Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 43 (1950)
Heft: 2

Artikel: Bericht über die 66. Hauptversammlung der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in Davos : Sonntag und Montag, den 27. und 28. August 1950
Autor: [s.n.]
Kapitel: B: 66. Hauptversammlung : Sonntag, den 27. August 1950
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-161310

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: 02.10.2025

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

B. 66. Hauptversammlung: Sonntag, den 27. August 1950

Erster Teil: Geschäftliche Sitzung

Der Jahresbericht des Vorstandes für das Jahr 1949/50, der Bericht des Eclogae-Redaktors, der Rechnungsbericht pro 1949 und die zugehörigen Berichte der Rechnungsrevisoren, ferner das Budget für 1950 werden verlesen und von der leider schwach besuchten Versammlung genehmigt. Nach den Statuten musste der Vorstand neu gewählt werden. Herr Prof. Dr. L.-W. COLLET sah sich aus Gesundheitsrücksichten gezwungen, aus dem Vorstand auszutreten. An seiner Stelle wurde gewählt: Herr Prof. Dr. E. PARÈJAS, Genf. Die übrigen Vorstandsmitglieder (L. VONDERSCHMITT, E. WEGMANN, R. RUTSCH, W. NABHOLZ, F. ROESLI, A. FALCONNIER) wurden von der Versammlung wieder gewählt.

Der Jahresbeitrag von Fr. 18.— wird beibehalten, ebenso die Gebühr für lebenslängliche Mitgliedschaft.

An Stelle des turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisors Dr. A. WEBER wird Dr. H. TSCHOPP, Riehen, gewählt.

Der Präsident wird beauftragt, der Mineralogisch-Petrographischen Gesellschaft zu ihrem 25jährigen Jubiläum die Glückwünsche und herzlichen Grüsse der Versammlung zu überbringen.

Zum Ehrenpräsidenten der anschliessenden wissenschaftlichen Sitzung wählen die Anwesenden Herrn Dr. R. STREIFF-BECKER, zum Präsidenten Herrn FR. SAXER und zum Sekretär Herrn Dr. P. NÄNNY.

Der Präsident: L. VONDERSCHMITT.

Zweiter Teil: Wissenschaftliche Sitzung.

Zugleich Sitzung der Sektion für Geologie der SNG.

a) HAUPTVORTRÄGE

1. Vortrag:

JOOS CADISCH (Bern): **Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich.** Mit 1 Tafel (X.)

Wenn wir heute versuchen, Vergleiche zwischen den beiden Fenstergebieten westlich und östlich der Silvretta-Gruppe zu ziehen, so sind wir gezwungen, vorerst einige einführende Worte vorauszuschicken. Zunächst zeigt sich die Schwierigkeit, dass diese Regionen verschieden eingehend und auch von teilweise anderen Gesichtspunkten aus bearbeitet worden sind. Die Geologie des Prätigauer Halbfensters mit seinem Flyschinhalt und seinem ostalpinen Rahmen des Rhätikon, der Silvretta, und des Plessurgebirges darf wohl mit Recht als weitgehend erforscht bezeichnet werden. Das ganze Gebiet ist im Masstab 1:25000 oder 1:50000 kartiert und monographisch beschrieben worden, im Norden durch die Zürcher und Berner Schule, im Osten durch die Basler Petrographen und im Süden durch die Berner Doktoranden unter Leitung von P. ARBENZ. Den Schlusstein des derzeitigen wissenschaftlichen Gebäudes setzte P. NÄNNY mit seiner Aufnahme des Fensterinnern.

Das Unterengadiner Fenster und die Prätigauer Schieferbucht hatten B. STUDER und A. ESCHER VON DER LINTH schon vor mehr als hundert Jahren durchwandert. G. THEOBALD haben wir die Kartierung 1:100000 des schweizerischen Gebie-

tes zu verdanken. Die Aufnahme des österreichischen Anteiles des Engadiner Fensters 1:75000 und 1:25000 beendete W. HAMMER kurz vor dem ersten Weltkrieg. Das Bestreben dieses Autors, den Fensterbau möglichst autochthon aufzufassen, war für die Deutung der Schichtfolgen und der baulichen Zusammenhänge eher von Nachteil. Bis vor kurzem machten sich politische und wissenschaftliche Schranken in diesem Gebirgsteil unvorteilhaft bemerkbar. Heute verfügen wir erst über die Darstellung der südwestlichen Fensterecke auf Blatt Ardez des Geologischen Atlas 1:25000, das ganze übrige schweizerische Territorium befindet sich noch in Bearbeitung und Revision, teils im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission, teils in Arbeitsgemeinschaft mit deren Mitarbeiter H. EUGSTER durch Berner Doktoranden.

Der Blick auf eine tektonische Karte der Alpen klärt schon über gewisse gemeinsame Züge der beiden Fenstergebiete auf. Da wie dort wird ein Komplex penninischer Schiefer durch einen ostalpinen Rahmen eingefasst. Dieser ist heterogen beschaffen, bald aus Sedimenten, bald aus Altkristallin aufgebaut. Die riesigen Gewölbe können erst in einer späteren Phase alpiner Gebirgsbildung entstanden sein, da sie sonst durch neu entstehende Schubflächen wieder zerschnitten worden wären. Diesen übereinstimmenden Eigenschaften stehen bei näherem Zusehen bedeutende Unterschiede gegenüber. Wie das Panorama von der Weissfluh zeigt, kommt im Prätigauer Fenster den unterostalpinen Einheiten der Falknis- und der Sulzfluh-Decke die Rolle eigentlicher Rahmenelemente zu. Sie bauen über den monotonen Flyschmassen die Felsmauer der Falkniskette und die Kalkflühe des östlichen Rhätikon auf; sie bilden an der Weissfluh und bei Arosa die Einfassung der Flyschbucht. Im Unterengadin gehört dagegen das Unterostalpin, d. h. die Tasna-Serie, eher noch dem Fensterinnern als dem Rahmen an. Vor allem im Tirol unterlagert die Tasna-Schichtreihe den kristallinen Fensterrahmen völlig diskordant: das Fenstergewölbe ist Nordost gerichtet, die unterostalpine Zone Ostnordost. Die Lage der beiden Fensterrahmen im alpinen Gesamtbau ist eine völlig verschiedene. Die Prätigauer Schieferbucht ist als Ganzes mit ihrer west-östlichen Anordnung ein Bauelement des Westalpenbogens, das Unterengadiner Fenster gehört dem Ostalpenbogen an, welcher in Mittelbünden gegen Südwesten zurückschwenkt. Es liegt deshalb auch parallel der SW–NE verlaufenden Wurzelzone der Alpensigmoide zwischen Brenner und Brentagruppe. Die Hauptschubrichtungen sind deshalb im Westen und Osten verschiedene und im Bereiche ihrer Verkettung entspricht die Längsfaltenrichtung des Westbogens der Querfaltenrichtung im Ostbogen und umgekehrt. Die genetische Deutung tektonischer Linien und die Zuweisung zu verschiedenen Faltungsphasen wird dadurch ausserordentlich erschwert. Es muss damit gerechnet werden, dass im Verlaufe der durch längere Zeiten andauernden Orogenese gebildete Girlanden wieder zu neuen Bogenelementen umgebildet werden. In ihrer Anlage sind die Bogen abhängig von den vorhandenen Widerständen im jeweiligen Vorlande. Sie sind aber anfänglich auch Abbilder der Ablagerungsräume, die wir uns nicht nur als regelmässige Geosynklinalstreifen, d. h. als langgestreckte Tröge, sondern auch als unregelmässige Becken vorzustellen haben. Aus diesem Grunde weisen die alpinen Decken nur beschränkte streichende Erstreckung auf. E. SPENGLER hat schon vor Jahren auf diese räumliche Beschränkung tektonischer Einheiten hingewiesen, M. GIGNOUX und der Verfasser sind ihm hierin gefolgt. Wir haben 1929 an der Jahresversammlung in Davos der Überzeugung Ausdruck gegeben, dass das weitgehende Parallelisieren tektonischer Einheiten und lithologischer Zonen den natürlichen Verhältnissen Zwang antue. Heute kann man sagen, dass das Parallelisieren ein notwendiges Übel sei. An Stelle der „linearen" Verfolgung von Geantiklinalen und Geosynklinalen über Hunderte von

Kilometern, unter schwimmenden Massiven hindurch und über weite Luftsättel hinweg hat in Zukunft mehr die flächenhafte und räumliche Betrachtung, die vermehrte Berücksichtigung der Tonnage im Sinne E. ARGANDS zu treten.

Der Prätigauflysch

Wir beschränken uns bei der Besprechung der Schichtfolgen auf das Hervorheben einiger wesentlicher Punkte.

Im Anschluss an die Forschungen ALB. HEIMS und G. STEINMANNS unterschied man während Jahrzehnten im Prätigau und Schanfigg die beiden Unterabteilungen der „älteren Bündnerschiefer", welche mit liasischen Zonen südlich des Gotthardmassivs in Zusammenhang gebracht wurden und die jüngeren, fraglich oligocaenen Flyschmassen. D. TRÜMPY, P. ARNI und M. BLUMENTHAL fanden in diesem Prätigauflysch oberkretazische und alttertiäre Mikrofossilien, so Orbitoiden, Sideroliten und Nummuliten. Über den Verlauf der einzelnen Zonen war man aber noch ziemlich im unklaren bis P. NÄNNY (1948) die weitgehende stratigraphische und tektonische Gliederung 1948 gelang. Damit wurde ein altes Postulat der Bündner Geologie glänzend erfüllt. Daran ändert die Tatsache nichts, dass wir bezüglich der Anordnung von Antiklinalen und Synklinalen der Prätigauer Schieferbucht zu einer etwas anderen Auffassung gelangen. P. NÄNNY (1948) hatte im Anschluss an R. STAUB versucht, den Grossfaltenbau der Schiefermassen mit den in der Tiefe ostwärts fortsetzenden Kristallinrücken des Aarmassives in Beziehung zu setzen. So sollte der Dom von Pfäfers nördlich der Landquart im Vilangewölbe abgebildet sein und das anschliessende Sassauna-Gewölbe dem Massivrücken von Vättis entsprechen. Wir versuchten nun, den Verlauf der Strukturen mit Hilfe von Schichtisohypsen festzulegen. Zunächst ergab sich, dass nach den Profilen von P. NÄNNY das Vilangewölbe in Richtung Nordost streicht, d. h. in entgegengesetzter Richtung eher nach Vättis weist. Die zwischen Vilan- und Sassaunagewölbe angenommene Synklinale Steinbrück–Vals ist eigentlich keine solche, da sie durch eine tektonische Diskordanz vorgetäuscht wird. Die Darstellung zweier innerhalb der Flyschmasse gelegener Grenzflächen, und zwar der Unterfläche der Pfäfigratserie (Cenoman?-Turon) und der Oberfläche der Faduraserie (unteres Senon) zeigt weiterhin, dass diese Serien als Ganzes zwischen Hochwang und östlichem Rhätikon in SW–NE-Richtung angeordnet sind, so dass die älteren Komplexe vorwiegend den Nordwestraum des Halbfensters, die jüngeren den Südostraum erfüllen. Die Nordostrichtung der genannten Schieferzone betrachten wir als zweifellos ostalpin, d. h. durch Schub aus dem ostalpinen Bogen gegen NW bedingt. Längs des Rhätikons findet eine Angleichung an die Rahmenrichtung statt, welche der Richtung des Südrandes der nördlichen Kalkalpen entspricht. Auf helvetische Einflüsse, d. h. auf Schub aus dem Westalpenbogen möchten wir nur die schwachen Verbiegungen der Grenzflächenisohypsen zurückführen. Hätte sich die altkristalline Untergrundtektonik im Stockwerk des Prätigauflysches bemerkbar gemacht, so müsste dies vor allem auch in den helvetischen Schubmassen zutreffen. Deren Oberfläche ist heute westlich des Rheins nicht mehr vorhanden, dagegen können wir den Verlauf und die Beschaffenheit der Glarner Überschiebungsfläche teils direkt feststellen, teils extrapolieren. Diese Trennfläche erscheint im Isohypsenbild als regelmässig geschwungene Gewölbeoberfläche, welche auffällig konform dem Rahmen des Prätigauer Halbfensters verläuft[1]). Da der zwischengelagerte Prätigauflysch einen ganz andern

[1]) Das Fehlen eines Bereiches umlaufender Kurven westlich der Linie Chur–Sargans spricht für das Vorhandensein einer im Spättertiär offenen, später wieder zugeschobenen Erosionsfurche im Bereiche des heutigen Rheintals.

Zonenverlauf zeigt, müssen wir annehmen, es sei die Aufwölbung der helvetischen Decken und diejenige des Halbfensters in relativ später Zeit der alpinen Orogenese entstanden. Der Innenbau der Flyschmassen dagegen ist altübernommen und steht mit der Lage der Massivrücken in keiner Beziehung.

Im Hochwanggebiet zeigen die Isohypsen einen merkwürdigen Verlauf. Es liegt hier eine Synklinale vor.

Falknis- und Sulzfluh-Decke

Diese beiden Einheiten umfassen vorwiegend jurassische und kretazische Bildungen, während ältere Komplexe teils in geringer Mächtigkeit ausgebildet, oder während des Deckentransportes „auf der Strecke geblieben" sind. Die Falknis-Decke weist eine rudimentäre Trias auf. An der Basis der Sulzfluh-Decke sind Schollen grünen Granites aufgeschlossen. An eine Eingleitung und Einbettung dieses Kristallins zur Oberkreidezeit ist kaum zu denken, da polygene Oberkreidegesteine vom Typus der Tasna-Oberkreidekonglomerate fehlen. Zu den gut gebankten, vorwiegend dunkelgrauen Malmkalken der Falknis-Decke stehen die hellen Riffkalke der Sulzfluh-Decke in auffälligem Kontrast. Merkwürdigerweise vikarieren die beiden tektonischen Einheiten im Gebirgsbau miteinander. Die Falknis-Serie weist im westlichen, die Sulzfluh-Serie im östlichen Rhätikon grössere Mächtigkeit auf. Die von R. Staub (1948) neuerdings auf Faciesverhältnisse zurückgeführte relativ geringe Mächtigkeit der Falknis-Serie der Weissfluhgruppe ist wie diejenige der Sulzfluh-Decke viel eher durch tektonische Vorgänge verursacht. In der höchsten Abspaltung der Sulzfluh-Decke, der Viehcalanda-Schuppe (Madrisagebiet) sind Anklänge an die Ausbildung der Aroser Zone feststellbar, Triasdolomit und Rhaet schalten sich zwischen Kristallin und Jura ein.

Die Aroser Schuppenzone

Diesem tektonischen Stockwerk wurden ursprünglich all die mannigfaltigen und verschuppten Serien zwischen Sulzfluh-Decke und dem überfahrenen („eingewickelten") Kristallin des Parpaner Rothorns, somit auch das Schuppenpaket des Parpaner Weisshorns und des benachbarten Tschirpen zugerechnet. Später trennten R. Brauchli (1921) und der Verfasser die letzterwähnte Tschirpen-Decke ab, 1934 wurde sie ihrer Facies wegen (untere Trias u. a.) ins Oberostalpin gestellt (1934). In der Aroser Zone liessen sich zwei Serien als extreme Typen aufstellen, die durch seitliche und vertikale Übergänge verbunden sind. Gemeinsam ist beiden die Unterlage von Altkristallin, Verrucano, Buntsandstein und Triasdolomit. Als „normale Folge" bezeichneten wir die darüber liegenden Kalke und Schiefer von Rhaet und Lias, die „Aptychenkalke", welche bis dahin in Mittelbünden keine Aptychen geliefert haben, sowie die Radiolaritgruppe und die als jüngste Bildung am Maraner Bergli auftretenden globotruncanenführenden Schiefer. Orogene Bildungen nannten wir andererseits die monomikten Liasbreccien, die nach oben in polygene Breccien, Sandsteine und Schiefer übergehen, welch letztere Gesteine wir mit den Saluvergesteinen der Piz Nairkette bei St. Moritz verglichen. Diese Bezeichnung ist für Mittelbünden nicht mehr verwendbar, da wir nicht wissen, was wir unter diesem „Pseudonym" zu verstehen haben, solange R. Staub und Fr. Rösli sich weder über die Originallokalität noch über das Alter der Engadiner Gesteine einigen können. Was das Alter der orogenen Sedimente der Aroserzone anbelangt, so sind bei Wallbrunnen (Fondeital) in einer Breccie Radiolaritkomponenten gefunden worden, was im vorliegenden Fall für Jura oder Jüngeres spricht. H. Grunau (1947) hat

bei Arosa festgestellt, dass die Maranerbreccie ins Hangende der Radiolaritserie gehört und sie als obere Kreide angesprochen.

Wir haben die Aroser Schuppenzone seit Jahren als Abkömmling der Err-Bernina-Decke Südbündens bezeichnet und halten an dieser Auffassung fest. Es gibt im tektonischen Hinterland keine andere Einheit, deren Schichtreihe mit der Aroserzonen-Serie so gut übereinstimmt. Die von R. Staub (1937, 1948) vorgenommene Einweisung in ein höheres tektonisches Niveau des Oberengadins halten wir für nicht genügend begründet. Auch ist die Verbindung Aroser Weisshorn–Foil Cotschen–Bergünerstöcke nicht akzeptabel, da, wie schon R. Brauchli (1921) annahm, die fazielle Übereinstimmung von Tschirpen-Decke und Foil Cotschen eine bessere ist. Die „jurassische" Radiolarit-Transgression fehlt in der Aroserzone, sie ist dagegen am Tschirpen wie am Foil Cotschen vorhanden. Die Aroserzone kann somit nicht ins Mittelostalpin gestellt werden. Wenn ein tektonisches Element in diese Kategorie gehört, so sind es immer noch die Aroser Dolomiten. Wie in ihrem südlichen Äquivalent, der Aela-Decke (Bergüner Dolomiten), so fehlt auch in den Aroser Dolomiten die untere Trias. Dies im Gegensatze zur Tschirpen-Decke, welche wir deshalb immer noch als das höhere bzw. südlichere Element auffassen. Will man beide Decken ins Oberostalpin stellen, so verschwindet die Abteilung des Mittelostalpins aus der Nomenklatur der Geologie Mittelbündens.

Das Unterengadiner Fenster

Dieser imposante Aufschluss penninischer und unterostalpiner Decken inmitten oberostalpiner Kristallinmassen und Dolomit-Kalkkomplexe ist als solcher 1904 vom genialen französischen Forscher P. Termier entdeckt worden. Das Gebiet befindet sich zur Zeit in Bearbeitung. Wenn trotzdem darüber berichtet wird, so geschieht dies vor allem, weil die Fensterserien teilweise eine vermittelnde Stellung zwischen nord- und südbündnerischen Gesteinsfolgen einnehmen.

Im argen liegt einstweilen noch die Stratigraphie des tiefsten Gewölbekerns der im Mondingebiet am besten aufgeschlossenen basalen Bündnerschiefer. Die Metamorphose hat besonders im Mittelteil und im Nordosten die Fossilspuren verwischt. W. Hammer erwähnt nur ein Radiolar aus der Mondingruppe. Radiolarien sind aber bekanntlich keine Leitfossilien.

Der Fensteraufschluss reicht im Unterengadin in grössere Tiefe hinab als im Prätigau. Die mächtigen, oft recht massigen Kalkschiefer der Mondinbasis und von Finstermünz erinnern stark an Viamalaschiefer. Die Einlagerung mächtiger Grünschieferkomplexe spricht nicht gegen die Richtigkeit eines Vergleichs mit der Adula-Decke. Wichtig ist, dass eine Grenze gegen höhere penninische Serien im Samnaun gezogen werden kann. Es liegt hier über den ziemlich stark metamorphen Schiefern des Talgrundes eine Schuppenzone, deren Trias W. Hammer schon kartiert und beschrieben hat. Als trennende Elemente treten in dieser Zone von Chè d'Mott–Mutt neben Triasdolomit auch Grünschiefer und Radiolarite auf. Sie trennen mächtige Massen jüngerer Kalkschiefer, welche im Piz Rozgebiet gegen 1000 m stark werden. Diese Schuppenzone steht mit derjenigen des Piz Champatsch bei Schuls in Zusammenhang und kann am ehesten mit der Platta-Decke Südbündens in Beziehung gesetzt werden; wir nannten sie mit R. Staub 1921 Zone von Champatsch. Als alleiniger Vertreter des Unterostalpins und den ganzen Raum bis ans Silvretta-Kristallin hinauf erfüllend, erscheint sodann die Tasna-Decke. Im Westen, bei Ardez, ruhen ihre Sedimente auf einer ziemlich mächtigen altkristallinen Unterlage, auf alten Schiefern mit intrudiertem grünem Granit. Einschaltungen mächtiger Ophiolithe führten hier zu tektonischen Komplikationen. Die altkristalline Unterlage

keilt gegen Nordosten aus. Immerhin konnten wir im Samnaun noch Granitschollen entdecken, und zwar nördlich Chant da Alp trida (Alp Trider Eck) und am Munt da Chöls bei Compatsch. Hier zieht die durch Gipsmassen und Verrucanovorkommen gekennzeichnete Deckenbasis durch. Die ganze Serie ist in den Samnauner Alpen und in der Val Fenga durch Walzfaltencharakter ausgezeichnet. Vor allem fallen die gewaltigen Zylinder von Steinsberger Lias auf. W. PAULCKE erwähnte aus den Kalken der Val Fenga (Fimbertal) Arietiten, wir fanden solche letztes Jahr im Samnaun (Muller nördlich Compatsch). Belemniten und Gryphaeen sind stellenweise häufig. Die Kreideserie der Tasna-Decke mit ihren einsedimentierten Granitschollen, mit ihren Transgressionspsephiten des Urgo-Aptien, des Gault und der Oberkreide (Couches rouges) ist in den Erläuterungen zu Blatt Ardez zur Genüge beschrieben worden. Ob die Couches rouges wie in der Weissfluhgruppe von der Oberkreide noch ins Untereocaen hinaufreichen (Feststellung von M. REICHEL), wissen wir nicht. Wir vermuten dies vor allem vom Flysch, der wechselnd sandig, kalkig und tonig beschaffen ist. Ihm sind Ophiolithe (Serpentin, Diabas und Gabbro) mit Primärkontakt eingelagert. Auch die gewaltige Diabas- und Diabastuffmasse des Bürkelkopf gehört primär zu diesem Flysch. Es existiert somit über der Deckenbasis der Tasnaserie, die von Ardez über Ftan-Piz davò Lais–Fuorcla Zeblas –Munt da Cherns verläuft, nur eine stark verfaltete unterostalpine Schichtfolge. Von einer Aroserzone, als Vertreter des Mittelostalpins, wie sie R. STAUB immer wieder erwähnt, fehlt hier jede Spur. Die Ophiolithe sind dem Tasna-Flysch primär eingeschaltet und können nicht als einer Quatervals-Geosynklinale entstammend betrachtet werden. Es gibt im ganzen Unterengadin keine solchen mittelostalpinen Ophiolithe, auch diejenigen der Clemgiaschlucht werden von Tasnasedimenten überlagert.

In der nordöstlichen Fensterecke fassen wir im Anschluss an W. HAMMER die mächtige Verrucanomasse des Burgfelsens von Ladis als Fortsetzung des Samnauner Verrucanos unserer Tasna-Decke auf. Gegen Süden zu kann die Tasna-Serie nur mit der Err–Bernina-Decke in Beziehung gesetzt werden, sie nimmt faziell zwischen Falknis–Sulzfluh-Decke und der Bernina-Decke eine vermittelnde Stellung ein. Auf eine genauere Einreihung in den Ablagerungsraum verzichten wir einstweilen.

Einige Schwierigkeiten bietet die tektonische Heimweisung der Klippe des Stammerspitz-Gipfels in der hinteren Val Sinestra. Hauptdolomit, fossilführendes Rhaet, Liasbreccie, Liaskalk, fraglicher Radiolarit und Oberjurakalk ruhen hier verfaltet und verschuppt den penninischen Schiefern diskordant auf. Die von W. PAULCKE seinerzeit angenommene Verbindung mit dem Triaszug Chè d'Mott–Munt da Cherns (Samnaun), d. h. mit unserer Champatsch-Serie besteht nach unseren neueren Aufnahmen nicht zurecht. Auf Grund von Vergleichen mit den jüngeren Schichtgliedern der Scarl-Decke in den östlichen Unterengadiner Dolomiten betrachten wir die Stammerklippe als Abkömmling dieser Einheit. Damit sehen wir uns vor die Frage gestellt, weshalb im Liegenden der Stammerserie die Tasna-Decke fehlt. Zukünftige Aufnahmen werden ergeben, ob diese Lücke durch Abscherung entstanden ist oder ob eine Reliefüberschiebung vorliege.

Der Bau des Unterengadiner Fensters und seine Lage im alpinen Orogen

Weder die Einheiten des Fensterinnern noch die Rahmenelemente des Unterengadiner Fensters sind konzentrisch angeordnet. Die Tatsache des Vorliegens verschiedenartiger Rahmenteile veranlasste seinerzeit BR. SANDER, von einem Scherenfenster zu sprechen und gleichzeitig die Annahme kurzfristiger Schübe zu vertreten. Im Mittelteil des Fensters sind Rahmen und Inneres insofern konform, als hier eine

gewaltige Antiklinale vorliegt. Gegen Osten zu weicht die Gewölbeaxe der tieferen Elemente, wie schon angedeutet wurde, von der Fensteraxe ab. Im Westen ist der Grossbau recht kompliziert gestaltet. An Stelle eines Gewölbes mit ziemlich steil gestellten Schenkeln tritt eine breite Antiklinalzone, welche axial steil gegen Westen einfällt. Gleichzeitig zweigt vom Mondingewölbe ein Sattel ab, der über das Quellengebiet von Scuol-Tarasp nach Südwesten verläuft, um von hier in den Crap Putèr anzusteigen. Die Richtungsdivergenzen der tektonischen Grossformen können wie im Prätigau so auch hier auf ungleiche Schubrichtungen während verschiedener Gebirgsbildungsphasen zurückgeführt werden. Dass dadurch auch eine vermehrte Beanspruchung der Gesteinsmassen bedingt war, ist leicht einzusehen. In der relativ starren Masse des auflagernden Silvrettakristallins kam es zu weitgehender Pseudotachylitbildung. P. Bearth hat diese auffälligen Tektonite eingehend beschrieben. Ob diese Pseudotachylite als rekristallisiertes Gesteinspulver oder als Schmelzflussprodukte anzusprechen sind, ist für die Deutung ihrer Entstehungsursache belanglos. H. Jeffreys (1942) versuchte die Bedingungen, unter welchen Schmelztektonite als Reibungsprodukte entstehen, rechnerisch festzulegen. Er kam dabei auf Schubgeschwindigkeiten von hundert Metern in einigen Stunden, die als zu hoch bezeichnet werden müssen, wobei allerdings von Voraussetzungen und Materialverhältnissen ausgegangen wurde, die den unsrigen nur teilweise entsprechen. Dieser Versuch eines Geophysikers verdient immerhin Beachtung. Dass bei Schubvorgängen örtlich hohe Temperaturen auftreten müssen, wurde in der Diskussion der von F. M. Trotter (1949) im englischen Kohlengebiet angestellten Beobachtungen betreffend Änderungen im Kohlenwasserstoffgehalt betont. Es war dabei die Rede von 600 bzw. 700° C., einer Temperatur, welche im Falle der Pseudotachylithe wohl beträchtlich überschritten wurde. Auf der Prätigauerseite der Silvretta wurden Pseudotachylithe bis dahin nicht gefunden. Die tektonische Auflast war hier eine geringere und die Schubbahn, wie Isohypsenkonstruktionen zeigen, nicht so höckerig gestaltet.

Auf der Südwestseite des Fensters wird dessen Rand weithin durch den „Oberen Gneiszug", eine schmale Zone von Altkristallin, die lokal aussetzt, und durch die an- und aufgeschobenen Dolomiten gebildet. Vom Piz Nair bei Tarasp bis zum Piz S-chalambert ist es die oberostalpine Dolomit- und Kalkmauer der Scarl-Decke, am Piz Ajüz und Piz Lad sind es die zur Ötztal-Decke gehörigen Triasmassen, welche den Rahmen aufbauen. Über die Zusammenhänge der grossen Kristallinkomplexe haben sich E. Wenk (1934) und R. Staub (1937) eingehend geäussert. Die Scarl-Decke ruht normal auf ihrer altkristallinen Unterlage, dem Uina- und Sesvenna-Kristallin, das auch am Aufbau des Oberen Gneiszuges beteiligt ist. Hier, an dessen Nordrand ist in Richtung Nauders, d. h. gegen Osten hin eine klare Abtrennung von der Ötzmasse nach den bisherigen Aufnahmen nicht erkennbar, sie kann nach der Karte von W. Hammer nur vermutet werden. Die nachträgliche Trennung von Uina- und Silvrettakristallin erfolgte an einer dem südlichen Fensterrand parallel laufenden, d. h. WSW–ENE gerichteten Linie, d. h. durch NNW-Schub. Die Oetzmasse dagegen wurde gegen WNW hereingeschoben. Die Darstellung von Silvretta-, Sesvenna- und Ötzmasse in einem Profilschnitt lässt somit keine Schlüsse auf ursprüngliche Zusammenhänge ziehen. Während alle drei Komplexe zusammen schon frühzeitig grosse Schubdistanzen zurückgelegt haben, sind ihre relativen Bewegungen recht bescheidene gewesen. Die Silvrettamasse hat als eigentlicher traîneau écraseur aus dem Ostalpenbogen heraus einen weiten Weg über den Westalpenbau hinweg zurückgelegt. Dafür zeugen vor allem die gegen Nordwest vergierenden Faltenzüge des Rhätikons, des Landwasser- und Duncangebietes. Im Unterengadin erscheinen als Zeugen weiteren Transportes der Silvrettamasse an deren

Basis verschleppte Triasschollen, so u. a. südlich des Crap Putèr (Munt della Bescha) bei Tarasp, bei Guarda, am Pit Cotschen und am Parditschergrat im Fimbertal.

Es sei nunmehr auch die Frage gestellt, weshalb im Unterengadiner Fenster keine typischen und zusammenhängenden mittelostalpinen Elemente vorhanden sind. Als Mittelostalpin ist in diesem Alpensektor die Ortler-Decke, nach R. STAUB auch die Quatervals–Umbrail-Decke zu bezeichnen. Wir möchten heute auf Grund der Untersuchungen von U. KAPPELER, obschon derselbe zu andern Schlüssen kam, und in Anlehnung an die Auffassungen von W. LEUPOLD (1934) und W. HAMMER (1938) annehmen, dass die Ortlerzone gegen Südsüdwesten überschoben sei. Sie zeigt faziell grosse Übereinstimmung mit der angrenzenden Scarl-Decke. Tektonisch besteht ebenfalls eine sehr enge Verknüpfung, denn östlich des Etschtales (Vintschgau) lassen sich Trennungen zwischen Ötz-, Sesvenna- und Ortlerkristallin nicht nachweisen. Nach unseren Erkundigungen haben auch die Kraftwerkbauten der Montecatini S.A.für die Existenz solcher Trennflächen keinerlei Anhaltspunkte geliefert. Das negative Argument von R. STAUB (1948), wonach Trennflächen vorhanden, aber noch nicht nachgewiesen seien, vermag nicht zu überzeugen. Im ganzen Ofenberg- und Ortlergebiet haben die Schubphasenrichtungen, wie H. EUGSTER (1923), H. BOESCH (1937) und W. LEUPOLD (1934) zeigten, gewechselt. Der letztgenannte Autor stellt sogar fest, dass die Anordnung der Gesteinszonen in der Scarl-Decke den Schluss zuliesse, dass die ganze Schubmasse, bezogen auf die heutige Lage, aus Osten oder Nordosten eingewandert sei. In Berücksichtigung der ganzen Bau- und Gesteinsverhältnisse kann man die Frage stellen, ob noch eine Berechtigung vorliege, ein Mittelostalpin auszuscheiden. Unsere Auffassung, wonach es zweckmässiger wäre, das Mittelostalpin zum Oberostalpin zu schlagen, wird durch die Ergebnisse von GB. DAL PIAZ (1936) gestützt, welcher für das Tauernfenster die Existenz des Mittelostalpins negiert.

Die Möglichkeit des Vergleiches von Unterengadiner Schichtfolgen mit solchen der Prätigauer Bucht erleichterte die Erforschung des Fensters weitgehend. Noch bleibt viel Arbeit zu leisten. Die Unregelmässigkeit der Ablagerungsräume, die Girlandenbildung, das Ineinandergreifen von West- und Ostalpenbogen mit entsprechendem Wechsel der Schubrichtung bedingen eine Erschwerung der Rekonstruktion von Vorgängen. Dass in früheren und späteren Zeiten Reliefüberschiebungen stattfanden, wie sie schon vor Jahren im Fenstergebiet angenommen wurden, ist verständlich. Für die primitive Schweregleithypothese, wie sie in letzter Zeit von verschiedenen Autoren propagiert wird, bleibt recht wenig Spielraum.- Tangentialer Massentransport und isostatische Ausgleichsbewegungen, das Verschwinden mächtiger Gesteinsstreifen nach der Tiefe hin, und der Nachschub weiteren Materiales von aussen her, kommen, wie dies O. AMPFERER immer wieder betonte, zur Deutung des Gebirgsbaues vor allem in Betracht. Die Schwerewirkung macht sich dabei vorwiegend in der Vertikalen geltend. Es ist ein Fliessen unter weitgehender Beibehaltung der elastischen Eigenschaften, es sind Bewegungsvorgänge, wie sie B. GUTENBERG und H. JEFFREYS (1950) annehmen, welche unseren Vorstellungen vom Werden der Alpen am besten entsprechen.

Literatur

BOESCH, H. (1937): *Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten.* Diss. Zürich.

BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe. Geol. von Mittelbünden.* Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 49, II.

CADISCH, J. (1934): *Der Bau der Schweizeralpen.* (Zürich, Beer & Cie.)
— BEARTH, P. und SPAENHAUER, F. (1941): *Erläuterungen zu Blatt 420 Ardez* des geol. Atlas Schweiz, 1:25000, Bern.
EUGSTER, H. (1923): *Der Ostrand des Unterengadinerfensters.* Ecl. geol. Helv., *18*, 2.
GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa.* Diss. Universität Bern.
HAMMER, W. (1938): Bemerkungen zu R. Staubs „*Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*". Verh. Geol. Bundesanstalt, Nr. 11–12.
JEFFREYS, H. (1942): *On the Mechanics of Faulting.* Geol. Magaz.
— (1950): *Earthquakes and Mountains.* Methuen, London.
LEUPOLD, W. (1934): *Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten)* in: Geol. Führer Schweiz. Basel.
NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* Diss. Zürich.
DAL PIAZ, GB. (1936): *La struttura geologica delle Austridi, Nota I, Il sistema austroalpino lungo il bordo occidentale della «finestra dei Tauri».* Atti R. Istituto Sci. ecc. *95*, 2. Venezia.
STAUB, R. (1937): *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *72*, 1.
— (1948): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass und seine Beziehungen zum Falknis- und Berninaraum.* Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.] 93, Bern.
TROTTER, F. M. (1949): *The devolatilization of coal seams in South Wales.* Quart. J. Geol. Soc. of London, *149*.
WENK, ED. (1934): *Der Gneiszug Pra Putèr–Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztaldecke.* Ecl. geol. Helv. *27*, 1.

---

2. Vortrag:

RUDOLF STAUB: **Tektonische Beziehungen zwischen Alpen und Apennin.** Das Manuskript dieses Vortrags wurde zu einer umfangreichen Arbeit erweitert, die in *Eclogae geol. Helv., 44,* erscheinen wird.

---

b) KURZREFERATE

1. — CHARLES CHENEVART (Lausanne): **Bref aperçu du problème tectonique que posent les fractures de distension en géologie du pétrole.** Avec 3 figures dans le texte. (With a Summary in English.)

Summary. The moderately folded areas of North Africa and the Middle East are often bordered by sharply asymmetrical anticlines with steep external flanks, rather flat tops and gently dipping internal flanks.

Whilst most of these marginal anticlines are of current type resolving laterally into broad monoclinal flexures, a thorough examination reveals structural features of distinctly differential characteristics in those presenting great accumulations of plastic formations in their core.

The distribution of the plastic sediments shows that such accumulations can neither be attributed to a simple rock flowage nor to the thickening accompanying the movements generative of the collapse structures described by J. V. HARRISON and N. L. FALCON. This distribution (fig. 1, zones of laminar and turbulent movements) renders obvious the intervention of an upwards acting force, the combined effects of which give rise to the breaking up of the overlying compact limestone. We have termed "*distension fracture*" the dislocation which results from this breaking up.

Thus, a distension fracture, a fact easily observable on the field, involves a displacement and, as confirmed by the sedimentologic and micropaleontologic study, an adduction of plastic material, the origin of which should be determined by examining its distribution in the areas surrounding the marginal anticlines. Through lack of outcrops, there was no possibility of doing so on the field.

However, by undertaking the systematic study of the facts generally characterizing the disharmonic foldings, we have established the map of figure 2.

This map, an idealized construction, shows, in dashed lines, the isobases of an infrastructure and, in full isopachous lines, the distribution of the plastic material comprised between this deep seated anticline and the disharmonically folded surface structures, as often encountered in tectonically well defined areas.

If we integrate the numeric data of this map with the geological facts observed in the marginal anticlines, we are led to take the above quoted accumulations to be due to the displacement of the plastic material from A to B as expressed in the cross-section, figure 3.

In such a case, there is much evidence that this displacement is genetically connected with the folding of the buried anticline and is the immediate cause of the uprising of the surface anticline fractured in B.

We conclude therefore that the discovery of a distension fracture must incite the oil geologist to much circumspection, as such a fracture is likely a surface indication of a disharmonic folding.

In order to utilize to the full surface data which have not been utilized enough as yet for subsurface interpretation, we further mention some correlative facts as disharmonic folding and diversity of trends, distension fractures and unconformities in deep wells, distension fractures and sudden change of dips, distension fractures and collapse structures.

1. Introduction

Au cours d'explorations géologiques en Afrique du Nord et dans la partie septentrionale de la Péninsule Arabique, notre attention a été attirée par la nature des déformations affectant certaines aires tectoniques modérément plissées.

C'est souvent par un brusque plongement des couches que s'effectue le passage de ces aires tectoniques aux régions non disloquées. Ainsi, le flanc externe des anticlinaux de bordure accuse souvent de 70 à 90° de pendage alors que le flanc interne n'est que faiblement incliné.

A première vue, ces anticlinaux de bordure n'offrent rien de bien particulier et se résolvent latéralement en plis monoclinaux à flexure de plus en plus large. Mais, tout en mettant en évidence la banalité de ce style tectonique dans la plupart des cas, l'examen minutieux du comportement des couches, de part et d'autre des charnières anticlinales, nous a révélé l'existence de traits structuraux à caractères nettement différentiels dans deux, au moins, des anticlinaux observés.

S'il est, en effet, communément admis que toute déformation de couches (alternance de calcaires compétents et de marnes incompétentes) s'accompagne d'un renflement dans la région axiale des plis engendrés et ceci par simple ajustement des matériaux, nous ne pouvons pas attribuer à pareil ajustement les énormes accumulations de sédiments plastiques qui constituent le noyau affleurant de ces anticlinaux.

De telles accumulations pourraient être imputées à quelque glissement par gravité qu'expliquerait la forte inclinaison du flanc externe sus-mentionnée. Glissement et augmentation concomitante d'épaisseur seraient alors comparables à ceux que présentent les «collapse structures» décrites par J. V. Harrison et N. L. Falcon[1]). Mais, à l'encontre de ce qui se passe dans les «collapse structures», lesquelles,

---

[1]) J. V. Harrison and N. L. Falcon, Gravity collapse structures and Mountain ranges, as exemplified in South-Western Iran. Quarterly Journal of Geol. Soc. London, Vol. 92, No. 365, 1936.

Pour ce qui a trait à l'augmentation d'épaisseur des marnes en mouvement, voir les croquis explicatifs des structures en vantail et en cascade (flap and cascade structures) dudit ouvrage (fig. 1, p. 93 et fig. 4, p. 97).

d'après ces auteurs, résultent exclusivement de phénomènes de gravité, les faits que nous avons observés rendent manifeste l'intervention d'une *force ascensionnelle* dont l'effet, s'ajoutant à celui produit par le refoulement latéral des formations plastiques, provoque l'éclatement des formations rigides sus-jacentes. C'est à la disjonction résultant de cet éclatement des couches compactes que nous avons donné le nom de *fracture de distension*.

2. Faits observés

Le terme «fracture de distension» exprime donc un effet et sa cause: la fragmentation d'une roche rigide et la tension extrême à laquelle cette roche a été soumise avant de céder. La fragmentation est un état de fait, elle est aisément observable

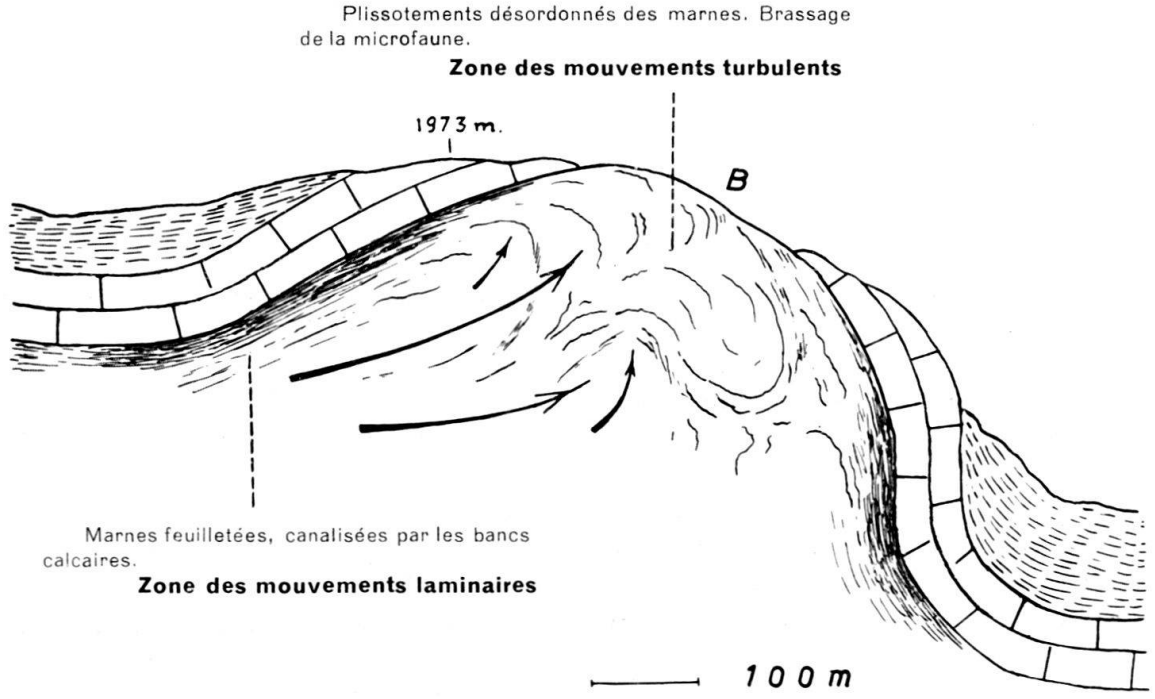


Fig. 1. Coupe schématique d'un anticlinal de bordure, marqué en B par une fracture de distension.

sur le terrain. Quant à sa cause, la distension, on ne la discerne pas à première vue et on serait enclin à lui substituer l'action des agents météoriques. Mais, à y regarder de plus près, on s'aperçoit que, contrairement à cette action qui s'opère de l'extérieur vers l'intérieur, la distension procède d'une force dirigée de l'intérieur vers l'extérieur: le mur des couches compactes examinés au pied des flancs, c'est-à-dire le long des arcs de fermeture anticlinale, est en effet beaucoup plus violemment disloqué que leur toit.

De plus, le contact des calcaires compacts et des marnes sous-jacentes est marqué par une intrication du matériel plastique et du matériel rigide, une interpénétration très nette, d'allure stylolithique. Les marnes, fortement appliquées contre les calcaires, sont disposées en feuillets extrêmement ténus. L'examen au microscope révèle, si ce n'est une véritable mylonitisation, du moins une intense compression que traduisent les déformations optiques très marquées des constituants minéraux des feuillets. Cet effet de compression, localisé à la surface de séparation de

deux milieux à propriétés mécaniques différentes, ne peut être attribué qu'à une surrection des marnes, à un mouvement puissant *dirigé de bas en haut* et contrecarré par les forces statiques des sédiments surincombants.

C'est à de tels mouvements, verticaux ou obliques, et aux résistances rencontrées qu'est dû l'aspect chaotique du centre des noyaux anticlinaux. Les sédiments s'y étalent, en effet, sans qu'aucune règle ne semble présider à leur répartition. Les marnes, écrasées, étirées, déployées en éventail, arquées en une multitude de plissotements, semblent refoulées dans toutes les directions. En fait, l'analyse paléontologique révèle un violent brassage de la microfaune. L'ordre stratigraphique peut être inversé, les espèces les plus anciennes peuvent se rencontrer dans les couches les plus élevées en altitude, les niveaux-repères se répéter sans ordre. L'examen sédimentologique, mené parallèlement à l'étude comparée de la microfaune, met en évidence l'origine mécanique et non pas sédimentaire de la multiplication de ces niveaux-repères. De la comparaison de nombreux profils, dont plusieurs levés dans les régions non disloquées avoisinantes, il ressort qu'il y a eu incontestablement apport de matériel dans les anticlinaux de bordure.

Ce matériel apporté est réparti en zones que caractérisent la direction et l'intensité des forces transférantes, en fonction des résistances rencontrées (figure 1, zone des mouvements laminaires et zone des mouvements turbulents).

Ainsi, il nous paraît établi que les énormes accumulations de sédiments observées ne proviennent ni d'un simple ajustement ni d'un tassement par gravité des formations in situ, mais bien d'un mouvement ascensionnel, d'un déplacement massif de matériel plastique, déplacement capable de produire des actions de diastrophisme dont les anticlinaux de bordure, à charnière éventrée par distension, sont l'ultime aboutissement.

3. Interprétation

Il est évident que pareils déplacements ne peuvent s'effectuer qu'au dépens d'une zone qu'il nous resterait maintenant à déterminer. Il suffirait, pour cela, de prouver qu'aux dépressions que flanquent les anticlinaux, correspond un amincissement des formations plastiques. Faute d'affleurements suffisants, nous n'avons pu le faire sur place.

Nous nous sommes livrés alors à l'étude systématique des travaux publiés ces dernières années et relatifs aux diverses structures des régions pétrolifères connues. Procédant par éliminations successives des anticlinaux n'offrant pas ou peu de ressemblances avec nos anticlinaux de bordure, nous nous sommes finalement arrêtés aux sections présentant de fortes accumulations sédimentaires le long des charnières anticlinales. Ce que nous présumions, soit l'amincissement des séries plastiques aux points d'application des forces dont, par analogie, nous connaissions la direction et l'intensité, cet amincissement se trouve réalisé dans les dépressions synclinales des régions à plissement disharmonique[2]). Dans ces régions, aux anticlinaux de surface correspondent presque toujours les plus grandes puissances de formations plastiques et, aux synclinaux, les plus faibles. Afin de concrétiser ces relations et les enseignements qui s'en dégagent, nous avons établi la carte ci-dessous (fig. 2).

[2]) Qu'on veuille bien nous excuser de ne pas citer, vu leur grand nombre, toutes les sections structurales étudiées. Parmi les publications où figurent ces sections, mentionnons: G. M. Lees and F. D. S. Richardson, The geology of the oil belt of S. W. Iran and Iraq. Geol. Mag., vol. 77, n° 3, plate p. 245, 1940. — G. T. Barber, Review of Middle East, Petroleum Times, June 1948.

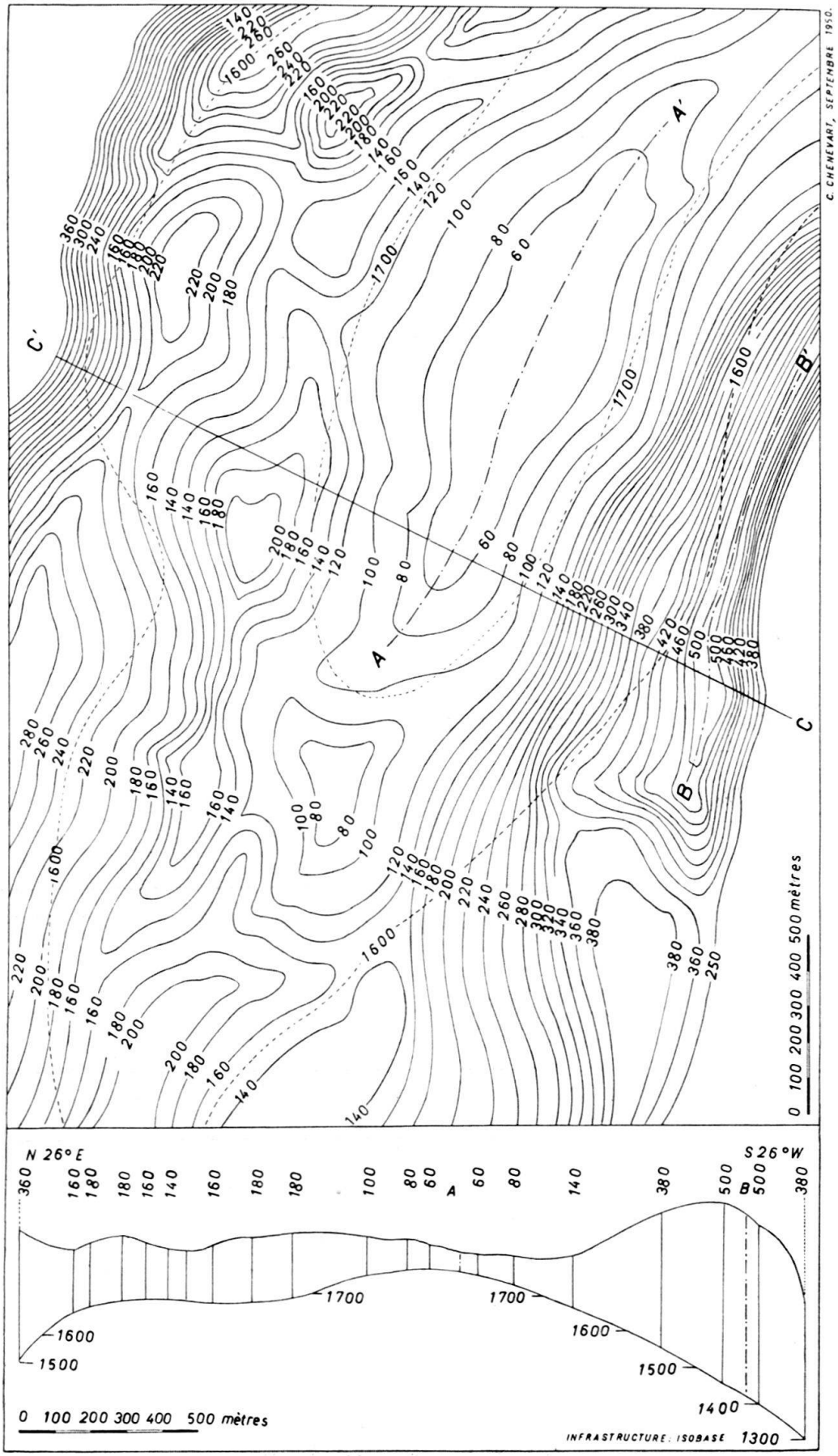


Fig. 2. Carte montrant un type de répartition des formations plastiques tel qu'il se présente dans de nombreux cas de disharmonie de plissement.
——— Isopaques des formations plastiques; AA′ et BB′, axes correspondant respectivement au minimum et au maximum d'épaisseur, 250 m. étant la moyenne en région non disloquée.
– – – – – – Isobases de l'infrastructure.
A gauche, coupe selon CC′ dans laquelle, en plus des données fournies par la carte, il est tenu compte des structures de surfaces.

Cette carte est une construction idéale, fondée non pas sur des hypothèses, mais sur les résultats positifs obtenus, dans diverses régions du globe, par les méthodes de géologie de surface et de subsurface, complétées par la prospection géophysique. En nous référant, d'une part aux travaux publiés et, d'autre part, aux faits que nous avons observés nous-mêmes sur le terrain, nous avons reconstitué, par juxtaposition de profils et conversion de plans, une aire tectonique qui réunirait, en un espace restreint, les traits structuraux les plus typiques et les plus fréquemment rencontrés dans les régions à plissement disharmonique bien défini.

Les courbes isopaques de cette carte indiquent l'épaisseur des formations plastiques comprises entre les bancs compacts d'une infrastructure et ceux des structures de surface. Etant donné la nature des pendages, les cotes d'épaisseur sont données en valeur absolue à la verticale.

Un coup d'œil jeté sur la figure 2 nous dispensera de longs commentaires. Toutefois, nous voudrions relever qu'un des caractères constants des plissements disharmoniques étudiés, est la répartition du matériel plastique selon un ordre de puissances croissantes à partir du sommet d'un anticlinal de profondeur, anticlinal dont nous avons indiqué deux isobases sur la carte.

Tout se passe comme si la surrection de cet anticlinal de profondeur avait déterminé un refoulement latéral du matériel plastique, lequel, en s'accumulant de part et d'autre de l'axe de l'infrastructure, aurait produit les anticlinaux de surface. Ceci se vérifie à tel point qu'en superposant à notre carte une carte structurale des plis de surface, on constate un parallélisme presque parfait de leurs isobases et des courbes isopaques.

Pour ne pas surcharger le dessin, nous avons renoncé à représenter ces isobases sur notre carte mais, en examinant la section à gauche de la figure 2, on pourra aisément se rendre compte de ce parallélisme exprimant l'interdépendance des structures de surface et des épaisseurs.

Si nous intégrons les données numériques fournies par cette carte dans l'ensemble des faits qui caractérisent les anticlinaux décrits dans le chapitre précédent, nous obtenons le croquis interprétatif suivant:

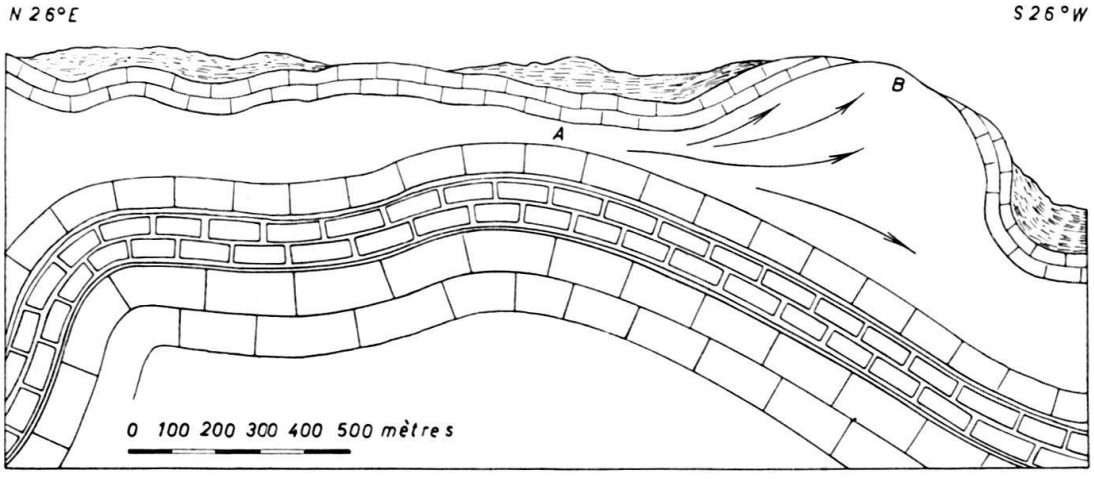


Fig. 3. Coupe structurale selon CC′ (fig. 2)
montrant les relations entre plissement disharmonique et fracture de distension.
En A, point culminant de l'infrastructure, correspondant au minimum d'épaisseur des formations plastiques et à un synclinal de surface.
En B, fracture de distension provoquée par l'accumulation du matériel refoulé de A à B.

Cette interprétation introduit l'élément qui nous manquait dans la définition des forces génératrices des anticlinaux observés. De ces forces, la disposition du matériel plastique nous avait révélé la direction et l'intensité (fig. 1). Nous en connaissons, dès lors, le point d'application (A de la fig. 3).

En résumé, nous dirons donc qu'en région à plissement disharmonique, la répartition des volumes sédimentaires traduit l'intervention de forces propres à rendre compte de tous les faits observés dans les anticlinaux à charnière éclatée par distension.

4. Conclusion

Bien que les lois de la tectonique ne se prêtent guère aux simplifications des formules lapidaires, nous croyons pouvoir conclure de ce bref exposé que *les fractures de distension sont un indice de disharmonie de plissement.*

Etant donné que de telles disharmonies sont souvent inaccessibles à l'observation directe, tout particulièrement en régions faiblement plissées, étant donné, d'autre part, les déconvenues qu'elles peuvent causer dans la prospection du pétrole, il ne peut être qu'utile de signaler les moindres faits susceptibles d'en révéler l'existence.

Sans justifier à elle seule une campagne de géophysique, la découverte d'une fracture de distension incitera le géologue à redoubler d'attention lorsqu'il devra décider de l'implantation d'un forage. Et cela surtout si une telle fracture se trouve en une zone caractérisée par la diversité dans la direction des axes anticlinaux, diversité que nous pouvons considérer également comme une conséquence de la répartition désordonnée du matériel plastique entre deux plis disharmoniques. En outre, lorsque le coût d'une prospection gravimétrique ou sismique paraît prohibitif pour une région donnée, la présence d'une fracture de distension permettra au géologue de réduire la zone à explorer à une ligne passant par la fracture et le long de laquelle quelques sondages électriques peuvent suffire à confirmer ou à infirmer ses présomptions.

Et pour terminer, nous mentionnerons les fractures de distension comme cause possible de nombreux accidents rencontrés par les forages profonds. Nous voulons parler, entre autres, de ces soudaines absences d'un niveau-repère, de ces apparitions répétées d'un même horizon, de ces brusques changements de pendage si fréquents dans les aires sédimentaires où alternent formations compactes et formations plastiques avec prédominance des dernières. (Que le forage passe, par exemple, par le point B et l'apparence est créée d'une lacune stratigraphique.) Nous considérons, en effet, que les forces de refoulement invoquées ici peuvent être capables de vaincre les résistances rencontrées, même sous une grande épaisseur de sédiments.

D'autre part, nous nous demandons si à l'origine des «collapse structures» de J. V. Harrison et N. L. Falcon ne se trouve pas une fracture de distension qui, en disjoignant les bancs compacts, aurait déclenché leur glissement.

---

2. — Toni Hagen (Zürich): **Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis).** Erscheint später.

---

3. — Franz Allemann und Rudolf Blaser (Bern): **Vorläufige Mitteilungen über die Flyschbildungen im Fürstentum Liechtenstein.** Mit 2 Textfiguren.

R. Blaser: *Vorarlberger- und Vaduzerflysch*
Fr. Allemann: *Triesnerflysch und Flysch der Falknis-Decke*

Übersicht

Folgende grosstektonischen Einheiten werden im Fürstentum Liechtenstein angetroffen:

tektonisch oben:
5. Lechtal-Decke (oberostalpin), besonders im Norden und Osten.
4. Quetschzone, vorwiegend aus Gesteinen der Aroser Schuppenzone bestehend.
3. Falknis-Decke (unterostalpin), im Süden des Landes.
2. Flyschzone am Fusse der Drei-Schwesternkette und zwischen Schaan und Triesen.

tektonisch unten:
1. Säntis–Drusberg-Decke (Helvetikum mit südlicher Alvier-Fazies), vertreten am Schellenberg im Norden und am Fläscherberg im Süden des Landes.

Ausser der basalen Flyschzone (2), welche ausschliesslich Flyschsedimente enthält, treten flyschartige Bildungen nur noch in der Falknis-Decke auf, da die helvetische Schichtreihe in diesem Gebiet mit dem Cenoman, die oberostalpine mit dem Norien abschliesst. Was Mächtigkeit und Verbreitung der Flyschbildungen betrifft, kommt der Zone 2 weitaus die grösste Bedeutung zu. Sie muss, aus Gründen, die später dargelegt werden, unterteilt werden in:

tektonisch oben:
2c. Triesnerflysch: Nicht zur Falknis-Decke gehörige Flyschbildungen oberhalb des Dorfes Triesen.
2b. Vaduzerflysch: Zusammenhängender Flyschkomplex vom Wildschloss im Norden über das Schloss Vaduz bis an den Nordrand des Triesner Bergsturzes.

tektonisch unten:
2a. Vorarlbergflysch: Westliche Fortsetzung der südlichen Flyschzone Vorarlbergs. Im Zusammenhang verfolgbar bis zur Sackungsmasse von Mokkawald, südlich oberhalb Schaan.

Die Komplexe 2b und 2c wurden von D. Trümpy und anderen Autoren unter dem Sammelnamen „Triesnerflysch" zusammengefasst.

I. DER VORARLBERGERFLYSCH (cf. Fig. 1)

A. Beschreibung der einzelnen Serien

Die folgende Beschreibung stellt nur eine ganz knappe Zusammenfassung der Resultate dar, welche während unserer Untersuchungen in den Jahren 1945–1948

erzielt werden konnten. Für die eingehendere Darstellung verweisen wir auf die später erscheinende Dissertation.

a) Schwabbrünnen-Serie

Sie stellt eine kompakte Gesteinsfolge dar, welche von der Landesgrenze im Tisnertobel bis zur Forstrüfe (nordöstlich von Schaan) den Sockel der fast 1000 m mächtigen Flyschschichtfolge bildet. Ihre Benennung erfolgte nach dem Steinbruch Schwabbrünnen zwischen Nendeln und Schaan, wo diese Serie in typischer Ausbildung aufgeschlossen ist. Der untere Teil der Serie wird vorwiegend aus dickbankigen, bläulichgrauen, bald gröber- bald feinerkörnigen Sandsteinen, welche mit einer ockergelben bis holzbraunen Rinde verwittern, aufgebaut. Dazwischengeschaltet sind schwarzgraue Tonschieferlagen und mürbe, pflanzenhäckselreiche, schiefrige Sandsteine.

Im oberen Teil der Serie lagert sich ein ca. 20 m mächtiges Band von plattigen, dichten oder feinkieseligen Kalken zwischen die Sandsteine ein.

Der oberste Abschnitt der ungefähr 150–250 m mächtigen Serie wird durch eine mehrmalige Wechsellagerung von dicken Sandsteinbänken mit dünnbankigen bis plattigen Kalken gebildet. Als Begrenzung der Schwabbrünnen-Serie gegen die Plankner-Serie im Hangenden haben wir die letzte dicke Sandsteinbank angenommen.

Der gewöhnliche Typus der Sandsteine erweist sich im Dünnschliff als aus einer grobkörnigen und einer feinkörnigen Fraktion zusammengesetzt. Den Hauptanteil der Komponenten bilden polygranulare Quarzite. Ferner kommen häufig vor: Chloritquarzite, Chlorit-Glimmer-Quarzite und als isolierte Schuppen Muskovit und Biotit. Glimmergneise, Muskovitschiefer und Spilite bis Keratophyre sind verbreitet. An sedimentären Komponenten überwiegen Dolomite und dichte, malmartige Kalke.

b) Plankner-Serie

Keine Serie des Vorarlbergerflysches zeigt eine durchgehend so monotone Ausbildung wie die Plankner-Serie, welche die Schwabbrünnen-Serie überlagert. Sie ist am Ostende des Dorfes Planken, im Grosslochbachtobel auf 650–870 m Höhe und am Gehänge unterhalb des Frastanzersandes gut aufgeschlossen. In ihrer ganzen Mächtigkeit (150–200 m) besteht sie fast ausschliesslich aus dünnbankigen bis plattigen, dichten oder feinkieseligen Kalken, welche mit schmalen Zwischenlagen von Mergeln oder Mergelschiefern wechsellagern. Die dichten Kalke sind von hellgrauer oder blaugrauer Farbtönung und führen, wie auch die Mergel, zahlreiche Fucoiden. Die feinkieseligen Kalke erweisen sich im Dünnschliff meist als ausgesprochene Spongite. Untergeordnet schalten sich in der Plankner-Serie plattige, harte, stark glimmerführende und stets feinkörnige Sandsteine ein. Die Schichtflächen dieser Sandsteine führen meistens schwarze Pflanzenhäcksel.

c) Planknerbrücke-Serie

Über der Plankner-Serie und mit dieser durch allmählichen Übergang verbunden folgt eine sehr heterogene Schichtfolge. Der Steinbruch bei der Planknerbrücke (an der Strasse zwischen Schaan und Planken) stellt einen charakteristischen Aufschluss dieser Serie dar. Er wurde als Typlokalität verwendet.

Kein Profilabschnitt des Vorarlbergerflysches ist derart abwechslungsreich wie derjenige der Planknerbrücke-Serie. Sandsteine verschiedener Art, schwarze Tonschiefer, helle Mergelschiefer, dichte und kieselige Kalke, feinere und gröbere Sandkalke, Kalkbrekzien und polymikte Brekzien wechseln vielfach miteinander.

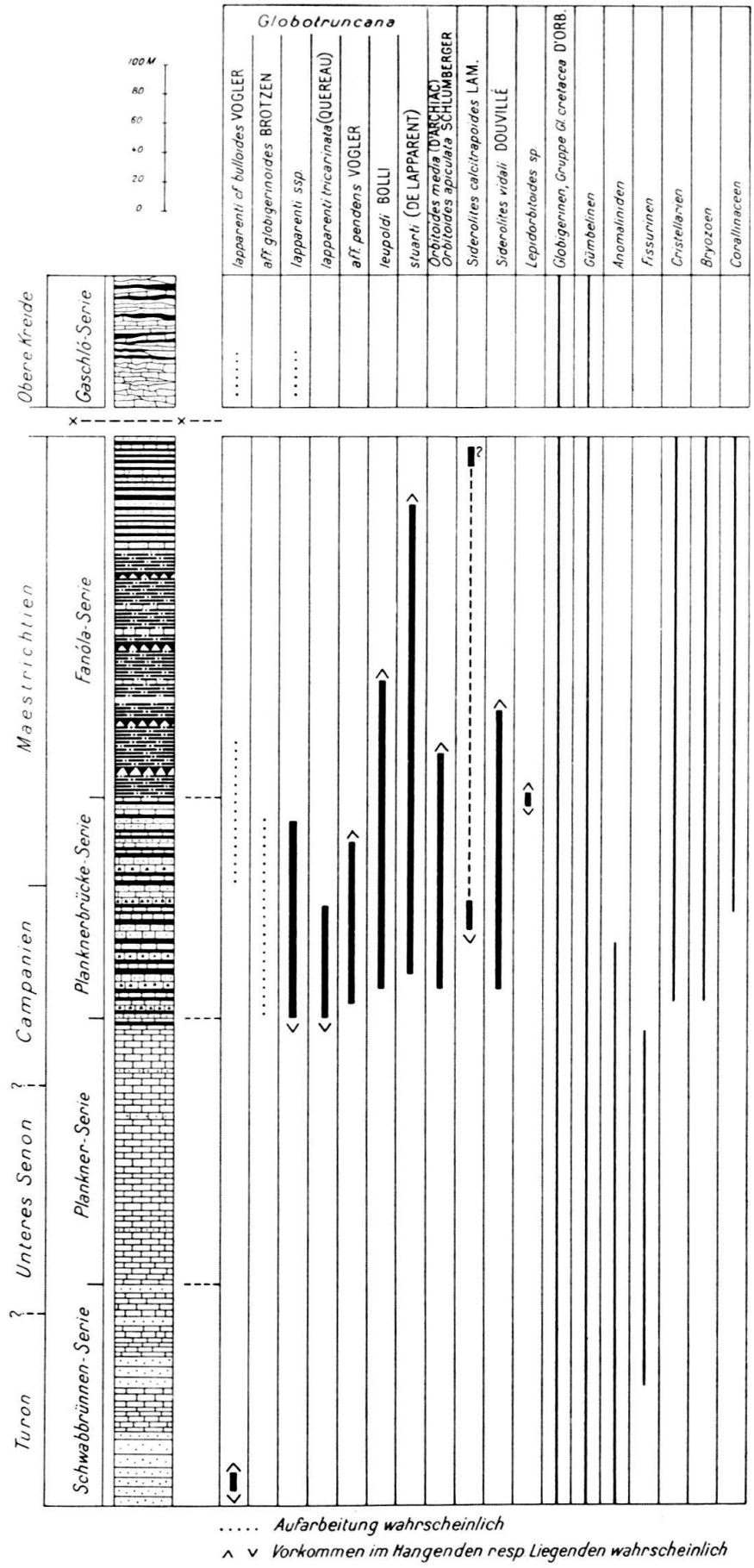


Fig. 1. Verteilung der Fossilien im Vorarlbergerflysch.

Während der Ablagerung dieser Serie war der Sedimentationsprozess ein mehrfach zyklischer. „Graded bedding" ist eine verbreitete Erscheinung. Diese äussert sich darin, dass gröbere Brekzien in ein und derselben Bank nach oben hin erst in gröbere, dann in feiner werdende Sandkalke oder Sandsteine überleiten.

Von den mannigfaltigen Gesteinen, die in der Planknerbrücke-Serie auftreten, sind besonders die kalkreichen Feinbrekzien für diesen Profilabschnitt bezeichnend. Es handelt sich um feine bis mittelgrobe Brekzien, mit bräunlichgrauem, feinkörnigem Kalk als Bindemittel. Die eckigen, stecknadelkopfgrossen Komponenten bestehen in der Hauptsache aus intensiv ockergelb verwitternden Dolomitkörnern, welche besonders dem angewitterten Gestein ein auffällig gesprenkeltes Aussehen verleihen. Weiterhin sind trübweisse Quarzkörner und verschiedenartige Kalke als Komponenten sehr verbreitet.

Ausserdem sind Sandkalke von ähnlicher Zusammensetzung wie die beschriebenen Feinbrekzien verbreitet und typisch. Bei ihnen überwiegt der Anteil der kalzitischen Grundmasse jenen der Komponenten. Seltener kommen auch gröbere, polymikte Brekzien in der Planknerbrücke-Serie vor.

d) Fanóla-Serie

Mit der liegenden Planknerbrücke-Serie wiederum durch allmähliche Übergänge verknüpft ist eine ca. 250 m mächtige Schichtfolge, die besonders im Grosslochbachtobel (nordöstlich Planken) und im Efiplankentobel (oberhalb der Planknerbrücke) gut aufgeschlossen ist. Sie zieht über den Kamm bei Fanóla (oberhalb des Steinbruches bei der Planknerbrücke). Die unteren zwei Drittel dieser Serie setzen sich in der Hauptsache aus aschgrauen bis russfarbenen, mürben, sandigen Schiefern zusammen, die sehr stark an die helvetischen Wangschiefer erinnern. Dieses Gestein verleiht dem unteren und mittleren Teil der Serie ein düsteres, schmutziges Aussehen. Die Sandschiefer sind kaum gebankt; sie bilden weich zurückwitternde Stufen von 2–10 m Mächtigkeit. Typisch für die Fanóla-Serie sind ferner dunkelgraue, ton- und kalkreiche polymikte Brekzien von mittelgrober Körnung. Diese Brekzien schalten sich aber nur sporadisch und meist als einzelne, relativ dünne Bänke ein. Neben den Sandschiefern und Brekzien beteiligen sich in der Fanóla-Serie wieder – als für diesen Profilabschnitt atypische Gesteine – feinkörnige Sandsteine, Sandkalke, dichte Kalke, Mergel- und Tonschiefer am Aufbau der Schichtfolge.

Der oberste Drittel der Fanóla-Serie ist monotoner ausgebildet als die tieferen Teile der Serie. Es fehlen hier die mürben Sandschiefer und die tonreichen Brekzien. In enger Wechsellagerung folgen immer wieder hellgraue, feinkörnige Sandsteine und Quarzite mit dazwischengelagerten dunkelgrauen Schiefern. Untergeordnet treten in diesem Abschnitt auch dichte Kalke auf.

(e) Gaschló-Serie)

Zwischen der oberen, dünnbankigeren Gruppe der Fanóla-Serie und der basalen Quetschzone, welche den Flyschsockel der Drei-Schwesterngruppe von der Basis der Lechtal-Decke trennt, liegt eine Flyschgruppe, welche sich von allen tieferen Serien mehr oder weniger deutlich unterscheidet. Nach ihrem Auftreten bei Gaschló oberhalb Schaan, haben wir diese Serie Gaschló-Serie genannt. Fein- bis mittelkörnige, äusserst harte und zähe Sandsteine, feinkörnige Kieselkalke und fettglänzende, dichte Quarzite wechsellagern, ohne wesentliche Beteiligung von Mergelschieferlagen, miteinander und bilden zusammen einen kompakten Komplex. In den höchsten Teilen der Serie schalten sich dann in vermehrtem Masse Mergelschiefer zwischen die harten Gesteine ein.

Verschiedene Anzeichen, wie eine oft intensive Verwalzung und Verfaltung der Gesteine an der Basis der Gaschló-Serie und eine grosse fazielle Ähnlichkeit mit gewissen Abschnitten des Vaduzerflysches, sprechen dafür, dass in der Gaschló-Serie ein Komplex vorliegt, der von Süden her dem Vorarlbergerflysch aufgeschoben wurde. Dabei könnte es sich um ein dem Vaduzerflysch entstammendes Schichtpaket handeln. Da aber das genauere Alter der Gaschló-Serie nicht erwiesen ist (cf. S. 192), wagten wir es nicht, eine Parallelisation mit dem Vaduzerflysch vorzunehmen. Die stratigraphische und tektonische Stellung der Gaschló-Serie bleibt somit unabgeklärt.

B. Der Altersnachweis der Serien des Vorarlbergerflysches

a) Schwabbrünnen-Serie

In den zahlreichen Dünnschliffen aus Gesteinen der Schwabbrünnen-Serie konnten nur spärliche Fossilien gefunden werden. Es handelt sich hauptsächlich um Assoziationen von kleinen Globigerinen mit Gümbelinen und Anomaliniden. Sehr selten liessen sich aber auch zweikielige Globotruncanen aus der Lapparenti-Gruppe, darunter *Globotruncana lapparenti* cf. *bulloides* VOGLER nachweisen. Auf Grund der Globotruncanenfunde und wegen der weitgehenden lithologischen Übereinstimmung der Serie mit dem oberen Teil des Sandsteinflysches der östlichen Wildhauser Mulde, darf für die Schwabbrünnen-Serie turones Alter angenommen werden.

b) Plankner-Serie

Globotruncanen oder andere gute Leitfossilien konnten von uns in dieser Serie nicht festgestellt werden. Da die Plankner-Serie eindeutig mit der liegenden Schwabbrünnen-Serie und der hangenden Planknerbrücke-Serie normalstratigraphisch verknüpft ist, muss sie das untere Senon vertreten.

c) Planknerbrücke-Serie

Ihr Alter (Campanien bis unteres Maestrichtien) wird durch überaus zahlreiche Funde von Globotruncanen und Grossforaminiferen belegt. Es konnten bestimmt werden:

Globotruncana lapparenti ssp.
Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN.
Globotruncana lapparenti tricarinata (QUEREAU)
Globotruncana cf. *globigerinoides* BROTZEN
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana aff. *pendens* VOGLER
Siderolites vidali DOUVILLÉ
Siderolites calcitrapoides LAM.
Orbitoides aff. *apiculata* SCHLUMBERGER
Lepidorbitoides sp.

d) Fanóla-Serie

Aus den polymikten Feinbrekzien, den Sandkalken und den plattigen, glimmerreichen Sandsteinen konnten bestimmt werden:

Globotruncana stuarti (De Lapparent)
Globotruncana leupoldi Bolli

Die gröberen Brekzien lieferten:
Siderolites vidali Douvillé
Siderolites cf. *calcitrapoides* Lam.

ferner eine Zwischenform zwischen *Orbitoides media* (d'Archiac) und *Orbitoides apiculata* Schlumberger.

Durch diese Foraminiferenassoziation wird das Maestrichtien-Alter der Serie bewiesen.

e) Gaschló-Serie

Funde von Leitfossilien aus der Gaschló-Serie sind selten. Einige Dünnschliffe weisen Globotruncanen, die für Turon bis Untersenon sprechen, auf. Doch ist es nicht ausgeschlossen, dass diese Formen aufgearbeitet sind. Somit ist das genauere Alter der Gaschló-Serie noch nicht eindeutig festgestellt.

II. DER VADUZERFLYSCH (cf. Fig. 2)

Die Flyschbildungen zwischen Wildschloss und dem Triesner Bergsturz sind vom Vorarlbergerflysch im Norden des Landes abzutrennen. Es handelt sich um einen, verglichen mit dem Vorarlbergerflysch, tektonisch höher liegenden Komplex. Auch in fazieller Hinsicht stimmen Vaduzer- und Vorarlbergerflysch nicht miteinander überein.

Im Gelände lassen sich zwei Serien, welche miteinander durch allmähliche Übergänge verknüpft sind, ausscheiden.

A. Lithologische Beschreibung der Serien

a) Schloss-Serie

Die Basis der Flyschbildungen zwischen dem Wildschloss (zwischen Schaan und Vaduz) und dem Nordrand des Triesner Bergsturzes wird aus einer kompakten Gesteinsfolge gebildet, welche sich durch markante Geländeformen abzeichnet. Da sowohl das Wildschloss, als auch das Schloss Vaduz auf dieser Gruppe stehen, verwendeten wir den Namen Schloss-Serie.

Die Schloss-Serie wird zum grössten Teil aus sehr harten, feinkörnigen, mittelgrauen Kieselkalken oder feinen Sandsteinen, deren Bankmächtigkeit meist ca. 30 cm beträgt, aufgebaut. Die Bänke zeigen meist unebene, wulstig-knorrige Ausbildung.

Untergeordnet treten zwischen den Kieselkalken mittelgraue, fein- bis mittelkörnige Sandkalke auf. Sowohl die Kieselkalke als auch die Sandkalke führen – zuweilen nicht unbeträchtlich – Glaukonit.

Die Mächtigkeit der Schloss-Serie ist schwierig zu ermitteln. Sie dürfte wenigstens 120 m, höchstens 230 m betragen.

b) Eichholztobel-Serie

Durch das Überhandnehmen der weichen Mergelschiefer, welche bereits zwischen den Kieselkalken im oberen Teil der Schloss-Serie einsetzen, ist der höhere

Teil des Vaduzerflysches relativ gut vom basalen Teil unterscheidbar. Wir schlagen für den höheren, mehr mergelig-schiefrig ausgebildeten Komplex den Namen Eichholztobel-Serie vor, da das Eichholztobel (südlich Vaduz) den vollständigsten Aufschluss durch diese Schichtreihe darstellt.

Die Mergelschiefer der Eichholztobel-Serie sind in der Regel von stumpfgrauer Farbe. Meist führen sie allerfeinste Muskovitschüppchen. Sie lösen sich in dünne Blättchen auf oder zerfallen dünntafelig. Die Kieselkalke unterscheiden sich von denen der Schloss-Serie nur durch geringeren Glaukonitgehalt. Die Mächtigkeit der Serie kann auf ca. 200 m geschätzt werden.

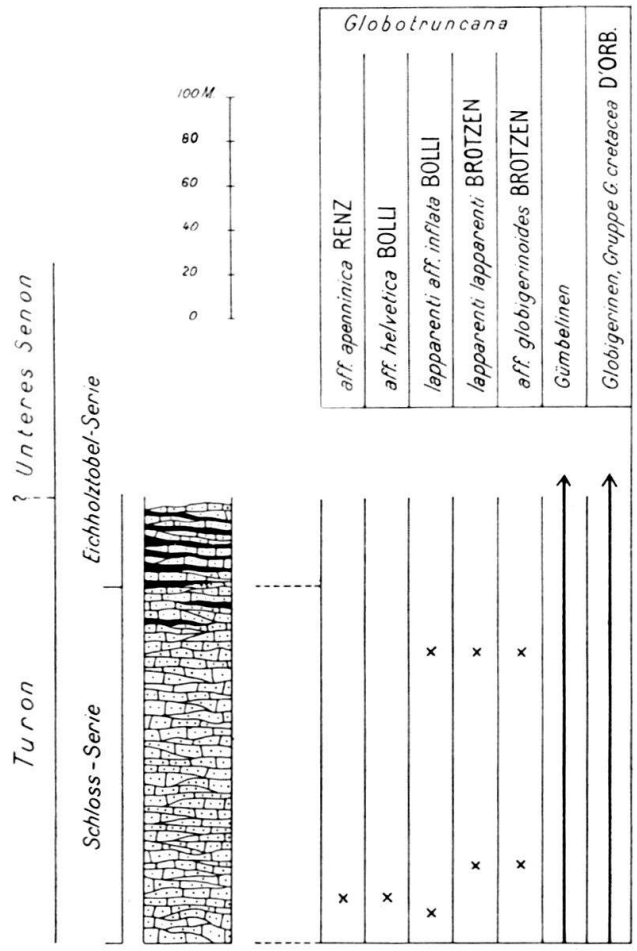


Fig. 2. Verteilung der Fossilien im Vaduzerflysch.

B. Das Alter des Vaduzerflysches

a) Schloss-Serie

Fossilien sind in der Schloss-Serie spärlich. Dünnschliffe von Gesteinen verschiedener Lokalitäten wiesen folgende Fossilien auf:

Globotruncanen mit Anklängen an:

Globotruncana apenninica RENZ und

Globotruncana helvetica BOLLI

Als Vertreter der Lapparenti-Gruppe kommen vor:

Globotruncana aff. *globigerinoides* BROTZEN

Globotruncana lapparenti aff. *inflata* BOLLI

Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN

Jüngere Globotruncanen konnten nicht festgestellt werden. Aus dieser Foraminiferenassoziation geht, da Aufarbeitung nicht vorzuliegen scheint, das turone Alter der Serie hervor.

b) Eichholztobel-Serie

Es wurden nur spärliche und atypische Mikrofossilien gefunden, welche eine genauere Altersbestimmung nicht zulassen. Gümbelinen und kleine Globigerinen sprechen für Oberkreide. Aus der Stellung im Schichtverband (Übergang der Schloss-Serie in die Eichholztobel-Serie) schliessen wir auf obere Kreide jünger als Turon.

VERGLEICH VON VORARLBERGER- UND VADUZERFLYSCH MIT BENACHBARTEN FLYSCHGEBIETEN

A. Vorarlbergerflysch

Der Vorarlbergerflysch des nördlichen Fürstentums Liechtenstein weist eine Schichtfolge auf, die mit derjenigen der weiter im Osten (Allgäu) aufgestellten Sigiswanger-Decke gut übereinstimmt. Die Schwabbrünnen-Serie kann mit einem Teil des Reiselsberger-Sandsteins von M. RICHTER und anderen Autoren (= Haupt-Flyschsandstein von F. KRAUS), die Plankner-Serie mit einem Teil der Piesenkopfschichten verglichen werden. Der gesamte Vorarlbergerflysch Liechtensteins ist als westliche Fortsetzung der Sigiswanger-Decke aufzufassen.

Der über der Plankner-Serie liegende Flyschabschnitt wurde von KRAUS, zusammen mit Anteilen der unterostalpinen Quetschzone, irrtümlicherweise vom tieferen Teil (Schwabbrünnen-Serie, Plankner-Serie) abgetrennt und als tektonisch selbständige Flyschdecke („Oberstdorfer-Decke") aufgefasst. Eine Schubfläche zwischen der Plankner-Serie und der Planknerbrücke-Serie besteht aber nicht; vielmehr sind alle Serien des Vorarlbergerflysches, von der Schwabbrünnen-Serie bis zur Fanóla-Serie, durch Übergänge miteinander verknüpft. M. BLUMENTHAL (1936), gelangte zur Ansicht, dass auch im Vorarlberg die von KRAUS ausgeschiedene, höhere Flyschdecke nicht existiere und dass die unter der „Oberstdorfer-Decke" von KRAUS zusammengefassten Schichtbestände teils als Anteile der Quetschzone, teils als die normalen Hangendschichten einer einzigen, grossen Flyscheinheit aufgefasst werden müssten. Bei gemeinsamen Exkursionen mit P. NÄNNY und F. ALLEMANN vom Liechtensteinischen über das Vorarlberg bis nach Oberstdorf gelangten wir zu Resultaten, welche die Auffassung BLUMENTHALS voll bestätigen.

Der in neuester Zeit von M. FORRER untersuchte Sandsteinflysch der östlichen Wildhauser Mulde ist ebenfalls mit dem Reiselsberger-Sandstein der Sigiswanger-Decke zu vergleichen. Zwischen dem höheren, turonen Teil des Sandsteinflysches der Wildhauser Mulde und der Schwabbrünnen-Serie in Liechtenstein besteht gute fazielle Übereinstimmung. Das gleiche gilt für den Gipfelsandstein der Fähnern (Kt. Appenzell), in welchem von H. EUGSTER ebenfalls turone Globotruncanen nachgewiesen werden konnten.

Der Wäggitaler Flysch zeigt im Tobel des Schlierenbaches eine Ausbildung, welche von derjenigen der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches kaum zu unterscheiden ist. W. LEUPOLD (1942) fand darin Sideroliten. Dazu fanden wir aus diesen Schichten *Orbitoides* sp. Das obersenone Alter darf somit als gesichert gelten. Aus stratigraphischen und tektonischen Gründen möchten wir den Wäggitaler Flysch mit der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches (bzw. mit dem Triesnerflysch) parallelisieren.

Die oberkretazischen Serien der Prätigauschiefer und die ihnen altersmässig entsprechenden Serien des Vorarlbergerflysches gleichen einander faziell, wenn auch gewisse Unterschiede zu konstatieren sind.

B. Vaduzerflysch

Im Vorarlberg konnten wir keine dem Vaduzerflysch entsprechenden Flyschbildungen mehr feststellen. Westlich des Rheins kennen wir keinen Flysch, der demjenigen von Vaduz entspräche. Möglicherweise könnte eine westliche Fortsetzung im Glarnerland gefunden werden.

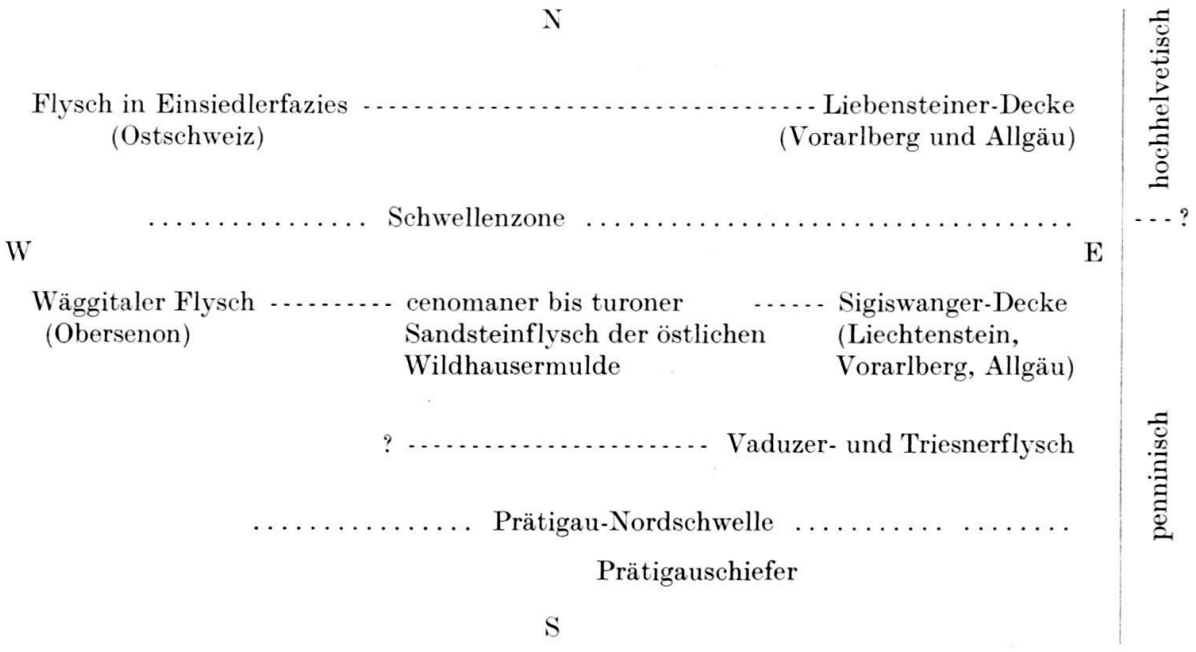
DIE STELLUNG DER ZONE 2 (VORARLBERGER-, VADUZER- UND TRIESNERFLYSCH) IM ALPINEN BAUPLAN

Auf Grund von stratigraphischen und tektonischen Befunden, die hier aus Raumgründen nicht angeführt werden können, und gestützt auf die Resultate der Komponentenanalyse, gelangten wir zur folgenden Vorstellung der paläogeographischen Verhältnisse:

Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysch gelangten in einem Meerestrog zum Absatz, welcher im Norden durch eine Schwellenzone vom Hochhelvetikum (Liebensteiner-Decke), im Süden durch eine andere Schwellenzone (Prätigau-Nordschwelle von NÄNNY) von den Prätigauschiefern abgetrennt war. Die Schwellengebiete waren zur Zeit des oberen Senons wahrscheinlich schon so weit abgetragen, dass eine vollständige Trennung der Meeresbecken vom hochhelvetischen Raum bis ins Gebiet der Prätigauschiefer nicht mehr bestand und die Teiltröge miteinander kommunizierten. Im Trogabschnitt, in welchem der Vorarlbergerflysch zum Absatz gelangte, erfolgte die Sedimentation in südlicher Richtung. Im Beckenteil des Vaduzerflysches scheint die Sedimentation zum Teil auch in nördlicher Richtung – vom Gebiet der Prätigau-Nordschwelle her – stattgefunden zu haben. Der Ablagerungsraum des Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysches erstreckte sich über das Gebiet zwischen der hochhelvetischen Liebensteiner-Decke und den penninischen Prätigauschiefern und kann als hochhelvetisch -penninischer Grenzbereich bezeichnet werden.

Weder faziell noch tektonisch lassen sich der Vorarlberger-, Vaduzer- und Triesnerflysch mit der Falknis-Decke in Beziehung bringen, wie M. RICHTER, A. CUSTODIS und P. SCHMIDT-THOMÉ angenommen haben. Für diese Flyschkomplexe kommt also eine unterostalpine Stellung nicht in Frage.

In Berücksichtigung aller tektonischen und faziellen Befunde und gestützt auf die Resultate der Komponentenanalyse, gelangten wir zu folgendem Abwicklungsschema:



Wo die Grenze zwischen Hochhelvetikum und Penninikum angenommen werden soll, scheint uns eine Ermessensfrage. In Anbetracht der besseren faziellen

Übereinstimmung des Vorarlbergerflysches mit den Prätigauschiefern als mit dem Hochhelvetikum, scheint es uns natürlicher, wenn diese Grenze im Norden des Vorarlbergerflysches gesetzt wird.

III. DER TRIESNERFLYSCH

Unter diesem Namen fasste D. TRÜMPY mehrere Flyschserien zusammen: Triesnerflysch s. str., die Serien des Vaduzerflysches und einige Gesteine, die der Quetschzone an der Basis der oberostalpinen Schubmasse entstammen.

Wir bezeichnen nun mit Triesnerflysch jene Flyschserie, die südlich des Dorfes Triesen unter der Falknis-Decke auftaucht und sich vor deren Stirnfalten in Richtung Steinort unter die oberostalpine Deckplatte des Heubühls hinaufzieht. Die Schichten dieser Flyschschuppe streichen allgemein NE und fallen mit 30–60° gegen SE ein.

Sowohl die Basis dieser Flyschserie, als auch die Zusammenhänge mit dem weiter nördlich aufgeschlossenen, tektonisch tiefer gelegenen Vaduzerflysch, werden von den auf über 1500 m Breite zu Tal gefahrenen Triesner Bergsturzmassen und den Schuttströmen von Wangerberg verdeckt.

Lithologische Beschreibung der Serie

Der Triesnerflysch stellt eine unregelmässige Wechsellagerung von 5–20 m mächtigen Kalk–Kieselkalkpartien mit 5–15 m mächtigen Mergelschieferpartien dar. Diese atypische Schichtfolge wird in Abständen von 10–40 m bereichert durch das Auftreten von 1–3 m mächtigen polymikten Brekzien- und Sandkalkhorizonten.

Die Kalk–Kieselkalkpartien setzen sich zusammen aus 10–60 cm mächtigen Bänken von zähen Mergelkalken, dichten, leicht tonigen Kalken und feinkörnigen Kieselkalken mit häufig zwischengeschalteten, 10–100 cm starken Ton-, Mergel- und Kalkschieferlagen.

Die Mergelschieferpartien, russfarben–bräunlich oder dunkelgrauschwarz im Bruch, lösen sich bei geringerem Kalkgehalt blättrig, bei stärkerer Kalkführung grobschiefrig ab. Häufig ist ein lagenweiser Wechsel von toniger zu kalkiger Fazies zu konstatieren, der ein für mehrere Schieferniveaus charakteristisches knolliges Herauswittern der härteren Mergelkalk- und Kalkkerne bedingt.

Die Brekzienhorizonte, die meist aus mehreren Bänken von 20–100 cm Mächtigkeit bestehen, bilden als allein fossilführende Glieder des Triesnerflysches das massgebende Untersuchungsobjekt für dessen Altersnachweis.

Die graubräunlich verwitternden, im Bruch blauschwarzen kalk- und tonreichen polymikten Brekzien weisen innerhalb derselben Bank entweder gleichmässige Körnung, oder bei Normallagerung eine von unten nach oben abnehmende Komponentengrösse auf, zum Teil mit Übergängen über Sandkalk in feinkörnigen Kieselkalk. Die Hangend- und Liegendteile einer Brekzienbank führen oft Tonzement, die mittleren Bankteile leicht tonigen, zähen Kalkzement. Dieser Wechsel im Zement schafft die für die Brekzienhorizonte des Triesnerflysches charakteristischen rundlichen Verwitterungsformen. Die Anteile toniger Zementführung wittern grusig zerbröckelnd zurück.

Unter den eckigen Komponenten wiegen Quarz, Dolomit und verschiedene Kalke vor. Weniger häufig finden sich feinkörnige Quarzite, Gneise, Feldspate und Glaukonit.

Das Alter des Triesnerflysches

Die stark spätigen, polymikten Brekzien mit Kalkzement erweisen sich als mit reichlichem Fossilininhalt bedachte Gesteine. Bestimmt wurden:

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)
Globotruncana leupoldi BOLLI
Globotruncana cf. *caliciformis* (DE LAPPARENT)
Globotruncana cf. *conica* WHITE
Globotruncana contusa (CUSHMAN)

Unter den Grossforaminiferen findet sich überaus häufig:

Siderolites calcitrapoides LAM.

nicht selten:

Orbitoides cf. *media* (D'ARCH.)
Orbitoides sp.

Zahlreich sind dickwandige, cyclostome und feine, wedelartige Bryozoen, Corallinaceen, Spongiennadeln, Echinodermenfragmente und Kleinforaminiferen vorhanden.

Sicher aufgearbeitet sind guterhaltene und zerbrochene Formen von Globotruncanen aus der Lapparenti-Gruppe.

Der Triesnerflysch darf, entsprechend der Foraminiferenassoziation, ins Maestrichtien gestellt werden. Er stellt mit grösster Wahrscheinlichkeit die Hangendserie des Vaduzerflysches dar.

Vergleich mit Nachbargebieten

Faziell steht der Triesnerflysch sowohl der Fanóla-Serie des Vorarlbergerflysches als auch der Eggberg-Serie der Prätigauschiefer sehr nahe. Er unterscheidet sich von diesen altersäquivalenten Serien nur durch die grössere Mächtigkeit seiner Brekzienhorizonte, von der Fanóla-Serie zudem durch seine im ganzen kalkigere Ausbildung.

Die Stellung des Triesnerflysches im alpinen Bauplan wurde bereits von R. BLASER diskutiert.

IV. DER FLYSCH DER FALKNIS-DECKE

Der Schichtverband im Hangenden der Couches rouges lässt sich nur in der basalen, mächtigsten Schuppe der Falknis-Decke, in der Gleckhornschuppe verfolgen.

Was Mächtigkeit und Verbreitung anbetrifft, erlangen diese jüngsten Glieder in der Falknisschichtfolge nur geringe Bedeutung. Als schmächtiger Saum umhüllen sie, tektonisch stets eng miteinander verknüpft und von ihrer Unterlage meist abgeschert, die leicht nach Norden überliegende, in sich selbst verfältelte Mittagsspitz-Grossfalte.

Diese Schichtfolge im Hangenden der höchsten Couches rouges-Kalke mit den für das Maestrichtien typischen Globotruncanen lässt sich in zwei Serien aufteilen, in eine basale – im folgenden kurz mit „Globorotalienschichten" bezeichnete – und eine Hangendserie, den Flysch der Falknis-Decke.

Die „Globorotalienschichten" umfassen eine heterogene Gesteinsfolge. An der Basis der Serie wiegen graue und rötlich gefärbte Mergelschiefer und -kalke in Couches rouges-Fazies vor. Nach obenhin nehmen graue, schwarze, häufig grünliche und gelblichweisse, zum Teil sandige Mergel- und Tonschiefer überhand. Einzelne Bänke von Mergelkalken, Kieselkalken, Sandsteinen und polygenen Brekzien sind häufig in die Mergel-Tonschieferhorizonte eingeschaltet.

In fast allen Gesteinen dieser Serie, auch im Zement verschiedener polygener Brekzien sind grosse, gut ausgebildete Globigerinen zahlreich und werden stets begleitet von einzelnen, die Serie charakterisierenden Globorotalien.

Der Hauptanteil der 30 bis 50 m mächtigen „Globorotalienschichten" dürfte ins Paleozän zu stellen sein, die Basis reicht eventuell bis ins Danien hinunter.

Über dieser Serie folgt als jüngstes Schichtglied der Falknis-Decke der Flysch.

Der Flysch

Lithologisches:

Der Flysch der Falknis-Decke stellt in seiner unteren Hälfte eine Wechsellagerung von feinkörnigen Kieselkalken und kalkigen Sandsteinen mit Mergel- und Tonschiefern dar. Die 10–100 cm mächtigen, grauen Kieselkalkbänke zerfallen plattig bis feinsttafelig, die 10 cm–2 m mächtigen, grauschwarzen Mergel- und Tonschiefer lösen sich plattig bis blättrig ab.

In der oberen Hälfte nehmen die Ton- und Mergelschiefer überhand. Brekzien sind, abgesehen von der Transgressionsbrekzie des Flysches nur an der Basis weniger Kieselkalkbänke als 1–2 cm mächtige Lagen feststellbar. Nur an einer Stelle tritt 10 m über der Flyschuntergenze eine 40 cm starke Brekzienbank auf.

Die Ton- und Mergelschiefer sind stellenweise fucoiden- und helmenthoidenreich, die Schichtflächen der plattigen Kieselkalke oft übersät mit den bekannten wulst- und knotenartigen Problematica.

Die Flyschtransgression

Kurz zusammengefasst ergeben die Untersuchungen über diese Transgression folgendes:

Vom Nordende der Gleckhornschuppe in Richtung gegen die südlicheren Schuppenteile zu, greift die Transgression von Norden nach Süden auf immer tiefere Schichten über. Schreiten wir weiter gegen Süden zu, erhalten wir das Spiegelbild dieser Verhältnisse; unter der Transgressionsfläche erscheinen jeweils jüngere Schichtglieder. Die Transgression wird dokumentiert durch eine 1–10 m mächtige Transgressionsbrekzie.

Über dem Triesner Steinbruch, dem Aufschluss, der die nördlichsten Teile der Falknis-Decke freilegt, transgrediert der Flysch auf die obersten Couches rouges. Nach Süden zu schneidet die Transgressionsfläche auf eine Distanz von etwas über 3 km nacheinander Gault, Tristelschichten und Neokom ab und greift bis in die obertithonen Calpionellenkalke hinunter. In südlichere Teile der Gleckhornschuppe weiterschreitend, treffen wir unter dieser Fläche zuerst wieder auf die Neokom-, später auf die Gaultunterlage.

Die Mächtigkeit der Transgressionsbrekzie, über den Obertithonkalken 10 m betragend, nimmt nach Norden und Süden hin ab und keilt über den Couches rouges ganz aus. Die teils eckigen, teils mehr gerundeten Komponenten weisen an der Basis die grössten Durchmesser auf (bis über 1 m).

Der kieselig bis kalkige, feinkörnige Sandsteinzement tritt im Verhältnis zum Anteil der Komponenten stark zurück. Bemerkenswert am Bestand der Komponenten ist die Beteiligung von nur harten Gesteinen: Quarziten, Hornsteinen, polygenen Brekzien, Sandsteinen und tristelähnlichen Kalken. Der Anteil an Gaultkomponenten (glaukonitische Quarzite, Sandsteine und Brekzien) macht über sämtlichen, von der Transgression betroffenen Schichtgliedern mehr als 50 Prozent aus. Komponenten aus den jeweils unter der Transgressionsfläche liegenden Serien sind nicht häufig zu finden.

Das Alter des Flysches

Im Zement der Transgressionsbrekzie wurden bis anhin keine Fossilien gefunden. Jedoch schon 2 m über diesem Horizont führt ein kalkiger Sandstein mit grösseren Couches rouges und Gaulttrümmern stratigraphisch verwendbare Foraminiferen, die uns erlauben, das Alter annähernd zu fixieren. Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Professor M. Reichel, für die ihm an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen sei, handelt es sich um artlich kaum bestimmbare Foraminiferen der Gattungen

Operculina
Nummulites
Miscellanea
und *Discocyclina*

Diese Formenassoziation ist typisch für den ganzen, 50–80 m mächtigen Schichtstoss des Flysches. Sie weist, zusammen mit anderen Indizien, die aus Raumgründen nicht angeführt werden, auf oberes Paleozän bis eventuell Untereozän hin.

Die Aufarbeitung von Foraminiferen ist beträchtlich und mitverantwortlich für die Unmöglichkeit einer sicheren Altersdatierung. Einzelne, zum Teil quarzreiche, feinkörnige Kalksandsteine sind erfüllt von aufgearbeiteten und resedimentierten, isolierten Globigerinen, weniger häufig Globorotalien und Globotruncanen. In Brekzienlagen treten diese Formen in Komponenten ihres Muttergesteins auf. Der Erhaltungszustand einer Grosszahl isolierter Schälchen ist erstaunlich gut.

In welchem Masse die Grossforaminiferen von Aufarbeitungsvorgängen betroffen wurden, kann nicht entschieden werden.

Wichtigste Literatur

Berliat, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* Ecl. geol. Helv., *35*, No. 2.

Blumenthal, M. M. (1936): *Kurze Notiz über die stratigraphisch-tektonische Aufteilung der ultrahelvetisch-austriden Grenzzone in Vorarlberg und im Allgäu.* Jb. geol. Bdes.-Anst., *86*, Heft 3 und 4, Wien.

— (1936): *Die Allgäu-Decke in den Bergen des Grossen Walsertales (Vorarlberg).* Ecl. geol. Helv., *29*, Nr. 2.

Custodis, A. (1936): *Geologie des Alpenrandes zwischen Hindelang und der Wertach im Allgäu.* Diss., Bonn.

Custodis, A. & Schmidt-Thomé, P. (1939): *Geologie der bayrischen Berge zwischen Hindelang und Pfronten im Allgäu.* N. Jb. Min. etc., Beilagebd. *80*, Abt. B., Stuttgart.

Eugster, H. (1931): *Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. 1930.* Ecl. geol. Helv., *24*, No. 1.

Forrer, M. (1946): *Über den Flysch der östlichen Wildhauser Mulde*, Ecl. geol. Helv., *39*, No. 2.

— (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde.* Diss. Basel.

KRAUS, E. (1927): *Neue Spezialforschungen im Allgäu.* Geol. R. *18*, Stuttgart.
— (1932): *Der nordalpine Kreideflysch I.* Geol. u. pal. Abh., NF, *19*, Heft 2, Jena.
— (1932): *Über den Schweizer Flysch*, Ecl. geol. Helv., *25*, No. 1.
— (1935): *Über den ultrahelvetischen Kreideflysch.* Ecl. geol. Helv., *28*, No. 1.
— (1942): *Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch II.* N. Jb. Min. und Petr. Beilagebde. (Abh.), Abt. B, *87 I/II*, Stuttgart.
LEUPOLD, W. (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein.* Ecl. geol. Helv. *30*, No. 1.
— (1938): *Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch.* Ecl. geol. Helv. *31*, No. 2.
— (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen zwischen Reuss und Rhein.* Ecl. geol. Helv., *35*, No. 2.
NÄNNY, P. (1946): *Neuere Untersuchungen im Prätigauflysch.* Ecl. geol. Helv., *39*, No. 2.
— (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur.* Diss. Zürich.
RICHTER, M. (1937): *Die deutschen Alpen und ihre Entstehung.* Deutscher Boden, *5*, Bornträger, Berlin.
SCHAAD, H. W. (1925): *Geol. Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen*, Diss. Zürich.
SCHMIDT-THOMÉ, P. (1936): *Geologie der Alpenrandzone zwischen der Wertach und Pfronten im Allgäu.* Diss. Bonn.
TERCIER, J. (1936): *Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche.* Ecl. geol. Helv., *29*, No. 1.
TORNQUIST, A. (1908): *Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Beziehungen zu den ostalpinen Deckenschüben.* N. Jb. Min. etc., Stuttgart.
TRÜMPY, D. (1916): *Geol. Untersuchungen im westlichen Rhätikon.* Beitr. geol. Karte Schweiz, [NF] *46*.
ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee.* Diss. Bern.

---

4. — KURT SCHMID (Bern): **Das Alter des Uebeschi-Sandsteins bei Thun.**

Erscheint später.