

Tektonischer Teil

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **14 (1916)**

Heft 2

PDF erstellt am: **22.09.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Seearm. Hier und in den zentripetal entwässerten Tälern der Margorabbia scheinen sie auf weitere Strecken verfolgbar und zum Studium eines eventuellen Einsinkens nach N geeigneter zu sein. Im Tal der Piano Scairolo direkt südlich Lugano weisen die auf zirka 4 km verfolgbar beiden Tal-kanten in 400 m mit Barbengo und in 500 m mit Agra völlige Horizontalität auf.

Die heutige Lage des Jungtertiärs zwingt zur Annahme einer nachträglichen Hebung des Seengebietes um zirka 300 m, die wohl schon im jüngern Pliocän sich vollzogen hat, da wir auch in der weitem Umgebung keine dieser Zeit entsprechenden marinen Sedimente mehr kennen. Nähere Anhaltspunkte über die Tiefe der dadurch neubelebten Erosion fehlen. Jedenfalls aber waren die Luganerseetäler schon zu Beginn der Vergletscherungen weitaus zur Hauptsache, wenn nicht vollständig, eingetieft. Wie viel an der Seebildung die glaziale Abdämmung am Südrand, was die Hohlform im anstehenden Fels ausmacht, sowie ob diese letztere einem Einsinken der Täler oder der Gletschertätigkeit zuzuschreiben ist, darüber fehlen sichere Anhaltspunkte. Der steilwandige Dolomitklotz des Sassoalto bei Ponte Tresa, der inselförmig 300 m hoch über den Seegrund emporragt, sowie der Monte Usaria inmitten des Tales südlich Besano, der der Gletscherrichtung entgegen unbeeinflusste Steilwände zeigt, und die beide noch tief unter dem Eisstrom lagen, sprechen gegen Beeinflussung der eigentlichen Talbildung durch das Eis. Die Auspflasterung der ganzen Piano Scairolo, des Tales südlich Lugano, mit interglazialen Tonen, wohl ähnlich den bekannten von Calprino, beweist, dass dieser tiefe Einschnitt damals schon vorhanden war, sowie, dass die letzte Vergletscherung nicht einmal diese leicht zerstörbaren Sedimente wegzuschaffen vermochte.

B. TEKTONISCHER TEIL

I. Tektonische Einzelbeschreibung.

Die tertiäre Aufstauung der Alpen zog auch in hohem Masse das Luganerseengebiet in Mitleidenschaft und störte den normalen Schichtenverlauf. Eine Beschreibung der Lokaltektone soll uns zunächst mit diesem Bau bekannt machen; die allgemeineren Schlüsse werden sich dann daraus folgern lassen.

1. Hauptverwerfung von Lugano.

(Vergl. Deckblatt zur Karte.)

Eine durch das ganze Gebiet verfolgbare, NS verlaufende Störungslinie trennt zwei tektonisch verschieden gebaute Komplexe, einen westlichen mit vorwiegend vertikalen und einen östlichen mit fast rein horizontalen Krustenbewegungen. VON BISTRAM erkannte sie 1901 in ihrem ungefähren Verlauf, und bezeichnete sie mit obigem Namen. Unrichtigerweise hielt er sie zugleich für eine stratigraphische Grenzlinie, längs welcher ein Absinken schon zur Liaszeit stattgefunden haben sollte.

Sie tritt im westlichen Teil des Dorfes Caprino in unser Gebiet ein, verläuft über Pugerna direkt nach Süden, zunächst zwischen Liaskalk und dunklen, bankigen, ladinischen Dolomiten, dann meist zwischen unterm und norischem Dolomit. Halbwegs Arogno trennt sie Porphyrite und Raibler Schichten. Im Einzelnen zeigen sich in diesem Stück zahlreiche sekundäre Störungen, welche die stratigraphische Zuordnung der einheitlichen Dolomite erschweren. Da sich aber sichere Raibler Schichten über San Evasio und San Vitale finden, muss deren Hangendes Hauptdolomit sein und die Hauptverwerfung zwischen ihm und dem nur in seinen basalen Partien erhaltenen, fossilführenden untern Dolomit durchgehen. Eine annähernd parallele Störung zweigt bei Pugerna ab, trennt den schmalen Raibler-Hauptdolomitstreifen vom östlich anstossenden Lias. An zwei Orten fand ich sie deutlich aufgeschlossen, einmal über den Häuschen « Grot », wo einige Bänke von Dolomit führenden Kalkbreccien, sowie Pecten und Brachiopoden enthaltende Echinodermenkalke der Liasbasis an die hellen Dolomite anstossen. Weiter zeigt sie sich 400 m nördlich davon am obern horizontalen Weg mit auf 50 m Höhe konstatierbarem vertikalem Einfallen und massenhaften horizontalen Rutschschrammen. Bei Arogno vereinigte sie sich wieder mit der Hauptverwerfung. Hier erfolgt eine Ausbiegung nach E, dann geht die Verwerfung bei Giaro und Rovio vorbei, immer Lias auf der Ost-, Eruptivgestein auf der Westseite. Eine plötzliche kleine Umknickung erfährt sie unter dem Wasserfall des Sovagliabaches, eine Erscheinung, die sich vergrössert im Tobel bei Melano wiederholt. Eine nach NW in den See hinaus streichende Querverwerfung begrenzt den Liashügel der Madonna di Melano im NE. In der Ecke, wo sie mit der Hauptverwerfung zusammenstösst, erscheinen infolge Schleppung in ausgequet-

schten Linsen Gesteine der gesamten Trias, sowie unterliasischer Hierlatzkalk. Südlich Melano, bei der Villa Aita Castellaccio, erscheint sie zunächst quer, dann nach S umbiegend, zwischen Hauptdolomit oder Hierlatzkalk auf der einen, Porphyrit auf der andern Seite. Südlich Capolago muss sie austreichen, da in 500 m der Hauptdolomit noch ansteht, genau wie gegenüber bei Tremona. Die Sprunghöhe, die meist die gesamte Trias betrifft, beträgt zirka 1000 m. Eigentümlich erscheint der unregelmässige, gebrochene Verlauf, eine Deutung lässt sich aus den allgemeinen tektonischen Verhältnissen folgern (s. S. 357).

2. Westgebiet.

Hierher rechne ich das ganze, westlich der beschriebenen Verwerfung liegende Gebiet, wo Perm und Trias in ausgedehntem Mass zur Oberfläche treten, also die Porphyre und Dolomite von Caprino-Campione-Rovio, die Salvatore- und die San Giorgio-Halbinsel. Flache, oft von Quer- und Längsverwerfungen gestörte Synklinalen und Antiklinalen lassen sich aus der geologischen Karte herauslesen, prägen sich teilweise auch in der Topographie aus. Ein Schema, das in den grossen Zügen wohl der Wirklichkeit entspricht, gibt TARAMELLI (16, S. 357). Die Glimmerschieferrücken bei Lugano gehören der Fortsetzung seiner *Antiklinale Valtravaglia* an. Die Porphyrtuffe, die nördlich davon bei Manno zu finden sind, entsprechen einer nördlich vorgelagerten, schon stark geschuppten Synklinalzone. Im Süden folgt die

a) Synklinale Valcuvia-San Salvatore.

Im westlichen Teil, am Monte Colonna und Monte Campo dei Fiori enthält sie in nur wenig gestörter Lagerung Trias bis Kreide, nach E in durch Verwerfungen begrenzten Sedimentstücken nur noch Trias-Dolomite. Diese EW Störungen beginnen namentlich an der Querverwerfung der Valganna.

Im Salvatore zeigt sich der Ostrand dieser Synklinale. In einer ganz neuen Arbeit von B. G. ESCHER (36) wird dieser Bau als unzutreffend bezeichnet; im Südschenkel sollen sich nur horizontal gelagerte Sedimente, zwischen Salvatoremassiv und den südlichen Porphyritdecken eine Scholle von Glimmerschiefer, Buntsandstein und Dolomit finden. Demgegenüber muss ich betonen, dass ein unbestreitbarer Südschenkel existiert. Die bankigen, bituminösen Dolomite auf der Salva-

tore Südseite, die wahrscheinlich der Zone der untern Meridekalke vom San Giorgio entsprechen, streichen N 40° E und fallen mit 40° nach NW ein. Die gleiche Erscheinung zeigt die ganze Masse der darunter folgenden, nur grob, aber deutlich gebankten Dolomite, an deren Basis ich zirka 300 m nördlich Alla Ferrera in fast 500 m ü. M. wenig mächtigen ausgequetschten Buntsandstein mit Streichen N 50° E, Fallen senkrecht, auffand. Er stösst an stellenweise Barytadern

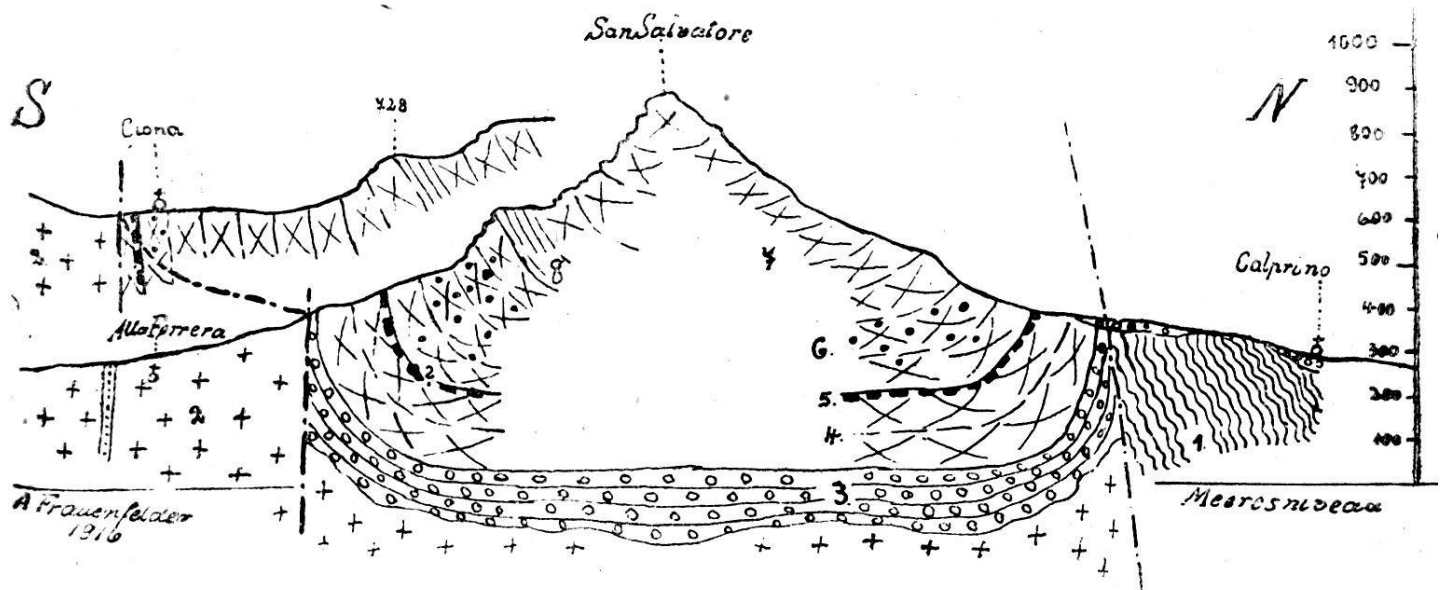


Fig. 2. — Profil durch den Monte San Salvatore.

1 : 25 000

- | | |
|--------------------------|---------------------------------------|
| 1. Kristalline Schiefer. | 5. Grenzbitumenzone. |
| 2. Porphyrite. | 6. Fossilinsen, Echinodermenbreccien. |
| 3. Bunt-sandstein. | 7. Ladinischer Dolomit. |
| 4. Anisische Dolomite. | 8. Bituminöse, plattige Dolomite. |

führenden Porphyrit. Noch am Osthang tritt eine völlige Rückbiegung des Südschenkels in NS-Streichen ein, wobei die Konglomerate völlig ausgequetscht zu sein scheinen. Die Grenzbitumenzone bei Ciona zeigt Streichen N 45° E, Fallen 80° bis 90° NW. In obigem, NS verlaufenden Profil erscheinen daher die Mächtigkeiten im Südschenkel stark übertrieben. Am Nordschenkel tritt teilweise völlige Senkrechstellung ein. Eine grosse Störung, ich nenne sie *Verwerfung von Pazzallo*¹, bedingt hier das Fehlen der Porphyrite und bringt an der Strasse Buntsandstein, bei Pazzallo Dolomit mit den Glimmerschiefern in Kontakt. Sie liegt ungefähr in der Fortsetzung der « Frattura Cunardo » Taramellis. Die

¹ Nicht um eine echte Verwerfung, sondern um steile Aufschüppung handelt es sich hier (s. Allgemeiner tektonischer Teil).

Störungen im Südschenkel scheinen durch eine mit Schlep-
 pung verbundene Verwerfung bedingt zu sein, wie die geringe
 Mächtigkeit des Servinos am Salvatore und sein sporadisches
 Auftreten längs dieser Zone nach W zeigen. Die Streich-
 richtung des Nordschenkels steht mit N 45° bis 70° W senk-
 recht auf der des südlichen, die mehr in der allgemeinen
 Streichrichtung der tektonischen Axen des Westgebietes liegt,
 also WSW-ENE. Der Synklinalzug erfuhr hier durch quere
 Einstauchung eine starke Verengung. Als direkte Fort-
 setzung nach E ist die in ihrem Südschenkel noch erhaltene
 Trias-Synklinale von Campione anzusprechen. Auf tangentiale
 Kräfte deutet hier eine kleine Aufschiebung von Muschelkalk
 auf die Sandsteine der Unter-Trias hin. Den kleinen Dolomit-
 klotz, den wir nördlich Campione zunächst treffen, halte ich
 im Gegensatz zu Bistram nur für ein abgerutschtes Stück.

b) Antiklinale Campo dei Fiori-Monte Arbostora.

Kullissenartig taucht sie am Langensee auf und geht als
 breiter massiger Rücken durch bis zur Hauptverwerfung.
 Eine grössere Vertikalstörung unterbricht in der Valganna
 den regulären Schichtenverlauf, wodurch das östliche Gebiet
 relativ gehoben erscheint und deshalb eine breite Zone
 eruptiver Gesteine zeigt. TARAMELLIS Annahme einer be-
 sondern Antiklinale für den Sedimentzug von Arcisate,
 erscheint mir, wie die einer darauffolgenden Synklinale,
 völlig unbegründet. Es handelt sich hier nur um den durch
 die erwähnte Verwerfung versetzten Südschenkel unserer
 Antiklinale, die hier, wie übrigens schon bei Viggiù und
 Besano eine bogenförmige Ausbiegung nach SW erfährt.
 Eine NS-Verwerfung bei Besano erscheint ebenfalls sehr
 problematisch, da die Sedimente, wenn wir sie in ihrem
 Streichen N 40° bis 50° E durch das Tal fortsetzen, genau auf-
 einanderstossen. Das Auftreten von Quarzporphyr in den
 tiefen Lagen erscheint normal (s. Stratigraphischer Teil). Die
 zirka 30° S fallende Platte des San Giorgio und Monte
 Pravello bildet den Südschenkel (s. Profil V). Störungen
 finden sich nur in geringem Ausmass bei Serpiano, wo die
 eine zwischen dem wenige Meter zeigenden ersten Servino-
 Aufschluss und den die ersten Hügel bildenden Porphyriten
 durchgeht. Die Streichrichtung von N 50° E lässt eine Fort-
 setzung zur Störung des Passo della Barra wahrscheinlich
 erscheinen. Eine zweite Verwerfung, N 20° E streichend, zeigt
 sich nach der zweiten Strassenumbiegung zwischen anisischen
 Dolomiten und untern Meridekalken. Die Verwerfungen gehen,

wahrscheinlich vereint, unterhalb der Stollen von Tre Fontane durch; deutlich zeigt sich dort eine Schlepplage im liegenden Servino (s. Profil VI).

c) **Synklinale Varese-Induno-Viggiù.**

Sie folgt dem Südrand der obigen Antiklinale; ein aufsteigender Südschenkel zeigt sich nach MARIANIS Profil (7, S. 119, Profil III) in der Gegend von Clivio, im übrigen bleibt das ganze Gebiet unter Moränen verhüllt. Bei Saltrio soll es sich um eine vollkommen symmetrische Mulde handeln, deren Schenkel mit 40° einfallen¹. Oestlich Arzo liegen ganz andere Verhältnisse vor. Die Hauptdolomit-Liasplatte, die hier ungefähr horizontal liegt, bricht an einer Linie von Besazio nach Osten plötzlich ab. Am Ostrande, bei den Häusern von Casarico, gelangen senkrecht stehende Radioarite fast in Kontakt mit den nackten Dolomitwänden; nur einige wenige Meter sind unaufgeschlossen. Darüber folgt konkordant die Kreide (s. Profil Va). Bei der Kirche San Antonio bei Besazio erscheint Ammonitico rosso, der tiefer liegt, als der einige Meter NW anstehende Hauptdolomit. Eine Randflexur², die hier eine völlige Zerreissung des Lias zur Folge hat, begrenzt den Südrand des Gebirges. Ueber ihre Sprunghöhe besitze ich keine Anhaltspunkte, da südlich bei Rancate und Ligornetto kein anstehendes Gestein aus den Moränen hervortritt. Wie sich die Verhältnisse von Besazio nach W gestalten, ob und wie ein Uebergang in die Synklinale bei Saltrio sich vollzieht, bleibt vorläufig fraglich.

3. **Ostgebiet.**

(Vgl. Prof. I.)

a) **Randantiklinale Mendrisio.**

Bis an den Nordrand des untersuchten Gebietes setzt der dunkle lombardische Liaskalk fast ausschliesslich die Gebirge zusammen. Nur in der Synklinale von Cragno treten jüngere, an mehreren andern Stellen ältere Gesteine auf kleinere Strecken an die Oberfläche und geben uns wichtige Anhaltspunkte für die Tektonik. Der südliche Teil zeigt einen mit dem Gebiet von Tremona noch ganz harmonierenden Bau. Senkrecht steigt der Lias längs der Strasse Mendrisio-Castello

¹ In Bezug auf Fallrichtungen und Mächtigkeiten in der Trias stimmt zwar sein Profil nicht im gerinsten mit den Tatsachen.

² Wiederum unecht, nicht durch Zerrung mit Absenkung bedingt.

San Pietro aus dem Moränengebiet auf. Rasch biegt sie hierauf zu einer horizontalen bis schwach N fallenden Platte um. Scheinbare Quersfaltung lässt hier die Schichten mit bis 38° Neigung gegen das Tal der Alpe di Salorino einfallen. Wahrscheinlich zeigt sich hierin die Folge des Ausstreichens der Verwerfung von Lugano, indem die letzten Reste der Spannungsdifferenz nur noch eine Aufbiegung gegen die höhern westlichen Gebiete bewirkten. Auch das entsprechende intensive bogenförmige Vorwölben der Randzone kann mit dem W-Fallen der Ostseite dieses Tälchens in Zusammenhang gebracht werden, indem diese Erscheinung ja einem Ansteigen der Faltenaxen gleichkommt und hier ersetzt.

b) Synklinale von Cragno.

Längs der Linie Bella Vista-Alpe di Balduana erfolgt eine Aenderung, indem eine plötzliche Vertikalstellung der Schichten eintritt. Im Kern dieser nach S offenen Synklinale liegt kaum noch 100 m mächtig Ober-Lias-Kreide. Parallel dem Vorbiegen der Randantiklinale von Mendrisio treten hier im Synklinalkern von W gegen E Komplikationen auf, die auf eine freiere Entfaltung tangentialer Kräfte hinweisen. An der Alpe di Mendrisio steht der Nordschenkel noch senkrecht (Fig. 3), im Einschnitt über den Quellfassungen für Salorino und San Nicolao wird er längs einer Querverschiebung nach S ausgebaucht, Kieselkalk auf Radiolarit überschoben, der starre Biancone kern auf dem Radiolarit vorgeschoben, woher die Verknetung der beiden Gesteine in der Grenzregion am Weg herrührt (Fig. 4). Die beiden Flanken des Bachtobels südlich der Cascina zeigen deutlich die in diesen beiden Figuren skizzierten Verhältnisse. Noch weiter nach E tritt die Ueberschiebung III von schwarzen Liaskalken auf Ammonitico rosso auf (Fig. 5). Bei der Alpe di Balduana zeigen sich an der Ueberschiebungsfläche verquetschte Linsen von grünlich-grauem Domeriano. Da gegen die Val di Muggio der Ober-Lias, der schon an diesen kleinen Alpen nur in letzten, getrennten Erosionsrelikten erhalten ist, ganz ausgekeilt, fehlen Anhaltspunkte über den weitem Verlauf. In den östlichen Liasmassen wird sie sich schwerlich mit Sicherheit nachweisen lassen.

c) Liasplatte Bella Vista - Santa Agata.

Eine Blattverschiebung zerlegt das engere Generoso-Gebiet von Bella Vista bis zur oberen Val Mara in zwei Komplexe. Wer von Rovio auf dem gewöhnlichen Wege den

Profile durch die Synklinale von Cragno.

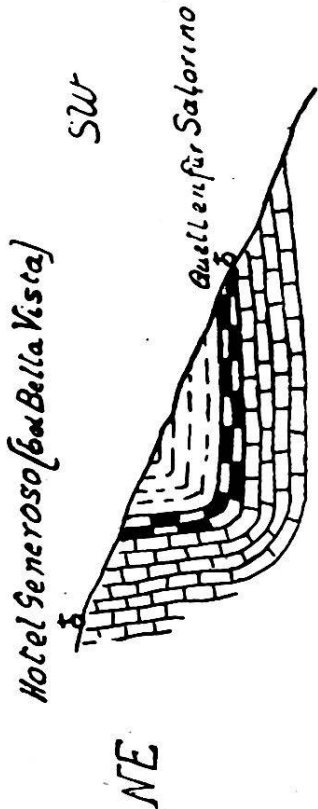
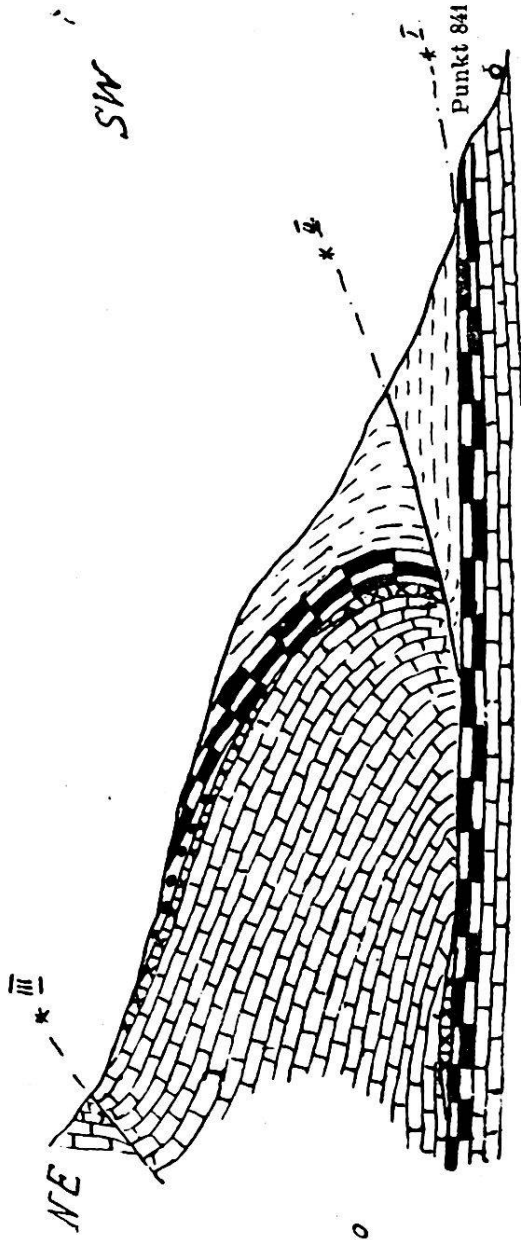


Fig. 3. — Profil westlich der Quellfassung für Salorino.
1 : 12 500.

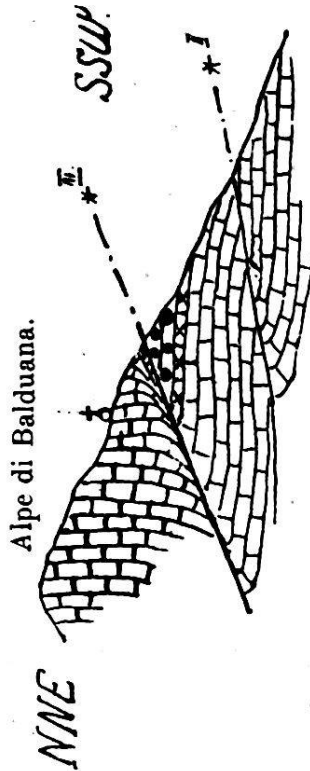


Fig. 5. — Profil an der Alpe di Balduana.
1 : 12 500.

Fig. 4. — Profil östlich der Quellfassung für Salorino.
1 : 4000.

- | | | | |
|--|-------------------------|--|-------------|
| | Lombard. Hornsteinkalk. | | Radiolarit. |
| | Domeriano. | | Biancone. |
| | Ammonitico Rosso. | | |

Generoso besteigt, wird längere Zeit nur fast horizontal liegende Liaskalke mit nur lokalen Störungen zu sehen bekommen. Er befindet sich in einer durch die Verwerfung der Alpe di Melano abgetrennten Liasplatte, die nur vor Bella Vista, wo sie mit dem südlichen Komplex verschmilzt, eine der ersten Generoso-Antiklinale entsprechende Aufwölbung in den obersten Liasschichten aufweist.

d) **Generoso-Antiklinalen.**

Enge Zusammenstauung zeichnet den Lias östlich der Verschiebung der Alpe di Melano aus. Die schönen Aufschlüsse längs der Bahnlinie zeigen nur gleichförmig isoklinale und senkrecht gestellte Liasmassen, die erst in der Nähe des Kulms in S fallende Schichten übergehen. Während TARAMELLI (16, S. 114) hier nur eine Antiklinale durch den Gipfel angibt, findet sich in einem Profil REPOSSIS (11, S. 42) völlig richtig eine Zwischenantiklinale, die er wohl der grossen Mächtigkeit wegen annimmt.

Tatsächlich geht zwischen den Höhepunkten 1387 und 1461 die erste Generoso-Antiklinale durch. Ein abgequetschter Kern aus Dolomit mit Brachiopoden führendem Hierlatzkalk findet sich zwischen Castello und Muggiasca. Die nun folgende, enge und tiefe *Synklinale I-II* zeichnet sich faziell durch die Echinodermenbreccien und Brachiopodenkalke im Sinemurien aus.

Antiklinale II kulminiert etwas nördlich vom Generoso-Gipfel, zeigt wie die Randantiklinale von Mendrisio senkrechten Südschenkel mit raschem Umbiegen zu einem flachen Rücken. Entsprechend treten dolomitische Gesteine in der Val Scura und auf der Pianca delle Tanelle auf. Ein solcher Kern findet sich möglicherweise auch auf der Ostseite in der Gegend von Erbonne. Der Mächtigkeit nach zu schliessen, müssen wenigstens die Planorbisschichten hier in dem tiefen Breggiatal angeschnitten sein. *Synklinale II-III* zeigt nur geringe Tiefe.

Antiklinale III bildet die Cima alla Crocetta. Die geringe Tiefe der südlich vorgelagerten Synklinale lässt wahrscheinlich erscheinen, dass sie nach Osten bald mit Antiklinale II verschmilzt. Sie ist wohl nur als Aufwölbung einer letzten Faltungsphase zu betrachten, gebildet durch Stauung des zusammengeschobenen östlichen Komplexes an dem hier nach E ausbiegenden Hauptdolomitstock des Scoglio di Salera. Der Nordschenkel stellt eine flache, 30° bis 0° nach N einsinkende Platte dar, die sich auch in den Monte Sighignola fortsetzt.

Südlich von diesem Gipfel, durch die obere Val Mara, soll nach BISTRAM, TARAMELLI und REPOSSI eine Verwerfung gehen, die nach letzteren Autoren bis an den Comersee reicht. Nach REPOSSIS Profil erscheint mir auch dort die Annahme einer Störung unbegründet, in meinem Gebiet existiert sie sicher nicht. Die Arietenschichten gehen auf der Alpe di Arogno in 1100 m Höhe durch; unten im Tobel der Val Mara bei Arogno müssen wir also die Basis des Lias vor uns haben, was durch die hier in den Lias eingeschlossenen grossen Dolomitbrocken ebenfalls bewiesen wird. Von einem Absinken des südlichen Komplexes kann also nicht die Rede sein. Einige Störungen ganz sekundärer Art strahlen von der Umbiegungsstelle der Hauptverwerfung in den Lias aus und bewirken das nur an der Strasse erscheinende steile NE-fallen. Der westlich darunter liegende Hauptdolomit biegt im Streichen ganz nach S um und fällt fast senkrecht nach E ein. Dies ist die Folge der Aufbiegung längs der grossen NS-Störung, eine Erscheinung, die auch der Lias in der angrenzenden Zone fast regelmässig zeigt.

e) **Blattverschiebung der Alpe di Melano.**

Sie bildet bei Giaro die geradlinige Fortsetzung der Hauptverwerfung, die hier nach SW ausbiegt, geht zur Val Scura und von da direkt nach S, östlich der Alpe di Melano vorbei und streicht im steilen Schenkel der Synklinale von Cragno aus. Im allgemeinen fand die Verschiebung an senkrechter Fläche statt; in der Val Scura und dem obersten Teil der Valle della Carbonera fällt sie bis 45° E. An letzterem Ort sind mehrere Centimeter Bitumen mit Kalk- und Dolomitstücken in der Kluft zu finden. Ein unbedeutendes Liaspaket zeigt sich hier von der Generosomasse abgetrennt (Profil III). Intensive Schleppungen und Verbiegungen mit sekundären Verschiebungsflächen zeigen sich am Wegstück Alpe di Melano-Bella Vista, das mehrfach diese Zone kreuzt. Dass der ganze Generoso längs dieser Linie zusammengeschoben wurde, ergibt sich aus dem beschriebenen tektonischen Bau der beiden Seiten. Horizontale Rutschschrammen liessen sich nur an dem frischen Aufschluss vor dem Eingang zum ersten Tunnel oberhalb Bella Vista nachweisen. Die Zusammenstauung erklärt auch die höhere Lage dieses Teiles durch tektonische Massenanhäufung (siehe Profil II). Die flexurartig senkrecht gestellten Liaskalke und Dolomite der Ostseite der Santa Agata von Rovio, die bis über die Basis des östlichen Lias hinaufreichen, bildeten ein Stück des Südschenkels einer sich aufwölbenden Generoso Antiklinale, bis der intensiver wer-

dende Südschub¹ zu einer Verwerfung führte und das Gewölbe längs dieser Fläche nach Süden versetzte.

Es ergibt sich aus obigem, dass auch der nördlich folgende Abschnitt der Hauptverwerfung zum Teil sekundär zu einer Querverschiebung wurde. Horizontale Rutschschrammen treten zahlreich an der obern Störungslinie Pugerna-Arogno auf (siehe S. 130), wodurch diese als tangentiale Bewegungsfläche und Fortsetzung obiger Störung charakterisiert wird.

f) Sighignola-Gebiet.

Schwer zu entziffernder Faltenbau kennzeichnet das weitere Sighignola-Gebiet, das auf REPOSSIS Profil (11, Profil C) als gleichmässig nach N geneigte Tafel erscheint. Bis zu einer Linie, die einige hundert Meter nördlich vom Gipfel in OW-Richtung durchläuft, ist dies zutreffend, nachher treten in unlösbar erscheinender Folge senkrechte oder stark S und N fallende Kalke auf. Erst die Auffindung und Verfolgung der fossilführenden Echinodermenbreccien der Liasbasis ermöglichte die sichere tektonische Deutung. Darnach folgt zunächst eine isoklinal zusammengepresste *Camoe-Antiklinale*, deren Axe ungefähr durch diesen Gipfel, im weiteren Verlauf etwas südlich Lanzo d'Intelvi durchgehen muss.

Es folgt die *Synklinale der Cantine di Caprino*, die nach den stratigraphischen Verhältnissen (siehe S. 95) zu schließen, in ihrem Nordschenkel durch die Längsverwerfung der Val Ruina betroffen wurde. In ihrer Fortsetzung liegt vielleicht die NW-SE-Verwerfung Bistrams zwischen Dolomit (Rhät nach BISTRAM) und kristallinen Schiefern auf der gegenüberliegenden Seeseite, wonach ebenfalls der nördliche Teil um 1000 m relativ in die Tiefe sank. Ob aber Glimmerschiefer dort bis zum Dolomitaufschluss reichen, konnte wegen Fehlens von Entblössungen nicht kontrolliert werden.

Nordöstlich der Val Ruina steigen die OW streichenden Liaskalke wieder senkrecht an zur *Antiklinale Belvedere*. Am See treten entsprechend vor den Cantine di dentro, dem östlichsten Punkt, der begangen werden konnte, wieder Echinodermenbreccien und dolomitische Hornsteinkalke des untersten Lias auf. Nach E scheint sie über Scaria, wo Dolomit auftaucht, bis Sala am Comersee zu reichen. Nun erst stellen sich vermutlich die tektonischen Parallelen zur flachen Boglia-Mulde ein. Die Synklinale des Monte Bré (siehe Profil Seite 94) scheint mir ein durch die tangentialen Bewegungen

¹ Der Ausdruck gilt nur relativ.

längs der Hauptverwerfung isoliertes Stück zu sein. Die N 37° W streichende Störungslinie Cureggia-Bré, die sie von der Liasmasse des Monte Boglia wegschneidet, muss wohl eine Querverschiebung sein. Im Gesamtprofil wird der Komplex des Monte Bré nicht mehr getroffen.

Weitere Vermutungen über den Verlauf des geschilderten Gebirgsbaues nach E auszusprechen, erscheint bei dem Fehlen eingehender Angaben über jene Gebiete verfrüht. Ihr sicherer Nachweis, das eventuelle Verlaufen oder Neuauftauchen von einzelnen Gliedern wird auf alle Fälle grosse Schwierigkeiten bereiten, da die Moränenbedeckung und die, gegenüber dem mehr als 1000 m tiefen Einschnitt des Luganerseetales unbedeutenden Aufschlüsse eingehende Beobachtungen hindern.

g) Randliche Faltenbogen.

Am Alpensüdrand treten die bekannten Faltenbogen auf, wie sie RASMUS für die lombardischen und judikarischen Alpen nachgewiesen hat. In ihnen drückt sich der Tangentialschub aus, wobei wohl in manchen andern Fällen die im Zentrum des Bogens liegende Kraft einen Schub nach der Peripherie hin bewirkte. Ein ausschlaggebendes Moment für die Entscheidung, was fest blieb und was tatsächlich bewegt wurde, fehlt. Ich erkläre mir die bestehenden Verhältnisse nicht durch wirklichen Südschub, sondern durch ein nach Norden gerichtetes Vorschieben der Massive von Lugano und Bozen gegenüber einem oberflächlich zurückbleibenden und zurückgestauten Zwischengebiet (s. letztes Kapitel.) Die gesamten Südalpen zwischen Lago Maggiore und oberem Etschtal bilden einen gegen S SE konvexen Bogen, der sich wieder in Einzelbogen gliedert. In unser Gebiet reichen die Bogen Valcuvia-Varese-Mendrisio und Mendrisio-Como-Canzo.

Der dem Porphyritmassiv vorgelagerte Sedimentzug zeigt also, allerdings in abgeschwächtem Mass, ebenfalls obige Erscheinung. Auf der Arzo-Halbinsel gliedert sich ein kleiner Bogen davon ab, indem die Streichrichtung von N 40 bis 50° E bei Viggiu und Besano bald umknickt zu N 65 bis 75° W bei Saltrio, um erst am Ostrand der Halbinsel, nördlich Rancate, nochmals zum ENE-Streichen zurückzukehren.

Der *Bogen Mendrisio-Como-Canzo* schiebt sich vom Ort seines Beginns, dem Rande der Porphyrmasse, sehr rasch nach Süden vor, entsprechend einer immer stärkeren Auswirkung des Schubes, der ja im Inneren des Liasgebietes zu Querverschiebungen und Ueberschiebungen führte. Dabei

lässt sich wieder eine periodische Einzelgliederung erkennen, indem die durchschnittliche NW-SE-Streichrichtung schon bis Morbio zweimal zwischen NS und EW wechselt, infolge der staffelförmig relativ nach Süden vorgeschobenen Gebirgsteile.

II. Allgemeinere Bewertung der Einzeltektonik.

1. *Stauung und nicht Zerrung.*

Fassen wir zunächst das Ostgebiet (siehe Profil I) unter diesem Gesichtspunkt ins Auge, erscheint ohne weiteres klar, dass nur tangential wirkende Kräfte diese engen isoklinalen Falten, die lokal zu Ueberschiebungen führten, zusammenzustauen vermochten, dass nur dadurch die grosse Querverschiebung der Alpe di Melano verständlich wird, niemals aber bei Annahme von Zerrungen.

Betrachten wir nun das Westgebiet, bietet sich uns ein ganz anderes Bild. Senkrechte Bewegungen bilden hier das ausschlaggebende Moment. Es zeigen sich grabenartige Einsenkungszonen und breite Schollen, neben denen Umbiegungen stark in den Hintergrund treten. Die breite Antiklinale des Monte Arbostora erhält ganz den Charakter eines Horstes. Zwei plötzlich in senkrechte Stellung abbiegende Schenkel zeigen sich bei Ciona im N und Besazio im S. Sie folgten der anfänglichen Herauswölbung des zwischenliegenden Gebietes, brachen aber nach Ueberschreitung der Elastizitätsgrenze durch, was namentlich am Südrand schon frühzeitig eintrat und zum Fehlen einiger hundert Meter zwischenliegender Liassedimente führte. Noch weiter südlich schliessen sich nach MARIANIS Profilen (7), in meinem Untersuchungsgebiet schon durch Diluvium völlig der Beobachtung entzogen, nochmals Mulde und Antiklinale an.

Beide Gebirgstypen, der gefaltete wie der schollenartige, sind aber zweifellos derselben ursächlichen Kraft zuzuschreiben, nur die Reaktion war verschieden. Der Grund dafür muss, wie ein Blick auf die Karte zeigt, in der differenten petrographischen Beschaffenheit der in Betracht fallenden Gesteine gesucht werden. In den mächtigen, starren Eruptivmassen und Triasdolomiten, die nur von wenig mächtigem Lias, der überdies zum Teil schon frühzeitig, vor der Faltung, der Erosion zum Opfer fiel, überlagert waren, musste sich die Tendenz zur Oberflächenverminderung, die aus der Stauung resultiert, vorwiegend in vertikalen Verschiebungen

geltend machen. Die Verwerfungen von Pazzallo und Besazio sind nicht echte Verwerfungen, sondern sehr steile S-Ueberschiebungen oder Aufschiebungen. Die hornsteingebänderten Liaskalke hingegen liessen sich zu engen Synklinalen und Antiklinalen zusammenschieben. Das Fehlen von höhern tektonischen Elementen, von überlagernden Decken, erlaubte eine freie, dem Gesteinscharakter völlig entsprechende Entwicklung dieser Erscheinungen. Solchen Gründen möchte ich auch die Erscheinung zuschreiben, dass in den östlichen Nordalpen nicht Ueberfaltungsdecken, sondern Massenschub kennzeichnend ist (4, S. 694).

Auffällig erscheint im Ostgebiet der periodische, dreimalige Wechsel der EW verlaufenden Faltengürtel von Mendrisio, des Generoso und des Sighignola mit den nach Norden anschliessenden flachen Tafeln von San Nicolao, Alpe di Arogno und Boglia (siehe Profile I und VII). Die nördlichste Wölbung geht jeweilen ohne Mulde, direkt, in die vorliegende Platte über. Der Vergleich mit dem tektonischen Charakter der Westseite liefert uns die Erklärung dafür. Als Unterlage der gefalteten Liasmassen folgen ja wiederum Triasdolomite und Porphyrite in mindestens 2 km Mächtigkeit, die auf die tangentialen Zusammenpressung analog dem gleich zusammengesetzten Westgebiet reagierten. Die isoklinalen Falten des Lias zwingen unbedingt zur Annahme weitgehender Faltungsdiskordanzen (siehe Profil VII). Nie zeigt ein Profil in ostalpiner, dolomitischer Trias vergleichbare Erscheinungen. Die Mergelhorizonte des Rhäts und der Raibler Schichten ermöglichen diese selbständigen Bewegungen übereinanderliegender Komplexe. Eine relative S-Verschiebung der Hornsteinkalkmassen des Generoso und Sighignola, zum Teil wohl auch des Hauptdolomites, erfolgte nicht nur gegenüber dem westlichen Porphyrgelände, sondern auch über der eigenen Unterlage. Der Nordschenkel der ersten Generoso-Antiklinale wurde dadurch an fast senkrechter Fläche aufgeschoben. In der Val Scura bei Rovio, dem einzigen Ort, wo die liegenden Dolomite auftauchen, ist der scharfe Kontakt an horizontaler Fläche stark verrutscht. Linsen schwarzer, dichter, etwas toniger Dolomite an der Verschiebungsfläche entsprechen wohl ausgequetschten Conchodondolomit. Unter den Liastafeln können wir sicher auch ungestörte Dolomitschollen erwarten. Die Antiklinalzonen bildeten sich da, wo in den tiefern Schichten eine Störung, im allgemeinen wohl ähnlich den Verhältnissen der Westseite als ein Ausweichen nach oben, als steile Aufschiebung

eintrat. Der Anpressung der jurassischen Deckschichten an die aufgeschobenen N-Flanken muss der isoklinale Bau ihrer Antiklinalen wohl zugeschrieben werden.

In der Alta Brianza zeigten die Untersuchungen von RASSMUS, dass tangentielle Kräfte auch dort massgebend für den Gebirgsbau sind. Südlich gerichtete Ueberschiebungen und Schuppungen treten dort auf. An Hand von Literatur und eigenen Exkursionen verfolgte er derartige Erscheinungen weiter nach Osten bis zum Gardasee.

In Uebereinstimmung mit ihm muss ich den neuern Angaben TILMANS¹, der den Bau der Südalpen als durch staffelförmige Senkungserscheinungen der Poebene bedingt anspricht, entgegentreten. Zerrungen in so ausgedehntem Mass erscheinen mir schon rein theoretisch eine Unmöglichkeit im Bau der Alpen; für die doch gewiss als leitendes tektonisches Prinzip Stauung charakteristisch ist. Die entgegengesetzte Erscheinung der Zerrungen kann nur untergeordnet, als lokal zum Ausdruck kommende Folge der tangential pressenden Kräfte auftreten. Die Poebene ist nicht am Alpenrand in die Tiefe gebrochen, so wenig wie das schweizerische Mittelland gegenüber den Juraketten. Vielmehr entsprechen die südlichen Kalkalpen dem Südrand eines durch tektonischen Massenzusammenschub längs jener Linie emporgestiegenen Gebirges. Fast völlig eingeebnet setzt dieses übrigens noch etwas weiter nach S fort², ertrinkt aber unter den jüngsten, nach der alpinen Faltung gebildeten Ablagerungen der Poebene. Bei San Vittore in der Gegend von Monza erreichen glaciale und postglaciale Bildungen allein eine Mächtigkeit von nahezu 150 m. Ein Bohrloch ergab in 147 m Tiefe, also etwa im heutigen Meeresniveau, marines, sandig-toniges Pliocän³.

2. Alter der tektonischen Vorgänge.

Nicht einer einzigen, einmal wirkenden Kraft darf der gesamte Gebirgsbau der Tessiner Kalkalpen zugeschrieben werden. Die vertikale Bewegung an der Hauptverwerfung von Lugano muss zeitlich den übrigen Störungen der mesozoischen Tafel vorangegangen sein. Daraufhin deutet

¹ TILMAN N. Beiträge zur Stratigraphie und Tektonik des Trias des Monte Guglielmo. *Z. d. d. g. G.* 1909.

² Vergleiche die Profile von DE ALESSANDRI G. *Osservazione geol. sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia. Atti S. it* 1899.

³ MARIANI E. Sui pozzi trivellati di Milano e sul pozzo di Monza. *Atti S. it* 1909.

einmal die unabhängige Tektonik von West- und Ostgebiet. Ein weiterer Hinweis ergibt sich aus der fast normal gelagerten Scholle Santa Agata-Bella Vista, die diesen Charakter offenbar der Beeinflussung durch das zwischen Rovio und Arogno stark nach E ausbauchenden Porphyritmassivs verdankt. Vor dem Einsetzen der die Generoso-Antiklinalen zusammenschiebenden tangentialen Kräfte muss es diese geschützte Lage besessen haben, d. h. die relative Hebung der Eruptivmasse vollzog sich vorher. Für eine ganz sichere Zeitangabe fehlen Anhaltspunkte. Möglicherweise handelt es sich um eine oberkretazische Bewegung. RASSMUS fand nämlich im Vorland der Alta Brianza mächtige santoniane Geröllablagerungen, an deren Zusammensetzung neben vorwiegenden liasischen triasische und seltene permische eruptive Gesteine teilnehmen. Letztere sollen denen des Luganeser Porphyritgebietes gleichen. Wenn wir unsere Störungslinie als kretazisch annehmen, wird dieses Vorkommen leicht erklärlich, da jene Hebung von 1000 m der Erosion rasch Vorschub leistete. Eine flache Herauswölbung des Alpenkörpers aus den oberkretazischen Meeren betrachte ich als primäre Folge der alpinen Stauung. Die Hauptverwerfung von Lugano entstand als Folge der Spannungsdifferenz zwischen der von der Poebene nach N rascher ansteigenden schmalen westlichen und der breitem östlichen Kalkalpenzone.

Erst einer spätern Faltungsphase¹ dürften alle übrigen tektonischen Erscheinungen zugewiesen werden, wohl auch die scharfen Umknickungen der Hauptverwerfung bei Melano (siehe S. 343). Ich halte diese für Querverschiebungen der alten Senkungslinie, bedingt durch die schief auf diese wirkenden miocänen Tangentialkräfte. RASSMUS will die Hauptfaltung der lombardischen Alpen in die Oberkreide versetzen; zwei weitere schwache Phasen sollen sich dazu addiert und weitere Falten im Süden angereiht haben. Seine Gründe erscheinen mir aber durchaus nicht stichhaltig, denn das ausschlaggebende Moment der Diskordanz in der Anlagerung fehlt. Die erwähnten alten Geröllablagerungen beweisen nur tiefgehende Erosion, die durch obige Annahme oder die Voraussetzung grösserer tektonischer Veränderungen im nördlich anschliessenden Wurzelgebiet der ostalpinen Decken genügend sich erklärt. Die Diskordanzen in der Streichrichtung der Falten brauchen nicht verschiedenen Phasen zugeschrieben zu werden, sind wohl bedingt durch starke petrogra-

¹ Phase nicht im Sinn einer in sich abgeschlossenen Bewegung, sondern als Teilstück der kontinuierlich weiterschreitenden alpinen Stauung.

phische Differenzen der gefalteten Sedimentmassen, der Triasdolomite und Porphyrite, der liasischen Hornsteinkalke, der Kreidemergel und der Molassekonglomerate. Intensive Faltung herrscht dort nach DE ALESSANDRIS Profilen¹ auch noch in dem fast eingeebneten, aus Kreide und Tertiär gebildeten Vorland. Das Fehlen von oberer Kreide in den innern Kalkalpen wird, wenn wir es nicht bloss der Abwitterung zuschreiben wollen, durch einfaches Heraustauchen des gesamten Gebietes aus dem Meer erklärt.

Sicher kann dagegen konstatiert werden, dass die ganze Schichtenserie bis mit dem Eocän vollständig konkordant gefaltet wurde (95 und DE ALESSANDRI). Erst nachher machen sich einzelne gebirgsbildende Vorgänge bemerkbar, indem bei Chiasso das transgredierende Miocän mit 20° Diskordanz auf dem Liegenden ruht (95, S. 22). Die Molasse selbst aber fällt in ihren basalen Partien noch mit 70° S SW, nähert sich in den höhern Teilen normaler Lagerung. Bis zum Miocän² verhielt sich die heutige Kalkalpenzone als starrer Block, erst während und nach seiner Ablagerung trat Faltung ein. Das horizontal gelagerte Mittel-Pliocän liegt schon stark diskordant transgredierend auf Molasse bis Jura. (Vergl. Profil VII.)

3. Beziehungen zur Bildung der Nordalpen.

Um uns über diese Abhängigkeitsbeziehungen ein Bild machen zu können, müssen wir zunächst eine Gegenüberstellung der Bildungszeiten vornehmen. RASSMUS, der die lombardischen Alpen in der Oberkreide, die gesamten nordalpinen Decken im Pliocän entstehen lässt, kommt zum Satz: Zuerst entstanden die lombardischen Alpen, dann erfolgte der Deckenschub. Tatsächlich verhält sich die Sache umgekehrt. Erstere bildeten sich, wie oben ausgeführt wurde, erst im und nach dem Miocän. Von den nordalpinen Decken sind nur die helvetischen postmiocän, während lepontinische und ostalpine Deckengruppen, welche für die Beurteilung unserer Frage in Betracht kommen, bedeutend älter sein müssen. Nach KOBER³ waren schon zur Gosauzeit untere und obere ostalpine Decke über die lepontinischen hinweggeschoben. Nach HERITSCH⁴

¹ DE ALESSANDRI G. Osservazioni sulla Creta etc. *Atti S. it* 1899

² Vorausgesetzt, dass kein Oligocän darin enthalten, was bei einem Vergleich mit den vizeninischen Bildungen unwahrscheinlich ist.

³ L. KOBER, Der Deckenbau der Nordalpen. *Mittel. der Wiener Geol. Gesellschaft*. 1912.

⁴ F. HERITSCH, Ueber das Alter des Deckenschubes in den Nordalpen. *Sitzungsbericht der k. Akademie der Wissenschaft Wien*. 1912.

fällt diese Ueberschiebung, verbunden mit einer Abscherung der lepontinischen Decken erst ins Alttertiär. Die Hauptsache für uns ist beiden gemeinsam. Zur Zeit des ostalpinen Deckenschubes trat in den lombardischen Alpen noch keine Faltung ein, diese bildeten einen starren, nach Norden wohl etwas ansteigenden Block. Unter dem Einfluss der riesigen tangentialen Pressungen, die tiefe Schichten der Erdrinde gleichmässig betrafen, muss die alte Hauptverwerfung von Lugano zur Ausbildung gekommen sein. Die innigen stratigraphischen Beziehungen zur Bündner Trias (siehe S. 338) lassen mich nicht an der Ansicht zweifeln, dass die lombardischen Alpen den autochthonen Südrand der obern ostalpinen Decke bilden. Der einstige kontinuierliche Zusammenhang der flachen Schubmasse wurde durch Erscheinungen, die dem Deckenschub folgten, unterbrochen.

4. *Kalkalpen und kristalline Randzone.*

Wie schon bei Besprechung der Einzeltektonik mehrfach angedeutet wurde, zeigen die tektonischen Axen im Ostgebiet auf eine Bewegung von N nach S. Die Momente, die dafür zu sprechen scheinen, sind die Anordnung der randlichen Faltenbogen, die Blattverschiebung Bella Vista-Pugerna, sowie die namentlich weiter im E auftretenden S-Ueberschiebungen. Alle diese Erscheinungen lassen sich aber dem allgemeinen Alpenbild viel leichter einordnen, wenn wir hier den N gerichteten Deckenschub nicht für diese spätere Phase ins Gegenteil umkehren lassen, wenn wir nicht den gesamten nördlich anschliessenden Alpenkörper uns nach S gegen die kleine Kalkalpenzone bewegt denken.

Nahe Beziehungen ergeben sich zu der auffälligen Stellung der Deckenwurzeln, die nicht nur senkrecht gestellt, sondern z. B. im Centovalli noch stark nach S überkippt sind. Dies muss zur Vorstellung einer von S her erfolgten Einstauchung führen. Mit Einstellung dieser Umknickung des während des ostalpinen Deckenschubes noch flach bleibenden Schichtenverlaufs musste eine Eigenbewegung dieser tektonischen Glieder aufhören. Sie kann sich daher erst nach dem Schub herausgebildet haben. Dieses zeitliche Moment harmoniert sehr gut mit der erst miocän erfolgten Bildung unserer Kalkalpen und scheint mir auf folgende Abhängigkeitsbeziehungen hinzuweisen: Der weiter andauernde Nordschub führte, nachdem die dem Deckenschub entgegenstehenden Widerstände ein Maximum erreichten, zu einer Umknickung und Hochstauung der Wurzelregionen. Das

N-Fallen der Kalkzonen in den Wurzelgebieten, der einer steilen Ueberschiebung entsprechende Charakter der Kontaktlinie der südlichen Kalkalpen mit den kristallinen Tessiner Bergen¹ weisen darauf hin, dass die Tektonik unseres Gebietes neben Anpressung auf von S nach N gehende Unterschiebungen zurückzuführen ist. In den oberflächlich dadurch zurückgestauten Schichtenkomplexen kamen die auf S-Schub hinweisenden Bilder zustande. In den starren Massen des Luganeser und des Bozener Eruptivgebietes vermochte diese Rückdrängung nicht durchzugreifen. Als mehr oder weniger intakt bleibende Pfeiler wurden diese nach N gedrängt. In dem weiten zwischenliegenden Sedimentgebiet blieben die obersten Krustenteile nach S zurück, in den zentralen Partien am stärksten, weshalb die Faltenbogen entstanden.

Auf zeitliche Abhängigkeit zwischen Hochstauung der kristallinen Zone und Faltung in den vorliegenden Kalkalpen weist das Miocän hin. Der durch jenen Vorgang neu und recht intensiv belebten Erosion entsprechen wohl dessen mächtige, zu $\frac{9}{10}$ aus oft sehr groben kristallinen Geröllen bestehende Konglomerate. Mit den ersten Molassebänken beginnen aber auch die Diskordanzen, d. h. setzte die Faltung ein.

Fassen wir unter obigen Gesichtspunkten die miocänen tektonischen Erscheinungen der Tessiner Kalkalpen nochmals zusammen, ergibt sich folgendes Bild. Die allgemeine Pressung nach N an die Wurzelregionen führt im Westgebiet zu vertikal ausweichenden Komplexen, zu steilen Ueberschiebungen, eine weitere Rückstauung des starren Pfeilers erfolgt nicht. Im Ostgebiet dagegen lösen sich die faltbaren Liasmassen, zum Teil wohl auch noch ältere Schichten längs Mergelhorizonten von ihrer Unterlage los und werden über dieser zusammengeschoben. Die entsprechende Oberflächenverminderung im Porphyrgbiet, erfolgt durch die vertikalen Bewegungen, darf zum grossen Teil erst nördlich vom Salvatore in den Aufschiebungen von Pazzallo und Manno (?) gesucht werden. Eine Querverschiebung, für die naturgemäss die alte Hauptverwerfung von Lugano die Leitlinie liefert, muss zwischen E und W zur Ausbildung gelangen. Da aber diese Absenkungslinie unregelmässig verläuft, zwischen R o v i o und A r o g n o eine starke Ausbauchung nach E zeigt, bilden sich teilweise neue, geradlinigere Verschiebungslinien. Die direkt

¹ S. auch C. PORROS Profile in Alpi Bergamasche.

südlich und nördlich davon liegenden Sedimentstreifen Bella Vista-Santa Agata und Arogno-Pugerna bleiben in ihrer Bewegung an das Porphyritmassiv gebunden und werden so durch die S-N schiebenden tangentialen Kräfte vom Ostgebiet abgeschnitten.

Bemerkungen zur Karte.

(Pl. 9.)

Vorläufig gelangen nicht die genauen Aufnahmen auf den Siegfriedblättern 1 : 25,000, auf die sich Orts- und Punktbezeichnungen im Text beziehen, zur Veröffentlichung. Die einfachen Mittel, die auf beiliegender Karte zur Anwendung kamen, ermöglichten eine übersichtliche Darstellung nicht. Der Leser wird deshalb gut daran tun, wenigstens einzelne Horizonte selbst zu kolorieren und namentlich auch die tektonischen Störungslinien (auf dem Deckblatt nochmals angegeben) durch eine besondere Farbe hervorzuheben.

Die schwarze Profillinie III sollte 4 mm weiter südlich gezogen sein, da, wo die unbedeutende Liasscholle auch am Ost-Rand an Lias anstösst.

Der besseren Uebersichtlichkeit wegen mussten Diluvial- und Schuttbedeckung zum grossen Teil weggelassen werden.
