit schon die Quetschzonen am Nordrand des Brixener-Granites im Osten des Pensertales und die Existenz der Naif-Linie ob Meran. (Vergl. Darstellung Profil 5, Tafel X.)

Eine *andere Auffassung* der Dinge um das *Penserjoch* aber scheint mir auch heute gleichfalls immer noch möglich, ohne dass dabei der Grundzug des süd-alpinen Vorstosses und das junge Alter der Iffinger/Brixener-Masse tangiert würde. Denn nach der ganzen Natur der Penserjoch-Keile, die stets mit dem ältesten Schichtglied, dem Verrucano oder den Quarziten, ganz normal der südlichsten



Fig. 39. Ausschnitt aus den Penserjoch-Zügen im westlichen Hintergrund des Setterberger-Tales (vgl. Bl. Meran).

Das Ötzkristallin der Etschen- und der Rötenspitze überschiebt hier scharf und nur mittelsteil die oft gegen oben hin zu Linsen reduzierte Penser-Trias des Hühnerspiel-Zuges. An der Basis der Trias (Muschelkalk-Raibler) hie und da Reste von Buntsandstein-Verrucano über dem tieferen Kristallin des Penserjoches.

kristallinen Randzone vor der Brixener/Iffinger-Masse auflagern und umgekehrt an ihrem Nordrand stets mit ihren jüngsten Schichten, d. h. den Raiblern *vom eigentlichen Ötz-Kristallin an scharfer und nur mittelsteiler Schubbahn überfahren* werden, könnten dieselben im Prinzip immer noch als Reste des trennenden Sedimentzuges zwischen einem *oberostalpinen* wirklichen *Ötz-Kristallin* im Norden und einem *mittelostalpinen Campo-Kristallin* im Süden gedeutet werden. Das südlich an diese Penserjoch-Weisshorn-Obernberg-Keile anschliessende Kristallin könnte recht wohl, und zwar trotz dem Auftreten der „mineralreichen Schiefer“ vom Typus des Schneeberger-Zuges, doch Campo-Kristallin sein, wenn wir uns der petrographischen Ähnlichkeiten des oberostalpinen Kristallinkerns der Silvretta mit jenem der eigentlichen Campo-Decke im oberen Veltlin und im Puschlav erinnern. Gegen Westen würde, nach dem Auskeilen der Penser-Trias, der Verrucano allein die deckentrennende Rolle übernehmen, bis knapp über 2 km an das Passeyer-Tal heran, und von dort aus wäre auch heute noch der *Anschluss an den Südrand der eigentlichen Ötz-Masse* im mittleren Vintschgau, über die stets und von den verschiedensten Autoren erwähnten *Quetsch-Zonen um Schloss Tirol und Quarazze*,

und damit der Anschluss an die Schlinig-Linie des Westens durchaus möglich. In diesem Falle aber würde der schmale *Kristallinstreifen südlich der Penser-Trias/Verrucano-Züge* den *Rest eines schmalen Fensters* zwischen Ötz-Masse und Ötz-Wurzel bedeuten, dessen grösster Teil mitsamt der ganzen Ötz-Wurzel von der Bozener-Scholle überfahren und zugedeckt worden wäre. Längs der Schubnaht an der Front der Bozener-Scholle aber wäre nach wie vor die junge Intrusivmasse der Iffinger- und Brixener-Gesteine aufgedrungen und hätte *die wirklichen Zusammenhänge weiter verschleiert* resp. überhaupt verwischt. (Vergl. Karte Tafel IX.)

Auch diese Auffassung der Dinge scheint mir heute durchaus möglich, sie muss aber erneut genauer studiert werden. Damit aber würde der „Restvorstoss“ der Bozener-Scholle noch bedeutend grösser als vorerst angenommen werden konnte, wären doch dann nicht nur die oberostalpinen Wurzeln und zwar die in ihrer Breite hier ja nicht bekannten Drau-Zug-Keile und die Kristallin-Wurzel, sondern auch die mittelostalpine Campo-Wurzel samt den südlichen Teilen des „Penserjoch-Fensters“ von der Bozener-Scholle überfahren und zugedeckt worden. Die Zukunft wird ohne Zweifel diese Dinge noch besser lösen.

Verlangt so die wirkliche Rolle der Penserjoch-Züge und die Tonalit/Granit-Zone zwischen Kreuzberg, Iffinger und dem Brixener-Granit in bezug auf das nähere Alter seiner einzelnen Glieder bestimmt noch weitere Studien, so steht daneben der radikale, gegenüber dem Adamello sicher posttonalitisches und zur Hauptsache wohl erst miozäne Schlussvorstoss der Bozener-Scholle über die oberostalpine Wurzel hinweg auf recht realen Grundlagen. Vollständig gesichert aber ist *der tridentinische Vorstoss der Bozener-Front zum Brenner hinauf* als der *Vormarsch der grossen südalpinen Zentralscholle Tirols gegenüber den westlichen bergamaskischen Elementen*. Der ganze Bau des Etschbucht-Gebirges, vom Gardasee und den südlichen Judikarien bis hinauf in die Brenta-Scholle lässt sich ohne einen solchen Sondervorstoss der tridentinischen Einheit zum Dinaridenkopf des Brenners überhaupt nicht verstehen.

Mit diesen Feststellungen aber stehen wir nun hier, im Raume *Südtirols*, vor prinzipiell durchaus ähnlichen, nur noch viel grossartigeren Dingen wie wir sie in allererster Linie zunächst zwischen *Luganer- und Comersee*, in der Aufschiebung der Generoso-Scholle über die insubrische Antiklinale, die Salvatore-Mulde und den Südrand des luganesischen Kristallingebirges, im Osten des Comersees im Vorschub dieser südalpinen Sedimentplatte über die Kuppeln der Valsässina, die orobischen Mulden und, östlich Bellano, sogar den Südrand des orobischen Kristallins erkennen konnten. In ihrer räumlichen Ausdehnung sind die von diesen Blockbewegungen betroffenen Schollen wohl recht ungleichwertig, indem die Bozener-Scholle die Generoso-Masse des Sotto Ceneri in ihrem Ausmass bei weitem übertrifft. Und nach ihrem Alter sind die Bewegungen an den beiden „Dinariden-Köpfen“ grundsätzlich weit voneinander getrennt, da im Westen die Molasse von Como und Varese über die alte Schubfläche der Generoso-Masse bis auf die Campo dei Fiori-Platte hinab transgrediert und ihr Nordrand zwei verschiedene Elemente des Gebirges schief überschneidet, der Bozener-Vorstoss aber ganz offensichtlich mit den miozänen Bewegungen in Val Sugana in Verbindung steht, somit weit jünger ist. Aber im Prinzip erkennen wir – und das scheint mir das Schöne und Wesentliche an den vorliegenden Untersuchungen –, nicht nur im Grundriss, sondern vor allem auch im Querprofil der beiden grossen Dinaridenköpfe, d. h. in jenem des Sotto Ceneri und in jenem Südtirols, im Raume von Bozen und im Raume von Lugano, ja vielleicht sogar noch im Abschnitt der Sesia dasselbe tektonische Grundphänomen, nämlich den Vorschub ganz bedeutender Elemente der südlichen Kalkalpen in Form ausgedehnter Teildecken bis über das innerste ober-

ostalpine Wurzelland hinweg. Im ganzen Westen, mit Ausnahme vielleicht des Sesia-Abschnittes, ohne sichtbares Auftauchen des alten vormesozoischen Unterbaues; auf der grossartigen südalpinen Achsenkulmination im Querschnitt von Bozen aber auch mit gewaltigem Hervortreten der alten Unterlage der bewegten Südalpenschollen. Die alte These: „*Die Nordbewegung beherrscht das Feld, auch in den Südalpen*“, gilt damit heute mehr als je und jener Satz aus der „Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen“: „Alle nach Süden gerichteten Falten bleiben doch nur verschwindend kleine rein sekundäre Phänomene gegenüber der gewaltigen Nordbewegung auch dieser südlichen Alpentteile“, ist durch die südalpine Wirklichkeit heute mehr als je bestätigt. Die These vom zweiseitigen Bau der Alpen trifft in gar keiner Weise zu, ebensowenig aber auch jene von der Autochthonie der Südalpen. Nichts in den Alpen steht fest, nicht einmal alle jungalpinen Massive, und die gewaltige Nordflut aller Massen hat sämtliche Elemente des Alpengebirges erfasst, von den helvetischen Massiven, ja sogar der subalpinen Molasse bis an den padanischen Rand der Südalpen. Und wo immer in diesen Südalpen wir die sogenannten „dinarischen“ Züge des Baues näher prüften, so passt auf dieselben im Prinzip, bis an den Tagliamento heran, wo die Dinge mit dem Beginn der ersten dinarischen Abirrungen sich komplizieren, im Grunde und einfach ausgedrückt nichts besser als das geflügelte Wort CHRISTIAN MORGENSTERN'S: . . . „Es war ein Knie, sonst nichts!“

So zeugt heute das Strukturbild der gesamten Alpenkette, vom externen Molassesaum bis in die innersten Elemente der Südalpen hinab, nur von der einen gewaltigen *generellen Vorbewegung aller Massen aus dem padanisch-adriatischen Raum gegen das mitteleuropäische Vorland hin* und erscheint damit das alte, vor 25 Jahren im „Bau der Alpen“ erstmals entworfene Bild von der Entstehung der Alpen durch in erster Linie auf den Vormarsch des afrikanischen Blockes zurückgehende Schübe gegen Norden auch durch die neueren Studien in den bisher stets umstrittenen Südalpen in zwar nicht unerwarteter, aber nach ihrem Umfang grossartiger Weise bestätigt. Subalpine Molasse, helvetische Massive, das gesamte alpine Deckengebirge, von den Helvetiden über die Penniden und Grisoniden bis zu den höchsten Austriiden hinauf, und endlich auch der ganze komplexe *Bau der Südalpen* sind *alle*, samt und sonders, im Prinzip *von einem padanisch-adriatischen Rückland europawärts gestossen* worden. Die grossen Schollen der Südalpen, von der Generoso-Masse des Tessinerabschnittes und des Comersees über die Bergamasker Alpen bis hinauf an den Brenner, und durch die Dolomiten und Val Sugana bis hinüber in die Carnia, die Julischen Alpen und die Karawanken, sind primär durchaus *im gleichen Sinne nordbewegt* wie die grossen Decken der zentralen und nördlichen Alpentteile und die autochthone einstige Randzone des Gebirges samt der an dieselbe anschliessenden Molasse. Aber während zwischen helvetischen, penninischen, grisoniden und oberostalpin-tiroliden Elementen stets gewaltige Schubflächen *weit in die Tiefe greifen*, längs denen *die grossartigen Schuppenzonen* an der Basis der Tiroliden und der Grisoniden, im Norden die höchsten helvetischen Deckenelemente *vorgeschürft* worden sind, *hangen oberostalpine und südalpine Massen um oft nur ganz seichte Mulden enger miteinander zusammen* und bilden auf solche Weise unter sich eine gewisse, wenn auch *in sich weiter aufgesplitterte grossartige Einheit erster Ordnung*, die gewaltigste der Alpen. Das aber ist nichts anderes als die gegen Osten machtvoll sich erweiternde *pannonische Scholle mit ihren beidseitigen Randgebieten*, in den nördlichen Kalk-Alpen zwischen Rhein und Wien einerseits, in den Südalpen andererseits.

Der Nordteil dieser „pannonischen Einheit“ ist als höchste austride Hauptdecke der Alpen, gegen Westen in stets vermehrter Masse, nordwärts weit und schliesslich

bis über das nördliche Vorland hinweggetrieben worden, der Südteil bildet die südalpinen Schollen, die ihrerseits mit den dinariden Zügen im Osten der Adria in engem Zusammenhang stehen. Eine tektonische Einheit erster Ordnung besteht somit sicher, die die oberostalpine Decke der zentralen und nördlichen Alpen samt den Südalpen und damit auch dinarische Glieder umfasst. Darf aber deswegen wirklich die oberostalpine Decke als Bestandteil der Dinariden, als eigentlich „dinarische“ Decke aufgefasst werden, wie dies früher, auch meinerseits, etwa formuliert worden ist?

Diese Fragen sind schon im „Bau der Alpen“ diskutiert worden: „Die oberostalpinen Decken sind einfach die nördlichen Vorposten der südlichen, nun ‚dinarisch‘ genannten Alpentteile, und somit haben solche ‚dinarische‘ Massen die eigentlichen Alpen überschritten.“ „Die oberostalpine Decke liegt als ein Stück Dinariden auf den Alpen.“ „Alpen und Dinariden sind eins, sie gehören zusammen.“ „Die oberostalpinen Decken sind nur nördliche Ausläufer der grossen Dinaridenscholle, die Dinariden die südlichen Partien der oberostalpinen Decken.“ Es hiess aber weiterhin dort auch schon sehr deutlich: „Damit ist nun keineswegs gesagt, dass die oberostalpine Decke den heutigen ‚Dinariden wirklich gleichzusetzen sei““, und unmittelbar darauf folgt der Satz: „Die heutigen Dinariden der Schulmeinungen sind nur in beschränktem Masse über die Alpen vorgedrungen, aber es gibt eben keine Grenze zwischen diesen ‚Dinariden‘ genannten südlichen Alpentteilen und den oberostalpinen Decken.“

Heute sind diese Dinge bedeutend besser abgeklärt als vor 25 und 30 Jahren. Wohl besteht, wie gerade hier erneut wieder dargelegt werden konnte, *eine alpine Grosseinheit*, die die *dinarischen Elemente der Südalpen einwandfrei mit der oberostalpinen Decke* der Silvretta, der Ötzmasse, der Muralpen und den nördlichen Kalkalpen *verknüpft*. In Form der *oberostalpinen Decken* sind aber *nur die nördlichen und zentral gelegenen Teile* dieser Grosseinheit über die tieferen alpinen Elemente der Grisoniden, der Penniden und der Helvetiden hinweggegangen; *in Form der bergamaskischen, der karnischen und der nord-tridentinischen Schollen der Südalpen haben jedoch auch Elemente des eigentlichen westlichen Dinaridenraumes tieferes alpines Land noch knapp überschritten*. Man kann daher wohl formulieren: *Es gibt in den Alpen als höchstes tektonisches Element eine pannonische Masse, deren nördliche und zentrale Teile in Form der oberostalpinen Decken tieferes rein alpines Land überfahren haben, deren südliche Randelemente aber heute, wenn auch mit deutlichem Anschub an die Zentralalpen, das südalpine Gebirge und die aus ihnen, allerdings erst nach weiterem Auseinanderstrahlen der Ketten in der Krain hervorgehenden wirklichen Dinariden bilden. Diese pannonische Grosseinheit verknüpft wohl oberostalpinen und dinarisches Land zu einer einzigen grossartigen Gesamtscholle, daneben aber gliedert sich eben, und zwar schon seit alter Zeit, diese pannonische Scholle sehr deutlich in mehrere Einzelemente, die im Laufe ihrer Geschichte, von den geosynklinalen Anfangsstadien der Alpenfaltung bis zu den orogenetischen Endspielen derselben, durchaus getrennte Entwicklungen durchgemacht haben.*

Überblicken wir diese Dinge noch einmal in knappen Zügen.

Im Anschluss an ein *nördliches Vorwerk der pannonischen Masse in der Bernina/Dent Blanche-Scholle*, die, in den Westalpen kräftig, in den Ostalpen sich langsam verliert, etabliert sich, und zwar schon vom oberen Perm und der tieferen Trias an, der *nordpannonische Sedimentationstrog*, im Laufe der Zeiten sich ständig und immer mehr differenzierend zu den verschiedenen heute bekannten Faziesräumen zwischen dem unterostalpinen Randbezirk der austriden Zone und dem Nordabfall der Ötzmasse. An diesen grossartigen und vielgestaltigen nordpannonischen Trog schliesst südwärts die *„zentralalpin“-pannonische Schwellenzone* sich an, im Dach der Ötzmasse und den Sedimentinseln Kärntens; an deren Südrand folgt der weite *südpan-*

nonische Trog der späteren südalpin-dinarischen Bezirke, der in der innersten südalpinen Einheit aber bereits wieder, in der Zone von Recoaro und den südbellunesischen Elementen, einer neuerlichen abermals *internerer Schwellenzone* weicht, in der wir wohl nur den Beginn des *Abruzzen-Schelfes* Unter-Italiens sehen können. Die Elemente des *nordpannonischen Raumes* und der *pannonischen Schwelle* haben, in Form der *ostalpinen Decken*, den vor ihnen gelegenen tiefen penninischen Geosynklinalraum samt dem helvetischen Schelf überschritten und *durch ihren Vormarsch diese Elemente zum gewaltigen penninisch-helvetischen Deckenhaufen zusammengeschlossen*, schliesslich denselben *unter weiterer Zersplitterung in die verschiedenen ostalpinen Decken sogar beinahe vollständig überfahren*. Der Inhalt des *südpannonischen*, dinarisch-südalpinen Trograumes aber ist, bis auf geringe Ausnahmen in den nördlichsten Südalpen, *nicht sichtbar über tieferes alpines Land vorgedrungen* und bildet zur Hauptsache, allerdings mit Resten der abruzzesen Schwellenzone, heute die *Einheit der Dinariden und der Südalpen*. Diese *abruzzese Schwellenzone* ist es, die, gewissermassen *an der Front eines generell gegen Norden drängenden Adria-Blockes*, zwischen Verona, Recoaro, Valsugana und Belluno sichtbar in mächtigem Bogen, dessen linke Flanke unter der Po-Ebene gegen Mantova und Modena hin zielt, *als machtvolles eigentliches Rückland-Element in kräftigem Vorstoss weit in die eigentlichen Südalpen eingedrungen ist* und vor sich her in einer jüngsten Bewegungsphase, die auch jener der eigentlichen Abruzzen selber bestens entspricht, *im Miozän den grossen Dinaridenkopf Süd-Tirols noch bis nahe an den Brenner heran gen Norden getrieben hat*.

So kann heute der seit langem erkannte nähere *Zusammenhang zwischen oberostalpinen Decken und Dinariden-Südalpen* im Rahmen einer gewaltigen *pannonischen Grosseinheit* erblickt werden, deren *nördlichen* Teile als *höchste Decken der Alpen* das tiefere penninisch-helvetische Deckenland überführen, bis an den nördlichen Molassetrog, deren *südliche* Teile aber als *Rückland des alpinen Deckengebirges*, aber auch in dieser Eigenschaft *gewaltig disloziert und aufgesplittert*, am Südrand der Gesamtkette, *in den Südalpen* zurückgeblieben sind. Dass dabei die *pannonische Masse* in ihrer Gesamtheit, wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Vorstoss des korsosardischen Blockes in die ligurische Verknickung des Apennins hinein, vom Raume Ungarns her immer mehr vorgeschwenkt worden ist, eben zu den ostalpinen Schubmassen der Alpen, sei nur nochmals in Erinnerung gerufen.

Damit sind wohl die wahren Beziehungen der Silvretta-Decke als der höchsten Einheit der austriden Schubmassen der Alpen zum südalpinen Element genügend und wie mir scheint befriedigend umrissen und auf alten Fundamenten, den nunmehrigen Erkenntnissen entsprechend, neu formuliert.

Ein Punkt aber im Bau der Südalpen, und ein ganz entscheidender, bleibt vorderhand noch ein dunkles Rätsel. Das ist die Existenz der gewaltigen Porphyrmasse von Bozen. Es sei daher in einem letzten Abschnitt versucht, wenn auch nur in vagen Umrissen, diesem wichtigen Problem des Südtiroler Porphyrschildes und seiner Rolle in der Geschichte des zentralen Südalpenabschnittes noch etwas näher nachzuspüren.

5. Das Problem des Porphyrschildes von Bozen.

Diese einzigartige Porphyrmasse, weitaus die grösste der Alpen, und alle andern sonstigen Porphyrgelände im weiten Umkreis als fast unbedeutend hinter sich lassend, hat bei der ganzen *Gestaltung der Alpen* eine absolut *ausschlaggebende Rolle* gespielt. Denn durch diese ausgedehnte starre und mächtige Porphyrtafel wurde

der Untergrund des ganzen tridentinischen Sektors gegenüber jenem der Nachbargebiete in erster Linie so weitgehend versteift, dass er in der Folge bei der ganzen alpinen Gebirgsbildung mechanisch als eine über grosse Räume hinweg durchaus einheitlich steife Scholle reagierte. Diese Scholle, die heute bis nahe an den Brenner vorstösst, und deren Starrheit auch den Innenbau der ganzen zentralen Südalpen beherrscht – man denke nur an die alte und bis zu einem gewissen Grade, wenigstens für die nördlichen Dolomiten, immer noch zutreffende Vorstellung der nur durch Brüche zerhackten „Dolomiten-Tafel“ – verrät aber ihren Einfluss sogar auf den gesamten Alpenbau dieses Sektors bis hinaus an den helvetischen Alpenrand. Dem Umriss dieser tridentinischen Einheit, d. h. der eigentlichen Front der Bozener Porphyrtafel, passt das Streichen der ganzen Rätischen Alpen mit fast allen ihren Unterelementen, mit dem Verlauf der Falten und Deckenstirnen, heute auch mit dem Verlauf der Talsysteme dieses grossen und wichtigen Gebirgssektors, sich an, und bereits der bloss embryonale Vorstoss dieser Bozener-Versteifung hat, schon vom Lias an, zusammen mit dem Niedersinken der helvetischen Vorlandmassive im Rücken der ostwärts abtauchenden Schwarzwaldbastion, der grossartigen und mit Recht berühmten Beugung der Rätischen Alpen im Raume zwischen Brescia, Garda, dem Lago d'Idro, Bünden und Glarus ihre erste Entwicklung verschafft. Und mit dieser Beugung der Rätischen Alpen, die sich in der Folge durch den immer weiteren Nordstoss der Bozener-Porphyrsholle ständig verstärkte, hangen genetisch weiter zusammen die Intrusionen der jungalpinen Massive und deren Position in diesem rätischen Gebirgssektor, mit samt allen weiteren Folgen dieser so deutlich an die rätische Beugung gebundenen jungmagmatischen Vorgänge, d. h. in erster Linie mit der Verbreitung der rätischen Thermen und Säuerlinge, von Bünden über das Veltlin und die Bäderlinie von Pejo und Rabbi bis nach Recoaro oder gar bis nach Abano hinein. Und weil der letzte Frontalvorstoss der Bozener-Scholle des weiteren im Prinzip so klar gegen die tektonische Senke im Brenner-Gebiet gerichtet war und dieselbe noch zusehends verstärkte, so ist wohl auch die historisch so wichtige heutige Brenner-Furche, über die seit der Völkerwanderung immer wieder in allererster Linie die nordischen Invasionen Italiens sich vollzogen und die bequemste Marschrouten fanden, genetisch mit der Existenz des Bozener-Porphyrschildes verbunden. So spielt die Masse des Bozener-Porphyr eine in vielem entscheidende Rolle in der Entwicklung des Alpengebirges, und zwar von den ersten embryonalen Bewegungen der beginnenden Jurazeit bis in die Gegenwart, d. h. bis in die Geschichte der alpinen Völker und Italiens hinein.

Es ist daher wohl nur natürlich, wenn wir einmal nach den Gründen uns umsehen, warum hier und eben nur hier im ganzen alpinen Raum ein derartig kräftiger, zu solch gewaltigen Porphyranhäufungen führender Oberflächenvulkanismus im Gefolge der herzynischen Orogenese, d. h. etwa zwischen oberem Carbon und mittlerem Perm sich abgespielt hat. Denn diese Bozener-Versteifung im südalpinen Raum scheint effektiv nur gerade auf diesen einen Sektor des Gebirges beschränkt zu sein, sie bildet auch den weitaus auffallendsten Vorsprung in der ganzen südalpinen Rücklandfront, von Ungarn bis zum Langensee hinüber; wir müssen somit annehmen, dass es einzig gerade hier in so hohem, ja durchaus abnormalem *Ausmass* zu diesem obercarbonisch/unterpermischen, d. h. späthercynischen *Vulkanismus* gekommen sei.

Wohl begleiten kleinere Porphyrvorkommen die bergamaskische Nordfront und den Trompia-Aufbruch, oder erscheint eine westliche ausgeprägte Porphyrovinz der Südalpen zwischen Lugano und der Sesia, auch hier von ganz beträchtlicher Längerstreckung und allerdings unbekannter Breite, und auch dort den Anlass zu einer mächtigen Versteifung des alpinen Rücklandes bildend und

damit regelrecht grundlegend für die Schaffung eines westlichen, aber weit kleineren Dinaridenkopfes im Sotto Ceneri. Aber nach seinen mechanischen Folgen zu urteilen, kann auch das innerhalb der westlichen Südalpen so bedeutend erscheinende Porphyryzentrum von Lugano/Val Ganna bei weitem nicht mit der Entwicklung der grossen Bozener-Vulkanprovinz des ausgehenden Herzynikums sich messen, und eine räumlich auch nur halbwegs äquivalente Bozener-Porphyrmasse gibt es somit, trotz diesem beträchtlichen vulkanischen Anlauf im Luganeser-Porphyrbezirk, in den ganzen westlichen Südalpen nicht. Und von den Dolomiten nach Osten spielen postherzynische Porphyre im Gesamtbau der Südalpen überhaupt kaum eine Rolle mehr.

Was aber kann diesen spät- und postherzynischen Vulkanismus gerade in dem einen, später für die Geschichte der Alpen so entscheidend gewordenen Querschnitt Südtirols, der sich im übrigen ja noch bis in die ladinische und karnische Zeit durch die nirgends sonst so mächtigen Ergüsse und Aschenregen in den Trias-Serien der eigentlichen Dolomiten noch weiter äusserte, dermassen exklusiv begünstigt haben?

Die *südalpinen Porphyryformationen* reihen sich heute, so weit sie überhaupt von jüngeren Sedimenten entblösst und damit in ihren konkreten geologischen Verbänden sichtbar sind oder sich vielleicht auch nur durch die besondere Steifheit der alpinen Tektonik jener alten Porphyrybezirke noch verraten, in drei verschiedene Zonen des Gebirges ein. In eine *nördliche*, mit den scheinbar im Prinzip auf einem alten *Längsspalten- resp. Längsbruchsystem* emporgedrungenen Porphyriten und Porphyren zwischen der Sesia, Lugano und der östlichen Bergamaska, eine *mittlere* im heutigen Trompia-Aufbruch, und die *grosse südliche* des Bozener-Porphyrschildes, dem vielleicht als allersüdlichste und zum Teil bereits etwas jüngere schwache Ausläufer auch noch die Porphyre und Porphyrite der Kuppel von Recoaro angehören mögen.

Gemäss dem heute eruierten Zusammenhang zwischen westlichen und östlichen Südalpen folgt die nördlichste „Porphyrylinie“ irgendwie dem Nordrand des karnischen Paläozoikums, von dessen jüngsten Gliedern wir ja Spuren in Form von „Troglkofel-Zeugen“ bis in die Bergamaska hinüber verfolgen können. Es scheint damit diese nördliche Vulkanlinie der westlichen Südalpen vor allem einem grossen Längsbruchsystem des herzynischen Baues in der Fortsetzung der *Nordbegrenzung* der herzynischen Hauptmulde der eigentlichen karnischen Kette gefolgt zu sein, einer Längsbruchschar, die das Magma bei seinem Aufstieg an die herzynische Landoberfläche als eine Zone geringsten Widerstandes in erster Linie zu benutzen allen Anlass hatte. Eine Bestätigung für diese Annahme sehen wir in der Tatsache, dass auch im äussersten alpinen Osten, d. h. im Bacher Gebirge, und zwar auch da in ähnlicher Position zum karnischen Raum wie im südalpinen Westen, wieder beträchtlichere Zeugen dieser nördlichen Vulkanlinie sich finden.

Die zweite „Porphyrylinie“ folgt am ehesten wohl ähnlichen Längsbrüchen des herzynischen Systems am Südrand der eben genannten herzynischen Mulde in der Fortsetzung der karnischen Kette, und die Porphyre des Trompia-Aufbruches breiten sich auch tatsächlich wieder, wie die nördlichen zwischen Lugano/Val Ganna und Seriotal über Altkristallin aus, wobei noch zu untersuchen bliebe, ob diese Trompia-Porphyre nicht etwa sogar überhaupt längs ersten Anlagen der späteren Trompia-Linie emporgestiegen seien; die triadischen Porphyre der südlichen Steiner Alpen scheinen diese These weiter zu stützen. Aber hier sehen wir bereits, dass die vulkanische Tätigkeit in dieser Trompia-Zone mit Annäherung an den Südtiroler Sektor, heute beispielsweise offenbar im alten Kern der nördlichen Brenta-Scholle, d. h. in der Porphyrymasse der Laugenspitze, ganz ausserordentlich

zunimmt und zugleich wohl auch bereits mit dem Hauptvulkangebiet des eigentlichen Bozener-Porphyrschildes verschmilzt.

Dieser Bozener-Vulkanismus scheint zwar, nach den Untersuchungen WOLFS vor allem, zunächst ebenfalls weitgehend an alten Längsbrüchen des herzynischen Gebietes, im weiteren Süden der grossen karnischen Sedimentmulde, in Form von regelrechten Spaltenergüssen sich entwickelt zu haben, Ergüssen auf Längsbrüchen, die auch in der östlichen Basis der Julischen Alpen in abgeschwächter Form noch immer, im gleichen tektonischen Grosselement, am Rande des Krainerbeckens sich kundtun, und diese alten Längsbrüche scheinen des weiteren auch in alpiner Zeit wieder reaktiviert worden zu sein als die genetischen Grundlagen für die Zerschneidung der Dolomitenplatte längs den Bruchsystemen vom Typus der Falzàrego-, Ansièi-, Marmolada- und Antelào-Linien; doch weist die sogar heute noch so mächtige Nordsüd-Ausdehnung des Südtiroler-Porphyrschildes bestimmt auch auf die Existenz von alten queren Spalten hin. Denn es scheint mir diese abnorme Anhäufung von Porphyrmaterial im heutigen Südtirol und der so auffallende Gegensatz dieses gewaltigsten Porphyrgbietes der gesamten Alpen zu den übrigen so viel kleineren Porphyrfornationen der westlichen und auch der östlichsten Südalpen einfach oder schlechthin unerklärbar ohne die Annahme eines gerade hier und in erster Linie nur hier stattgehabten *Überkreuzens* von alten, spät-herzynischen *Längs- und Querbruchsystemen*.

Sind nun irgendwo tatsächlich auch nur *Andeutungen solcher Querbrüche* der herzynischen Zeit in der Umgebung des heutigen Südtiroler Sektors im alpinen Bau vorhanden oder sind solche herzynische Querbrüche überhaupt noch irgendwo als solche konkret erkennbar? Zunächst ist da zu erinnern, dass wir uns hier ja weit im alten Rückland der grossen herzynischen Hauptkettensysteme Mitteleuropas befinden, in einer Position dem herzynischen Orogen gegenüber somit, die weitgehend derjenigen des grossen afrikanischen Rücklandes dem heutigen alpinen System gegenüber entspricht. In diesem herzynischen Rückland der variskischen Gebirge Deutschlands und Böhmens, das ja – ähnlich wie heute das afrikanische Rückland der alpinen Ketten im Atlas-System –, auch von weiteren, gegenüber den nördlichen Hauptketten Mitteleuropas durchaus sekundären, wenn auch immerhin bedeutenden Gebirgszügen durchzogen sein konnte – im konkreten Falle von den herzynischen Elementen, die sich heute im Bau der karnischen Kette, in der Basis des marinen Obercarbons der Auernigg-Schichten unter einer grossartigen, wirklich altaiden Diskordanz in so klassischer Schönheit erkennen lassen –, können grosse Bruchsysteme vom Charakter der heutigen afrikanischen, syrischen oder mittelmarokkanischen Brüche, oder auch solche vom Typus der grossen Verwerfungszone zwischen spanischer Meseta und portugiesischer Tafel oder der Bruchsysteme der Auvergne sich gebildet haben, an denen das Magma, und ganz besonders an den Kreuzungsstellen mit den herzynischen Längsbrüchen, während des oberen Carbons und des Unterperms mit grösster Leichtigkeit den Weg an die Oberfläche finden mochte.

Natürlich ist es ausserordentlich schwierig, innerhalb der heutigen alpinen Strukturen und ihres Wirrwars noch Reste solcher alter *spätherzynischer Querbruchsysteme* als solche zu erkennen; ich glaube aber doch, in diesem Punkte die Aufmerksamkeit auf zwei Nachbarbezirke der Bozener-Porphyrtafel lenken zu sollen. Der eine ist der in vielem so merkwürdige *Ostrand der eigentlichen Ötz-Masse* längs der Brenner-Furche, der andere das so auffallende und von den nördlichen Alpengologen heute oft fast vergessene, in vielen Beziehungen so wichtige *Bruchsystem von Schio*, längs dem die vicentinischen Ergüsse und später die Vulkane der Euganeen empordrangen. Hier liegt auf jeden Fall irgendwie eine Querspalte vor,

die nicht einfach quer auf die eigentliche Beugungsstelle zwischen bergamaskisch-veltlinischem und rätisch-judikarischem Streichen, d. h. in der Richtung etwa gegen den Lago d'Idro und Bagolino/Storo hinein verläuft, d. h. quer über den Gardasee hinweg, sondern die weit eher über das Plateau von Lavarone und dessen Basaltschlote ganz klar gegen Trento und den Querbruch von Zambana-Calasio hinauf weist und somit bedeutend östlich der grossen rätischen Beugung durchzieht. Die Querspalten des heutigen jungen Bruchsystems von Schio können aber an sich in ihren Anlagen primär sehr wohl auch viel älteren Ursprungs sein; diese primären Anlagen der Brüche des Schio-Systems mögen damit sehr wohl bereits am Ende oder in den Schlussphasen der herzynischen Bewegungen sich gebildet haben und wären nur in alpiner Zeit erneut nochmals reaktiviert und bei dieser Gelegenheit ein zweites Mal durch Vulkanbauten neu garniert worden. Und was den Ostrand der Ötz-Masse im Norden des Brenners betrifft, der ja einem tektonischen Element angehört, das primär nicht so sehr viel nördlicher als die Bozener-Scholle gelegen haben muss als heute, so grenzt dort in höchst merkwürdiger Art das alte vorjotnische Hochkristallin der eigentlichen Ötz-Masse auf der Querlinie Innsbruck-Matrei recht unvermittelt an die jotnischen Quarzphyllite der Innsbrucker-Phyllitregion. Dieselben können wohl in ihrem nördlichen Teil einer östlichen Fortsetzung der schmalen Silvretta-Randzone im Norden der Ötz-Masse, d. h. den südlich Telfs bis auf maximal 2 km zusammengeschrumpften Landecker Phylliten des Kalkalpenrandes entsprechen, aber sicher niemals als Ganzes von Innsbruck bis hinein nach Matrei, d. h. über eine Breite von vollen 15 km.

In diesem Zusammenhang ist weiter bemerkenswert die Tatsache, dass von Schwaz, wenig östlich Innsbruck, durch die ganzen östlichen Nordalpen eine *nordalpine Grauwackenzone* sich zwischen die Quarzphyllite und das Perm/Triasgebirge in grosser Mächtigkeit einschaltet; ein Element, das von Schwaz nach Westen, bis auf geringste Spuren im vorarlbergischen Montafun, bis hinüber an den Rhein – und zwar, wie der Bau des Jaggl auf der Malserheide und jener der Ducan-Gruppe zeigen, auch über der tiroliden Zentralzone – heute fehlt. Es scheint somit das Gebiet der westlichen Ostalpen, d. h. das Gebiet der westlichen Tiroliden gegenüber jenem im Osten des Brenners in spätpaläozoischer Zeit noch eine höherragende Scholle gewesen zu sein, auf welcher die primär gemäss den noch erhaltenen Spuren im Montafun sicher einst vorhanden gewesene nordalpine Grauwackenzone und auch der grösste Teil der Quarzphyllitgruppe durch kräftigen Abtrag im obersten Paläozoikum entfernt worden ist. Der Abtragschutt dieser westlichen Grauwackenbedeckung der späteren oberostalpinen Zentralzone wurde dabei in erster Linie gegen Süden, in der Richtung auf das doch relativ nahe alte Trogkofel-See der südalpinen Randzone verschwemmt und häufte sich dort, vermischt mit Quarzphyllitschutt, in den so auffallenden und mächtigen, dabei durchaus auf den südalpinen Westen, aber nicht nur auf dessen Nordrand beschränkten unterpermischen Collio-Serien des *bergamaskischen Unterperms* im Norden der Trompia-Linie zusammen.

Ein westliches Hochgebiet im Raume der späteren Ötz- und Silvretta-Masse war somit sicher gegenüber einem östlichen Tieflandgebiet, in dem wohl für eine ganze Weile Sedimentation wie Erosion und Abtrag nur ein Minimum von Arbeit leisteten, während des ganzen unteren Perms, ja wohl schon im oberen Carbon sehr deutlich differenziert. Diese Differenzierung kann sich allerdings mit oder ohne Bruchsysteme herausgebildet haben, aber ich zögere angesichts der auch heute – nach vollzogener, allerdings zwischen Südalpen und Ötz-Masse eher nur bescheidener Annäherung der beiden Bezirke im Laufe der Alpenfaltung – noch so auffallenden Koinzidenz der Linie von *Innsbruck-Matrei* mit ihrer Lage vor dem *Bozener-*

Porphyrschild und dem jungen, wohl bis nach *Trento* und *Zambana* hinauf als reaktiviert zu betrachtenden Bruchsystem zwischen *Schio* und den *Euganeen* in keiner Weise, hier, quer durch den alten Tiroliden- und Südalpen-Raum hindurch, solche queren Brüche anzunehmen. Mit dieser These aber haben wir alles mögliche auf einen gemeinsamen Nenner gebracht: die Häufung der an den Überkreuzungsstellen von alten Längs- und Querbruchsystemen tektonisch besonders provozierten magmatischen Ausbruchgelegenheiten im Südtiroler Sektor, und damit die Intensität und die Mächtigkeit des Bozener Porphyr-Vulkanismus, die jungen Bruchlinien zwischen Val di Non, Trento, Schio und Vicenza, den jungen *Vulkanismus und die Thermen* auf der reaktivierten alten Bruchzone im Süden, zwischen Recoaro, Schio und den Euganeen, das Fehlen einer Grauwackenzone und dem grössten Teil der Quarzphyllitgruppe auf den westlichen Tiroliden, den merkwürdigen Oststrand der Ötz-Masse im Norden des Brenners und schliesslich auch die so auffallende Lokalisation des mächtigsten alpinen Unterperms in den noch schwach marinen Collio-Schichten der westlichen Südalpen.

Auf solche Weise geht meiner Ansicht nach der Grund zur ersten Versteifung der südalpinen Zentralscholle von Bozen infolge des so mächtigen *Bozener-Vulkanismus* der obercarbonischen und unterpermischen Zeit, samt allen seinen späteren Folgen und Konsequenzen im Gesamtbau der Alpen und bis in unsere Tage hinein, auf die Existenz eines mächtigen *spätherzynischen Querbruchsystems* in diesem Sektor der alten herzynischen Rücklandscholle zurück, eines Querbruchsystems, das mit verschiedenen Längsbrüchen des karnischen Sektors der damaligen Rücklandgebirge sich kreuzte und auf diesen Kreuzungsstellen von alten Längs- und Querbrüchen den mächtigen Bozener-Vulkanismus und damit den grossartigen und in den ganzen Alpen einzig dastehenden Porphyrschild Südtirols entstehen liess. Vielleicht auf Vorläufern der jonisch-adriatischen Bruchzonen?

Damit habe ich versucht, eines der merkwürdigsten Phänomene des Alpenbaues, das ist eben die Existenz des Porphyrschildes von Bozen, der durch die ganze spätere Geschichte und Entwicklung der Alpen von so fundamentaler Bedeutung geworden ist, hier wenigstens noch einem gewissen Verständnis entgegenzuführen und die Bahn zu einem neuen noch konkreteren Nachforschen nach den hier eröffneten Zusammenhängen zu weisen. Eine Fülle weiterer Fragen stellt sich von diesen Gesichtspunkten aus und bereits zeichnen sich *neue Beziehungen* in vagen Umrissen ab. Liegen nicht auch etwa die viel kleineren Porphyrformationen der westlichen Silvretta im Sandhübel- und Bellaluna-Gebiet irgendwie auf einer und derselben grösseren Querzone wie jene der Bernina- und der Err-Decke im Diavolezza-, Val del Fain- und Praschegn-Bezirk, auch wenn alle diese Vorkommnisse heute wohl hintereinander gestaffelt in ganz verschiedenen alpinen Deckenstockwerken liegen? Und erscheint nicht im Hinterland dieser nunmehr doch auffallend gewordenen „*bündnerischen Porphyrlinie*“ der gegenüber den eigentlichen Bergamasker Alpen wieder so deutlich porphyrrichere Aufbruch der *Val Trompia*, und, im helvetischen Vorland, abermals etwas seitlich gestaffelt, das Porphyrg Gebiet im *Glarner Verrucano*? Sicher liegen ja alle die genannten Porphyrggebiete heute tektonisch weit voneinander getrennt in ganz verschiedenen alpinen Einheiten, aber die auch jetzt noch beobachtbare Hintereinanderreihung derselben, deren auch heute noch irgendwie doch mögliche Einordnung in eine *die ganzen Alpen durchreissende grosse Querzone* bleibt eine bemerkenswerte und auffallende Tatsache, deren näheren Hintergründen angesichts der vom Bozener-Porphyr aus gewonnenen Einsichten nun sicher weiter nachgegangen werden muss. Und wenn wir die so auffallende Zunahme der Porphyre von den Bergamasker Alpen nach *Lugano und Val Ganna*, ja bis zur Sesia uns vor Augen halten, wo praktisch das

gesamte Unterperm genau wie im Bozener-Schild von eruptivem Material aufgebaut erscheint, so dürfen wir uns wohl weiter fragen, ob nicht auch hier, im Querschnitt von Lugano, ähnliche alte Querbruchsysteme diese spezielle Häufung der Porphy- und Porphyritausbrüche begünstigt haben könnten. Auf jeden Fall liegen das Zentrum der Lugeser-Porphyre, die merkwürdige Querlinie der Tessiner Alpen im Maggia-Gebiet samt dem meiner Ansicht nach sicher nicht jungalpinen Cocco-Diorit und die maximale Entwicklung der zentralen Gotthard- und Aaregranite samt dem Windgällenporphyr im grossen abermals wieder auf einer einzigen Transversale, und es erscheint als eine weitere verlockende Aufgabe, auch hier den näheren genetischen Zusammenhängen quer durch das gesamte alpine Querprofil hindurch noch weiter nachzuspüren. Vorderhand aber bleibt auf jeden Fall der Porphyrschild von Bozen ein grossartiges Beispiel dafür, wie eng und unweigerlich konsequent der Bau der Alpen oder überhaupt eines Gebirges mit den Strukturen und Vorgängen weit vergangener Zeiten, d. h. in unserem Beispiel mit der Geschichte des alten voralpinen Unterbaues in jedem einzelnen Sektor zusammenhängt und sich aus diesem alpinen Unterbau nach dessen alten Strukturen in grossartiger Folgerichtigkeit entwickelt.
