

**BEITRAG ZUR TEKTONIK DER BERGAMASKER  
ALPEN**

VON

**J. J. DOZY.**

I N H A L T.

	Seite
1. Einführung . . . . .	64
2. Die Struktur des Grundgebirges und des Perms . . . . .	64
3. Die Bewegungen der mesozoischen Schichtfolge; tektonische Diskordanzen . . . . .	70
4. Analogie mit der Val Trompia Linie . . . . .	71
5. Tektonische Synthese . . . . .	72
6. Der „Verschiebungshorizont der permisch-untertriadischen Ablagerungen“ (WENNEKERS) . . . . .	74
7. Vergleich mit einigen andern südalpiner Gebieten — Luganer Hauptverwerfung — Dolomiten . . . . .	77
8. Der Einfluss des alpinen Axialgefälles . . . . .	77
9. Ueber die Zugehörigkeit der Bergamasker Alpen zum Alpinen Tektogen . . . . .	78
10. Die Wurzelfrage der Oberostalpinen Decken . . . . .	80
11. Zusammenfassung . . . . .	82
12. Literatur . . . . .	82

## 1. Einführung.

Es ist nicht ohne Ursache, dass es noch keine allgemein befriedigende tektonische Synthese der Bergamasker Alpen gibt. Zahllose einander scheinbar widersprechende Argumente sind im Felde zu finden und so basieren sich viele strittigen Theorien auf beobachtete Tatsachen. Als Beispiel möchte ich auf die wechselnden Gedanken hinweisen, die in Bezug auf die Richtung der Auf- und Ueberschiebungen existieren: immer wechseln die Auffassungen über N- oder Südschub, obgleich letzterer, unter Einfluss der „Dinariden“-Gedanken am meisten verbreitet ist.

Ich verzichte darauf, nochmals alle Theorien historisch zu behandeln: vor kurzem haben PORRO (1933) und TROMP (1932) verschiedene besprochen. Ich werde mich dazu beschränken meine eigenen Gedanken zu erklären und eventuell entgegengesetzte Auffassungen zu besprechen.

Als Geologe der „Leidener Schule“ werde ich im folgenden von den Vorstellungen ausgehen, die bezüglich der Tektonik bis jetzt gegolten haben und die durch WENNEKERS (1930, 1932) klar formuliert worden sind. Ich tue dies zur Erleichterung dieser Auseinandersetzung; nicht um diese Theorie der Kritik mehr auszusetzen, als die anderen, die man ebensogut als Ausgangspunkt hätte benützen können. PORRO hat 1933 abermals das schematische Profil von WENNEKERS 1932 übernommen (Disegno N. 26), so dass ich seine Theorie nach folgender kurzer Zusammenfassung als bekannt betrachten darf.

Er geht von einem nördlichen kristallinen Grundgebirge aus (Wurzel der oberostalpinen Decken), das in sehr flachen Ueberschiebungen (Orobische Ueberschiebung, Gneis chiari-Ueberschiebung, Laghi di Porcile-Ueberschiebung) auf die südlichen Sedimenten überschoben wurde. Letztere sind durch Verschiebungshorizonte oder Gleitflächen (zwischen Grundgebirge und Perm, im Servino, in den Raiblerschichten und im Rhät) in Sedimentpakete zerteilt. Diese sind abermals jedes für sich verschuppt worden. Alle Bewegungen und Schuppungen fanden von N. nach S. statt. An Kulminationen im Grundgebirge oder an grösseren Porphyrmassen schichteten die Schuppen sich auf.

## 2. Die Struktur des Grundgebirges und des Permes.

WENNEKERS nimmt einen grundsätzlichen Unterschied zwischen dem Grundgebirge N. und S. der orobischen Ueberschiebung an. Im N. Kristallin zeichnet er sehr flache N.-fallende Ueberschiebungen, die die Ursache der Verschiebung der Sedimentpakete nach S. bilden.

TROMP übt schon Kritik aus: in seinem ganz aus Kristallin bestehenden Arbeitsgebiet kommen solche flachen Ueberschiebungen nicht vor. Der Corno Stella ist nach WENNEKERS (1930, Profil 10) eine Klippe der Gneis chiari-Decke, die auf Glimmerschiefern aufruhet. Im Felde ist es aber deutlich ersichtlich, dass es sich um eine dort wurzelnde Intrusion von Orthogneis in den Glimmerschiefern handelt (Dozy 1935, p. 156

und Profil 11, 12). Auch sonst habe ich im Kristallin keine flachliegenden Ueberschiebungen beobachtet. Wir dürfen also annehmen, dass sie auf einen Irrtum oder auf eine Ausnahme zurückzuführen sind.

Auch die Orobische Ueberschiebung zeichnet WENNEKERS in seinen Profilen äusserst flach oder sogar gewölbeartig. Zwar zeigt diese Störung im Westen, wie es in der Val Marcia (BUNING) und in der Val Varrone (CROMMELIN) deutlich ersichtlich ist, ein sehr flaches N. Fallen. Betrachtet man aber den Verlauf der Ueberschiebung über Täler und Bergkämme auf der Karte von WENNEKERS (1930), so ergibt es sich, dass sie nicht so flach liegen kann und ziemlich steil stehen muss. Im Felde kommt man zum selben Schluss. Die Orobische Aufschiebung passt im E. ganz in das normale tektonische Bild des Grundgebirges, wie dieses sich aus den Untersuchungen TROMP's (1932) und des Verfassers (1935) ergeben hat. Die flache Lage im W. muss einzeln betrachtet werden.

Das Kristallin S. der Orobischen Aufschiebung sollte nach WENNEKERS eine ungestörte Erosionsoberfläche (Verschiebungsfläche) mit Kulminationen und Depressionen zeigen. (Strukturkarte, 1932, Fig. 1). Die Rolle, die dieses Grundgebirge in der Tektonik spielte, war nur eine passive: Aufschieben der Schuppen vor einer Kulmination.

Im Abschnitt zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo ergibt es sich, dass es keinen grundsätzlichen Unterschied im Bau des nördlichen und des südlichen, von permischen Sedimenten bedeckten, Grundgebirge gibt. Wahrscheinlich ist der Untergrund der Sedimente im erwähnten Gebiet stärker gestört als sonst. Den Lago Rotondo-Bruch kann man nach W. verfolgen, bis er unter einer mesozoischen Bedeckung verschwindet. Auch die Lago Marcio-Aufschiebung setzt sich wahrscheinlich bis ins Grundgebirge fort. Primäre Kulminationen des Grundgebirges, wie z.B. am Lago del Prato (Dozy, 1935, p. 198), zeigen keinen Einfluss auf den tektonischen Aufbau. Ebensowenig kann man die Porphyrkulmination von Porta als solche aufrecht erhalten, wie es loc. cit. p. 218 sq annehmlich gemacht wurde. Verschiedene Tatsachen deuten aber darauf hin, dass die richtigen Kulminationen im Kristallin die Folge einer aktiven Teilnahme des Grundgebirges am Bau dieses Gebietes sind. Mit andern Worten, dass der Untergrund allerdings durch Störungen in Blöcke zerlegt ist, von denen der eine stärker, ein anderer weniger stark emporgesprengt wurde.

In dieser Hinsicht möchte ich auf die Grundgebirgsfenster von Caprile und Mezzoldo aufmerksam machen. In geringer Entfernung liegen Kristallin und Muschelkalk oder Esinokalk in gleicher Höhe. COSLIN nimmt ein schroffes Hinuntertauchen nach S. der verschiedenen Schichten, durch Gleitebenen getrennt, an. Diese Südbegrenzung des Fensters von Mezzoldo ergibt aber eine ganz andere Struktur.

Rechts der Fahrstrasse von Olmo al Brembo nach Mezzoldo findet man leicht den letzten Aufschluss im Muschelkalk. Dann biegt die Strasse nach links, geht an einigen kleinen Wiesen vorbei, wo COSLIN Servino auf seiner Karte verzeichnet. Wo er aber die Grenze mit den Collioschichten (Unterperm) angibt, findet man unterhalb der Strasse im Brembobach Porphyr aufgeschlossen. Dies bleibt so, sowohl am Bach wie an der Strasse.

Geht man zurück zur Stelle, wo der Servinostreifen das Tal quert und geht man mittels des Steges auf das andere Bremboufer, so kann man in den Servino-Wiesen des Westufers in nördlicher Richtung am Rande des Gebüsches hinaufsteigen und diesen Rand verfolgen. Bald begegnet man einer trockenen Rinne in der Wiese, auf deren N. Seite etwas höher ein Haus steht. In der Rinne findet sich im Gesträuch eine Quelle in anstehenden roten Verrucanokonglomeraten. Dann folgen wir das Pfad, das vom Haus durch die Wiese horizontal nach N führt. Das erste Bächlein, das unser Pfad quert, zeigt folgendes sehr merkwürdiges Profil. Alle Entfernungen wurden bezüglich dieses Pfades geschätzt.

- 15 m unter dem Pfad: Eine *Porphy*wand, die sich vermutlich bis zum Brembo fortsetzt.
- 15—8 m „ „ „ : Eine Bank *Verrucano*, die auch weiter südlich in den Buckeln der Wiese und an der obenerwähnten Quelle ansteht.
- am Pfad : *Porphy*.
- 2 m über dem Pfad: Eine Störung zwischen *Porphy* und *Verrucano* durchquert den Bach schief. (N 45° E — 60° NW).
- 2—15 m „ „ „ : *Verrucano*.
- 15—20 m „ „ „ : Der *Verrucano* geht in weissen Sandstein und kalkigen *Servinomergel* über.
- 20 m „ „ „ : Eine Ueberschiebung, parallel an der obenerwähnten (2 m ü. d. Pf.). Auf der Störungsfläche findet sich links oben eine *Verrucano*-Linse.
- 20—40 m „ „ „ : *Porphy*.
- 40—52 m „ „ „ : Eine blaugraue, harte, quarzitische *Collioschiefer*-ähnliche Schicht. In den oberen 10 Metern dieses Abschnittes fließt der Bach (Richtung N 50° E) auf der Grenze dieser quarzitischen Bank (links) und *Porphy* (rechts). Die Ueberschiebung streicht N 50° E und fällt 60° NW. Zuletzt eine Steilstufe (kleiner Wasserfall). Links davon unter der Ueberschiebungsfläche eine Linse *Verrucano*.
- 52—57 m „ „ „ : *Porphy*.
- 57 m „ „ „ : Ein Pfad quert unseren Bach. Rechts des Baches steht noch *Porphy* an; darüber *Verrucano*. Links sind S-fallende *Servinomergel* aufgeschlossen.
- 57—65 m „ „ „ : Der Bach strömt in *Servinomergeln* mit dünnen Kalkschichten (N 80° E — 65° S). Stark zerknietete Mergel und Sandsteine treten auf.

85 m über dem Pfad: Eine gelbe, sehr stark beanspruchte, mergelige Kalkzone zeigt deutlich, dass wir es mit einem Verschiebungshorizont zu tun haben.

Nimmt man auf dem Rückweg den Pfad in 57 m Höhe nach N, so kommt man zuerst an tuffige Gesteine, dann, wo der Pfad hinunterbiegt, an Porphyr und am Solivabach wieder an Tuffen vorbei, bis man auf die Fahrstrasse kommt.

Projiziert man diese Daten auf eine senkrecht zum Streichen stehende Fläche, so bekommt man ein Profil (Fig. 1 A), das etwa NW—SE

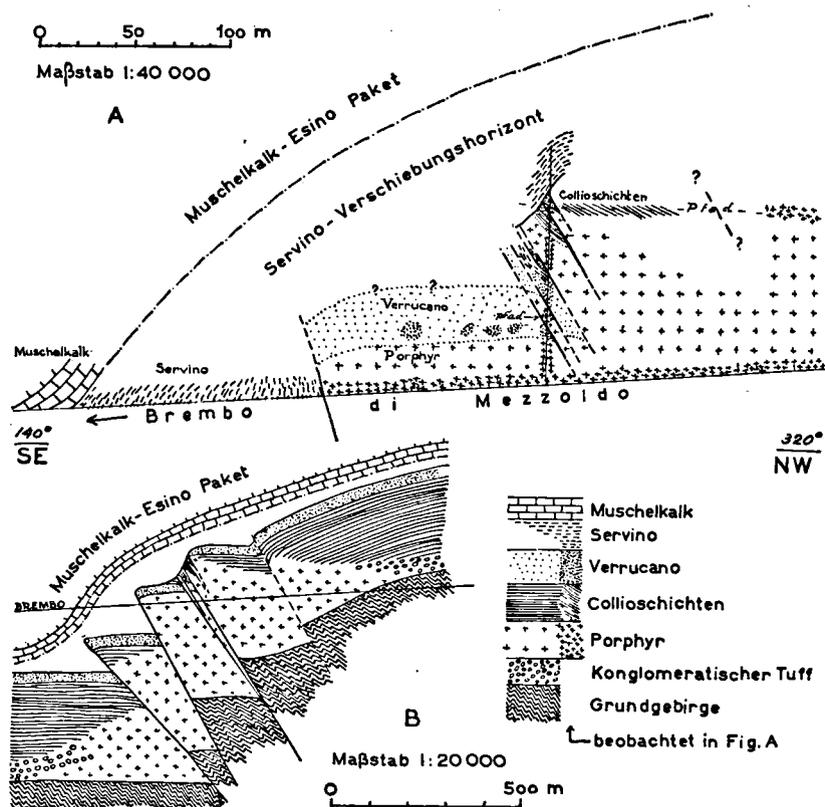


Fig. 1.

Profil durch die Südbegrenzung des Fensters von Mezzoldo.

A. Projektion der beobachteten Aufschlüsse.

B. Hypothetisches Profil u. a. aus A konstruiert.

parallel der Talachse verläuft. Wir sehen, dass der Bach eine Zone von 60 N fallenden Brüchen durchfließt. Es handelt sich gewiss nicht um Schubflächen im Sinne WENNEKERS, denn man würde erwarten, dass das Perm gerade an der Südseite der Kulmination, also im Schatten, un-

gestört wäre. Ausserdem finden sich die Störungen gerade dort, wo das Perm aus sehr widerstandsfähigen Porphyren und Verrucano besteht, Gesteine, die also nicht leicht in Schuppen zerfallen würden.

Diese Störungen lassen plötzlich das Perm im Tal von Mezzoldo zu Tage treten. Man kann sich schwer vorstellen, dass sie nur den Porphyr durchschneiden: wahrscheinlich gehen sie bis ins kristalline Grundgebirge weiter. Es ist also anzunehmen, dass südlich von den Fenstern von Caprile und Mezzoldo eine Störungszone im Grundgebirge verläuft, die eine höhere, aufgeschobene, nördliche Scholle von einer tieferen südlichen trennt (Fig. 1 B und 2). Aus der Skizze des Grundgebirgsreliefs von WENNEKERS (1932, Fig. 1) ist der Verlauf dieser Zone ebenfalls herzuleiten.

Die neueste Karte der Gegend zwischen Mte Ponteranica und Pizzo Tre Signori von PORRO (1933) zeigt, dass das Fenster von Salmurano gar keine Kulmination, wie JONG es dargestellt hat, ist. An der Südseite ist das Kristallin gegen Perm aufgeschoben (siehe Fig. 2, 3). Diese Aufschiebung setzt sich nach E fort, wo PORRO im Rio Ponteranica Gneischiaro aufgeschlossen fand (1933, S. 392). Die W- und E-Begrenzungen machen eher den Eindruck von transversalen Störungen als von Ausbissen einer horizontalen Verschiebungshorizont. Auch zwischen Casera Camisolo und Bta Lavez beobachtet PORRO eine Störung bis ins Grundgebirge. DOUGLAS (1930, Fig. 5) vermutete schon, dass im Westen, in der Umgebung von Lago di Lugano, das Grundgebirge sich an der Tektonik beteiligt hat.

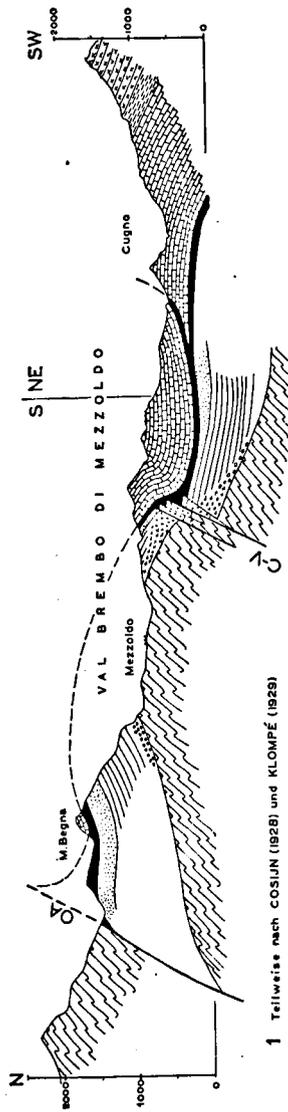
Wir werden sehen, dass noch viele wichtige Störungszonen in den Sedimenten durch Brüche im Grundgebirge zu erklären sind.

Die Struktur der permischen Schichten wird in erster Linie durch den Bau des Grundgebirges bestimmt. Ein so intensiver Schuppenbau als WENNEKERS annimmt, scheint mir nur ausnahmsweise vorzukommen. Jedenfalls müssen wir an vielen Stellen Schubflächen von früheren Autoren fallen lassen, besonders die, welche aus Verdoppelungen abgeleitet wurden um die Mächtigkeit der Collioserie zu erklären. Wir haben im Gebirgsabschnitt zwischen Corno Stella und Pzo del Diavolo di Tenda gesehen, wie stark diese Schichtfolge auf ziemlich kurze Distanz an Mächtigkeit wechseln kann (500—2000 m). Ebenfalls sind Schuppen, die nur aus Einschaltungen von Konglomeraten abgeleitet worden sind, anzuzweifeln, solange nicht feststeht, dass es sich um Oberperm handelt (vgl. Dozy, Ueber das Perm der Südalpen). Ich glaube annehmen zu müssen, dass erst bei stärkerem Zusammenschub und bei günstigen Bedingungen Schuppen im Perm entstehen werden. (Val Marcia, BUNING, Casera dei Dossi und Armentarga, Dozy).

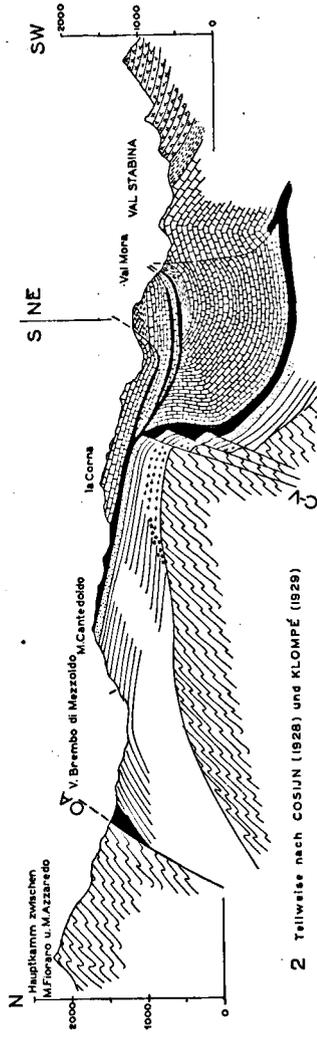
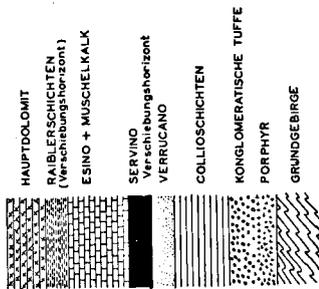
Zusammenfassend möchte ich feststellen, dass das Grundgebirge sowohl südlich wie nördlich der Orobischen Aufschiebung gestört ist, dass sein Bau in erster Linie den des Permes bestimmt, dass die Störungen und Schuppen im Grundgebirge und Perm durchwegs ein N-Fallen zeigen und dass man also zur Erklärung eine von N nach S gerichtete aufschiebende Kraft annehmen muss.

Drei N-S Profile durch die Orobische Aufschübung (OA) und die Störung Valtorta-Cusio (V-C). SA = Salmurano Aufschübung.

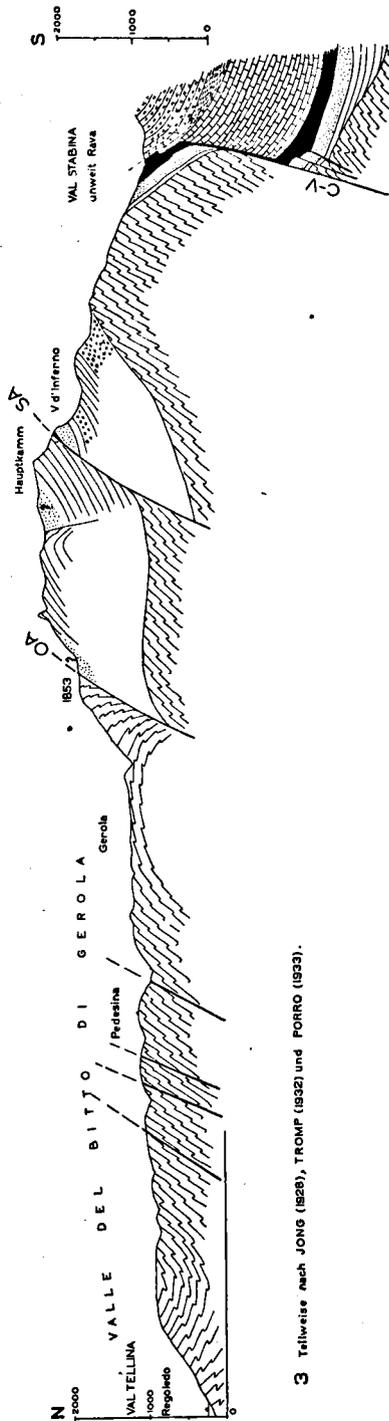
Maßstab 1:100 000



1 Teilweise nach COSIJN (1928) und KLOMPÉ (1929)



2 Teilweise nach COSIJN (1928) und KLOMPÉ (1929)



3 Teilweise nach JONG (1928), TROMP (1932) und PORRO (1933).

Fig. 2.

### 3. Die Bewegungen der mesozoischen Schichtfolge; tektonische Diskordanzen.

Schon aus dem Profil Fig. 1 A durch die Südseite des Fensters von Mezzoldo ergibt sich, dass S-fallender Servino die N-fallende Bruchzone bedeckt. Aus den Aufnahmen von COSIJA wissen wir, dass der Muschelkalk wie ein Gewölbe nach S. taucht. Der Bruch äussert sich in den mesozoischen Sedimenten als eine Flexur: es zeigt deutlich, durch die Anwesenheit eines Ueberschiebungshorizontes im Servino die besonders von WENNEKERS betonte tektonische Unabhängigkeit der Kalke gegenüber dem Perm und dem Kristallin.

In der Umgebung von Valtorta und Ornica grenzt S-fallender Hauptdolomit an permische Schichten: Muschelkalk, Esinokalk und Raiblerschichten fehlen. In der Val Aqualina beobachten wir S-fallenden Esinokalk neben Verrucano: hier fehlen Werfenien und Anisien. Diese und ähnliche Lücken an der Südseite einer Kulmination im Untergrunde sind nicht zu erklären, wenn man annimmt, dass die mesozoischen Schichten von N nach S über die Kulmination geschoben worden sind. (WENNEKERS, CACCIAMALI). In diesem Fall würde man an der Südseite, im Schatten der Kulmination, eine normale, ununterbrochene Schichtfolge erwarten. Wenn Verdoppelungen auftreten oder Schuppen entstehen, muss man die tiefsten Schichtpakete anstehend finden; sie dürfen jedenfalls nicht fehlen. Nehmen wir aber an, dass die Kalkpakete von S nach N gegen eine Erhöhung des Untergrundes, wie diese auch entstanden sein mag, aufgeschoben worden sind, so ist es verständlich, dass die älteren, tieferen Schichten zurückbleiben oder in der Tiefe zusammenschuppen, während die jüngeren Schichten mit den Gesteinen der Kulmination in Berührung kommen und sich aufschieben (Fig. 4).

Es ist nicht gewagt, eine Verwerfung oder eine steile Aufschiebung im Grundgebirge und im Perm anzunehmen, die ungefähr an der Stelle der Aufschiebung Valtorta—Cusio und südlich an den Fenstern von Caprile und Mezzoldo vorbeigeht. Eine zweite fängt vielleicht in der Nähe von Bordogna an und verläuft durch die Val Secca und die Val Aqualina (Bruch von Val Canale—Bondione). Dass die letzte Störung sich ins Grundgebirge fortsetzt wird bei Lizzola alta S.E. Bondione bewiesen. Die Gebirgsmasse, die nördlich einer solchen Verwerfung höher liegt als südlich davon, bildet eine Steilstufe, wogegen die mesozoischen Kalke vom S her aufgeschoben worden sind.

In der Val Aqualina beobachtet man in der Schwelle unterhalb Baita Corte di Mezzo (1675 m), schwach N-fallende konglomeratische Tuffe aus der Collioserie. Sehr schön liegen steil S-fallende, schwach wellig gefaltete Mergel und mergelige Kalke des Servino gegen die permischen Schichten aufgeschoben. Es zeigt sich eine Diskordanz, die ganz tektonischer Entstehung ist. Die Mesozoischen Schichtpakete empfanden einen derartigen Widerstand von der Perm + Kristallin-„Stufe“, dass die Kalke sich über ihren Gleithorizonten von S nach N gegen sie aufschuppten. Dies erklärt die verwickelten Wiederholungen (Schuppen) in der oberen Val Secca und im Mte Marogella. Vielleicht ist die Verdoppelung in der Südwand der Val Aqualina, die auch bei Ardesio in der Valle Seriana zu beobachten ist, darauf zurückzuführen.

Bisweilen ist es den Kalken ziemlich gut gelungen gegen die Störungsflächen aufzuschieben, in anderen Fällen geschah es nicht. An der Störung bei Valtorta bleiben die älteren Schichten in der Tiefe zurück (Fig. 2, 3); nur Hauptdolomit ist ein wenig aufgeschoben. Vielleicht war die Sprunghöhe zu gross oder war der Druck aus dem S in den Kalken weniger stark.

Zusammenfassend dürfen wir also sagen, dass die mesozoischen Schichten in der Regel vom Süden her an Störungen im permo-kristallinen Untergrund im N aufgeschoben wurden und die Kalke bisweilen in Schuppen aufgeschichtet worden sind. Gleithorizonte in der mesozoischen Schichtfolge spielen eine Hauptrolle dabei. Die nach S fallenden Strukturen des Servino und der Kalke bedecken den im allgemeinen nordwärts fallenden Bau des Permes und des Grundgebirges diskordant. Diese Diskordanz ist tektonischer Entstehung.

#### 4. Analogie mit der „Val Trompia-Linie“.

Nördlich von Collio (Val Trompia) und Bagolino (Val Caffaro) findet sich eine schwach N-fallende Grundgebirgstafel, die von permischen Ablagerungen bedeckt ist. Südlich der Val Trompia-Linie finden sich nur mesozoische Sedimente an der Oberfläche. Auf zwei Querprofile (N—S) durch die Val Trompia-Störung möchte ich aufmerksam machen.

In der Valle di Seramando, N. Collio, beobachtet man, dass Verrucano und Grundgebirge durch steil N-fallende Verwerfungen getrennt, nebeneinander vorkommen, ganz sowie ED. SUSS (1869, Tafel 1) und AMPFERER und HAMMER (1911, Fig. 22) es zeichnen. Am Fahrweg von Collio über S. Colombano zum Giogo del Maniva passiert man öfters Verrucano, durch eine Verwerfung vom Grundgebirge getrennt. Auf der Passhöhe der Maniva sind die Verhältnisse ganz anders (siehe Fig. 3). Die

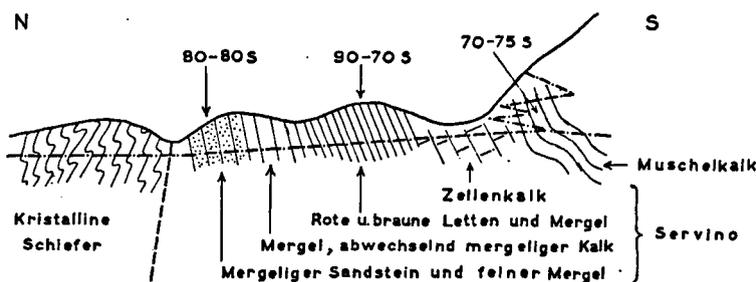


Fig. 3.

Schematische Ansicht der W. Seite des Giogo del Maniva.

N. Hälfte besteht aus kristallinen Schiefen. S davon liegt der Servino steil gegen das Grundgebirge aufgeschoben, während wir deutlich beobachten, dass das Mesozoikum nach S eine viel flachere Lage zeigt.

Dieser Fall, in der Tiefe steil N-fallende Störungen im Grundgebirge + Perm, in der Höhe von S nach N aufgeschoben Servino + Mesozoikum gegen den höheren Flügel der Störung, ist ganz analog den obenerwähnten Strukturen, die wir in den mehr westlichen Gebieten be-

obachtet oder aus den Lagerungsverhältnissen rekonstruiert haben. Dass diese vermutete Strukturen richtig sind, wird durch dieses deutlich aufgeschlossene Beispiel von Collio-Giogo del Maniva wahrscheinlich gemacht.

### 5. Tektonische Synthese.

Das Gebiet S der Insubrischen Linie, wozu auch die Bergamasker Alpen gehören, ist immer das Hinterland der sich faltenden und auf-schiebenden Alpendecken gewesen. Vom Anfang der alpinen Tektogenese an ist also bei jedem Paroxysmus die Kontinental-Scholle, die wir bequeme-lichkeitshalber die Po-Tafel nennen wollen, gegen das Vorland der Alpen bewegt worden. Nehmen wir an, dass dieses Vorland unbeweglich war, so dürfen wir von einer Bewegung nach N dieser Tafel sprechen. Aus der Tektonik des Grundgebirges in der N-Hälfte der Bergamasker Alpen ergibt es sich (TROMP, DOZY), dass diese Scholle an ihrer Oberseite immer die Reaktion der von ihr vorgestossenen Decken empfunden hat. Dies äusserst sich dadurch, dass jedes nördliche Stück an alten oder neuen Brüchen gegen das südliche aufgeschoben oder überschoben wurde, wobei N—S bewegungen stattgefunden haben. Ein Gebiet, das schon von steilen Brüchen durchzogen ist, wird z. B. die Bewegungen mitmachen, wie wir sie zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo beobachtet haben:

- 1°. Eine schwache Faltung.
- 2°. a. Kippen der Grundgebirgsblöcke zwischen zwei steilen, schon anwesenden Brüchen; die Bruchflächen werden schief gestellt.
- b. Auf- und Ueberschiebung; Schuppenbildung in den permischen Schichten.
- c. Stärkere Zusammenpressung; Steilstellung der Aufschiebungsflächen.

Wo von vornherein schon flachliegende Störungen anwesend sind, wird das Kippen der Blöcke und das Schiefstellen der Bruchflächen unterbleiben.

Wenn keine günstigen, älteren Strukturen da sind, wird eine entstehen, die direkt Auf- oder Ueberschiebung möglich macht. Diesen Bau zeigen die westlichen Teile der Bergamasker Alpen, wo auch die Orobische Störung fast als eine Ueberschiebung entwickelt ist. (BUNING, CROMMELIN). Der Erfolg dieses Zusammenschubes des Grundgebirges ist, dass die N—S Dimensionen verkleinert werden.

Die mesozoischen Kalke liegen über den Gleithorizont des Servino, mehr oder weniger als eine gelöste Platte auf dem vom N her zusammenschiebenden Gebirge. Die logische Folge ist, dass die Kalke gegenüber ihrem Untergrund von S nach N überschoben erscheinen. Bezüglich der Po-Tafel machen diese Sedimente keine Bewegung nach N; sie bleiben eher gegenüber ihrer allgemeinen Nordbewegung zurück.

Während also im Untergrund (Grundgebirge + Perm) Störungszonen und Aufschiebungen entstehen, wird er unter dem Mesozoikum zusammengeschoben. Allmählich entstehen Zonen mit erheblichen Sprung-

höhen. Im selben Mass werden zu gleicher Zeit die Kalke scheinbar nach N gestaut. Im Anfang werden sie eine Störung wie eine Flexur überspannen. (Fig. 2, 1, S. Mezzoldo). Geht die vertikale Bewegung der Störung weiter, oder ist sie schneller, so wird die Flexur brechen. Der Bruch setzt sich dann in den Kalken nach oben fort. In diesem Fall werden wir tektonische Diskordanzen erwarten (obere Val Aqualina). Ist das erste Kalkpaket jetzt nicht im Stande sich gegen die Störung aufzuschieben und geht der Zusammenschub des Untergrundes weiter, so werden sich Verdoppelungen und Schuppen von S nach N) bilden (Fig. 4). In anderen Fällen scheint es, als ob die Störung schneller

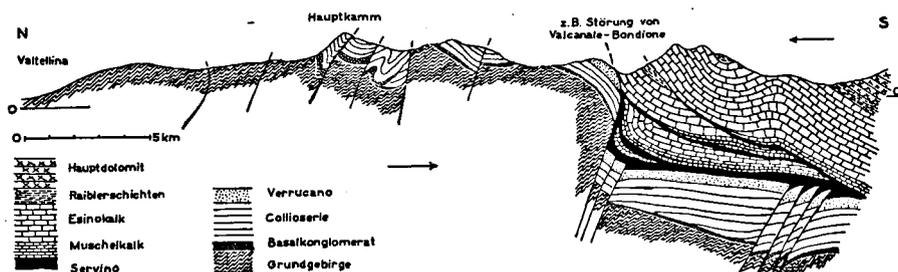


Fig. 4.

Theoretisches Profil durch den Bergamasker Alpen.

entstanden ist, als sich das Mesozoikum aufschieben konnte, oder dass sie schon früher diese Sedimente durchzog. Die tiefen mesozoischen Schichten sind dann nicht imstande sich emporzuschieben. Vielleicht häufen sie sich in der Tiefe an, während die horizontale Bewegung ebensogut durch einen höheren Verschiebungshorizont übernommen werden kann (siehe Fig. 2, 3; Raibler Schichten bei Valtorta, WENNEKERS, 1930, Fig. 4).

Man könnte einwenden, dass das Aufschieben des Mesozoikums nach N nur solange stattfinden kann, als es ununterbrochen mit der ungestörten Bedeckung der Po-Tafel im S verbunden ist, wenn nicht die unterliegende Grundgebirgsmasse so ausgedehnt ist, dass auch diese sich durch kleine Störungen von weniger Bedeutung zusammenschiebt. Die unterschiedlichen Bewegungen der Grundgebirgsblöcke werden aber von N nach S fortschreiten, so dass es nicht unwahrscheinlich ist, dass mehrere Zonen von aufgeschobenen Sedimenten hintereinander vorkommen.

Die obenerwähnten Strukturen sind besonders abhängig von der Anwesenheit eines Gleithorizontes im Servino. Dieser ist aber nicht immer entwickelt: die Reibung zwischen Mesozoikum und Perm + Grundgebirge kann so gross sein, dass eine unabhängige Tektonik in beiden Gesteinskomplexen nicht entstehen kann. Der Bau, der dann entsteht, wird natürlich dem ähnlich sein, den wir bis jetzt nur im Perm gesehen haben. In der Gegend der Grignagruppe, wo der Servino infolge des Fazieswechsels nach W von dem weiter östlich vorkommenden verschieden ist, beobachtet man von N nach S überschobene Schuppen (E. TRÜMPY, 1930, BUNING, 1932).

Auch kann die Form oder die Anwesenheit von mehreren Störungszonen eine N—S gerichtete Tektonik in den Kalken veranlassen. So bekommt man vom Mesozoikum des Mte Pegherolo—Pizzo del Vescovo den Eindruck, dass es durch die Orobische Aufschiebung eingeklemmt worden ist. Dieses Sedimentpaket ist durch zwei einander ablösende Störungen von der S angrenzenden Schichtmasse getrennt und zwar im W durch die Störung von Valtorta—Cusio, die gegen E ausklingt, während SE von der Stelle, wo dieser Bruch unter den Sedimenten verschwindet, in der Nähe von Val Negra und Bordogna die Störung von Val Canale — Bondione anfängt, die rasch an Bedeutung zunimmt. So hängt die höher liegende mesozoische Platte des Mte Pegherolo—Pzo del Vescovo längs einer NW—SE gerichteten Zone zwischen Cusio und Valnegra mit dem Mesozoikum der Val Stabina, Mte Venturosa, und demjenigen S der Val Secca zusammen. (Siehe Fig. 5). Die mesozoische Platte des Mte Pegherolo wurde durch seine Unterlage und durch die Orobische Aufschiebung festgehalten und so in der Zone Cusio—Valnegra durch seine höhere Lage über die tiefer liegenden Kalke der Val Stabina—Mte Venturosa geschoben. Man kann ebensogut sagen, dass Unterschiebung der letzteren unter die Platte des Mte Pegherolo stattfand. Die löffelförmigen Aufschiebungen, die COSLIN (1928) in den obenerwähnten Zone fand (siehe Fig. 2), sind ja nur NE—SW gerichtete Schuppen! Ihre Lage ist also dadurch erklärt, dass die Störung Valtorta—Cusio durch die weiter südlich liegende Störung von Val Canale—Bondione abgelöst wird (Fig. 5).

Zusammenfassend stellen wir also fest, dass die Po-Tafel nach N geschoben wurde;

dass man im kristallinen Grundgebirge und im Perm Aufschiebungen, Ueberschiebungen und Schuppen beobachtet, die auf eine Bewegung von N nach S hinweisen. Wenn jüngere Schichten einheitlich mit dieser Unterlage verbunden sind, setzen diese Strukturen sich auch im Mesozoikum fort;

dass die mesozoischen Kalke, wenn eine Gleithorizont anwesend ist, *gegenüber ihrer direkten Unterlage* (also Grundgebirge + Perm) von S nach N geschoben sein können;

dass aber die Kalke an sich auch Strukturen zeigen können, die aus einer Bewegung von N nach S herzuleiten sind, z. B. an der Rückseite (S-seite) einer Kalkplatte bezüglich des nächst südlichen.

Ich möchte also nachdrücklich betonen, dass die Detailstrukturen stark wechseln können, von den lokalen Verhältnissen abhängig sind, und dass der allgemeine Bauplan durch Generalisieren einzelner Strukturen nicht zu erklären ist.

## 6. Die „Verschiebungshorizont der permisch-untertriadischen Ablagerungen“ (Wennekers).

Aus der obengegebenen Darstellung ergibt es sich schon, dass wir dieser Verschiebungsfläche eine geringe Bedeutung zuschreiben. Zwar haben wir im Gebiet zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo gesehen, dass oft Verschiebungen an dieser Diskontinuitätsfläche



stattfanden, aber auch, dass diese Flächen geringen Einfluss auf den tektonischen Aufbau gehabt haben. Die Tektonik des Grundgebirges setzt sich immer im Perm fort. Erst bei stärkerem Zusammenschub finden Bewegungen auf dieser Fläche statt, die dann zur Schuppenbildung führen können. Von einem richtigen Verschiebungshorizont war niemals die Rede. Gangmylonite haben diese Fläche gerne aufgesucht. Die Grenzfläche war WENNEKERS aus seinem Kartierungsgebiet nicht bekannt; wahrscheinlich hat er an die Aufschlüsse an der Südseite des Fensters von Mezzoldo und an der Umgebung von Ornica gedacht, wo die sog.: „basalen Tuffoide“ aufgeschlossen sind. Die Umrahmung des Fensters von Salmurano wird man nach der Arbeit von PORRO (1933) kaum mehr als die Ausbisse einer Verschiebungsfläche betrachten. Aus seiner Karte und einigen Abbildungen gewinnt man den Eindruck, dass man es mit steilen transversalen Störungen zu tun hat. Es ist schade, dass er seine Ansichten nicht mit einem Querprofil erörtert hat.

In einer vorigen Arbeit sind wir zum Schluss gekommen, dass die basalen Tuffoide tektonischer Entstehung sind und eine Zone von Reibungsbreccien, Myloniten und Gangmyloniten darstellen. Wir sind also gezwungen, dort, wo diese Gesteine mächtig entwickelt sind, einen Verschiebungshorizont anzunehmen und zu versuchen ihn zu erklären. Es fällt dabei auf, dass die basalen Tuffoide in der Gegend vorkommen, wo die Orobische Aufschiebung sehr flach liegt: das Perm wird sich leichter von seiner Unterlage lösen und darüber zusammenschuppen. Man könnte die basalen Tuffoide vom Pso di Camisolo und Casera di Camisolo so erklären, aber die weiteren Vorkommnisse an der Ost- und Südbegrenzung des kristallinen Fensters von der Val Sassina lassen sich weniger leicht damit in Verbindung bringen, besonders nachdem PORRO (1933) noch eine Störung am Südrand des Fensters von Salmurano gefunden hat. Ich möchte darauf aufmerksam machen, dass die Fundorte in der Umgebung von Valtorta, auf der Costa Peghera, sowie die von den Prati Vergadella, Ornica und Mezzoldo alle in der Umgebung der Störung Valtorta—Cusio liegen. Wenn sich einmal eine Verschiebungsfläche zwischen Grundgebirge und Perm gebildet hat, so werden bei jeder Bewegung Verschiebungen in dieser Zone stattfinden, die durch die Tatsache verursacht werden, dass die mesozoischen Kalke vom Süden aus immer gegen die N—S bewegte permische Schichtfolge gepresst werden. Es ergibt sich aus den Dünnschliffen, dass wiederholte Bewegungen stattgefunden haben müssen. Es ist keine fremde Tatsache, dass ziemlich untergeordnete Bewegungen in massigen Gesteinen, wie die Porphyre, an derer Basis die „Tuffoide“ immer vorkommen, gerade mächtige, beanspruchte und brecciöse Zonen bilden.

Es ist wahrscheinlich, dass die Gangmylonitschmelze aus den Störungsflächen des Grundgebirges stammen, z. B. aus den tieferen Teilen der Störung Cusio—Valtorta, und von dort auf die hier gut entwickelte Verschiebungszone zwischen Grundgebirge und Perm injiziert wurde. Es bleibt immerhin möglich, dass auch an der zuletzt erwähnten Zone selbst genügend Wärme zur Schmelzung von Myloniten entwickelt wurde.

## 7. Vergleich mit anderen südalen Gebieten — Luganer Hauptverwerfung — Dolomiten.

Es scheint, dass die angegebene Bauformel der Bergamasker Alpen für ein grösseres Gebiet gilt, sei es denn auch, dass wir auf die grosse Veränderlichkeit der Detailstrukturen und der relativen Schubrichtungen achtgeben müssen.

Die Strukturen, die FRAUENFELDER (1916) und DOEGLAS (1930, Fig. 5), für das Gebiet östlich Lago di Lugano ableiten, sind im Grund wenig verschieden von den der Orobischen Alpen. Die Luganer Hauptverwerfung trennt ein östliches Gebiet mit einer doppelten Tektonik (Grundgebirge und Sedimente bis zu den Raibler Schichten, — Hauptdolomit und jüngere Stufen) von einem westlichen, wo Mesozoikum und Grundgebirge im Vergleich zu einander weniger gestört liegen. Die Luganer Hauptverwerfung soll also der Ausbiss der plötzlich in W-Richtung emporsteigenden Verschiebungszone sein. Doch glaube ich mit FRAUENFELDER, dass eine Störung im Grundgebirge den Verlauf dieser Zone bestimmt. In erster Linie trennt sie ja ein tieferes östliches von einem höheren westlichen Gebiet. Wenn man mit DOEGLAS die verschiedene Tektonik durch eine von der senonen Erosion erzeugte Trennung erklärt, so ist die tiefere Lage des östlichen Gebietes nicht damit erklärt.

Es kommt mir wahrscheinlich vor, dass diese transversale Hauptverwerfung, die sich bis ins Grundgebirge fortsetzt, teilweise von den entlang schiebenden Massen überschoben und verwischt worden ist, so dass man an verschiedenen Stellen jetzt den Eindruck gewinnt es mit einem Verschiebungshorizont zu tun zu haben. Das Fehlen ganzer Schichtpakete, z.B. zwischen Porphyry und Lias, ist so leicht zu erklären (Melano). FRAUENFELDER hat schon gezeigt, dass die tangentiellen Kräfte sich im Osten in horizontaler Richtung durch ein Verschieben der Kalke nach S über Gleithorizonte geäussert hat, während im Westen die Sedimente mit dem Grundgebirge zusammen senkrechte Bewegungen mitgemacht haben. Ob es nötig ist eine NE—SW gerichtete Kraft im Gebiet östlich der Luganer Hauptverwerfung anzunehmen (DOEGLAS) muss sich aus einer Detailkartierung im Gebiet zwischen Luganer- und Comersee ergeben.

Es ist interessant zu sehen, dass die Dolomiten denselben Leitmotiv in ihren tektonischen Bau zeigen wie die Bergamasker Alpen.

Das Grundgebirge ist an einigen etwa E—W verlaufenden Störungszonen meist von N nach S aufgeschoben. (Die Villnösser Linie hat aber einen höheren S-Flügel). Zwei Faltensysteme interferieren; die Schichtpakete sind über dazu geeignete Gleithorizonte in verschiedenen Richtungen verschoben worden, jedoch besonders gegen NNE und WNW, also senkrecht zur Pustertaler- und Judikarienlinie (OGLVIE GORDON, 1927, MUTSCHLECHNER, 1932, 1933, VON KLEBELSBERG, 1928 mit weiterer Literatur).

Es ist wahrscheinlich, dass eine solche Reaktionstektonik, die sich immer nach den lokalen Verhältnissen und Widerständen entwickelt hat, für einen grossen Teil der Südalpen gilt.

## 8. Der Einfluss des alpinen Axialgefälles.

Viele Geologen haben versucht die Bergamasker Alpen in verschie-

dene tektonische Zonen einzuteilen und Störungszonen zu parallelisieren. Wir haben aber gesehen, dass die Insubrischen und die Orobischen Störungszonen lange nicht die einzigen Aufschiebungen sind und dass sich sowohl zwischen der Insubrischen und Orobischen Linie wie S davon zahllose mehr oder weniger bedeutende Störungen im Grundgebirge finden. Alle diese Einteilungen, die darauf fussen, verlieren also an Bedeutung.

Im Verlauf einiger wichtigen tektonischen Linien glaube ich aber einen neuen Anlass zur Auffassung, dass die Struktur der Lombardischen Alpen die Folge der Reaktion der sich bildenden Alpendecken auf ihrem Hinterland ist, zu sehen.

Die Störung Val Canale—Bondione und die Val Trompia—Judikarienlinie zeigen eine auffallende Gleichförmigkeit. Beide haben sie einen etwa W—E gerichteten Teil (Val Secca—Val Aqualina und Val Trompia), der in SW—NE Richtung umbiegt (Gromo—Lizzola alta und Judikarienlinie). Der N- oder NW-Block liegt immer höher als das S oder SE-liche Gebiet. Es ist, alsob die nach N schiebende Po-Tafel gegen einen Widerstand angepresst wurde, der im W höher als im E war. Im W wurde das Grundgebirge der Tafel also weiter emporgeschoben als im E, wo es weniger gehemmt wurde.

Ein solcher Widerstand lässt sich nicht weit suchen. Die ganz nahen Penninischen und Ostalpinen Decken zeigen in der Bernina ein starkes Axialgefälle.

Wenn wir annehmen, dass jeder NW-Block stärker nach S aufgeschoben wurde, als das S und E-lich gelegene Gebiet, so dürfen wir auch erwarten, dass die SW—NE Teile der obenerwähnten Störungslinien eine transversale Bewegungskomponente besitzen. Für die Val Canale—Bondione Störung ist dies möglich. Im nördlichen Grundgebirge treten östlich und westlich des Pizzo del Diavolo (2927 m) starke Bewegungsdifferenzen auf (siehe DOZY und TIMMERMANS: „Erläuterungen zur Geol. Karte der zentralen Bergamasker Alpen“ in Leidsche Geol. Mededeelingen).

Die Orobische Aufschiebung unterscheidet sich im E nicht von den anderen Störungen im Grundgebirge. Nach W, wo die alpinen Decken stärker kulminieren, nimmt auch ihre Sprunghöhe zu und entwickelt sie sich sogar zu einer Ueberschiebung. Im W löst sie sich, wie BUNING mit grosser Genauigkeit gezeigt hat, in eine stark verschuppte Zone auf, die bei Taceno und Parlasca in SW Richtung unter die Sedimente der Grignagruppe taucht. Dieses Mesozoikum wurde dann auch, wie oben schon erwähnt wurde, mit dem Grundgebirge nach S verschoben. Andere Störungen lösen wahrscheinlich die Orobische Aufschiebung in der Gegend des Comersees ab.

#### **9. Ueber die Zugehörigkeit der Bergamasker Alpen zum alpinen Tektogen.**

Das Fehlen genauer Detailuntersuchungen in unserem Gebirgsabschnitt veranlasste langjährige Diskussionen: die Bergamasker Alpen wurden entweder ganz als ein fremdes, S bewegtes Gebirge den Alpen gegenübergestellt, oder sie wurden schroff durch eine sehr tiefgreifende

Bruchlinie in einen nördlichen alpinen Teil und einen südlichen dinarischen Teil zerlegt. Kurz: in der Literatur über die Alpino-Dinarischen-Grenze bildete unser Gebirge für jede Auffassung eine Möglichkeit.

Zuerst fragen wir uns, ob wir die Bergamasker Alpen als Ganzes oder als zwei tektonisch grundverschiedene Teile aufzufassen haben; dann, wozu wir sie rechnen müssen: gehören sie zum alpinen Tektogen oder zu den Dinariden. Ueber die Wurzelfrage wird das Schlusskapitel handeln.

ED. SUESS kam in seinem „Antlitz der Erde“ zum Schluss, dass das Dinarische Gebirge in den Alpen zu verfolgen ist, und dass dieser Teil der Südalpen scharf durch eine „tonalitische Narbe“ vom alpinen Gebirge zu trennen ist. Bestärkt durch die KOBERSCHEN Auffassung eines normalen zweiseitigen Tektogens haben viele Forscher seitdem in den Südalpen ein den Alpen fremd gegenüberstehendes Gebirge gesehen, das wie die Dinariden s.str. in südliche Richtung gefaltet wäre. Diese dem Anschein nach einfache Lösung wirkt so sehr, dass vor kurzem noch CACCIAMALI (1930) in den Bergamasker Alpen eine schöne von N nach S gefaltete und überschobene Deckenfolge annimmt und eine tektonische Karte gibt, die mit schon damals bekannten Detailaufnahmen spottet. (Man vergleiche z.B. die Karte von COSLJN, 1928). Wird sind auch jetzt noch lange nicht daran, eine so detaillierte Synthese geben zu können.

TERMIER hat eine Ueberschiebung der Dinariden über die Alpen vorgeschlagen und schuf so den Zusammenhang der Oberostalpinen Decken als „traineau éraseur“ mit unseren Dinariden. R. STAUB führte diesen Gedanke weiter und versuchte eine Wurzel zu den Oberostalpinen Decke in der Catena Orobica zu erkennen, die so in eine N-Hälfte durch die Orobische Ueberschiebung von der Südhälfte, vom „dinarischen Block“, getrennt wurde.

Aus den Arbeiten der letzten Jahre hat es sich aber ergeben, dass wir in unserem Gebirge unmöglich eine Wurzel, also den „steilgestellten, rückwärtigen Teil einer Decke“ (STAUB; „Bau der Alpen“, p. 213) erblicken können. CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI (1930) haben gezeigt, dass die Sedimentfetzen an der insubrischen Linie zum S anschließenden Gebirge gehören. Dieses Gebirge trägt noch hier und da Reste einer Sedimentbedeckung: bei den Laghi di Porcile (WENNEKERS, 1930), auf dem Pzo Cerie (DOZY). Im Kamm zwischen Pzo di Rodes und Pzo Biolco (DOZY und TIMMERMANS) und sogar in der Val Tallina, wo schon SPITZ (1919, S. 235) bei Sazzo Quarzkonglomerate erwähnt. Ich beobachtete dort an der Strasse vom Bahnhof Ponte nach Sazzo und zwischen Sazzo und Boffetto Basalkonglomerate und Collioschiefer. Schon aus diesen einfachen Beobachtungen ist eine theoretische Lösung, wie STAUB sie im „Bau der Alpen“, Fig. 59, Tafel XXVIII und auf Profil 13 gegeben hat, abzulehnen. Aber auch aus strukturellen Gründen ergibt sich keine Wurzelnatur. Von älteren Strukturen würde man erwarten, dass sie eine andere Lage bekommen hätten, jedenfalls eine von der des nicht emporgefalteten „dinarischen Hinterlande“ verschieden. WENNEKERS hat logisch eine solche Struktur dargestellt (1932), aber spätere Untersuchungen haben sie als unrichtig erwiesen. TROMP, DOZY, und TIMMERMANS haben die Struktur des Grundgebirges im N studiert und mit

der des südlichen vergleichen können: es ergab sich kein prinzipieller Unterschied.

*Die Schlussfolgerung unserer Untersuchungen ist also, dass die Orobischen Alpen als eine einheitliche Masse zu betrachten sind und dass die „oberostalpine Wurzel STAUB's" nicht existiert.*

Das Faltengebirge nordöstlich der Adria und in der Balkanhalbinsel hat SUESS „Dinariden" genannt. In unserer obengegebenen Darstellung haben wir gesehen, dass es sich in den Südalpen nicht um ein unabhängiges Gebirge handelt sondern dass wir es mit einer zersplitterten Kontinentalscholle zu tun haben. Viele Forscher sind schon zu ähnlichen Gedanken gekommen und es hat sich die *contradictio in terminis* „dinarische Masse, dinarischer Block" eingebürgert. Man hat aber nicht auf gehört, sie als ein alpenfremdes Gebiet zu sehen und noch bis vor kurzem eine Trennungslinie erster Ordnung, die Alpino-Dinarische Grenze, innerhalb eines Gebirges gesucht, das genetisch als ein Ganzes betrachtet werden muss. Die Reaktionsstrukturen der Orobischen Alpen sind ohne das Aufschieben und Falten der nordbewegten Alpendecken nicht zu erklären. Es handelt sich nur um die Reaktion im Nordrand des südlichen Hinterlandes. In dieser Hinsicht sind die Bergamasker Alpen mit den autochtonen Massiven, wie Aare- und Gotthardmassiv zu vergleichen. Letztere bilden den Südrand des nördlichen Vorlandes, der ebenfalls von der Alpenfaltung beansprucht worden ist.

So kommen wir in diesen zentralen Südalpen zur Ueberzeugung, dass der Streit um die alpino-dinarische Grenze nach E verlegt werden muss, wo er eigentlich schon längst von WINKLER, JENNY und anderen etwa am Isonso und an der Save geschlichtet worden ist.

Die Kontinentalscholle, die wir oben die Po-Tafel genannt haben, die sich unter der ganzen Po-Ebene, Venezien und der Adria erstreckt und deren Nordrand von den Südalpen gebildet wird, wurde nach N bewegt. Die Oberseite der sich faltenden und überschiebenden Masse war verhältnismässig starr. Ihr Bewegungsbild war ein diskontinues: Bruchüberschiebungen und Deckschuppen traten besonders auf (ostalpine Decken). Die tiefer liegenden Teile der Gebirgsmasse müssen plastisch reagiert haben. Nach den Untersuchungen und Darstellungen von VENING MEINESZ, B. G. ESCHER, UMGROVE, KUENEN, u. a., in Niederländisch Ost Indien dürfen wir vielleicht annehmen, dass sie grossenteils in die Tiefe hinunter gepresst worden sind (cf. die Penniden; bathydermische Faltung, B. G. ESCHER).

Es kommt mir vor, dass das starre Ueberschieben und Aufschieben an der Oberfläche eine stärkere Reaktion auf das Hinterland ausübt als die plastische, bathydermische Faltung. So könnte man sich vorstellen, dass die N—S gerichtete Reaktion am Nordrande der Po-tafel in den Bergamasker Alpen eine ziemlich oberflächliche gewesen ist und dass die tieferen Teile der Scholle leichter nach N vorzuschieben vermochten.

#### 10. Die Wurzelfrage der Oberostalpinen Decken.

Es ist mir unmöglich diese Arbeit abzuschliessen, ohne noch etwas

über die Wurzel der Oberostalpinen Decken zu sagen. Wir haben oben gezeigt, dass sie nicht in den Bergamasker Alpen zu suchen ist und wir möchten jetzt darauf hinweisen, wo die Lösung vielleicht zu suchen ist.

Es wird schwierig sein, einen Teil einer Schubdecke als Wurzel zu deuten. Einen steilgestellten rückwärtigen Teil kann man im idealen Fall nur bei Faltendecken erwarten. An grossen Schubdecken, wie z.B. die Getische Decke in den Südkarpathen (STRECKEISEN, 1933) wird man keine Wurzel erkennen können. Ebensowenig darf man es bei den Oberostalpinen Decken erwarten. So bekommt der alte Gedanke TERMIER's von der Ueberschiebung der „Dinariden“ (= Po-Tafel) über die Alpen neuen Sinn. Nur hat sich nachträglich die überschobene Masse von seinem Hinterlande durch den Insubrischen Bruch gelöst. CORNELIUS und CORNELIUS-FURLANI (1930) haben gezeigt, dass die Insubrische Linie kein grundsätzlich verschiedenes, kristallines Gebirge durchschneidet, dass sie nicht die Bewegungsbahn einer alpinen Decke ist und dass sie jünger (vor Mittelmiozän) als die Intrusion des Disgrazia-Tonalites (? Oligozän) ist, also jünger als die Deckenbewegungen in den angrenzenden Teilen der Alpen. An dieser Linie müssen erhebliche, vertikale Bewegungen stattgefunden haben: auf sehr kurze Distanz findet sich die höchste Alpeneinheit mit ihrer Oberfläche im Süden neben den tiefsten Decken (Penniden) im Norden. CORNELIUS beobachtete schon eine vertikale Bewegungskomponente von 2000—3000 m.

Zur Erklärung dieser Tatsachen möchte ich VENING MEINESZ (S. 126) zitieren. Es handelt sich um die beim lateralen Zusammenschub zweier Kontinentalschollen in die Tiefe hinuntergepresste spezifisch leichtere Masse der Erdkruste („root“):

„Since the beginning of the formation of the root there must exist „a tendency of the belt to readjust the isostatic equilibrium by rising „and this tendency must gradually increase when the root develops to „greater dimensions. In the beginning this rising will carry along the „adjoining zones beside the belt, but a moment must come when the „shearing stress exceeds the strength of the crust and so, in a later stage, „the belt will rise independently of its surroundings. As lateral compression of the crust will probably have the effect of strengthening it, „it is likely that this independent rising will come into being in a „period, when the compression decreases.”

Wenn wir die Insubrische Linie in dieser Weise deuten, so gehören STAUB's Wurzel der Campodecke und die Orobischen Alpen zusammen. Sie bilden das Hinterland der obersten Alpendecken, also der Oberostalpinen Decken, das nachträglich durch den Insubrischen Bruch gespalten wurde. Es ist dann verständlich, dass beim Reissen eine schon existierende Störungszone im Grundgebirge, wie der N-Teil der Judikarienlinie benutzt wird.

Wir haben bei unserer Darstellung die Wurzel der Campodecke mit dem S-Hinterlande und letzteres mit den Oberostalpinen Decken vereinigt. Es sollte also untersucht werden in wiefern die Campowurzel und -decke auch zu den Oberostalpinen Decken zu zählen ist. Auch von anderen Seiten ist dieselbe Frage gestellt worden und noch vor kurzem hat WENK (1934) die Auffassung verfochten, dass die zur Campodecke

gehörige Umbraildecke eine Teildecke der Oberostalpinen Decken sei und von der Oetztaler Masse nur seitwärts überschoben wurde. Jedenfalls klingt die trennende Schliniglinie im oberen Vintschgau aus (z.B. HAMMER, 1931). Weiter haben HAMMER und SANDER gezeigt, dass das Oetztaler Kristallin an seiner S-Grenze in ununterbrochenem Zusammenhang mit dem sog. „Campokristallin“ STAUB's steht.

Es würde uns zu weit führen das Verhältnis der Campodecke oder eines Teiles dieser Einheit zu den Oberostalpinen Decken kritisch zu verfolgen. Ich hoffe jedoch darauf aufmerksam gemacht zu haben, dass in dieser Hinsicht noch manches Interessante ungeklärt ist.

### 11. Zusammenfassung.

Der Bau der Bergamasker Alpen ist als die Reaktion der sich bildenden Alpen auf die N-bewegte und überschiebende Kontinentalscholle im Süden (die Po-Tafel) zu deuten. An ihrem nördlichen Oberrande wurde sie am stärksten gehemmt und nach S zurück und emporgeschoben: die Struktur des Grundgebirges und des Permies deutet darauf. Wenn die Sedimente durch Gleithorizonte von ihrer Unterlage gelöst sind zeigen sie manchmal Strukturen, die auf eine Bewegung von S nach N gegen die obenerwähnte Reaktionsrichtung deuten. Sie sind weniger zurückgeblieben bei der Bewegung der Po-Tafel, als das relativ N—S geschobene Grundgebirge + Perm. Fehlen Gleithorizonte, so hat das Mesozoikum die Bewegungen des Grundgebirges mitgemacht.

Im Verlauf einiger wichtigen Störungslinien wie Val Canale—Bondione—Bruch und Val Trompia—Judikarien—Linie ist vielleicht die Abbildung des Penninischen und Unterostalpinen Axialgefälles zu sehen.

Es gibt keinen Unterschied zwischen der nördlichen, hauptsächlich kristallinen Hälfte und der grösstenteils von Sedimenten bedeckten Süd-hälfte der Bergamasker Alpen. Sie sind also nicht die Wurzel sensu stricto der Oberostalpinen Decken, die als Schubdecke eigentlich nur ein Hinterland besitzen können. Wenn wir die Deutung der Insubrischen Linie von CORNELIUS und H. CORNELIUS—FURLANI beachten, so gehört ebenfalls die Campowurzel STAUB's zum Oberostalpinen Hinterland.

Die Südalpen gehören nicht zu den Dinariden: die Namen „dinarische Masse, dinarisches Block“ sind also zu vermeiden.

### LITERATUR.

- O. AMPFERER und W. HAMMER. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu bis zum Gardasee. — Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt 1911, S. 531—710.
- W. L. BUNING. De Geologie van den Cimone di Margno en den Monte di Muggio. — Leidsche Geologische Mededeelingen Dl. 4, p. 321 (1932).
- G. B. CACCIAMALL. Schema tectonico-orogenico delle prealpi Lombarde. — Bollettino del R. Comitato geologico d'Italia, Vol. 48, No. 4 (1920—1921).
- Sulla tectonica delle Orobie (A proposito di recenti pubblicazioni). — R. Istit. Lombardo di Scienze e Lett. Rendiconti Ser. 2, Vol. 63, p. 438—446 (1930).
- Il conflitto alpino-prealpino sul fronte Lombardo. — R. Istit. Lombardo di Scienze e Lett., Rendiconti Ser. 2, Vol. 63, p. 796—802 (1930).
- Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia. — Brescia 1930.

- J. CADISCH. Geologie der Schweizeralpen, Zürich 1934.
- H. P. CORNELIUS. Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. — Geologische Rundschau Bd. 16 (1925), S. 350—377 und 417—434.
- H. P. CORNELIUS und MARTHA FURLANI—CORNELIUS. Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. — Denkschriften der Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-Naturw. Klasse Bd. 102 (1930), S. 207—301.
- J. COSIJN. De Geologie van de Valle di Olmo al Brembo. — Leidsche Geol. Mededeelingen Dl. 2, p. 253—322 (1928).
- E. D. CROMMELIN. La géologie de la Valsassina et de la région adjacente au Nord. Leidsche Geologische Mededeelingen Dl. 4, p. 401—459 (1932).
- G. CURIONI. Geologia, con carta geologica delle Provincie Lombarde. — Milano 1877.
- D. J. DOEGLAS. Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. — Leidsche Geol. Mededeelingen Dl. 3, p. 335 (1930).
- J. J. DOZY. Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 6, Afl. 3, p. 133—230 (1935).
- Ueber das Perm der Südalpen. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 7, Afl. 1, p. 41—62.
- J. J. DOZY und P. D. TIMMERMANS. Erläuterungen zur geologischen Karte der zentralen Bergamasker Alpen. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 7, 1935.
- B. G. ESCHER. Allgemeine Geologie, 4. Aufl., Amsterdam 1934.
- A. FRAUENFELDER. Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Eclogae geol. Helv. Bd. 14, p. 247 (1916).
- W. HAMMER. Zur Umgrenzung der Oetztaler Alpen als Schubdecke. — Verhandlungen geol. Bundesanstalt Wien, 1931, S. 175—188.
- G. L. HONSTEENGE. La Géologie de la Vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et San Pellegrino. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 4, p. 25—82 (1932).
- A. HEIM. Geologie der Schweiz, Leipzig 1922.
- W. J. JONG. Zur Geologie der Bergamasker Alpen nördlich des Val Stabina. — Leidsche Geol. Meded. Dl. 3, p. 49—104 (1928).
- E. VON KLEBELSBERG. Südtiroler Dolomiten. — Samml. geolog. Führer Bd. 33, Berlin 1928.
- TH. H. F. KLOMPÉ. Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Dissertation Leiden 1929.
- G. MUTSCHLECHNER. Geologie der St. Vigiler Dolomiten. — Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, Bd. 82 (1932) p. 164—273.
- Geologie des Gebietes zwischen St. Cassian und Buchenstein. — Jahrb. geol. Bundesanst. Wien, Bd. 83 (1933) S. 199—232.
- L. G. NANGERONI. Note Geomorfologiche sulla Valle del Dezzo (Alpi Orobiche). — Natura, Vol. 22, Fasc. 4, p. 117—152. Milano 1931.
- Osservazioni sulla Tettonica delle Alpi Orobiche Orientali. — Bollettino della Società Geologica Italiana, Vol. 50. — 1931, Fasc. 2, p. 249—253.
- M. M. OGILVIE GORDON. Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abhandlungen der geol. Bundesanst. Wien, Bd. 24, 1927.
- Geologisches Wanderbuch der westlichen Dolomiten. Wien 1928.
- C. PORRO. Alpi Bergamasche, Carta geol. con Sezioni geol. e Note illustrative. Milano 1903.
- Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane. — Rendiconti R. Istit. Lombardo di Scienze e Lett. Ser. 2, Vol. 44, 1911, p. 863—883.
- Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica. Memorie del R. Istit. Lombardo di Sc. e Lett. Classe di Scienze Matematiche e Naturali. Vol. 22, 13 della Serie III, Fasc. 5 (1933).
- H. RASSMUSS. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik der südöstlichen Alta Brianza. — Geol. und Pal. Abhandlungen E. Koken, Neue Folge, Bd. 10, Heft 5 (1912).

- Gebirgsbau der Lombardischen Alpen. Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft, Bd. 65 (1913), Monatsberichte S. 86—101.
- W. SALOMON. Die Adamellogruppe. Abh. der k. k. geol. Reichsanst. Wien, Bd. XXI, 1—2 (1908—1910).
- A. SENN. Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. — *Eclogae geol. Helv.* Bd. 18, p. 550—632 (1924).
- A. SPITZ. Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze. *Verhandl. geol. Bundesanst. Wien* 1919, p. 110—122.
- Zur Chronologie der alpinen Bewegungen in den piemontesisch-lombardischen Alpen. — *Verhandl. geol. Bundesanst. Wien*, 1919, p. 233—240.
- R. STAUB. Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica. — *Eclogae geol. Helv.* Bd. 16 (1920) p. 28—34.
- Der Bau der Alpen. — Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, Lieferung 52, 1924.
- Südalpen und Dinariden. — *Eclogae geol. Helv.* Bd. 19 (1925) p. 653—657.
- A. STRECKEISEN. Sur la tectonique des Carpates méridionales. — *Anuarul Institutului Geologic al României*, Vol. 16.
- ED. SUSS. Ueber das Rothliegende im Val Trompia. — *Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien.* — *Math. Naturw. Classe*, Bd. 59 (1869) Abt. 1, p. 107.
- P. TERMIER. Les Nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — *Bulletin Soc. Géol. de France*, IV série, Tome 3, 1903, p. 711—766.
- Les Nappes entre le Brenner et la Valtelline. — *Bull. Soc. Géol. de France*, IV série, Tome 5, 1905, p. 209—289.
- N. TILMANN. Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. — *Inaugural-Dissertation Bonn* 1907.
- Zur Tektonik des Monte Guglielmo und der mittleren Val Trompia. — *Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellsch.* Bd. 66 (1914), *Abhandlungen Heft 2*.
- S. W. TROMP. La géologie du Valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes. — *Leidsche Geol. Meded.* Dl. 4, p. 123 (1932).
- De genese der Lombardische Alpen en die der Oostalpiene dekbladen. — *Geologie en Mijnbouw*, December 1932, No. 18.
- E. TRÜMPY. Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei). — *Eclogae geol. Helv.* Vol. 23, p. 379—487 (1930).
- F. A. VENING MEINESZ, J. H. F. UMBROVE and PH. H. KUENEN. „Gravity Expeditions at Sea, 1923—1932” Publication of the Netherlands Geodetic Commission, Vol. 2: The Interpretation of the Results (Gravity, Geology and Morphology of the East Indian Archipelago) (1934).
- ED. WENK. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Band XIV S. 196—278.
- Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Oetztaldecke. — *Eclogae geol. Helv.*, Vol. 27, p. 135—145 (1934).
- J. H. L. WENNEKERS. De Geologie van het Val Brembo di Foppolo en de Valle di Carisole. — *Leidsche Geol. Meded.* Dl. 3 (1930), p. 265.
- The Structure of the Bergamo Alps compared with that of the northwest Highlands of Scotland. — *Leidsche Geol. Meded.* Dl. 4, p. 83—93 (1932).
- A. WINKLER. Bau der östlichen Südalpen. *Mitt. geol. Gesellschaft, Wien*, Jahrg. 16 (1923).
- Bemerkungen zu E. Staubs „Südalpen und Dinariden”. — *Centralblatt für Min. Geol. etc.*, Jahrg. 1926, Abt. B, S. 160—165.
- Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. — *Jahrbuch. geol. Bundesanst.* Bd. 78 (1928), S. 221—240.