Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 56 (1976)

Heft: 3

Artikel: Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel-Chiasso

Autor: Büchi, U.P. / Trümpy, R.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-43703

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 14.07.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 589–603, 1976

Bemerkungen zum geologischen Profil längs der Geotraverse Basel–Chiasso

Von *U. P. Büchi* *) und *R. Trümpy* **)

Abstract

This paper is conceived as a commentary to a geological cross-section along the Gotthard traverse. New data for the Molasse basin are incorporated. The profile axis is unsatisfactory insofar as the higher Alpine nappes have disappeared by erosion and as cross-structures in the Lepontine gneiss domain are cut very obliquely to strike direction. In a second part of the paper, an outline of geological evolution along the traverse, especially from the Cretaceous to the present, is attempted.

VORBEMERKUNG

In dieser Arbeit werden nur einige kurze Kommentare zum geologischen Querprofil gegeben, soweit sie sich auf die geometrische Konstruktion des Profils (Tafel 1) aufgrund der Oberflächengeologie, weniger Bohrungen und der Ergebnisse der Explorationsseismik im Molassebecken (die wir, mit freundlicher Genehmigung der Swisspetrol/Elwerath/SEAG/LEAG, hier verwenden durften) beziehen. Ferner versuchen wir, einen Abriss der geologischen Geschichte, namentlich ab der Kreide, längs dieses Streifens zu vermitteln.

Die grossen Züge der tektonischen Struktur und der stratigraphischen Abfolgen werden als bekannt vorausgesetzt; wir diskutieren nur einige Punkte, die zu verschiedenen Interpretationen Anlass geben können. Viele Fragen werden in anderen Referaten eingehender beleuchtet werden.

Das Profil schneidet die Tessiner Querkulmination im Bereich der Maggia-Querstruktur und somit die tiefsten aufgeschlossenen Teile der Alpen. Es ist von erheblichem Interesse für die Tiefenstruktur des Gebirges, für die Fragen der alpinen Metamorphosen und des Wärmehaushaltes. Anderseits sind geometrische Profilkonstruktionen in diesem Querschnitt mit besonders grossen Unsicherheiten behaftet, da Axialkonstruktionen hier keinen Aufschluss über

*) Bodenackerstrasse 79, CH-8121 Benglen.
**) Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

die Strukturen unter dem aufgeschlossenen Teil des Gebirges vermitteln. Die Schnittlage des Profils ist vom geologischen Standpunkt aus sehr ungünstig, da zum Beispiel die Klippen der Innerschweiz nicht tangiert werden und da die Maggia-Steilzone fast parallel zum Streichen gequert wird, was einen ganz irreführenden Eindruck der Strukturen im Lepontin vermittelt. Zudem sind die höheren penninischen Decken und die ostalpinen Decken hier der Erosion anheimgefallen, so dass in unserer palinspastischen Rekonstruktion Lücken von vielen Hunderten von Kilometern klaffen. Dass diese Decken einst auch über der Tessiner Kulmination lagen, beweisen die p/T-Daten aus dem Lepontin, die Gerölle in der nord- und südalpinen Molasse sowie die Erosionsreste solcher Decken in den zentralschweizerischen Klippen.

I. Kommentare zum Profil

A. DER JURA

a) Der Tafeljura

Der Tafeljura bildet im Gebiet des Hochrheins die autochthone Sedimentbedeckung des Schwarzwald-Massivs. An seinem Südrand sind Teile des Tafeljura im Bereich der salzführenden mittleren Trias oder des Gipskeupers von ihrem Substratum abgeschert und bilden die Vorfalten des Faltenjura. Im S wird der Tafeljura von der nördlichsten Randkette des Faltenjura überfahren und taucht flexurartig gegen S ab. Durch ein dichtes System von Bruchzonen, deren Streichen generell der Richtung des Oberrheintal-Grabens folgt, ist er zu zum Teil schmalen Horsten und Gräben zerhackt. Die Anlage der Brüche erfolgte mehrheitlich im Oligocaen. Die meisten von ihnen werden durch transgressives Miocaen überlagert; einige von ihnen waren wahrscheinlich noch viel später aktiv.

b) Der Faltenjura

Die Ketten des Faltenjura bestehen aus im Kern gestörten und überschobenen Falten, wobei der Südschenkel meist weit über den Nordschenkel überschoben ist. Teils kann von eigentlichen kleinen Decken gesprochen werden. Die Abscherung der Sedimenthaut erfolgte im Bereich der Anhydritgruppe. Der tektonische Baustil ist stark durch das Verhalten der salzführenden Formationen bestimmt. Es ist nicht wahrscheinlich, dass der kristalline Sockel in den Faltenbau einbezogen wurde (Laubscher, 1961). Die Verkürzung der mesozoischen Decke im Bereich des Faltenjura beträgt im Profilschnitt der Geotraverse für die mesozoischen Schichten oberhalb des Salinars mindestens 25%, das heisst etwa 4 km, eventuell bis 50% entsprechend 8 km; der Über-

schiebungsbetrag dürfte etwa 3 km betragen. Die Verkürzung wird selbstverständlich gegen SW viel bedeutender.

B. DAS MOLASSEBECKEN

Die Molasse reicht bis weit in den heutigen Jura hinein. Im Bereich der südlichen Fortsetzung des Rheintal-Grabens kam es während längerer Perioden zu Verzahnungen der Sedimente aus den beiden Faziesgebieten. An einer markanten Linie, die dem heutigen Südrand des Faltenjura entspricht, nimmt die Mächtigkeit der oberoligocaenen und vor allem der aquitanen Molasseformationen sprunghaft gegen S zu. Lokal scheinen auch synthetische Bruchstörungen eine massgebliche Rolle gespielt zu haben. Diese tektonische Linie wurde bereits an der Wende Chattian/Aquitanian, wenn nicht schon während des Chattian angelegt und bildete während der Ablagerung des Aquitanian die Nordgrenze der Molassesedimentation. Vom Jurasüdfuss bis unter die subalpine Molasse, die helvetischen Decken und die Préalpes fällt der kristalline Sockel, das Mesozoikum und die tiefere Molasse fast ungestört mit etwa 2 bis 3° gegen die Alpen ein, um dann relativ steil wieder gegen das Aarmassiv anzusteigen. Es liegt somit eine weitgespannte Mulde vor, mit flachem Nordschenkel und steilem Südschenkel. Einige synthetische und antithetische Brüche, meist von geringer Sprunghöhe, und schwache antiklinale Wellungen unterbrechen lokal das Einfallen des Nordschenkels. Die Muldenachse liegt südlich der Nordgrenze der subalpinen Molasse und dürfte vermutlich längs einer Linie Vevey/nördlicher Thunersee/Schwyz/Näfels/Buchs verlaufen. Während des Oligocaen lag die Achse der Hauptsubsidenz zweifellos südlich der genannten Muldenachse und verlagerte sich sukzessive gegen N. Im Aquitanian lag sie bereits nördlich der Muldenachse. Entsprechend diesen Verhältnissen nehmen sämtliche Formationen der Molasse von N generell gegen S sehr stark an Mächtigkeit zu.

Durch die miocaenen und pliocaenen Deformationen wurde das Molassebecken in vier Einheiten aufgegliedert: die Molasserelikte im Bereich des Falten- und Tafeljura, die mittelländische Molasse, die parautochthone Molasse und die subalpinen Molasse-Decken.

Die mittelländische Molasse reicht vom Jurasüdfuss bis zur Aufrichtungszone an ihrem Südrand, welche durch eine markante tektonische Linie von den südlicheren Molasseelementen getrennt ist. Lediglich die tiefsten Teile der Molasse reichen als autochthone Sedimentbedeckung des Mesozoikum relativ weit nach S unter die alpinen Decken. Die durch den alpinen Schub allein schon synsedimentär erfolgte Verkürzung der mittelländischen Molasse (vgl. Breddin, 1964) beträgt mindestens 10%, das heisst für das Profil der Geotraverse mindestens 5 km. Wie weit die Sedimente oberhalb der Anhydritgruppe nach N verfrachtet wurden, ist schwer zu erfassen.

Längs der tektonischen Südbegrenzung der mittelländischen Molasse ist die parautochthone Molasse angepresst und keilförmig unter die mittelländische Molasse geschoben worden. Die stark gequetschten und zum Teil senkrecht gestellten Schichtpakete zwischen mittelländischer Molasse und der Hauptaufschiebungsfläche der Molasse-Decke werden als parautochthone Molasse bezeichnet. Die an der Oberfläche relativ schmale Zone verbreitert sich nach der Tiefe infolge der Unterpressung unter die mittelländische Molasse im N. Im S reicht sie unterschiedlich weit unter das Deckenpaket.

Aufgrund der seismischen Daten und der Bohrungen am süddeutschen und schweizerischen Alpenrand ist es heute klar, dass die eigentliche subalpine Molasse in Form von Decken über 30 km weit auf ihre autochthone und parautochthone Unterlage überschoben wurde (s. auch SCHLANKE, 1974). Im S ruhen die Molasse-Decken auf Alttertiär, eventuell sogar auf Mesozoikum. Unter den helvetischen Decken dürften Molasse-Formationen (einerseits autochthone Molasse, anderseits subalpine Decken) etwa bis zu einer Linie Sachseln–Seelisberg–Klöntal reichen, also 5–12 km hinter den heutigen Nordrand der Decken.

C. DAS VERHÄLTNIS AARMASSIV–MOLASSEBECKEN

Das Aarmassiv zerfällt, alpintektonisch gesehen, in zwei Teile:

a) Im S das Aarmassiv s. str., welches alpintektonisch stark zerschlitzt ist. Dem entspricht eine Verkürzung der Grenzfläche Kristallin-Trias auf etwa 60% der ursprünglichen und eine korrelate Verdickung der Kruste, welche hier ursprünglich wohl von normalem kontinentalem Charakter war. Die Sedimente des Aarmassivs s. str. sind weitgehend abgeschert (innerhalb der mächtigen Malmkalke) und bilden die parautochthonen Falten, Schuppen und Kleindecken. Die nördlichste dieser parautochthonen Einheiten ist die Windgällen-Falte, wahrscheinliches östliches Äquivalent der Morcles-Deckfalte.
b) Im N das Gastern-Erstfelder Teilmassiv, homolog zum Aiguilles Rouges-Massiv des Westens. Die bedeckenden mesozoischen bis eocaenen Sedimente bilden das Autochthon s. str.

Im Querschnitt der Geotraverse ist nur der südlichste Teil der Gastern-Kuppel aufgeschlossen. Er ist alpin nur sehr wenig zerschlitzt. In der Westschweiz sieht man, dass sich der kristalline Sockel des Aiguilles Rouges-Massivs gleichmässig gegen NW hin absenkt. Im Prinzip lässt sich der Nordabfall des Gasternmassivs kontinuierlich mit der Kristallinunterlage des Molassebeckens verbinden; der tiefste Punkt der Kristallinoberfläche läge etwa 6 km unter Meeresniveau, etwa unter der helvetischen Randkette. Jedenfalls existiert keine grössere tektonische Trennung zwischen Molassesockel und Ga-

sternmassiv. Die kleine und äusserst fragliche Aufspaltung, die wir im Profil angedeutet haben, könnte allerhöchstens der Verkürzung der Sedimenthaut im Faltenjura (4–8 km) entsprechen; doch ist selbst die Existenz einer solchen Aufschiebung höchst unsicher.

Die Massen von obereocaenem bis unteroligocaenem Flysch, welche das autochthone Mesozoikum bedecken, sind von ihrer Unterlage abgeschert. Am Südrand des Molassebeckens können sich diese Flyschbildungen in drei Positionen finden: unter den helvetischen Decken, in der Unterlage der subalpinen Molassedecken und (fraglich) im eigentlichen Autochthon.

D. DIE HELVETISCHEN DECKEN UND DAS VERHÄLTNIS AARMASSIV–GOTTHARDMASSIV

Die helvetischen Decken sind hier nur durch die Kreideplatte der Randkette und durch die Wildhorn-Decke vertreten, die sich gerade im Profilgebiet gegen E in die Axen- und die Drusberg-Decke aufzuspalten beginnt. Eindrücklich kommt das geringe Volumen der helvetischen Decken gegenüber den mächtigen Platten der subalpinen Molasse zum Ausdruck. Auf die Oberflächengeologie bezogen, sollten wir den Nordrand der Alpen mit dem Nordrand der subalpinen Molasse gleichsetzen, was übrigens auch mit der wirtschaftsgeographischen Grenze (zumindest ausserhalb der Napf- und Hörnli-Nagelfluhen) zusammenfallen würde (s. BUTZ, 1968). Auf den Tiefenbau bezogen, liegt der Nordrand weiter südlich, dort wo das Grundgebirge in die alpine Deformation einbezogen zu werden beginnt (etwa Brünig–Schwanden–Sargans?).

Die Abwicklungsbreite der helvetischen Decken beträgt im Profilquerschnitt etwa 30 km, wozu aber noch mindestens 10 km kommen, die völlig aberodiert sind. Es lässt sich einwandfrei nachweisen, dass die helvetischen Decken aus einer Narbe zwischen Aar- und Gotthardmassiv stammen, und dass das Tavetschermassiv einen Rest des kristallinen Substrats dieser Decken darstellt. Im Bereich der Geotraverse ist das Tavetschermassiv an der Oberfläche nicht aufgeschlossen; Aar- und Gotthardmassiv beziehungsweise deren geringmächtige Sedimenthüllen stossen unmittelbar aneinander.

Im Vorderrheintal steht der Südrand des Aarmassivs steil oder ist gegen S überkippt. Der Nordrand des Gotthardmassivs (beziehungsweise des Garvera-Sedimentzuges) fällt ziemlich flach (etwa 40°) gegen S ein. Das Tavetschermassiv verbreitert sich gegen unten und zieht unter das Gotthardmassiv. Aarmassiv und Gotthard-«Massiv» haben sich einander während der neoalpinen Orogenese um mindestens 35 km, wahrscheinlich mehr, genähert. Unter dem Gotthardmassiv, wahrscheinlich sogar unter dem Nordteil der Tessiner Gneisregion, müssen wir das ehemalige Substrat der helvetischen Decken suchen, von dem nur ein Bruchteil im Tavetsch effektiv sichtbar wird. Da nichts

in der stratigraphischen Entwicklung der helvetischen Decken darauf hindeutet, dass die kontinentale Kruste hier vor der Orogenese ausgedünnt war, ergibt dies eine Querschnittfläche von mindestens 35×30 km^2 Krustenmaterial, die irgendwo unter dem Gotthard und dem Nordtessin angenommen werden muss. Es wird zu diskutieren sein, ob dieser Faktor genügt, um die grosse Mächtigkeit der Kruste im mittleren Bereich der Geotraverse zu erklären.

E. GOTTHARD-«MASSIV» UND LEPONTIN

Der Gotthard ist nach dem Gesagten als Stirnteil eines ultrahelvetisch-tiefpenninischen (subpenninischen im Sinn von A. G. MILNES, 1974) Deckensystems zu verstehen. An seinem Nordrand ist er deutlich gegen N überschoben; am Südrand dominieren steil südvergente Strukturen (zum Beispiel Scopì-Mulde). Die Piora-Mulde fassen wir als eine relativ oberflächliche Einmuldung auf; Gotthard- und Lucomagno-Masse besitzen denselben Typus von Kristallin und dieselbe triadisch-unterjurassische Sedimenthülle. Anderseits ist auch die Abtrennung zwischen dem Lucomagno und den Leventina-Gneisen untief und offenbar südvergent. Gotthard- und Lucomagno-Masse besitzen noch eine Sedimenthülle von ultrahelvetischem Charakter (Dauphiné-Fazies des Lias, Aalénien des Cols = Coroi-Serie); wo der Übergang in penninische (Bündnerschiefer-) Fazies anzusetzen ist und wie er zu definieren ist, wissen wir noch nicht.

«Lepontin» wird hier natürlich im Sinn einer tektonisch-metamorphen Fazies verstanden und keinesfalls als eigenes Deckensystem. Die Schnittlinie des Profils ist, wie gesagt, äusserst ungünstig, da sie auf weite Strecken parallel zur Maggia-Querstruktur verläuft (siehe GÜNTHERT, 1954; WENK, 1955); deren subvertikale Strukturen erscheinen deshalb im Profil als fast horizontal. Angedeutet wurde die Antiform der Orsalia- ($\pm$ Antigorio-) Einheit in der Valle di Peccia. Im übrigen sind detaillierte Profilkonstruktionen in einem Gebiet mit so komplizierten Achsenverhältnissen – das die Autoren dieser Notiz überdies schlecht kennen – sehr schwierig.

Über die stratigraphische Entwicklung des Subpenninikum und Tiefpenninikum wissen wir wenig. Jedenfalls war überall kontinentale Kruste vorhanden, doch ist es ungewiss, ob diese Kruste normale oder – was eher angenommen werden darf – geringere Mächtigkeit besass.

F. DIE MESO-ALPINE WURZELZONE UND DIE INSUBRISCHEN STÖRUNGEN

Der Übergang von der generell flachen Lagerung der lepontinischen Gneise, beziehungsweise von den NS-Strukturen der Maggia-Querzone in die südliche Steilzone erfolgt rasch, aber kontinuierlich. Die Unterscheidung von einzelnen

Deckenelementen innerhalb der Wurzelzone ist äusserst problematisch, um so mehr als intensive spätere Verfaltungen das Bild kompliziert haben. Im Querschnitt der Profillinie sind wahrscheinlich nur tiefpenninische bis mittelpenninische Wurzelelemente an der Oberfläche sichtbar; die hochpenninischen und ostalpinen Wurzeln werden im W durch die komplexe Centovalli-Störung, im E durch die Tonale-Linie abgeschnitten. Im Bereich der Wurzelzone ist damit zu rechnen, dass die primäre Dicke der kontinentalen Kruste bereits reduziert war oder (im hochpenninischen Bereich) überhaupt fehlte. Ein Teil der ultrabasischen Züge können Mantelderivate oder Ophiolithe sein.

Die Tonale-Linie wird hier im Bereich ihrer grössten Verstellung gequert; die Südalpen sind gegenüber den eigentlichen Alpen um 20–25 km heruntergesetzt worden. Gegen SW wie gegen E verringert sich der Verstellungsbetrag sehr rasch; bei Dimaro, nördlich des Adamellomassivs, kann er nur wenige Kilometer betragen. Eine grössere Horizontalverschiebung längs der insubrischen Störungen ist wenig wahrscheinlich.

In diesem Sektor steht die Tonale-Störung saiger (am Passo San Iorio) oder fällt steil gegen N ein (westlich des Verbano und östlich des Lario). Die jungalpinen Granitoide (Tonalite), welche die insubrische Linie zwischen dem Lario und dem Tessintal begleiten, verschwinden wenig östlich der Profilspur. Die Bruchzone ist im wesentlichen eine jungalpine, vor allem wohl oberoligocaene und miocaene Struktur, da sie ja die Zonen alpiner Metamorphose abschneidet. Eine alte Anlage der Störung, wie sie von einigen Autoren, namentlich A. Gansser (1968) postuliert wird, scheint uns nicht erwiesen.

Da die Störung die Deckenwurzeln versetzt, ist es im Prinzip denkbar, dass proximale Anteile hochpenninischer und ostalpiner Decken unter die nördlichen Südalpen hineinziehen.

G. DIE SÜDALPEN

Die voralpinen Strukturen innerhalb des Laghi-Kristallins wurden nur schematisch verzeichnet. Die Gesteine der Ivrea-Zone werden in der Profilachse gerade nicht mehr geschnitten, wurden aber in der Tiefe, unmittelbar südlich der Tonale-Linie, angedeutet.

Die Grenze zwischen Kristallin und Sedimenten entspricht im Profil der N-S-verlaufenden Luganer Verwerfung, deren Kinematik offenbar komplex ist (mesozoische und tertiäre Absenkung des E-Flügels; sinistrale Verschiebung?).

Ob die südvergenten Strukturen der Südalpen (Überschiebung in der Val Muggio, knieförmige Falten am Alpenrand; s. Bernoulli, 1964) mit Sockelstrukturen im Kristallin verknüpft sind, lässt sich im Gebiet der Geotraverse nicht abklären, ist aber aufgrund der Verhältnisse in den Bergamasker Alpen anzunehmen. Die aufgeschlossene Kristallinmächtigkeit im Seen-Gebirge kann auf etwa 15 km geschätzt werden.

II. Geologische Entwicklung

A. PALINSPASTIK

In der Figur 1 wurde versucht, palinspastische Profile für den unteren Jura (Beginn der Expansion), die untere Kreide (Maximum der Expansion), Ende der Kreide (nach den eo-alpinen Bewegungen) und Oligocaen (nach der meso-alpinen Orogenese) darzustellen. Es braucht wohl nicht betont zu werden, dass diese Profile sehr hypothetischen Charakter tragen. Dies gilt für die Gotthardtraverse noch weit mehr als für andere Querschnitte, da hier die höheren penninischen Decken sowie die ostalpinen Decken, bis auf verschwindend kleine Reste in den Innerschweizer Klippen, der Erosion anheim gefallen sind. Die Konstruktion in diesem Bereich beruht auf Extrapolation vom Walliser und Bündner Querschnitt her.

Die Figur soll folgende Punkte zum Ausdruck bringen:

a) Existenz normaler, kontinentaler Kruste im gesamten Bereich der zukünftigen Alpen vor Beginn der alpinen Entwicklung.
b) Ausdünnung und Zerreissung der kontinentalen Kruste durch jurassische Bruchtektonik, wobei angenommen wird, dass die jurassischen normalen Verwerfungen gegen die Tiefe zu flacher werden. Förderung von ozeanischer Kruste im Piemont-Trog (N und besonders S der Margna-Schwelle), sowie eventuell im südlichsten Teil des Walliser-Troges; Fehlen eines mittelozeanischen Rückens, Fehlen von vulkanischen Inselbögen. Ozeanisierung unter der ostalpin-südalpinen Plattform, möglicherweise auch in denjenigen Anteilen des Walliser- und Piemont-Troges, welche von ausgedünnter kontinentaler Kruste (penninische ~~Deckenkerne~~) unterlagert werden.
c) Kretazische Subduktion im Bereich des Piemont-Troges; kretazische Deformation im N des ostalpinen Troges; Walliser, piemontesischer und südalpiner Kreideflysch; gleichzeitige Absenkung des helvetischen Vorlandes. Im Bereich der ostalpinen Plattform wurde eine hypothetische sinistrale Horizontalverschiebung (TRÜMPY, 1976) angedeutet.
d) Meso-alpine krustale Subduktion an der Eocaen-Oligocaen-Wende. Entstehung der alpinen Granitoide. Die Lage der zweifellos sehr tiefen meso-alpinen Subduktionswurzel ist völlig hypothetisch, da diese Wurzel offenbar heute fast vollständig verschwunden ist.

Der Betrag der Krustenverkürzung dürfte einigermassen realistisch sein, soweit die Blöcke mit sialischem Untergrund, normaler oder subnormaler Dicke, betroffen sind; allerdings müssen für die Liefergebiete der nordpenninischen Flysche eventuell grössere Breiten veranschlagt werden. Dagegen können die para-ozeanischen Tröge, insbesondere der piemontesische, ursprünglich viel breiter gewesen sein, ohne dass die Subduktion ozeanischer Kruste grössere Spuren hinterlassen hätte.

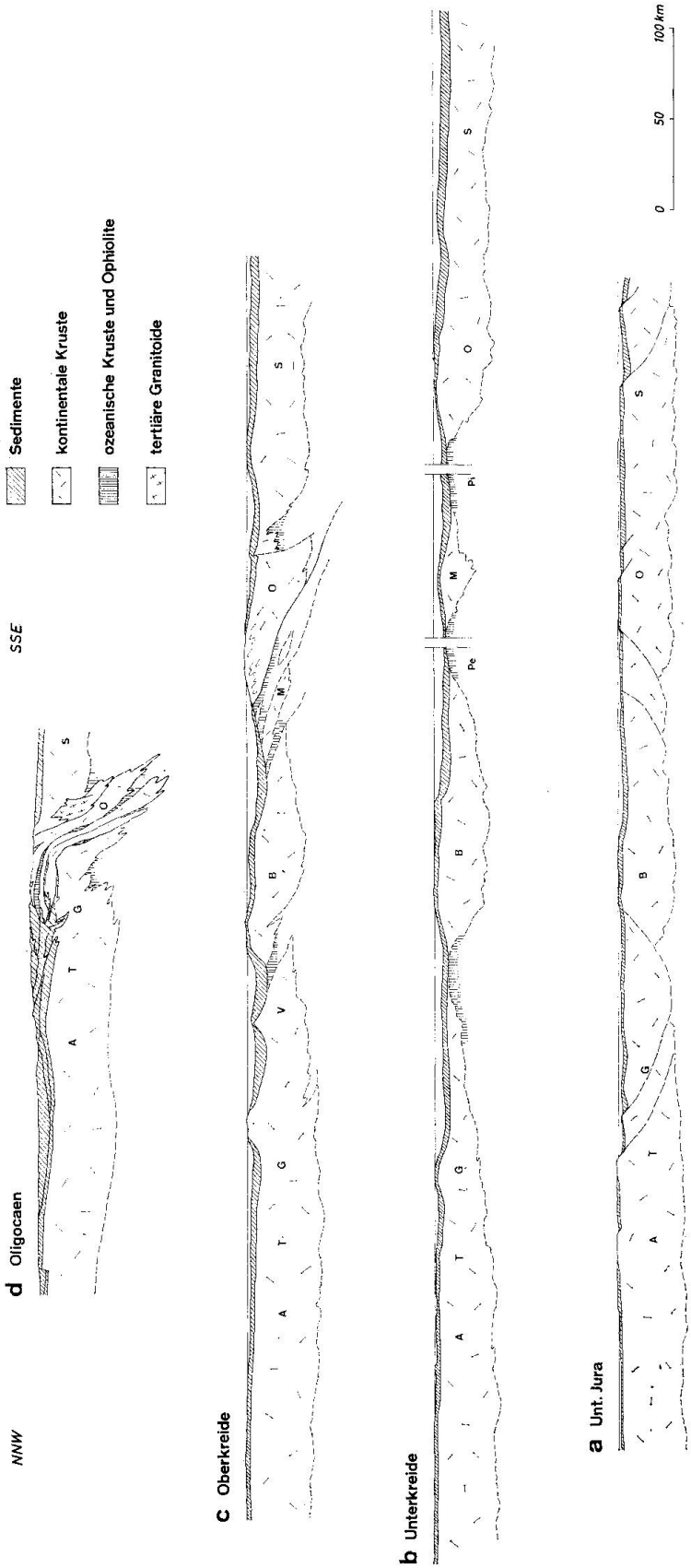


Fig. 1. Versuch einer palinspastischen Darstellung der Entwicklung längs der Geotraverse «Gotthard», vom Lias bis zum Oligocaen.

A Aarmassiv.
T Tavetschermassiv bzw. Helvetische Decken.
G Gotthardmassiv bzw. Ultrahelvetikum.
V Walliser Trog.
B Mittlere penninische Decken bzw. Briançonnais s. l.
Pe Externer Piemont-Trog (Avers).
M Margna.
Pi Interner Piemont-Trog (Platta).
O Ostalpin.
S] Südalpen.

B. VORKRETAZISCHE ENTWICKLUNG

Diese Entwicklung wird hier nur stichwortartig erwähnt.

Das Grundgebirge wurde im gesamten Bereich der Geotraverse variskisch geprägt. Mittelkarbonische Granitoide sind im Schwarzwald, dem Aarmassiv und eventuell auch in den Granitgneisen der lepontinischen Decken vertreten. Andere Granitoide der externen Massive gehören wahrscheinlich, die wenigen Intrusivkörper (Baveno) und die Vulkanite der Südalpen sicher ins untere Perm. Tröge mit kontinentalen Ablagerungen des Oberkarbon und des Unterperm verlaufen schräg zu den alpinen Leitlinien. Die Trias ist durchwegs in der Flachwasserfazies entwickelt, wobei Maxima der Subsidenz einerseits im mittleren Penninikum (einige 100 m), anderseits in den Südalpen (bis 3000 m) auftreten. Im unteren und mittleren Jura sind teils steile, teils ziemlich flach einfallende normale Verwerfungen von grösserer Bedeutung (Helvetikum, Ränder der Briançonnais-Plattform, Unterostalpin und nördliches Oberostalpin, Südalpen). Die ersten Ablagerungen tieferen Wassers gehören in den oberen Mittellias (Domerian). Vom oberen Dogger an herrschen in weiten Bereichen der Alpen (Piemont-Trog, Teile der ostalpinen Decken, Südalpen) pelagische Tiefseebedingungen.

C. KREIDE

Im Querschnitt der Geotraverse fehlt die Kreide im Jura und unter dem Molassebecken. Dieses Fehlen ist einerseits primär, andererseits durch die voreocaene Erosion auf einer positiven Achse Schwarzwald–Aarmassiv bedingt.

Der helvetische Bereich entspricht in der Unterkreide einem klassischen Kontinentalrand. Die Mächtigkeiten der Seichtwasser-Sedimente nehmen von N nach S, auf etwa 30 km Distanz, von 200 auf 1700 m zu; die Wassertiefe wird nur unwesentlich grösser. Die hemipelagische Fazies der Unterkreide (Néocomien à Céphalopodes des Ultrahelvetikum) ist im Profilquerschnitt nicht erhalten. Vom Albian an treten pelagische Sedimente (Kalke, Mergel) auf, was eine allgemeine Absenkung des Kontinentalrandes andeutet.

In den tiefpenninischen Bündnerschiefern ist zweifellos Unter- und vielleicht auch Oberkreide vertreten. Wir verweisen auf die Arbeit von W. Nabholz. Kreideflysche aus dem Walliser-Trog liegen in Teilen des Wägitaler und des Schlierenflysches, pelagische Kreidekalke des Briançonnais-Bereiches s. l. in den Innerschweizer Klippen. Schiefer mit Palombini und Argille scagliose von ligurischem Charakter, die mit Radiolariten, Aptychenkalken und Ophiolithen vergesellschaftet sind, finden sich in den Iberger Klippen, unmittelbar unter den Resten der ostalpinen Decken.

In den Südalpen ist die Unterkreide (Maiolica) und ein Teil der Oberkreide (Scaglia) pelagisch entwickelt. Darüber liegt ein stellenweise mächtiger Kreideflysch.

Radiometrische Daten machen es wahrscheinlich, dass im Südpenninikum und angrenzenden Teilen des Unterostalpins starke tektonische Bewegungen während der oberen Kreide stattgefunden haben. Die damit verbundene Hochdruck-Paragenese, die vor allem im Aostatal und im Wallis, aber auch in Graubünden nachgewiesen ist, wurde im Bereich der Gotthard-Traverse durch die meso-alpine Metamorphose vollständig überdeckt. Diese Kreideorogenese wird meist als echte Subduktion interpretiert (DAL PIAZ et al., 1972); siehe auch Figur 1c. Schwächere Bewegungen ergriffen den Walliser-Trog und das südlichste Helvetikum (Diskordanz an der Basis der Wang-Schichten). Im Bündner-Querschnitt ist es denkbar, dass der Piemont-Trog, den wir auf Figur 1c noch angedeutet haben, schon in der Oberkreide vollständig eingedeckt wurde.

D. ALTTERTIÄRE SEDIMENTATION UND DEFORMATION IN DEN ALPEN

Im Helvetikum s. l. findet man generell die Abfolge von Seichtwasserbildungen (Nummulitenkalke, Glaukonitite, Quarzsandsteine) – Globigerinenmergel – Flysch. Die einzelnen Glieder dieser Abfolge werden von SE gegen NW generell jünger. Paleocaener bis mitteleocaener Flysch bildet die jüngsten Gesteine im Walliser-Trog (tertiäre Anteile des Wägitaler- und Schlierenflyschs); unter- bis obereocaener Flysch ist im Südhelvetikum erhalten, obereocaener bis unteroligocaener Flysch im nördlichen Helvetikum. Der nordhelvetische Flysch leitet zur unteren Meeresmolasse über.

Die Hauptdeformation der penninischen und ostalpinen Decken hat zwischen Mitteleocaen (jüngste Sedimente der penninischen Decken) und Mitteloligocaen (transgressive Sedimente der Südalpen) stattgefunden. Der kräftige andesitische und basaltische Vulkanismus, dessen Abtragungsprodukte im Taveyannaz-Sandstein des obersten Eocaen überliefert sind, markiert möglicherweise den Höhepunkt der Orogenese (etwa 40 Ma?). Die Zufuhrkanäle dieses Vulkanismus sind nicht mit Sicherheit bekannt; sie wären wohl im südlichen Teil der penninischen Decken zu suchen. Jüngeren Datums ist die Platznahme der periadriatischen Granitoide, von welchen der Bergeller Körper im Bereich des Gotthardquerschnittes offenbar bereits abgetragen wurde. Für die Fragen der meso-alpinen Metamorphose sowie der geochronologischen Daten verweisen wir auf die Artikel von E. JÄGER und E. NIGGLI.

Wie bereits angetönt, ist der Verbleib der meso-alpinen krustalen Wurzel rätselhaft. Ein steiles Einfallen dieser Wurzel (Figur 1d) scheint uns im Augenblick am plausibelsten zu sein; doch ist diese Hypothese durchaus unbewiesen.

E. DIE MOLASSE UND DIE JUNGTERTIÄREN DEFORMATIONEN

Während des Alttertiärs, namentlich des Oligocaen, eventuell schon in der Kreide kam es zu Reaktivierungen im Bereich der bereits im Mesozoikum

wirksamen Schwellenzone Aarmassiv–Schwarzwald, vom Eocaen an zum Einbruch des Oberrheintal-Grabens. Die Schwellenzone besass einen schwach geneigten Ostflügel in Richtung Bodensee und einen steilen Westflügel in Richtung auf die südliche Fortsetzung des Rheintal-Grabens über die raurachische Senke in den mittelländischen Teil des Molassebeckens hinein.

Die Erosion griff auf der Hochlage bis in den Malm, im Jura bis auf den Dogger hinunter (s. Büchi et al., 1965). Während des tieferen Chattian war die Absenkung im Gebiet westlich der Schwelle bis fünfmal stärker als auf der Schwelle selbst. Während des Rupelian und Chattian kam es wiederholt zu Interferenzen zwischen den Sedimenten des Oberrheintal-Grabens und des Molassetroges. Im Oligocaen ist vom Lattorfian bis Rupelian im Bodenseegebiet eine sukzessive Verlagerung der Meeresküste von S nach N um 20–30 km nachgewiesen worden. Im Rupelian kam es vermutlich zu Meerestransfluenzen über die raurachische Senke in den Oberrheintal-Graben (s. Fischer, 1965).

Im alpenrandnahen Gebiet (vgl. Rutsch, 1961) erfolgten die ersten Geröllschüttungen im Basisbereich der Grisiger-Mergel (Flüeli-Nagelfluh); sie liegen jedoch in einem Schichtkomplex, der noch Flyschmerkmale aufweist und mit den Deutenhausener-Schichten Süddeutschlands korreliert werden muss. Auch die Grisiger-Mergel, der tiefere Teil der UMM, weisen noch keine typischen Molassemerkmale auf, können aber auch nicht mehr als Flysch bezeichnet werden. Erst mit den lokal geröllführenden Horwerplatten (Bausteinschichten) beginnt die eigentliche Molassesedimentation, indem erstmals Grobsand und alpine Gerölle den Nordrand des Sedimentationsbeckens erreichen. Zwischen dem Erosionsgebiet in den Alpen und der Nordküste des Meeres bestand nur noch ein Flachmeer, während zur Zeit der Grisigermergel und Deutenhausener-Schichten ein tieferer Meeresraum die Nordküste vom Abtragungsgebiet getrennt hatte.

Gegen Ende des Rupelian erfolgte eine Regression des UMM-Meeres, die sukzessive von W gegen E schritt; östlich des Bodensees erfolgte die Regression erst im Chattian.

Mit Beginn des Chattian setzten weiträumige und starke Hebungen im Alpenkörper ein, mit einer radialen Entwässerung zum Molassebecken. Zur Abtragung gelangte vornehmlich die Sedimenthülle der «ultrapenninischen» Simmen-Decke im W und der ostalpinen Decken im E; kristalline Gesteine sind vorerst sehr selten (vgl. Speck, 1953; Gasser, 1966). Die Einzugsgebiete der verschiedenen Flusssysteme weisen bereits starke individuelle Unterschiede bezüglich Geröllbestand auf. Die Achse der Hauptsubsidenz lag wenig nördlich des heutigen Aarmassivscheitels.

Im obersten Chattian kam es erneut zu starken Subsidenzen im Molassebereich, gefolgt von einem relativen Aufstieg des Jura zu Beginn des Aquitanian. Über das Rhonetal erfolgte eine neue Meeresingression in der West-

schweiz und eine Transgression von E her bis in die deutsche Westmolasse (obere Cyrenenschichten). Es bestehen Indizien, dass die beiden Meeresräume zumindest zeitweise über die Ostschweiz und den Bodenseeraum in Verbindung standen.

An der Wende vom Oligocaen zum Miocaen ändert sich der Charakter der Schuttzufuhr in das Molassebecken, indem die Erosion auf die Deckenkerne heruntergreift, was sich im vermehrten Auftreten von bunten, kristallinreichen Nagelfluhen äussert, und indem die ersten Längstäler angelegt werden, so dass nun einige wenige grosse Schuttfächer an die Stelle der zahlreichen oligocaenen Fächer treten. Diese Erscheinungen stehen offenbar in Zusammenhang mit einer krustalen Subduktion an der externen, neo-alpinen Narbe («nördliche Steilzone» von MILNES, 1974). Aus dieser Subduktionsnarbe stammen die helvetischen Decken, die sich zunächst (oberes Oligocaen und Aquitan?) als Überfaltungsdecken anlegten. Die Phase der eigentlichen Hauptüberschiebung, in welcher die helvetischen Decken die subalpine Molasse überfuhren, ist jüngeren (post-aquitanen) Datums, um so mehr als die Überschiebung wahrscheinlich auf ein erodiertes Relief erfolgte (HABICHT, 1945). Während der neo-alpinen, im wesentlichen miocaenen Bewegungen wurde wahrscheinlich auch noch der penninische Bereich deformiert (späte Faltenstrukturen). Im S erfolgten die Bewegungen am insubrischen Bruchsystem, namentlich an der Tonale-Linie, deren post-metamorpher Versetzungsbetrag hier über 20 km betragen muss. Die Tonale-Störung (subsequent zur meso-alpinen Subduktionsnarbe) ist heute seismotektonisch inaktiv, während die Bewegungen an den Rhone-Rhein-Verwerfungen (subsequent zur neo-alpinen Narbe) offenbar noch weiter gehen. Die abnorm grosse Dicke der Kruste unter dem Lepontin lässt sich am ehesten dadurch erklären, dass das Substrat der helvetischen Decken, von welchem nur geringe Anteile in Form des Tavetschermassivs weiter östlich an die Oberfläche treten, unter das Gotthardmassiv und das Lepontin subduziert wurde.

Zu Beginn des Aquitanian wurde der Alpenkörper und sein Vorland von neuen regionalen Senkungstendenzen erfasst. Über das Rhonetal transgredierte das Meer von W in das schweizerische Molassebecken und von E her aus der Paratethys. Das Meer reichte im Jura weit nach N. Der während des Oligocaen bis Aquitanian generell gegen E gerichtete Materialtransport wurde bis zum Beginn der OSM als Folge ausgedehnter Kippungsbewegungen in einen E-W-Transport umfunktioniert. Während der OMM-Sedimentation kann eine mehrmalige Richtungsänderung des Materialtransportes beobachtet werden (s. HOFMANN, 1960; LEMCKE, 1970).

Mit Beginn der OSM kommt es zur Hauptgeröllabfuhr aus den Alpen bis zum Nordrand des Molassebeckens, der damals im Jura verlief. Auch von N wurden die Geröllmassen der Jura-Nagelfluhen sedimentiert, die sich mit den Sedimenten aus dem alpinen Liefergebiet verzahnen. Die starken Hebungen

im Alpenkörper wirkten sich auch auf das Molassebecken aus, indem es an bevorzugten Schwächezonen zu vulkanischen Erscheinungen kam.

Bereits in der höheren OMM und tieferen OSM tauchen erstmals typische Gesteine aus den penninischen Decken auf, so Ophiolithe vom Typus der Platta-Decke (DIETRICH, 1969), ferner Nummulitenkalke des helvetischen Dekkenbereiches. In der höheren OSM werden dann auch mesozoische Gerölle aus dem helvetischen Deckenpaket relativ häufig. Für die jüngsten Molasseschichten ist ein frühpliocaenes Alter (im Sinne der Säugetierstratigraphie) ausgewiesen. Zur Zeit der Ablagerung der OSM fanden starke Hebungen und auch Deformationen im Alpenkörper statt. Die letzten stärkeren Überschiebungen im helvetischen Bereich und im Südteil sind post-tortonen Alters; sie können, zumindest westlich der Reuss, schon gleichzeitig mit der Faltung des Jura stattgefunden haben und somit unterpliocaenen Alters sein.

Im Pliocaen endete die Subsidenz im Bereich des Molassebeckens. Im S transgredierte marines Mittelpliocaen von der Poebene aus weit in die Alpentäler hinein. Es wurden vor allem Tone und Sande abgelagert; Konglomerate bildeten sich nur lokal an den Talrändern. Sehr wahrscheinlich waren die Alpen im Pliocaen zu einer niedrigen Hügelkette geworden. Der Hauptaufstieg des Alpenkörpers sowie seines Vorlandes und des Jura erfolgte erst am Ende des Pliocaen und im frühen Pleistocaen.

Literaturverzeichnis

BERNOULLI, D. (1964): Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). – Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. *118*, 134 S.

BREDDIN, H. (1964): Die tektonische Deformation der Fossilien und Gesteine in der Molasse von St. Gallen (Schweiz). – Geol. Mitt. *4*/1, 1–68.

BÜCHI, U. P. et al. (1965): Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *32*/82, 7–38.

BUTZ, R. (1968): Vergleichende geographische Untersuchungen am schweizerischen Voralpenrand. – Diss. ETH Zürich, Juris Druck und Verlag, Zürich, 227 S.

DAL PIAZ et al. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. – Mem. Soc. geol. ital. *22*, 433–460.

DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasse, ein petrographischer Vergleich. – Europäische Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwissenschaften, *1*, 179 S.

FISCHER, H. (1965): Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel). – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF *88*, 1–62.

GANSSER, A. (1968): The Insubric Line, a major Geotectonic Problem. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *48*/1, 123–143.

GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äusseren Zone der subalpinen Molasse des Entlebuchs (Kt. Luzern). – Eclogae geol. Helv. *59*, 723–772.

GÜNTHERT, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *34*/1, 1–159.

HABICHT, K. (1945): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet. – Beitr. geol. Karte Schweiz, NF, *83*, 1–166.

HOFMANN, F. (1960): Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken. – Jb. st.-gall. naturw. Ges. *76*, 1–28.

LAUBSCHER, H. P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. – Eclogae geol. Helv. *54*/1, 221–282.

LEMCKE, K. (1970): Epirogenetische Tendenzen im Untergrund und in der Füllung des Molassebeckens nördlich der Alpen. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *37*/91, 25–34.

MILNES, A. G. (1974): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A New Working Hypothesis. – Geol. Soc. Am. Bull. *85*, 1727–1732.

RUTSCH, R. F. (1961/62): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz. – Bull. Ver. schweiz. Petrol.-Geol. u. -Ing. *28*/74, 27–32, und *28*/75, 13–24.

SCHLANKE, S. (1974): Geologie der Subalpinen Molasse zwischen Biberbrugg SZ, Hütten ZH und Ägerisee ZG, Schweiz. – Eclogae geol. Helv. *67*/2, 243–331.

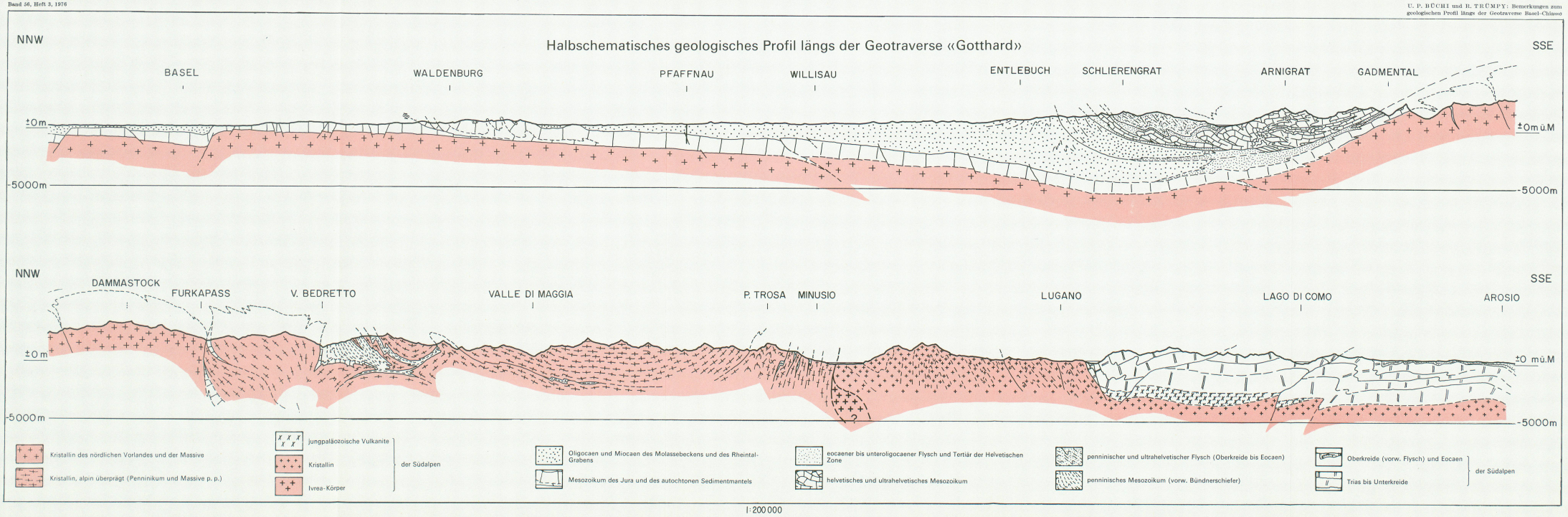
SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. – Diss. Univ. Zürich, Kalt-Zehnder, Zug, 175 S.

TRÜMPY, R. (1976): Du Pèlerin aux Pyrénées. – Eclogae geol. Helv. *69*/2, 249–264.

WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessineralpen. – Schweiz. Min. Petr. Mitt. *35*/2, 311–319.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.
Band 56, Heft 3, 1976



1:200 000