Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 25 (1932)
Heft: 1

Artikel: Über den Schweizer Flysch
Autor: Kraus, E.
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-159144

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: 20.08.2025

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

Über den Schweizer Flysch.

Von E. Kraus (Riga).

Mit 10 Textfiguren.

Geländearbeiten in zehn Sommern haben den Verfasser im Allgäu-Vorarlberg zu einer kartistischen Darstellung und Gliederung der orogenen Sedimente, namentlich auch des Flysches, geführt[1]). Von dieser Grundlage ausgehend wurde versucht, Gemeinsames und Abweichendes der nordalpinen Flysch-Sedimentation und -Tektonik einerseits nach O bis Wien[2]) und andererseits nach W bis Thun festzustellen.

Sieht man von der Teildelle des Rheintales ab, so zeigen die Alpen gegen W bekanntlich im grossen ganzen einen Anstieg der Achsen. Es liegt im W nach des Verfassers Ansicht eine isostatische Heraushebung vor, welche die Folge vorausgegangener, besonders kräftiger Hinabfaltung in die Tiefe war: Der Faltungs-Tiefgang (Alb. Heim) war infolge gesteigerter Orogen-Bewegungen besonders gross geworden. Die Amplitude zwischen orogener Tiefenfaltung und isostatischer Hochwölbung ist im W bedeutender als im Osten.

Damit stimmt die längst bekannte Tatsache, dass die im W entblössten Stockwerke des Gebäudes ungleich grössere Bau-Komplikationen deutlich erkennen lassen. Man braucht ja nur an die mächtigen Abscherungen, Längszerreissungen, Überfaltungen, Digitationen, Einwicklungen etwa im helvetischen Gebirgsteil der Schweiz zu erinnern, an die gewaltigen Schubweiten des Unterostalpins. Das

---

[1]) E. Kraus, Blatt Fischen und Blatt Oberstdorf 1:25 000, Bayer. Oberbergamt München. Blatt Kempten und Blatt Oberstdorf 1:100 000 (letzteres noch nicht gedruckt) Piloty & Loehle München. „Neue Spezialforsch. im Allgäu" Geol. Rundschau **18**, 1927, 189 ff. „Über Molasse und Flysch im Allgäu. Ebenda **20**, 1929, 146 f. „Calpionella alpina Lorenz als „Leitfossil" Acta Univers. Latv. Riga Math-Nat. Fak. Ser. I, 4. S. 69—80. „Neues über die Bayer. Alpen" Mitteil. Geol. Ges. Wien **22**, 1930, 133—147. „Der nordalpine Kreideflysch" Geol.-pal. Abhandl. 1932.

[2]) E. Kraus, Der Bayerisch-oesterreichische Flysch. Abhandl. Bayer. Oberbergamt München 1932.

sind Bewegungsbilder, für die wir ostrheinisch so gut wie keine Vergleichspunkte haben — so oft man auch versuchte beispielsweise das unterostalpine Klippen-Phänomen auch im Körper der nördlichen Ostalpen wieder zu entdecken. Unterostalpin gibt es im O des Rheins nur im Rätikon und im zentralalpinen Bereich. Von einer Klippendecke fehlt jede beweisbare Spur.

Es wird die Frage zu bewegen sein, ob jener ostwestliche Gegensatz einfach ein regionaler ist auf wesentlich *gleicher* Stockwerksebene; oder ob er Angelegenheit der grösseren Bildungstiefe ist, und zwar der Steigerung orogener Durchbewegung gegen die Tiefen des Gebirgskörpers zu.

Gehen wir nun daran, die stratigraphisch-tektonischen Flyscheinheiten des, bei allen Teilkomplikationen doch weniger zerzausten und darum günstigeren ostrheinischen Flysches auch in der Schweiz zu verfolgen, so sind wir uns der Schwierigkeit dieses gern gemiedenen Kapitels wohl bewusst. Auch die vorbildlich gründliche Kartenaufnahme, welche die schweizerischen Fachgenossen zu pflegen gewohnt sind, konnte im Flysch bis heute noch nicht zu allgemein anerkannten Ergebnissen führen[1]). Ein Hauptgrund scheint mir der zu sein, dass man, von einigen Beobachtungen ausgehend, bisher den Flysch zum weit überwiegenden Teil für Eozän oder Oligozän ansprach und nicht zunächst einmal als eine *Fazies*.

Die Überzeugung ist noch recht jung, dass beispielsweise die im Einsiedler Flysch so ausgeprägten Bänke von Nummuliteneozänkalk nicht stratigraphisch eingelagert, sondern tektonisch eingeschuppt sind. Noch heute gibt es Verfasser, die allen Flysch, der sich als nichttertiäres Sediment erweist, nicht „Flysch" glauben nennen zu dürfen. Dabei hat doch B. STUDER[2]) unter „Flysch" zunächst nur petrographisch gewisse Sandsteinarten mit Mergelschiefern zusammengefasst.

Fortschreitende Arbeit führte auch in der Schweiz bereits auf den richtigen Weg. Er läuft erfreulich gut mit jenem zusammen, den ich für den süddeutschen Flysch gefunden habe. Auch in der Schweiz gibt es die Fortsetzungen jener *Kreideflyschmassen*, die in den Karpathen und am ganzen übrigen Alpennordrand so verbreitet sind. Es sei untersucht, wie weit dies der Fall ist und welche paläogeographischen und tektonohistorischen Grundzüge hieraus abzuleiten sind.

Was im Westen dabei sogleich auffällt, das ist die ungleich breitere und verzweigtere Entwicklung der Flysch-Ausstriche. Es

---

[1]) ARN. HEIM, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. schweiz. pal. Ges. **35**, 1908; in „Geologie der Schweiz" II 1922. Jean BOUSSAC, Etudes strat. sur le Nummulitique alpin. Mém. Carte géol. dét. de la France Paris 1912.

[2]) B. STUDER, Monographie der Molasse. Bern 1825.

ist der Charakter von *Hüll*massen, den, ähnlich wie z. B. in dem vergleichbar gebauten Klippenbezirk der Nordkarpathen, der Schweizer Flysch viel ausgeprägter zeigt als der östliche. Der Flysch war das weiche Bett, in dem die Decken, Digitationen und Schuppen aus stabileren Gesteinsmassen sich rücksichtslos dahinwälzten, und in welches sie sich tief einwühlten.

Und das andere, gegenüber dem Osten ungleich Grossartigere, was zunächst bedrückt, ist die gewaltige Entwicklung des exotischen Block-Phänomens. Dürfen wir auch für den östlichen Flysch H. SCHARDT recht geben, wenn er sagt, dass bei Licht betrachtet eigentlich der ganze Flysch in seinem klastischen Anteil aus „exotischem" Material aufgebaut sei, so wird beim Auftauchen einer derartigen Unzahl grober, wohl ausgeprägter Exotika das Herkunftsproblem überaus dringlich.

Wir betrachten der Reihe nach zunächst die verschiedenen, Flysch führenden Deckeneinheiten an einigen bedeutungsvollen, von mir begangenen Punkten. Dann soll versucht werden, die Fragen vom Flysch, die ja gleichbedeutend sind mit jenen nach dem Werdegang des ganzen Gebirges, entstehungsgeschichtlich zu gruppieren.

A. Der autochthone Flysch.

Sieht man die Schichtenfolge auf den zentralen Massiven durch, so fällt die allgemeine Verbreitung der Abtragungsvorgänge zu Anfang des Tertiärs auf. Hier ist noch nichts von den niedersenkenden, hyporogenen[1]) Vorgängen geosynklinaler Art zu verspüren. Noch waren die Massive Teil des Kontinents Europa. Aber auch weiter nach S in die, wie wir sehen werden, unmittelbar vorher geosynklinal schon sehr stark bewegten Bezirke der parautochthonen, helvetischen und sogar romanischen Decken griffen jene Abtragungsvorgänge mit Bohnerztaschen über.

Das allgemeine Bild am Ende der Kreide zeigt im Autochthon die Auswirkungen einer ältesten orogenen Bewegungsphase mit Faltenverbiegung während überwiegend abwärtiger Bewegung. Als diese orogene Kraft nachliess, da schwoll das durchbewegte Rindenstück, aus isostatischen Gründen wohl, empor in die abtragende Lufthülle. Die Abtragungsfläche ist der Querschnitt, der uns die Erfolge vorangegangener Teilbewegung aufzeigt. Die Tiefe, bis zu der sie in den Untergrund vordringt, kann als Mass nicht nur für die Aufwölbung, sondern auch für die voraufgegangene, hyporogene Verlagerung gelten. Sie war im autochthonen Raum noch nicht stark. Aber weithin lag

---

[1]) E. KRAUS, Der orogene Zyklus und seine Stadien. Centralblatt f. Min. Jg. 1927, B, S. 216—233.

schon der Jura frei, im S die Kreide. Auf der Aiguilles Rouges-Masse fehlt die Sedimentdecke ganz.

Der paleozän-alteozänen Zeit kontinentaler Ruhe, Hebung, Abtragung war die erste grosse Bewegungsphase der Westalpen, die Hauptzeit der laramischen[1]) Faltungsphase in der Oberkreide vorangegangen. Was dem Alteozân folgte, war — gleichzeitig mit ausseralpinen Vorgängen — eine neue Senkung, verbunden mit Transgression im Mitteleozän. Sie leitete die neue geosynklinale Phase ein, welche nun im Gegensatz zu der vorangegangenen auch im helvetischen Autochthongebiet schon lebhaftere Kräfte entfaltete. Das lutetische Nummulitenmeer umspülte zunächst noch die Massivrücken. Aber weitere Versenkung brachte weiteres Übergreifen. Über dem flachmarinen Nummulitenkalk häufte sich die tiefermeerische Fazies der mächtigen Globigerinen- oder Stadschiefer-Mergel und dann des noch mächtigeren *Flysches:* ausgedehnte Vulkan-Eruptionen andesitischer Magmen (De Quervain) gaben ihre Tuffe in den Taveyannaz-Flyschsandstein, welcher z. B. in der unterhelvetischen Diableretsdecke über Malm transgrediert. Zuoberst wurden die schwarzen Bitumenschiefer von Glarus mit Sandstein (Fisch- oder Dachschiefer) in die noch weiter sinkenden Becken eingefüllt.

An anderer Stelle konnte auf die allgemeine Bedeutung der mächtigen Fleckenmergel-Fazies *als Vorläuferfazies des Flysch* nach normal-epikontinentaler Gesteinsentwicklung aufmerksam gemacht werden[2]). Diese unter dem Namen der Amdener-, Leimern-, Nierental- und Stadschiefer laufende Fazies ist die trübe Schlammwolke, welche nun auch hier in das epikontinental-helvetische Klarwasser-Becken nach der kräftigen turonen Beckenvertiefung hereindrang, und der auf dem Fuss die hyporogene Unruhe des Untergrundes folgte, welche die nun folgende Fazies des Flysch allein verständlich macht. Erst im obersten Eozän erreichte diese tieforogene Bewegung auf ihrem Marsch durch die Geosynklinale den autochthon gebliebenen südlichen Randstreifen des europäischen Kontinents. Und es ist höchst bezeichnend[3]), dass sie auch hier wieder nicht ankam ohne ihre ophiolithische Begleitung aus der Tiefe.

---

[1]) H. Stille (Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Gebr. Borntträger Berlin 1924) setzte die geosynklinalen Faltungs- und Schub-Zeiten nach den beobachtbaren Diskordanzflächen an. Da sich diese Flächen aber erst bei der nachfolgenden Hebung bilden, ist der Phasentermin im allgemeinen etwas zu spät angegeben.

[2]) E. Kraus, Der Nordalpine Kreideflysch. Geol. u. Pal. Abhandl. 1932.

[3]) E. Kraus, Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. Geol. Rundschau **19**, 1928, S. 353—386, 481—493.

B. Die Wildflyschdecke.[1])

Grösste Unklarheit besteht bis heute über die im ultrahelvetischen Bildungsgebiet des Flysches eingetretenen Vorgänge und über die damalige Paläogeographie. Meine Gliederung des Flysches im O des Rheins hat in dieser Beziehung zu begründeten Gesamtvorstellungen geführt. Es soll versucht werden, sie an den verwickelteren Beispielen westlich des Rheins zu prüfen.

Die Bildungsumstände des Wildflysches stehen hier voran. Er bedeckt die helvetischen Sedimente, Falten und Decken. Genau wie in der ostrheinischen Feuerstätter Wildflyschdecke[1]) können wir auch in der Schweiz mit ARN. HEIM[2]) eine aus Wildflysch mit exotischen Blöcken, Schuppen und Scherlingen von eozänem Nummulitenkalk, Wangschichten, Leist- und Leimernmergeln bestehende, besondere Decke unterscheiden. Besonders klare Aufschlüsse zeigt sie zwischen Rhone und Thun, wo die aus der nordalpinen Narbe[3]) im Rhonetal aufsteigende ultrahelvetische Bonvindecke mit ihrer Wildflyschfortsetzung in den inneren und äusseren Freiburger Alpen deutlich das ganze Helvetikum einhüllt, einwickelt. Von da zieht diese Wildflyschdecke mit viel grösseren Unterbrechungen durch die mittlere und östliche Schweiz, wo sie (südlich Einsiedeln, Glarner Land) gewaltige Verbreitung hat und die Glarner Decke um mehr als 30 km einwickelt.

Abgesehen vom Glarner Gebiet habe ich sie in der Amdener Mulde und südlich vom Grossen Auberg mit dem östlichen Wildflysch näher verglichen.

Wildflysch in der Amdener Mulde.

Unter der liebenswürdigen Führung von Herrn ARN. HEIM hatte ich Gelegenheit, einen Blick in die Flyschfüllung der Amdener Mulde im N des Walensees, namentlich in die nach Wildhaus-Vorarlberg fortsetzende Fliegenspitzmulde zu tun.

Im Gegensatz zu den überwiegend autochthonen Flyschvorkommen über Assilinengrünsand-Bänken im Flibach-Gebiet und am NW-Rand der Säntisdecke schliesst hier der Flysch unmittelbar nach oben an die Amdener Mergel an. Er ist sehr mächtig und enthält viel Sandstein. ARN. HEIM behandelte 1910[4]) den Gedanken, es könnte

---

[1]) E. KRAUS, Der Bayerisch-oesterreichische Flysch. a. a. O.

[2]) ARN. HEIM, Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. N. F. Lief. 31, 1911. Aufstellung der „Wildflyschdecke".

[3]) E. KRAUS, Die Alpen als Doppelorogen. Geol. Rundschau **22**, 1931, S. 65—78.

[4]) ARN. HEIM, Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe I, S. 66, 129. Der Genannte bezieht sich dabei auf die Auffassungen von J. BOUSSAC, Nummulitique helvétique et Numm. préalpin dans la Suisse centrale et orientale. Comptes rend. Ac. Sc. Paris 6. VI. 1910.

ein Teil dieses Flysches im Hangenden der Säntisdecke höheren Überschiebungsdecken angehören. Auch kam er zu dem Ergebnis, dass der untere Flysch oder Körnchenschiefer des westlichen Säntis grösstenteils dem Senon angehört, und dass schliesslich Wildflyschblöcke auch schon im Senon liegen (a. a. O. S. 103). *Damit erwies sich der Flysch als Fazies von verschiedenem, nicht nur tertiärem Alter.*

Neben den bekannten Wildflyschgesteinen spielen besonders die roten und grünen *Leimernmergel* in der Amden-Wildhauser Mulde eine Rolle. Sie gemahnen an die roten Farben der südosthelvetischen Seewerschichten (Turon). Immer wieder erscheinen sie im Vorarlberg und im Allgäu (z. B. an den Südhängen des Kleinen Walsertals SW Oberstdorf, in den Leimernschichten und dem „Aptychenkalk" der Feuerstätter Wildflyschdecke, bei Liebenstein) im Ausstrich des Wildflyschs und gehen da häufig in pelagische Kalke und Radiolarite über. Andererseits enthalten die SO-helvetischen Seewerkalke des Sünser Joches in Vorarlberg Radiolarienhornstein (ähnlich wie im südlichen Oberbayern).

Ich konnte die Rotschiefer zusammen mit Arn. Heim im Fliegenspitzprofil[1]) Abb. 1 notieren. 2—3 Horizonte von ihnen lassen sich unterscheiden. Bezeichnend ist auch, dass diese jeweils mit Fremdblock-Einstreuungen (grüne Ölquarzit-, Sandsteinbank-, Konglomeratbank-, kristalline Gesteins-Stücke) in engem Zusammenhang stehen, genau wie etwa SW Oberstdorf. Da sich auch die übrigen Gesteine wiederholen[2]) und die Lage über dem Helvetikum genau die gleiche ist, haben wir offenbar auch in *der Amdener Mulde den Bewegungshorizont der Wildflyschdecke über dem Helvetischen anzunehmen wie im NO.*

Wo seine basale Abscherfläche liegt, die sich jedenfalls auch hier in die verschiedensten Stockwerke nach oben zu verzettelte, ist in dem aufschlussarmen Gebiet schwer anzugeben.

Hinsichtlich der Fazies muss dabei beachtet werden, dass bereits *darunter ein stratigraphischer Übergang von helvetischer* (Amdener Schiefer-) *Fazies in Flecken- und Flyschfazies vorliegt.* Arn. Heim beschrieb Fremdblock-Horizonte in paläontologisch nachweisbarem Senon — genau wie ich dies im Allgäu tat. *Erst darüber* beginnt der überschobene Wildflysch mit seinen immer wiederkehrenden Lagen (darunter auch mit dem Grünsandquarzit wahrscheinlich des Gargas (Feuerstätter Sandstein) und dem Bolgenkonglomerat) und mit unendlichen Teilbewegungen.

Eine scharfe Überschiebungsfläche kann an derart beweglichem Material überhaupt nicht erwartet werden. Die wichtigste dieser

---

[1]) Arn. Heim, a. a. O. I. S. 70, 91, 115, 130, 155, 161, 163.

[2]) Auch der schwarze Mulm auf Klüften, der von A. Escher von der Linth und anderen Verfassern als Mangan, von Arn. Heim (a. a. O., S. 90) als Kohle- und Eisenmulm angesprochen wurde, ist in der Ostschweiz den Vorkommen im Allgäu: Balderschwanger Klippen usw. genau entsprechend.

Scherflächen liegt wahrscheinlich über dem stark zerquetschten und zu Bankschollen zerbrochenen Nummulitenkalk-Vorkommen Abb. 1.

Die Wildflyschdecke bildet auch den Gipfel der Fliegenspitz mit düstergrauen Leist- bis Leimernmergeln und Wanggesteinen („Lagenmergel" ARN. HEIM's S. 76).

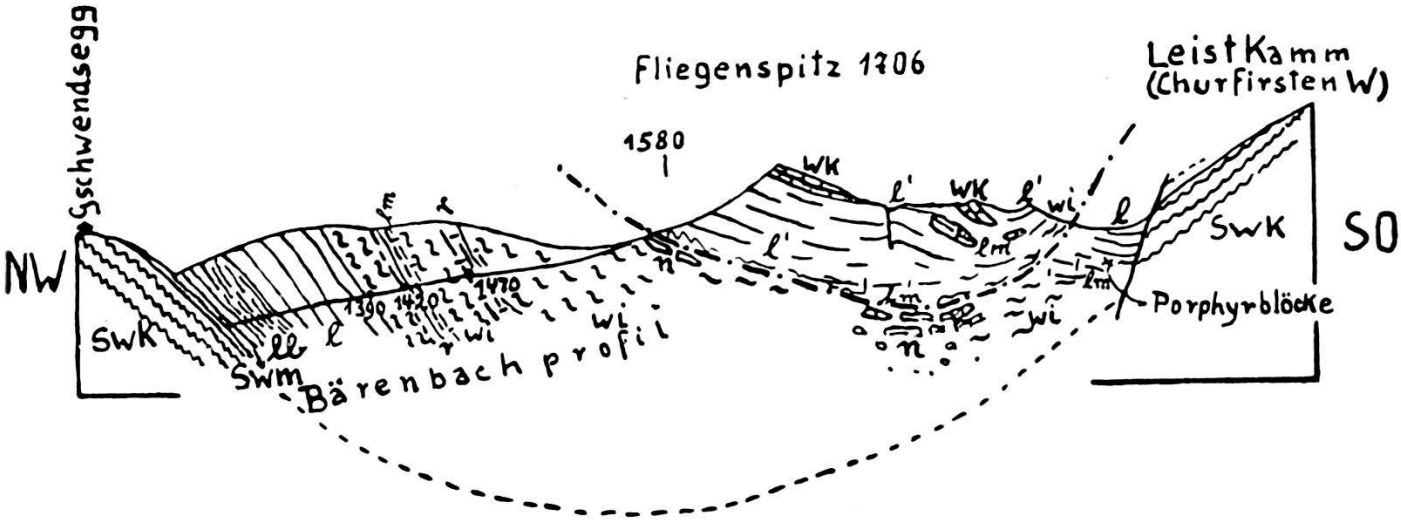

Abb. 1. Profil durch die Wildhauser Mulde östlich Amden (nicht masstäblich): Über der (nach oben ultrahelvetische Fazies annehmenden) helvetischen Kreide der Säntisdecke (mit Eozän) liegt überschoben die ultrahelvetische Wildflyschdecke. SWK Seewenkalk; SWM Seewenmergel; lb Leibodenmergel; l Leistmergel; wi Wildflyschmergel gequält, teilweise mit exotischen Blöcken; r zwei kräftig rote Mergelbänke (je etwa 10 m) mit zerissenen Sandkalk-, Quarzit- und polygenen Brekzienbänken; dazwischen und darüber graugrüner Leimernmergel lm; lm (etwas über P. 1470) grau gefleckter Mergel mit Sandkalkbänken und -Linsen; n Fetzen und zerrüttete Bänke von Nummulitenkalk; l' düstergraue Leistmergel (faziell) mit eingelagerten, bis hausgrossen, spitzen Schollen von Leimernkalk, unten Wildflysch, oben Übergang zu dem düstergrauen Mergel- und Kalkbankwechsel vom Wang-Habitus Wk, weiter SO Wk als Grünsand-Mergelkalk. An der Störung gegen den Leistkamm nach ARN. HEIM nur flach geneigte Rutschstreifen (Blattverschiebung!).

Die geringe Verschubweite der Wildflyschdecke ergibt sich dabei aus der grossen Fazies-Ähnlichkeit mit der SO-helvetisch-ultrahelvetischen Ausbildung in der Oberkreide darunter. Das sind lauter vollkommene Übereinstimmungen mit Vorarlberg-Allgäu.

Wildflysch der Zone Fluhbrig-Einsiedeln.
(Abb. 2.)

Zwischen dem Fluhbrig, diesem prächtigen Stirngewölbe am obersten Teillappen der Drusbergdecke, und dem (wohl abgerissenen) helvetischen Keilgewölbe des Grossen Auberg (Säntisdecke) liegen im

W des künstlich gestauten Wäggitaler Sees[1]) mächtige Flyschmassen. Sie lassen sich unschwer durch eine Ostwestlinie, welche in Höhe 1190 m den Anfang des eigentlichen Schlierenbachtales schneidet, in einen südlichen Wildflysch und einen nördlichen Flysch gliedern, der seinerseits wieder mit schmalem Wildflysch auf dem helvetischen Auberg liegt.

Der Wildflysch wurde von ARN. HEIM 1917 ebenso wie jener an der Molassegrenze im N des Aubergs und wie die Schuppenzone von Einsiedeln als Vertreter der ultrahelvetischen Préalpes internes angesehen, welcher den Auberg einwickelt.

Hier schien mir der bisher weniger beachtete Flysch im N der eben bezeichneten Grenzlinie bedeutungsvoll. Schon der helle, bläulichgraue Fukoidenmergel mit Sandkalk-, Quarzit- und Splitterkalkbänken (erstere mit Inoceramenschalen-Bruchstücken) N. Brandhaltli am Tobelausgang *lassen sich kaum von dem Ofterschwanger Kreideflysch des Allgäus unterscheiden.* Es liegt aber hier die Nordgrenze dieses (mittel südlich geneigten) Flysches, denn gleich NO davon fand ich an der Strassenbiegung einen an exotischen Geröllen, besonders Gneiss nicht armen Sandstein des Wildflyschs; daneben südfallenden Splitterkalk mit mäandrischen Fukoiden.

Dieser *Wildflysch* zieht nach W fort und zeigt besonders schön nahe dem Haus P. 983 ein buntes Haufwerk von Flyschsandkalk, Splitterkalk, Sandstein, Konglomerat (schwarze Schieferfetzen, Grünsteine, Gneiss u. a., anderwärts Triasgips), etwas Ölquarzit. Unter völliger Zertrümmerung ist er über stark gequetschte, 30—50 m dicke Stadschiefer und (darunter) sehr gequälten, echinodermenspätigen Assilinenkalk und Senonmergel (mit Grünsandstein-Quetschlinsen) des Aubergs geschoben. Vgl. ARN. HEIM[2]) und P. BECK[3]).

Der normale, im S dem Wildflysch folgende, einheitliche und ruhig südgeneigte Flysch hat im Schlierenbachtal teilweise gute Aufschlüsse. Der Steinbruch bei 930 m Höhe zeigt wieder *Ofterschwanger Mergel,* jedoch mit quarzitisch werdendem Splittersandkalk und feiner Schichtung. Talaufwärts zeigen sich öfter Glimmersandstein-Zwischenlagen — wie im Ofterschwanger Flysch — und die äusserlich sehr glatten Bänke besitzen innerlich ausgezeichnete Diskordanz- und Wickelungsstruktur von submarinen Rutschungen. Bei 1000 m Höhe beginnen weichere Mergelschiefer zu überwiegen,

---

[1]) ARN. HEIM, Zur Tektonik des Gr. Aubrig. Eclogae Geol. Helv. **14**, 1917, 678—680. Churfirsten-Mattstockgruppe 1910, S. 104. A. OCHSNER, Geologie d. Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Region. Dissert. Techn. Hochschule Zürich 1921 mit Karte. H. SCHARDT, H. MEYER, A. OCHSNER, Geologie des Wäggitales. Karte 1:25 000. Eclogae Geol. Helv. **18**, Taf. 19, 1925.

[2]) ARN. HEIM, Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. schweiz. pal. Ges. **35**, 1908, S. 55, 113.

[3]) P. BECK, Die Niesen-Habkerndecke u. ihre Verbreitung im helvet. Faciesgebiet. Eclogae Geol. Helvetiae **12**, 1912, S. 120.

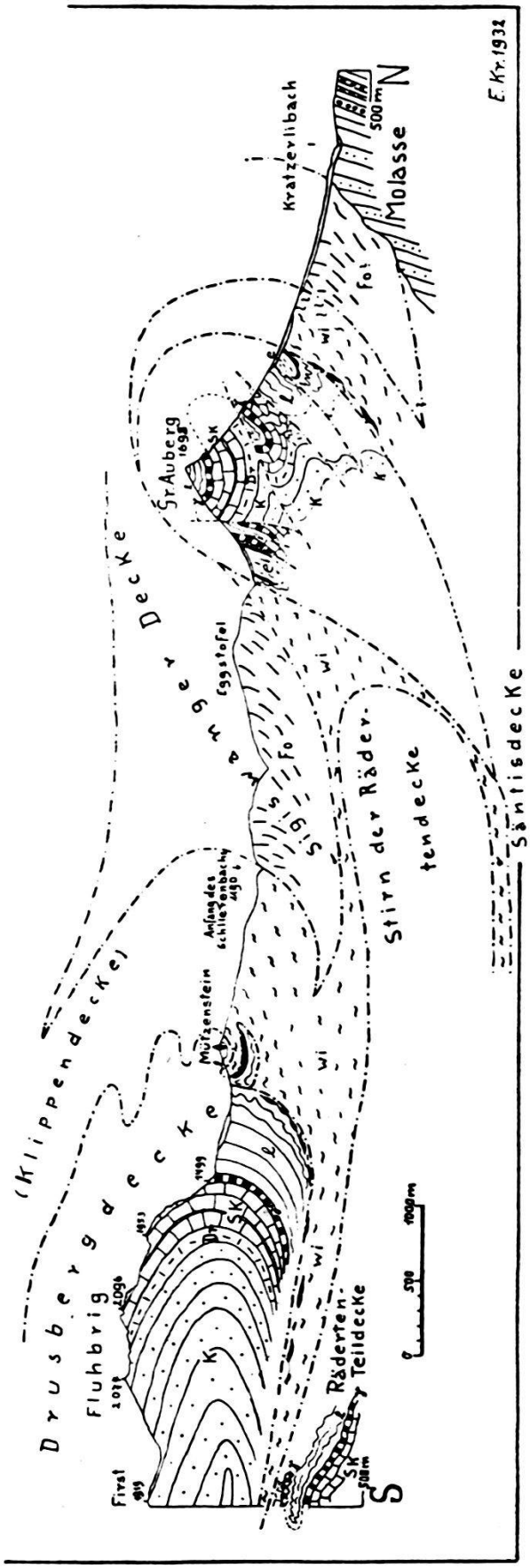

Abb. 2. Profil durch die von Wildflysch umhüllten helvetischen Teildecken-Stirnen am Alpenrand westlich vom Wäggital. Die in der Vortiefe der Klippendecke herangeschobene Wildflyschdecke hat sich (relativ) unter die aus O bis hieher streichende Sigiswanger Flyschdecke geschoben. K Hauterive-Kieselkalk; Dr Altmann- und Drusbergschichten; SK Schrattenkalk mit Orbitolinenschichten; γ Gault; l Seewen- und Amdener Schichten; schwarz: Nummulitenkalk; e Stadschiefer; wi Wildflysch; fo Offerschwanger Flysch. Das Profil ist schematisch ergänzt.

bei P. 1019 m mit prächtiger, weit ausholender Spitzfalte, deren Achsenebene etwas schief zum Streichen und Fallen liegt und deren Öffnung gegen W schaut. Es ist alles in *überkippter* Lagerung wie die gegen S schauenden Wülste der Bankunterseiten beweisen. Von 1120 m Höhe, wo eine schwarze, wildflyschartige Ruschel steckt und wo die Mergel etwas mehr wangartig feinsandig werden, nach S nimmt die Teilbewegung stark zu.

Dann setzt mit der grossen Bachgabel am Anfang des Schlierenbaches in 1190 m Höhe der *echte Wildflysch* mit schwarzen, gequälten Feinsandmergeln (Breitachmergel) und bereits den ersten fremden Blöcken ein. Zu letzteren zählt ein graugrüner, grobspätiger Quarzsandstein mit braunen Kalzitnestern, Phosphoritknollen, Echinodermenstückchen, einigen Kalk- und Gneissgeröllen.

Alle Anzeichen sprechen dafür, dass hier die schwarze Schub- und Knetmergel-Masse des *Wildflysches über den Ofterschwanger Flysch geschoben wurde.* Sie ist mit ihren Fremdblöcken und eozänen Kalkscherlingen von A. Ochsner näher beschrieben worden und zieht unter das in Oberkreide-Eozän mit dem Wildflysch verfaltete Fluhbrig-Stirngewölbe herein, das ihr mit Überschiebungsfläche auflagert. Vgl. Abb. 2.

Aber auch der Ofterschwanger Flysch hält nach W über das Krummfluhtal hinaus unverkennbar an. In östlicher Richtung, jenseits des Innertaler Stausees, fehlt er offenbar, denn hier hebt sich der Wildflysch zusammen mit der helvetischen Unterlage (Rädertendecklappen) axial nach O heraus.

N vom Auberg im Vorderwäggital scheint ein Teil des sehr schlecht aufgeschlossenen Flysches, und zwar der nördlichere unmittelbar an der Molasse, nicht Wildflysch, sondern wieder Ofterschwanger Flysch zu sein. Da dieser durch ganz Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg herüber streicht und an den Fähnern ebenso wie an den Drei Schwestern noch keineswegs zu Ende ist, da er auch im O überall überschoben über dem Wildflysch liegt und, soweit überhaupt klare Aufschlüsse vorliegen, immer in der ultrahelvetischen Kreideflyschdecke auftritt, liegt es nahe, *auch den Flysch des Wäggitaler Schlierenbachs noch zur Sigiswanger Decke zu stellen.*

Ein Nordsüdprofil durch Auberg-Fluhbrig (Abb. 2) würde demnach als Gesamtergebnis über den verschiedenen Teillappen der Säntis-Drusberg-Wildhorndecke zunächst die Wildflyschdecke und darüber die ultrahelvetische Sigiswanger Flyschdecke zu zeigen haben. Spätere Nachstösse im rückwärtigen Deckengebiet gegen N brachten die Einwicklung der helvetischen Kerne, die ich ganz ebenso, wenn auch weniger grosszügig, in Vorarlberg-Allgäu vorgefunden habe. Durch spätere Bewegung (entweder Unterschiebung des Wildflysches aus S oder Überschiebung der Sigiswanger Decke aus OSO) ist auch

die hohe Lage der ultrahelvetischen Sigiswanger Decke zu deuten (s. unten).

Über die Sigiswanger Decke, die hier den (mir bekannt) *westlichsten* Punkt ihrer Entwicklung erreicht, ist weiter unten noch zu reden. Hier mag nur noch betont sein, dass die tatsächlichen Geländebeobachtungen H. SCHARDT's Ansicht widerlegen, es liege in unserem Ofterschwanger Flysch nur die ruhigere Hangendfortsetzung des Wildflysches vor. Beide haben abweichende Zusammensetzung (A. OCHSNER S. 73). Auch kann unteroligozänes Alter, wie es bisher angenommen wurde, unmöglich in Frage kommen. Die Lage über Nummulitenkalk-führenden Gesteinen ist ja keineswegs ungestört, sondern es liegen heftigste Teilbewegungen dazwischen. Auch sprechen die erwähnten Inoceramenschalen bestimmt gegen tertiäres Alter.

Schwellen- und Klippen-Wildflysch.

Die Wildflyschmasse im Bereich des Wäggitales ist *äusserlich* dem tektonisch gleich gelagerten Wildflysch am ganzen süddeutschen Alpenrande durchaus ähnlich. Und doch fällt ein ganz grundlegender und bisher nicht weiter beachteter Unterschied auf. Wer von Osten kommt, der staunt über die Zahl und gute Übereinstimmung vieler Fremdblöcke des Wäggitaler Wildflysches *mit den Gesteinen der unterostalpinen Klippendecke.* Es sind Blöcke von Trias, Lias, Neocom, Biancone, welche die Herkunft von dieser Decke beweisen.

Alle diese Blöcke gibt es im Osten nicht[1]).

Im Bereich des Glarner Wildflysches, der nach OBERHOLZER[2]) ebenso wie unserer auf die helvetische Gesteinszone überschoben ist, gibt es unter den massenhaften Fremdblöcken nur Granit (keinen sicheren Habkerngranit!), Gneiss, Glimmerschiefer, Quarzit und polygene Brekzien.

Ebenso finden wir im Arbeitsgebiet von ARN. HEIM (Walenseekarte, Churfirsten-Mattstock-, ausserdem Säntisgruppe[3])) genau wie im Wildflysch von Vorarlberg-Allgäu immer wieder das gleiche: Oft überwiegend Granite und Gneisse, darunter der kupferfarbige Psammitgneiss, Glimmerschiefer, Gangquarz, Quarzporphyr, gelbe Dolomitbrocken, Kalke verschiedener Ausbildung, vielleicht triadische. Jedoch durchweg Gesteine, die nicht sicher mit dem heute anstehenden Protogin usw. der Zentralalpen, bzw. mit dem heutigen ostalpinen Kristallin (es fehlen die Amphibolithe!) oder Mesozoikum vergleich-

---

[1]) Die von P. BECK a. a. O. 1912, S. 104 angedeuteten Annahmen haben sich nicht bestätigt.

[2]) J. OBERHOLZER, Wildflysch und helvetischer Flysch in den westlichen Glarner Alpen. Eclogae Geol. Helvetiae **14**, 1917, S. 669.

[3]) ARN. HEIM, Churfirsten-Mattstockgruppe S. 105. Die Grabser Klippen kommen als wahrscheinliche Angehörige der Oberstdorfer Kreideflyschdecke nicht in Frage; siehe unten.

bar sind. In Mittel- und Ostschweiz, sowie in Südbayern gibt es allein saure Magmagesteine. Basische Grünsteingerölle in geringer Menge erscheinen nur im Allgäu. Immer wieder sind es Schwarm-Vorkommen mit allen Übergängen von hausgrossen Blöcken bis zu mikroskopischen Körnchen in *eckiger* Ausbildung, von Raummeter- bis Apfel- und Erbsengrösse *abgerollt* in Konglomeraten. Immer wieder begleiten zertrümmerte, Flysch-eigene Stücke der durch die Teilbewegung völlig aufgelösten Sedimentbänke die fremden Bestandteile.

Es wurde schon oft betont, dass solche Eigenart nicht anders gedeutet werden kann als durch Annahme von vorübergehend auftauchenden, schuttliefernden Inselschwellen. Man kann darum solchen Wildflysch als „*Schwellenwildflysch*" bezeichnen.

Zu dieser Blockgemeinschaft gesellt sich nun, beginnend mit dem Wäggitalflysch nach W zu, ein Strom von Gesteinsblöcken, welcher unzweideutig aus der unterostalpinen Klippendecke herstammt. Obwohl auch dieser westliche Wildflysch, wie wir noch ausführen werden, fraglos von Inselschwellen her mit Blöcken versorgt wurde, mag doch für ihn die Bezeichnung „*Klippenwildflysch*" zur Betonung seiner besonderen Eigenart beibehalten werden.

Hier setzt die Streuung einer eigenen Decke ein. Es wird nicht zufällig sein, dass dies der Fall ist gerade in der Zone, *in der gegen W zu auch die sicheren unterostalpinen Klippen am Alpenrande einzusetzen beginnen.* Meine Arbeiten haben ja erwiesen, dass weiter im O auch keine Spur von sicheren unterostalpinen Vorkommen am Alpennordrand vorhanden ist. Alle hiefür gehaltenen Gesteine haben sich als völlig anderer Natur erwiesen (Balderschwanger Klippen, Diabase, Radiolarite).

Es mag ebenso wenig Zufall sein, dass, wenn wir von dem autochthonen Pechgraben in Österreich absehen, auch im O von Schwyz-Iberg zugleich keine sichere Spur mehr von dem im W so bezeichnenden bunten Habkerngranit in den Wildflyschblöcken aufzufinden war. Ebenso setzen von dem Ende der romanischen Klippenvorkommen ab nach O auf grössere Strecke hin die im W so bemerkenswerten Ophiolithe aus. Ebenso gibt es östlich vom Rhein in der Molasse nicht mehr die für die Schweiz so bezeichnenden bunten, besonders roten (Typus Habkern und Julier) Granite.

Aus diesen Verteilungstatsachen heraus dürften folgende Schlüsse berechtigt sein:

1. *Der Vorgang, welcher den Wildflysch im allgemeinen und seine Blöcke im besonderen schuf, ist nicht etwa an die unterostalpine Klippendecke gebunden; er muss viel allgemeinere Ursachen haben*[1]).

[1]) Vgl. Arn. Heim 1907: „Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch" Eclogae **9**, 1911.

2. Die Ausbildung des Klippenflysches hängt aber *im W* irgendwie ursächlich mit der Bewegung der Klippendecke zusammen[1]).
3. Die unterostalpinen Deckenreste waren am Alpennordrand auch ursprünglich *nicht bis an den Rhein* oder noch weiter östlich verbreitet, um dort nur durch *Erosion* beseitigt zu werden. *Sie fehlten im O schon von vornherein.* Dies stimmt mit der heutigen Verbreitung.

Wir werden diese Gedanken später wieder aufnehmen.

Der Wildflysch im Schlieren-Habkerngebiet.

Auch in der SW-Fortsetzung der sog. Wildhaus-Habkernmulde treffen wir zwischen Pilatus und Thunersee die Wildflyschdecke. Mit deutlicher Schubfläche (A. Buxtorf, P. Beck, J. Boussac, R. Schider) liegt sie auf dem helvetischen Obereozän (Stadschiefer) oder auf älteren helvetischen Gliedern. Darum kommt ein Vergleich mit dem normal auf helvetischem Stadschiefer ruhenden Glarner Autochthonflysch natürlich nicht in Betracht.

In diesem Bezirk des Schlieren-Habkernflysches stehen wir mitten in einem lange umstrittenen und verschieden aufgefassten Flysch („Habkerndecke" P. Beck). Ich halte es nicht für meine Aufgabe, alle Wildflyschvorkommen zu besprechen, auch nicht jene, welche P. Beck 1912, J. Tercier 1928, P. Liechti 1931 zur „Habkerndecke" gestellt haben. Besprechen will ich nur die von mir selbst näher untersuchten Vorkommen, da, wie sich erwies, Geländeerfahrung gerade im Flysch nicht entbehrt werden kann.

Über dem obersten Helvetikum, den obereozänen Stadschiefern der Pilatus-Niederhornkette, bzw. der Brienzer Rothornkette sehen wir auch hier wieder das geknetete Walzstockwerk des Wildflysches mit exotischen Blöcken aus Kristallin und aus der unterostalpinen Klippendecke liegen. Dieser Wildflysch befindet sich namentlich *in den Schlierentälern* mächtig in Bewegung, die immer wieder zu Rutsch-Katastrophen Anlass gab und geben wird — ein Lehrbuch-Beispiel, welches den Fall submariner Rutschung noch lebendiger werden lassen kann.

Ich hatte Gelegenheit, diese chaotische Masse unter freundlicher Führung von A. Buxtorf 1924 und ausserdem später auf eigenen Wegen zu studieren. Genau wie in Allgäu-Vorarlberg (Liebenstein, Walser Schanz, Balderschwang usw.), oder unter der Fliegenspitze in der Amdener Mulde sind auch hier im SW des Pilatus die dünnen oder mächtigen *Leimernschichten* (mit Oberkreide-Foraminiferen, oft genau in der Fazies der „couches rouges") *untrennbar mit dem Wild-*

---

[1]) H. Schardt 1891 und Eclogae **3**, 1892, **5**, 1898, S. 233. P. Beck, Mitteil. Nat. Bern 1908, S. 15.

flysch durch auskeilende, stratigraphische Wechsellagerung verbunden[1]). Bekanntlich gibt es auch im Wildflysch Profilstücke genug, in denen die innere Teilbewegung so weit zurücktritt, dass man aus den in die schwarzen Wildflyschschiefer verschwimmenden hellgrauen und rötlichen Leimernschichten und der bezeichnenden Foraminiferen-Verteilung den wohl begründeten Schluss auf rein sedimentären Faziesübergang ziehen kann. Stärker bewegte Profilteile oder gar die deutlich in den Wildflysch eingeschlossenen Leimernschollen können natürlich diesen Schluss allein nicht rechtfertigen. *Ich zweifle darum für den Schlieren-Habkern-Wildflysch nicht daran, dass er wenigstens grösstenteils Oberkreidealter hat.* (Vgl. unten S. 58.)

Dass dieser Wildflysch in seinen untersten Teilen eingeschuppte Scherlinge von SO-helvetischem Eozän- und Wanggestein enthält — welch letzteres übrigens anderwärts ebenso wie die Leimernfazies fraglos auch normal im Wildflysch steckt —, nimmt in dieser mergeligen Überschiebungszone weiter nicht wunder.

Gegen oben dagegen beruhigt sich (soweit ich in den keineswegs zusammenhängenden Aufschlüssen sehen konnte und nach Mitteilung von A. Buxtorf) die Teilbewegung im Wildflysch allmählich, und es geht aus ihm zunächst der bis etwa 300 m mächtige, gut geschichtete *Schlierenmergel*, endlich, unter Zurücktreten der Mergel, der bis 800 m dicke *Schlierensandstein* mit obereozäner Nummulina variolaria Sow. hervor.

Weder dieses Abflauen der Teilbewegung im Wildflysch nach oben, noch irgend etwas, was faziell dem Schlierenflysch an die Seite gestellt werden könnte, habe ich im NO gefunden. Dort folgt über dem Überschiebungskontakt die ultrahelvetische Sigiswanger Flyschdecke mit ihren *ganz abweichenden* Gesteinen. Nach meinen Geländebeobachtungen kann keine Rede davon sein, dass etwa der Ofterschwanger Flysch, geschweige denn die Kalkgruppe der Oberstdorfer Decke (wie M. Richter meint) bzw. der Hauptflyschsandstein im O mit dem Schlierenflysch gleichzustellen wäre. Da aber dies im Schrifttum wiederholt ausgesprochen wurde, betone ich die Unterschiede nicht nur der tektonischen Lage, sondern auch der Gesteinsmerkmale.

Meine Schliffe 604 (SW Geretschwand, W Alpnach) und 1466 (Pflastersteinbruch S über der Gr. Schliere ob Alpnach) ergaben z. B. in dem durchschnittlich *wesentlich Glimmer-ärmeren*, an harter Kalkmergel-Grundmasse und Kieselzement, sowie an vielerlei Kalk, Hornstein, Tonschieferstückchen in Verzahnung ungleich reicheren *Schlierensandstein* nicht selten Spuren oder Schalen von Nummuliten. Ebenso trifft man ja im tertiären Hohgantsandstein immer wieder

---

[1]) Vgl. auch R. Schider, Geologie der Schrattenfluh. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz N. F. **43**, 1913.

Nummuliten. Dagegen habe ich in der bedeutenden Anzahl meiner Schliffe durch den nach der Korngrösse vergleichbaren *Hauptflyschsandstein nie* die Spur eines Nummuliten auffinden können. Dafür aber Foraminiferen der Oberkreide. Ihm gegenüber ist übrigens der Schlierensandstein häufiger kleingeröllig. Nur teilweise sind es in beiden ähnliche Gerölle von Kalk, Kalkmergel, Gangquarz, Phyllit, Gneiss, schwarzem Tonschiefer, Ölquarzit, Sandkalk. Das Bindemittel im Schlierensandstein ist viel dichter, härter. Die Sandkalke, welche sogar in Quarzit übergehen können, was beim Hauptsandstein nie der Fall ist, spielen eine ungleich grössere Rolle. Auch ist die Art des Wechsels von sandreichem zu sandarmem Sediment ganz abweichend. Nie habe ich im Hauptflyschsandstein diese prächtigen Taonurus-Wedel gesehen, die im Schlierensandstein mit ihrem schwarzen Belag und ihrer Bogenstreifung (teils von grösserer Fläche als runde Lappen, teils von einer Achse wie etwa gegenständige Blätter ausgehend) auffallen.

Also sowohl nach der tektonischen Lage wie nach Gestein und Alter haben Hauptflyschsandstein und Schlierensandstein nichts gemein. Im W vom Wäggitalflysch kenne ich keine Gesteine und Vertretungen der Sigiswanger Flyschdecke mehr; im O des Vierwaldstättersees aber gibt es keinen Schlierenflysch mehr.

Wohl aber muss betont werden, dass auch im O über der offenbar schon stark und im wesentlichen fertig gefalteten Wildflyschdecke noch brekziöses Eozän transgrediert: Es wurde zuerst nachgewiesen von H. P. CORNELIUS[1]) auf der Feuerstätter Wildflyschdecke der sog. Balderschwanger Klippen (ultrahelvetisch). Auch mag, als der Wildflysch und die ihn in der Vortiefe erzeugende Decke im Mitteleozän vorübergehend Ruhe fanden, das verhältnismässig normale Sediment des Mitteleozäns über den Wildflysch weithin transgrediert haben. Der südliche Ausläufer des helvetischen Lutetmeeres griff über den ultrahelvetischen Wildflysch und erreichte, wie wir sehen werden, auch die Flyschtrogsenke des „penninischen" Niesen- und Prätigau-Flysches.

Die Verbreitung der Wildflyschdecke[2]).

Aus der Salzburger Gegend lässt sich die Wildflyschdecke — oder doch jedenfalls eine aus Wildflysch bestehende Deckenmasse von tektonisch gleichartiger Stellung über dem Helvetikum — durch

---

[1]) H. P. CORNELIUS, Das Klippengebiet von Balderschwang im Allgäu. Geol. Archiv IV, 1926.

[2]) Hinsichtlich dieser Bezeichnung halte ich mich an die gelegentlich schon früher verwendete und von ARN. HEIM (Beitr. z. G. Karte d. Schweiz **31**, 1911) erläuterte Bezeichnung, die viel besser das Wesentliche der Sache trifft als der zunächst geographische und missverständliche Ausdruck „Zone interne" oder „Zone des Cols". Die „Niesen-Habkerndecke" P. BECK's hat sich als Vereinigung

die oberbayerischen Alpen, Allgäu, Vorarlberg zum Glarner Wildflysch (über dem Helvetisch-Autochthonen bis nach Engelberg) und von der Amden-Wildhauser Mulde durch das Wäggital, unter den Mythen und den anderen Klippen am Vierwaldstättersee hindurch an die Basis des Schlieren- und Habkernflysches verfolgen. Am Habkernflysch stellte bekanntlich J. KAUFMANN den Begriff des „Wildflysches" überhaupt auf. Nur die Fortsetzung der Wildflyschdecke ist das, was P. BECK im W „Habkerndecke" nannte.

Auch bei Habkern enthält sie nicht nur überwiegend verschupptes Tertiär, sondern auch Mesozoikum. Es ist sehr bemerkenswert, dass auch hier, ebenso wie in der Feuerstätter Wildflyschdecke des Ostens, das Turon in Leimernfazies, und die Albe-Stufe nicht in grünsandiger, sondern in vermergelter Ausbildung auftritt; dass die Fleckenmergelfazies nach manchen Beobachtungen als Vorläuferin des Flyschs bereits im Neokom erscheint.

Eingewickelt durch vorderste helvetische Schuppen begleitet die Wildflyschdecke den Molasse-Südrand, wo sie vom Grünten, Hochälpele, den Fähnern her bis zum Thunersee den „*subalpinen Flysch*" bildet. Sie setzt auch fort in der „*Zone externe*" der Freiburger Alpen. Mit bedeutender Mächtigkeit wurde sie über Gurnigel–La Berra (–Mt. Bifé)–Niremont–Corbettes verfolgt. Gegen Montreux am Genfersee wird sie schmäler, setzt südlich des Sees zunächst infolge gänzlicher Überschiebung und Ausquetschung zwischen Molasse und romanischen Decken aus. Aber im Voirons-Rücken O Genf geht sie weiter.

Immer scheint auch hier zuunterst der Wildflysch zu liegen, verschuppt mit einer grösseren Anzahl mesozoischer Schichtbänke z. T. von ultrahelvetischer Fazies — deren grösster der Mt. Bifé ist —, z. T. von unterostalpiner Herkunft. Immer scheint der Wildflysch Oberkreidealter zu haben[1]). Sehr bemerkenswert, dass nach E. GAGNEBIN's Studien (1917) die ultrahelvetische Fazies der Wangschichten auch noch auf Jura der Préalpes médianes, also auf Klippendecke ruht[2]).

Unter den romanischen Decken hindurch verbindet sich die Wildflyschdecke mit der *Zone interne*, Sattelzone (H. SCHARDT, J. BOUSSAC, A. BUXTORF[3])).

Diese Wildflyschdecke wird in der Sattelzone ähnlich durch den „penninischen" Niesenflysch überschoben, wie weiter im Osten durch

---

uneinheitlicher Deckenteile erwiesen. Von M. RICHTER's jüngster Bezeichnung „Habkern-Hochkugeldecke" ist das Gleiche zu sagen, denn neben unserer Wildflyschdecke meint sie auch noch einen Teil der Sigiswanger und der Oberstdorfer Flyschdecke. — Die Feuerstätter Decke von H. P. CORNELIUS ist ein wichtiges und verwickelt gebautes Stück der Wildflyschdecke in Vorarlberg-Allgäu.

[1]) ARN. HEIM in „Geologie der Schweiz" II, S. 470.

[2]) Geologie der Schweiz II, S. 469.

[3]) A. BUXTORF, Über die tekton. Stellung d. Schlieren- und Niesenflyschmasse. Verh. Nat. Ges. Basel **29**, 1918, S. 273.

die von mir als ultrahelvetisch aufgefasste Sigiswanger Flyschdecke (siehe unten). Der Sedimentationsraum dieser Sigiswanger Decke öffnete sich SW-wärts möglicherweise schon gegen den penninischen Ablagerungsraum[1]). Ihre Verbreitung aber beschränkt sich noch ganz auf das Gebiet im N der „racines externes", der Wurzelzone der helvetischen Decken, welche ich als nordalpine Verschluckungszone oder Narbe bezeichnet habe[2]).

Im Osten der verhältnismässig unberührt gebliebenen Schlierenflyschmasse aber finden wir keine zusammenhängende, grössere Vertretung jener Flyschmassen, die im W nach A. BUXTORF[3]) durch die vorrückende Klippendecke und die Niesenmasse von der Wildflyschunterlage abgedrückt und als „Berra-Gurnigelflysch" mit allen möglichen mesozoischen Scherlingen (ultrahelvetische Zone externe) an den Alpenrand hinausgeschoben wurde. Vor den gegen O viel schwächer werdenden romanischen Deckenteilen liegt nur das Wildflyschpolster, *ohne* Hangendflysch, welches die verschiedenen helvetischen Deckenteile überschiebt und einwickelt. Beispiel: Abb. 2.

Andererseits aber zeigt die Fortsetzung des Wildflysches auch in die Klippendecke (Jaunpass) selbst, *dass eine Abtrennung von der Bildungsgeschichte des romanischen Unterostalpins unmöglich ist.* Wir stehen vor der Frage, wo denn eigentlich zwischen Ultrahelvet und Unterostalpin der breite Ablagerungsraum des Pennins während der Oberkreide geblieben ist. Dass es sich nicht etwa nur um fazielle Ähnlichkeiten des Wildflysches in beiden Fällen handelt, vielmehr um den *gleichen* Wildflysch, geht aus der nachfolgend besprochenen Übereinstimmung der Blockführung und der Beziehung Leimernschichten — couches rouges hervor.

Gab es in dieser Oberkreidezeit überhaupt keinen penninischen Zwischenraum mehr? War dieser damals bereits von den unterostalpinen romanischen Decken zusammen mit einer zugehörigen Wildflyschvortiefe überschoben? Wo haben sich aber dann die tertiären Flyschsedimente abgelagert, welche wir ihrer heutigen Lage wegen als „penninische" bezeichnen?

Im Osten des Rheins ist innerhalb der Wildflyschdecke noch kein Fazieswechsel nachgewiesen worden. In der östlichen Schweiz scheint sich bereits eine gewisse Teilgliederung zu ergeben; doch dürfte grössere Reichhaltigkeit wohl an dem Hemmnis der Aarmasse nicht aufgekommen sein. Weiter nach W aber konnte M. LUGEON 1918 die ultrahelvetischen Einheiten und damit auch die (Teil-) Lieferanten der Wildflyschdecke von N nach S einteilen in

---

[1]) Vgl. die paläogeographische Skizze in „Der nordalpine Kreideflysch" a. a. O.

[2]) E. KRAUS, die Alpen als Doppelorogen. Geol. Rundschau **22**, 1931, S. 65—78.

[3]) Die Übereinstimmung des Gurnigel- mit dem Schlierenflysch, wie auch mit dem Habkernflysch ist durch die Beobachtungen von E. GERBER, Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. **50**, Lfg. II, 1925, bestätigt.

1. Plainemorte-Decke,
2. Bonvin-Decke,
3. (Ober-)Laubhorn-Decke.

Bei der letztgenannten treten wieder die schwierigen Grenzfragen zwischen Ultrahelvet und Pennin in den Vordergrund. Sie werden, wie wir sehen, ostrheinisch durch scharfe Kontakte zwischen den Flyschmassen beider Zonen wenigstens äusserlich erledigt.

Das Alter des Wildflyschs.

Es gibt nicht wenig Fossilien im Wildflysch. Aber ziemlich seltene Fälle nur erlauben die Entscheidung darüber, ob sie wirklich sein Bildungsalter anzeigen. Meist muss angenommen werden, dass es sich nur um Fossilien in solchen Gesteinen handelt, die gleich den kristallinen entweder aus bereits fertig gewesenen Gesteinen in das Wildflysch-Meeresbecken hereinrutschten oder tektonisch dem Wildflysch einverleibt wurden. Angesichts der Unzahl von Nummulitenkalkstücken und -Platten im Wildflysch (Einsiedler Schuppen[1])) glaubte man, den Wildflysch jedenfalls als durchaus tertiäres Sediment auffassen zu sollen. Auch sah man Wildflysch aus Oberkreidemergeln nach oben sich entwickeln, was dann als beweisend galt für jüngstkretazisches oder alttertiäres Alter (Paläozän-Untereozän aber war nie erweisbar!).

Nun wird der Wildflysch bekanntlich von so unzähligen und völlig unkontrollierbaren Bewegungsflächen durchzogen, liegt auf solchen und unter solchen, dass hier unmöglich die sonst üblichen, rein stratigraphischen Grundsätze angewandt werden dürfen. Weitere Überlegungen über die Bildungsumstände müssen hinzutreten.

Der so oft bewährte Beobachter F. J. Kaufmann hatte schon bei Aufstellung des Begriffes der „Leimernschichten" aufmerksam gemacht

1. auf die ausserordentliche Ähnlichkeit der Foraminiferen dieser Schichten mit denen der turonen Seewerschichten, und
2. darauf, dass diese Leimernschichten normale Einlagerungen im (unteren) Flysch, also Wildflysch, seien.

Beide Tatsachen haben sich immer wieder bestätigt, in der Ostschweiz[2]), wie in Allgäu-Vorarlberg[3]).

Im obersten Teil der linksrheinischen Säntisdecke wurde ebenso wie von mir im Allgäu festgestellt, dass die SO-helvetische Ober-

---

[1]) Vgl. Arn. Heim, Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen 1908, S. 106—113, P. Beck, a. a. O., 1912, S. 121. A. Jeannet.

[2]) Arn. Heim, Beiträge z. Geol. Karte d. Schweiz N. F. **31**, 1911.

[3]) E. Kraus, Neue Spezialforschungen im Allgäu, Geol. Rundschau **18**, 1927. „Der nordalpine Kreideflysch" Geol. und Pal. Abhandl. 1932.

kreide nach oben unter Wechsellagerung gewöhnlicher Amdener Mergel mit Gesteinen ultrahelvetischer Fazies (Flecken-, Leimern-, Wangentwicklung) wiederholt in Wildflysch mit Fremdblöcken *übergeht.* Nirgends ist in diesen Fällen jemals ein tertiäres Fossil, etwa ein Nummulit, als beweisend für tertiäres Alter *dieser Oberkreide-Fazies* aufgefunden worden.

Somit kam der Vorgang der Wildflyschbildung selbst während der jüngeren Oberkreide in den SO-helvetischen Bildungsraum herein. *Dieser Wildflysch ist jedenfalls jung-oberkretazisch.*

Das Studium der Feuerstätter Wildflyschdecke (Balderschwanger Klippen) im Allgäu hat ergeben, dass der ultrahelvetische, aufgeschobene Wildflysch nun *nicht etwa nur ein tektonisch und sedimentär erzeugtes Haufwerk zwischen zwei Decken ist, sondern dass er hier bei grosser Mächtigkeit regelmässige Schichtstufen von eigener Prägung und erkennbarem Alter aufweist.* Der Vergleich ergab nämlich, dass im Wildflysch unten Glaukonitquarzite (Feuerstätter Sandstein) offenbar des Gargas, höher oben ein Hauptstockwerk mit Fremdblöcken (Bolgenkonglomerat) und ausserdem ein solches mit offenbar turonem pelagischem Kalk und Hornstein eingeschaltet ist.

Dieser Wildflysch *entstammt somit einem besonderen Bildungsbecken* und hat wiederum Kreidealter. Über ihn transgrediert mitteleozäner Nummulitenkalk. Er liegt überschoben auf SO-helvetischer Kreide, wobei zwischen beide mitunter Eozänvorkommen eingeschuppt sind.

Genau ebenso sehen wir, nur in ungleich grösserem Ausmasse, Nummulitenkalk-Scherlinge in den dem Mergelpolster der helvetischen Oberkreide aufgeschobenen Wildflyschmergel westlich des Rheins eingeschuppt. Wir finden ihn als genaue Fortsetzung der Wildflyschdecke östlich des Rheins gleichfalls als Schwellen-Wildflysch. *Nichts liegt näher als auch für ihn Oberkreidealter anzunehmen*[1]).

Damit würde ausgezeichnet zusammenstimmen, dass auch das dem Helvetischen überschobene Wildflyschsediment häufig typische *Wang- und Leimernfazies* zeigt, also Gesteine, die, wo immer man in der Schweiz und ostrheinisch in ihnen Fossilien fand, solche der Oberkreide enthielten. Überall fällt das ins Auge, im Allgäu (Kl. Walsertal), Vorarlberg, von Engelberg bis Ragaz, bei Elm (Arn. Heim 1910), besonders auch nördlich vom Calanda (Stelli usw.), in dem nach J. Oberholzer unzweideutig überschobenen ultrahelvetischen Wildflysch. Und zwar sind hier allmähliche Übergänge vorhanden, nicht

---

[1]) Dass dies für allen Wildflysch in der Schweiz zutrifft, ist natürlich nicht zu behaupten. Wir meinen zunächst nur den NO-schweizerischen, dessen Kreidealter auch teilweise andere Verfasser schon für naheliegend hielten. Für westschweizerischen Flysch hat M. Lugeon (Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Ecl. Geol. Helv. **14**, 1916) das gleiche Alter von Wildflysch und Leimernschichten betont.

etwa ausschliesslich nur Schubkeile der Leimernschichten. Dagegen habe ich bisher von Nummulitenkalken im Glarner Wildflysch nichts als eingeschuppte oder ursprünglich aufgelagerte, also für das Wildflyschalter nicht beweisende Scherlinge auffinden können.

Schon bei Aufstellung des „Wildflysch"-Begriffes durch KAUFMANN und bald danach war der Widerspruch klar, der darin lag, dass der Genannte trotz seiner Feststellungen über die Wechsellagerung beider doch am *tertiären* Alter des Wildflysches glaubte festhalten zu müssen. Die wiederholte Auffindung von Belemniten, Inoceramen, die 1781 von SCHNIDER gemachte Beobachtung, dass im Junkholz, Entlebuch, also im Liegenden des Schlierenflysches, Ammoniten auftreten, hätte eines Besseren belehren können. Unter anderem versuchte C. SCHMIDT[1]) sich dadurch zu helfen, dass er die oberkretazischen Leimernschichten als Klippen ansah. Auch A. BUXTORF sagte 1908[2]), dass die Leimernschichten wegen ihres Kreidealters im „tertiären" Flysch nicht normal liegen könnten, sondern exotisch sein müssten. Die von DE QUEREAU schon 1893 auf Grund mikroskopischer Untersuchung sehr richtig mit dem GUEMBEL'schen „Aptychenkalk" der Balderschwanger „Klippen" im Allgäu (den H. P. CORNELIUS noch 1926 für eine Oberjuraklippe hielt) verglichenen Leimernschichten erwiesen sich nach meinen Beobachtungen im Allgäu als Oberkreide-Einlagerungen der Feuerstätter Wildflyschdecke, welche weiter im S ihre ganz normale Fortsetzung zwischen Säntisdecke und ultrahelvetischem Flysch der Sigiswanger Decke finden. Das Auftreten von Calpionella alpina Lorenz in diesen Kalken wurde als keineswegs beweisend für Juraalter erkannt[3]).

In der Altersfrage äusserte sich im Anschluss an gewisse Schlussfolgerungen von E. GAGNEBIN[4]) und J. TERCIER[5]) kürzlich auch P. LIECHTI[6]). Er verficht wieder das tertiäre Alter des Wildflysches, da er in ganz seltenen, brekziösen Bankteilen Discocyclinen und einige andere Nummuliten auffand.

Ob diese seltenen Funde wirklich faziell-stratigraphische Einlagerungen im zusammenhängend zu beobachtenden, wenig gestörten Wildflyschprofil sind — nur dann hätten ja diese Fossilien ihren datierenden Wert —, das ist aus der Arbeit nicht ersichtlich. Wohl aber ist aus ihr ersichtlich, dass von der Foraminiferenfauna der

---

[1]) C. SCHMIDT, Bau und Bild der Schweizer Alpen. Basel 1907, S. 17.

[2]) Zeitschrift d. Deutschen Geol. Ges. 1908, S. 194.

[3]) E. KRAUS, Calpionella alpina Lorenz als „Leitfossil".

[4]) E. GAGNEBIN, La tectonique des Plejades et le problème du Wildflysch. Soc. vaud. Sc. nat. 1917. Cit. nach E. GERBER.

[5]) J. TERCIER, Nouv. Observ. géol. dans la partie méd. de la chaîne du Gurnigel. Les Facies du crétacé supérieur et du Numm. dans la région d'Habkern. Eclogae G. H. **21**, 1928.

[6]) P. LIECHTI, Geol. Unters. d. Dreispitz-Standfluhgruppe u. d. Flyschregion südlich d. Thunersees. Mitt. Nat. Ges. Bern (1930), Bern 1931.

Leimernkalke, die auch in diesem Wildflysch weit verbreitete, wirklich faziell-stratigraphische Einlagen sind, die meisten Vertreter, wenn nicht typisch für die Oberkreide allein, so doch in dieser Vergesellschaftung nur in der Oberkreide gefunden werden[1]).

Discorbina canaliculata Reuss. Als eine Leitform der Oberkreide, die in diesem Wildflysch ausserdem häufig vorkommt, muss jedoch nach allen bisherigen Erfahrungen die grosse, mit gekielten Kammern versehene Discorbina (bei CUSHMAN 1927[2]) Globotruncana) canaliculata Reuss angesehen werden. Niemals wurde sie meines Wissens primär in einwandfrei tertiären Schichten aufgefunden. Die grosse Zahl von Dünnschliffen der in Frage kommenden Schichten in meiner Sammlung hat diese Erfahrung immer nur bestätigt. Nach brieflicher Mitteilung von H. E. THALMANN ist diese Form „in ganz Ost-Mexiko und in den südlichen Vereinigten Staaten ein ausgezeichnetes Leitfossil für Senon (Campan), das nicht bis ins Danien oder Maestrichtien hinaufgeht". Auch in Kreideschichten Australiens, des Kaukasus, der Karpathen, Böhmens, der Alpen, Pyrenäen, von Venezuela kommt diese Art vor oder doch deren nächst Verwandte. Dass die rezente Globigerina (Rosalina) linnaeana, welche d'Orbigny 1839 ursprünglich von Cuba angab, mit unserer Oberkreide-Leitform nicht übereinstimmt, haben u. a. schon REUSS 1865 und kürzlich wieder W. LEUPOLD (vgl. Anmerkung bei P. LIECHTI 1931, S. 126) festgestellt.

Wenn somit in „sehr seltenen" Brekzienzwischenlagen der Leimernfleckenkalke und -Mergel mit reicher Globigerinenfauna und (Schliff 162) mit der oberkretazischen Globotruncana canaliculata Reuss mergelige Kalkbrekzien mit Discocyclina und Nummuliten auftreten (nachweisbar in 5 Schliffen), so liegt nach aller bisherigen Erfahrung *ein völliger Widerspruch* vor[3]). Es geht nicht an, zu behaupten (P. LIECHTI S. 133), dass nur die „seltenen" brekziösen Zwischenlagen mit ihren Foraminiferen das Alter beweisen, völlig belanglos für die Altersbestimmung aber die im übrigen ganz allgemein auftretende Oberkreide-Foraminiferengesellschaft mit Belemniten dieser Leimern-Komplexe sei.

Entsteht ein solcher Widerspruch, so wird es nötig sein, die Möglichkeit einer Lösung zu bedenken und sie nicht durch einseitige Stellungnahme zu ersetzen. Wenn sich die Frage der „Kreidenummuliten" im Fähnerngebiet tektonisch lösen liess, so liegt vielleicht Ähnliches auch im S des Thunersees vor.

---

[1]) Vgl. z. B. M. BLUMENTHAL, Eclogae Geol. Helv. **20**, 1926, S. 54.

[2]) J. A. CUSHMAN, Foraminifera, bei Sharon Mass. U. S. A. 1928, S. 311. Auch: Contr. Cushman Lab. Foramin. Res. vol. **3**, 1927, S. 91.

[3]) Die Untersuchungsergebnisse von E. GERBER und ARN. HEIM stehen im Widerspruch zu jenen von P. LIECHTI. Vgl. auch VONDERSCHMIDT, Giswyler Klippen.

Ich gebe zu bedenken, dass jene oberkretazischen Leimernmergel teilweise unschwer *wieder umgelagert* werden können. Die immer wieder auftauchende Wildflyschfazies und die Überlagerung durch sicher tertiären, Nummuliten-führenden Schlierensandstein-Flysch beweisen ebenso wie die häufig wiederholten Zwischenschaltungen polygen-exotischer Grobklastika, *dass Umlagerungen in der stark bewegten Vortiefe zur Tertiärzeit an der Tagesordnung gewesen sein müssen.* Warum sollen nicht die Leimern-Wildflyschmergel aus oberkretazischer Bildungszeit im Tertiärmeer z. T. umgeschwemmt worden sein? Warum sollen nicht etwa durch anschliessende submarine Rutschungen und erneuten Absatz des aus der Kreide übernommenen Schlammes die polygen-brekziösen Beweise solcher Umlagerungen durch Leimernschlamm erneut eingedeckt worden sein? Die Nummuliten finden sich, wohl gemerkt, nur in ganz seltenen Brekzien-Zwischenlagen.

Ohne die Annahme von solchen stratigraphischen Diskordanzen und Umschichtungen würde die bekannte und durchaus als dringend anzuerkennende Frage nach dem Verbleib der paleozän-untereozänen Schichtvertretung ganz ungelöst sein.

Solange diese durchaus naheliegenden und an den Fähnern ja bereits erwiesenen Umlagerungsvorgänge nicht einwandfrei widerlegt sind — und P. Liechti scheint nicht an sie gedacht zu haben —, muss es wohl bei den bisherigen, in orogen weniger gestörten Gebieten gesammelten Erfahrungen bleiben.

Nach diesen liegt im ultrahelvetischen Wildflysch auch S des Thunersees ein Oberkreide-Sediment vor, das im Eozän teilweise sedimentär und tektonisch umgelagert wurde.

Die zur Wildflyschbildung führenden Ereignisse spielten sich im wesentlichen *in der Oberkreide* ab. Im Mitteleozän transgredierte über den Wildflyschmergel das Nummulitenkalkmeer, das aber hier infolge der Orogenese noch immer tieforogene Flyschfazies von grosser Mächtigkeit entwickeln musste (Gurnigel-Schlierenflysch). Es ist nicht zu bestreiten, dass damals in der Vortiefe auch wieder, diesmal tertiärer Wildflysch entstehen konnte, womit vielleicht die J. Tercier'schen Funde ihre einfache Erklärung finden. Es wird kaum möglich sein, solchen tertiären Wildflysch mit primären Nummuliten von dem oberkretazischen mit eingewalzten und umgelagerten Nummuliten abzutrennen. Ganz unnötig aber ist in diesem Fall die Annahme (J. Boussac 1912) einer Série compréhensive und falsch die Ansicht vom tertiären Alter der Leimernschichten.

Das Fehlen einer Diskordanzfläche auf dem oberkretazischen Wildflysch erklärt sich leicht aus den selbstverständlichen Umlagerungen seiner Mergel am Ufer des übergreifenden Lutetmeeres, sowie aus späterer tektonischer Zertrümmerung und Verrutschung.

Die Blöcke des Wildflysches.

Nach Verbreitung und Alter unseres deckenförmig verteilten Wildflysches muss auch der so oft bewegten Frage nach Verteilung und Herkunft der Fremdblöcke in ihm gedacht werden. Sie ist gleichbedeutend mit der Frage nach der Bildungsgeschichte sowohl des Wildflysches als auch der von ihm umwickelten Decken.

Oben wurde bereits der Unterschied zwischen Schwellen- und Klippenwildflysch auseinandergesetzt.

Den *Schwellenwildflysch* finden wir allein im NO des Walensees und nicht in den tieferen helvetischen Decken, sondern nur in der Oberkreide der oberhelvetischen Decke, in der ultrahelvetischen Drusbergdecke („Churfirsten-Mattstockgruppe" S. 104) und dann im gesamten ultrahelvetischen Bezirk durch ganz Südbayern fort. Angesichts der Breite, welche diese Decken noch in der Oberkreide zur Ablagerung benötigt haben müssen, *ist es ausgeschlossen, dass diese Wildflyschmassen etwa alle von der gleichen Schwelle abstammen könnten.* Dies ergibt sich auch wohl aus dem recht verschiedenen Bestand an kristallinem Untergrundsgestein (Granite, Gneisse, Glimmerschiefer, Phyllite, schwarze Tonschiefer, Kalksteine, gelbe Dolomite, Quarzite). Immerhin haben sich ostrheinisch bereits bedeutende Regelmässigkeiten erkennen lassen, die uns zeigen, welche Zusammensetzung im grossen der betreffende Schwellenzug gehabt haben dürfte. *Hauptheimat ist im O die vindelizische Südschwelle* (bereits mit einem Zuschuss von wahrscheinlich randostalpinen Gesteinen), *sowie die nach W gegabelte vindelizische Nordschwelle gewesen,* wie sie in der paläogeographischen Skizze Taf. VI im „nordalpinen Kreideflysch" verzeichnet sind. Hier ist auch schematisch angedeutet, dass im W bis weit nach S vielerlei Teilschwellen als Heimat in Frage kommen.

Für den *Klippenwildflysch* im SW des Walensees gilt das gleiche.

Eine besondere Verbreitung besitzt hier der *Habkerngranit.* Ch. Sarasin hat bei seinen Vergleichen mit anstehenden Graniten nichts genau Übereinstimmendes auffinden können. Am ähnlichsten waren rote Granite der Umgebung von Baveno-Lugano. Eine solche südliche Heimat kommt aber kaum in Betracht. Denn die deckentheoretisch gedacht südlichsten Gesteine im Wildflysch stammen bekanntlich aus dem unterostalpinen Bereich, von dem aber bislang nie ein anstehendes Habkerngranit-Vorkommen bekannt geworden ist. Darum müssen wir wohl oder übel annehmen, dass die zwischen den Mythen und dem Genfersee durch den Wildflysch verstreuten Habkernblöcke von einem *nördlicheren, aber nicht mehr sichtbaren Schwellenzug herstammen.* Er dürfte im ultrahelvetischen Bereich oder an seinem Südrand gestanden haben (paläogeographische Skizze 10). Denn auch

im penninischen Raum wurden meines Wissens keine Habkerngranitblöcke gefunden[1]).

Die ganze Zusammensetzung des mächtigen Flysches mit seinen überwiegend von kristallinen Küsten entweder unmittelbar oder nach Umlagerung mittelbar herstammenden Gesteinsschutt beweist ja ganz allgemein, *dass im Wildflyschmeer zahlreiche kristalline Inselschwellen aufgeragt haben müssen.* Auch umfangreiche Kristallinmassen, die keine bunten Granite waren, mögen von solchen Inseln in den sinkenden Wildflyschtrog gelangt sein. Mit dem Auslaufen des oberostalpinen Sedimentationsraumes nach W und dem Hereinragen des Silvrettakristallins ins Westmeer hängt vermutlich die häufig auftretende Ähnlichkeit der Wildflyschgesteine mit diesem Kristallin zusammen.

Was aber für den westlichen Klippenflysch besonders wichtig erscheint, das sind die Bestandteile *unterostalpiner Herkunft.* In einem denkwürdigen Vortrag hat H. SCHARDT schon 1897 zu Engelberg die Fremdblöcke gedeutet als frontale Abrutschmassen einer vorwärts rückenden Decke, der Klippendecke, welche ihre Blöcke an diesen Stirnrandschutt im Meere ablieferte. Dieser nachmals von zahlreichen Verfassern mannigfach abgewandelte Gedanke geht von der offenbaren Tatsache aus, dass kristalline und mesozoische Blöcke vom unterostalpinen Bildungsraum geliefert wurden.

P. BECK betonte 1912 (S. 125), die kleineren Klippenstücke steckten so tief im exotischen Flysch, dass an deren Herkunft aus den höheren Klippendecken nicht gedacht werden könne. Andererseits ergab sich kürzlich durch Vergleiche, dass die Blöcke im Externflysch der Berra, soweit sie sedimentär sind (Lias, Falknis- und Tristelbrekzie), aus der Falknisdecke herstammen; die kristallinen Blöcke aber sind von roten und grünen Graniten der Errdecke, aus den grünen Graniten unter der Sulzfluhdecke oder auch vom Falknismalm herzuleiten.

Das meiste scheint von den tieferen unterostalpinen Einheiten, von der Err-Berninadecke herzurühren[2]). Bestimmte Gesteine kommen möglicherweise nach TERCIER auch von südlichsten helvetischen Decken.

Ebenso enthält nach P. LIECHTI[3]) der Flysch im S des Thunersees unterostalpine Triasblöcke (Quarzite, Rauhwacken) und wohl Malm. Doch fehlen hier die im Unterostalpin sonst häufigen Radiolarite.

---

[1]) Der von ARN. HEIM 1908 im helvetischen Nummulitenkalk von Schwyz entdeckte Habkerngranit mag durch Umlagerung aus der inzwischen herangeschürften Wildflyschdecke dorthin geraten sein. Auch durch das Vorkommen von habkern-artigem Granit im Pechgraben, Oberösterreich (FR. HERITSCH) wird die nördlichere Herkunft wahrscheinlicher. Auch M. LUGEON führte 1916 (Eclogae **14**) aus, dass diese Blöcke nicht insubrisch sind, sondern einer Schwelle entstammen, die nördlicher lag und von den penninischen Decken begraben wurde.

[2]) J. TERCIER, Géologie de la Berra. Eclogae Geol. Helv. **20**, 1927, S. 256 ff.

[3]) P. LIECHTI a. a. O. 1931.

TERCIER nimmt an, dass infolge Verengerung der im Schwinden begriffenen penninischen Geosynklinale (wie er glaubt im Eozän) die unterostalpinen Decken bereits in die Nachbarschaft des helvetischen Gebäudes herangeschoben waren, und dass sich in ihrer Vortiefe südlich der helvetischen der Wildflysch entwickelte.

Die Ableitung der *Allgäuer* Fremdblöcke von den unterostalpinen Decken Graubündens durch H. P. CORNELIUS[1]) ist jedoch für diesen östlichen *Schwellen*-Wildflysch nicht einleuchtend. Abgesehen davon, dass kein typischer grüner Granit so wie im W auftritt, ist auch die Übereinstimmung der Mehrzahl der übrigen Kristallin-Gesteine entweder eine wenig genaue, oder es fehlen überhaupt Vergleichspunkte. Die Herkunftsbestimmung durch den Genannten beruht unbewusst wohl überwiegend auf der Auffassung, dass die Balderschwanger Klippen unterostalpine Deckenteile seien, eine Annahme, die sich aber nicht bewahrheitete. Diese Gesteine tauchen nämlich unweit südlich als Decke zwischen dem helvetischen und ultrahelvetischen Flysch unter, haben zwischen beiden ihr ursprüngliches Ablagerungsgebiet.

Wenn M. RICHTER[2]) darauf und auf die Mitteilungen von J. TERCIER hin den radikalen Satz aufstellt: „Die Komponenten des Wildflysches sind unterostalpiner Herkunft", so trifft dies nur zum Teil für den westlichen Klippen-, gar nicht aber für den östlichen Schwellen-Wildflysch zu. Und auch dann, wenn jener Satz wirklich allgemeine Gültigkeit hätte, würde die nicht weniger radikale Folgerung unberechtigt sein: „Die ultrahelvetische Stellung dieser Flyschmassen ist unhaltbar".

Dies wird nachfolgend im Abschnitt „Bewegungsgeschichte" klar. Zunächst ein Wort zu dem Transport-Mechanismus der Fremdblöcke aus der Klippendecke.

Zur Theorie der Wildflyschbildung.

Mehrere der bisher zur Deutung der Wildflyschblöcke aufgestellten Hypothesen haben fraglos ihren wahren Kern. Nur scheinen sie ungeeignet zu sein, da ihnen unnötige Übertreibungen anhaften. Dies ist zu zeigen:

Die Vorstellung KONRAD ESCHER von der LINTH's und B. STUDER's von einem gesteinsliefernden vindelizischen Rücken zwischen Alpen und Molasse ist angesichts der Deckenverfrachtungen natürlich unmöglich. Aber unverkennbar bleibt doch die Belieferung des Wildflysches aus verschiedenartigen, „vindelizisch" zu nennenden, im S des Helvetischen aufragenden Teilschwellen.

---

[1]) H. P. CORNELIUS, Zum Problem der exotischen Blöcke und Gerölle im „Flysch" des Allgäu. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien 1924. S. 229 ff.

[2]) Geolog. Rundschau **18**, 1927, S. 158.

Gegenüber H. SCHARDT's Ansicht von der alleinigen Herkunft der Blöcke aus den vorwandernden romanischen Decken wurde schon gesagt, dass diese Geltung haben kann nur für einen gewissen Teil des *westlichen* Klippenflysches. Im O sind sichere Fremdlinge aus unterostalpinen Decken bekanntlich nicht nachgewiesen. Es gibt aber im O wie im W grosse Massen von kristallinem Schutt, welche sehr wahrscheinlich nichts mit einem solchen Herkunftsgebiet zu tun haben, sondern die von nördlicheren Schwellenzügen herrühren. Diese verschwanden bei der grossen ostalpinen Deckenbewegung nicht nach unten hin, sondern wurden hoch oben abgeschürft, aufgewulstet, horizontal verschoben und in die Vortiefen-Teilträge umgelagert. Genau wie durch die Deckenbewegung hangendere Stockwerke von liegenden abgeschoben werden, um diese zu überholen, so überholten die Decken südlicherer Herkunft, nämlich die unterostalpinen, schliesslich den kristallinen Abfallschutt relativ gehobener Vortiefenschwellen und überschoben ihn.

Aber das Vorhandensein vieler unterostalpiner Blöcke im W, die keineswegs über das breite penninische Gebiet rein exogen gewandert sein können, beweist die Richtigkeit des SCHARDT'schen Grundgedankens: Die Bildung des Wildflysches *während* der ostalpinen Deckenwanderung.

Der rein tektonischen Deutung von DOUVILLÉ-HAUG fehlt ebensowenig der wahrscheinliche Zug. Aber es darf doch nicht die Tatsache der marin-sedimentären Einbettung der Blöcke bis herab zu den feinsten Bestandteilen vergessen werden. Mit Recht wiesen auf sie besonders H. SCHARDT, CH. SARASIN, ARN. HEIM, A. TORNQUIST hin.

Die A. TORNQUIST'sche Hypothese, nach der die Exotika zuerst auf dem Rücken der oberostalpinen Decke gelegen hätten und dann abgetragen wurden, ist gleichfalls zu eng. Gewiss muss es zahlreiche Umlagerungsvorgänge gegeben haben, auf welche z. B. die Eigenart der Schwere-Mineralien in manchen Flyschsedimenten hinweist. Aber im ultrahelvetischen Flysch gibt es im allgemeinen keine sicheren oberostalpinen Bestandteile. Auch wäre die Umlagerung eines oberflächlichen *Block*-Schuttes schwierig zu verstehen, besonders wenn er so frisch ist und so grob.

Gegen die Treibeis-Hypothese spricht endlich die paläoklimatische Lage der damaligen Zeit. Ausserdem beweist uns der Gesamtgehalt des Flysches, dass hier nicht ein überall tiefes, insel- und schwellenfreies, mehrere 100 km breites Meer vorhanden gewesen sein kann. Woher wären denn dann, wenn einmal ganz von den Blöcken abgesehen wird, die mächtigen Feinsand- und die riesigen Tonschlammmassen gekommen?

Der mögliche Einwand gegen unsere Vorstellung, dass in den meisten Fällen transgressive Auflagerung von Flyschsediment auf solche Schwellen fehlt, beantwortet sich ohne weiteres mit dem anzunehmenden Mechanismus im allgemeinen:

Gerade die unruhigsten Relief-Abhänge am Nordabfall der Inselschwellen, an denen der Wildflysch sich bildete, sind ja zugleich die beweglichen Deckenstirnen. Gerade hier schnitt in der zertrümmerten[1]) Schwellenzone jene vielverzweigte Schubflächenschar durch, mit der sich die jeweils südlichere Teiltrogfüllung über die nördlich benachbarte hinwegbewegte.

Darum gibt es keine scharfen Grenzen zwischen Sediment — vom Schlamm bis herauf zum Block —, das aus dem Wasser vor oder nach einer submarinen Rutschung abgelagert wurde, und jenem, welches durch tektonische Verknetung dem nächst vorher gebildeten Sediment addiert wurde. Es fehlen scharfe Grenzen zwischen langsam niedersinkendem Schlamm, zwischen dem von der Steilinselküste herabpolternden Block[2]) und dem eingekneteten Scherling. Viele (nicht alle) Wildflyschhorizonte sind zugleich Überschiebungsstockwerke. Vgl. Abb. 3.

Abb. 3. Schema der Wildflyschbildung am Stirnrand einer vorrückenden Decke.

Würden freilich die Hauptflächen über oder in Meereshöhe durchgehen, so müsste man an überschobenen Flyschpaketen das Auskeilen nach S gegen die betreffende kristalline Untergrundschwelle

---

[1]) Über die Eigenart des geosynklinalen Trog-Mechanismus, insbesondere über die Rolle der Schwellen vgl. E. Kraus, Geol. Forsch. im Allgäu I, Molasse. Geol. Archiv R. Oldenbourg, München IV, 1926. E. Kraus, Die Seismotektonik der Tiroler Alpen. Gerl. Beiträge zur Geophysik **30**, 1931, S. 96—135. Im Anschluss an die Molassemulden mit ihren zertrümmerten „Antiklinalen" ist in erstgenannter Arbeit auch die Allgemeinheit der Teiltroggliederung in den Vortiefen betont.

[2]) Ein so guter Beobachter wie F. J. Kaufmann wurde darum durch die petrographischen Übergänge zwischen Habkerngranit und umhüllendem Brekzien-Sediment noch 1860—86 zu der sonderbar anmutenden Meinung von der neptunischen Bildungsweise des Granits geführt. Vgl. die Bergstürze der letzten Jahre an der steilen Südküste der Halbinsel Krim im Zusammenhang mit Erdbeben und starken Reliefverschiebungen. Die Blöcke rollten bis in die Tiefen des Schwarzen Meeres!

hin sehen; müsste man auch öfter kristalline Überschiebungsschollen bemerken. Dass die Hauptschubflächen im Hauptstadium aber tiefer lagen, dürfte aus dem Fehlen wirklicher Stranddeltas abzuleiten sein. Immer sind eigentlich im Wildflysch nur feinste, tiefermeerische Schlamme überschoben, die mit den von den Inselufern tief hinabgerodelten groben Gleitmassen wechsellagern. Nicht selten ist es sogar Tiefseerinnen-Sediment mit Radiolarien-Häufungen, das mit grobklastischen Komponenten in scheinbar unnatürlichstem Verbande liegt. Darum glaubten ja manche Verfasser sogar an der wahren Tiefseenatur der Radiolarite zweifeln zu sollen. Doch „bathyal" heisst ja nicht notwendig „küstenfern"! Hyporogene Meeresteile der Geosynklinalen folgen ihren eigenen Gesetzen. Sie sind etwa im Malaiischen Archipel mit seinen horizontal bewegten Inselschwellen-Girlanden, Erdbebenschwärmen, raschen Reliefverstellungen und submarinen Rutschungen für die Tiefseerinnen-Gegenwart nachzuprüfen.

Wären die Decken nur über kurze Strecken gegangen, so könnte die Wildflyschfazies an ihrem wenig verschobenen, stirnwärtigen Abbruchsrand auch nur auf einer schmalen Zone entwickelt sein. Auch wäre dann noch viel mehr von der bei der Überschiebung in Trümmer gehenden Untergrundsschwelle erhalten. Die ungeheure Ausdehnung der Wildflyschfazies und das Fehlen grösserer Stirnrandreste führe ich zurück auf *die gewaltige Wanderungsweite der Decken*, die ja aus anderen Gründen namentlich für die unterostalpinen Einheiten längst angenommen wird. Die jeweils südliche der Teilmulden muss über die ganze Zehner von Kilometer breite, jeweils nördlich folgende Schwelle und ausserdem noch über weiter nördliche Trogmulden geschoben worden sein. Eine solche weite Wanderung setzt die Überwindung der am Stirnrand zusammengeschobenen und wohl nicht immer genau im Tempo des Decken-Anmarsches versinkenden Flyschtrogmassen voraus. Dabei mussten aber immer neue Scherlinge der Inselschwelle weggeschliffen oder auch an der Stirn exogen abgerollt werden. Auf einem so langen Schubweg blieb so im allgemeinen nichts anderes von den ursprünglichen Schwellen übrig als eben nur einzelne Schubfetzen, wie sie z. B. am Kühberg bei Oberstdorf oder im Retterschwangtal zu sehen sind.

Die Schwellen wurden endogen und exogen verbraucht, verzettelt auf den verzweigten Schubflächen. Die durch die Schwellen einst getrennt abgelagerten Trogfüllungen kamen fast unmittelbar übereinander zu liegen. Vgl. Abb. 2. *Die Decken sind heute nur noch durch Wildflysch getrennt. Wir sagen, der Wildflysch hülle sie ein.*

Dass die Stirnschwellen-Abhänge schmal und steil waren, ersieht man aus den Anzeichen kurzer Transportwege der Wildflysch-Bestandteile: Nur teilweise gibt es Rundung: Sortierung fehlt fast ganz.

Der Steilrelief-Abfall lieferte diese Komponenten. Nur er konnte das. Auch ein Teil der Flyschbankstücke selbst dürfte von kurz vorher sedimentiertem Flysch stammen, der an der steilen Schwelle gehoben, exogen umgelagert und wieder tektonisch verwalzt wurde.

Wo die Bewegungen horizontal nicht so weite Räume erfassten, wie z. B. in inneren Teilzonen der Karpathen, da kann man bekanntlich sehr schön mit J. NOWAK[1]) noch die epiantiklinale Schwellen- und die episynklinale Trogfazies der Flyschsedimente studieren. In solchen Zonen, welche den Übergang zwischen den wagrecht weithin verschobenen Deckenstirnen der Alpen mit Wildflyschvorschüttung und den horizontal fast nicht verschobenen Molasse-„Antiklinalen" herstellen, vermag man aus der Block- und Geröllverteilung noch sehr wohl die einzelnen Untergrundsschwellen zu erschliessen, die auch hier bereits überfahren sind.

In den Alpen aber gelingt es — ähnlich wie in den pieninischen Klippen des nördlichen Karpathenvorlandes — bestenfalls nur zu zeigen, dass das jeweilige Decken-Hangende und -Liegende eine Scherzone von Flysch bzw. Wildflysch ist, und dass dieser der exogenen und endogenen Fussvorschüttung und Stirnschwellenfazies im N der darüber folgenden Decke entspricht[2]).

Die grossen Decken haben daher ihre Flysch- meist ihre Wildflyschhülle. Das gehört zu ihrem Wesen, zum Wesen ihres Bildungsmechanismus.

Darum kehren — mit den jeweils örtlichen Abänderungen natürlich — die gleichen Grundtypen der Sedimentation und Lagerung auch in den verschiedensten Gebirgen der Erde und für die verschiedenen unterscheidbaren Hauptbewegungszeiten wieder.

Deshalb ist auch durchaus *nicht selbstverständlich, dass etwa aller Wildflysch in den nördlicheren Alpen von der gleichen Deckenbewegung herrührt.* Wir sprechen hier nur von der grössten Wildflyschdecke, welche die SO-helvetischen, ultra-helvetischen und unterostalpinen Bewegungseinheiten umhüllt, und deren Flysch im W durch die unterostalpinen und Schwellen-Blöcke, im O durch die Schwellen-

---

[1]) Bekanntlich wurde die sedimentspendende Bedeutung der Schwellen als liegende Sättel und Deckenstirnen während der „embryonalen Faltung" aus der Deckenfazies bereits von E. ARGAND und R. STAUB erschlossen.

[2]) Natürlich wäre die Behauptung übertrieben, dass die Stirnschwellen unter allen Umständen schuttliefernde Inseln gewesen und nicht auch mitunter in die Vortiefe hinabgezogen worden wären, wo sie sich dann mit Wildflyschschutt bedeckten. Ganz unnötig und unwahrscheinlich wäre es angesichts so gewaltsamer Vorgänge, die Stärke und den Angriffspunkt der Kräfte immer gleich und an gleicher Stelle der Schichtmassen annehmen zu wollen. So tauchte bekanntlich die alte Schwellenzone der Falknisdecke in der Oberkreide auch einmal unter die Wildflysch-Vortiefe, wie J. CADISCH sehr richtig betonte. (Der Bau der Schweizer Alpen 1926, S. 22.) Freilich bin ich der Meinung, dass dieses Niedertauchen erst geschah, als diese Schwelle durch Nordwanderung schon längst entwurzelt und vom alten stabilen Untergrund weit fortgeschoben war.

blöcke allein ausgezeichnet ist. Wir sind uns völlig darüber klar, dass der überaus weiten Wanderung der südlichsten Decken eine überaus komplexe Zusammensetzung und höchst verwickelte Geschichte des zugehörigen Wildflysches entsprechen muss. Dass das, *was wir „Wildflyschdecke" nannten, sich erst ganz allmählich aus den verschiedensten Vortiefen zusammensammelte.* Das bunte Gemisch der Blöcke ist getreues Spiegelbild. Nicht etwa nur im unterostalpinen Raum, auch im Ultra- und noch im SO-helvetischen müssen Schwellenköpfe beigesteuert haben.

Dass sich Wildflysch schon in der Mittelkreide, und zwar bereits im ultrahelvetischen Raume bildete, ersehen wir aus der Zusammensetzung und Lage der Feuerstätter Wildflyschdecke des Allgäus. *Es ist somit ganz falsch, zu behaupten, dass in dem Wildflysch nur ein unterostalpines Element vorliege.* Wohl aber ist richtig, *dass letzten Endes der gewaltige Marsch der ostalpinen, der unter- und der oberostalpinen, Decken, in der Kreide und noch im Eozän all diese örtlichen Teiltrogwildflysche der Vortiefe überholte, abriss und schliesslich zusammenfasste zur Einheit der „Wildflyschdecke". Diese ist damit notwendige Begleiterscheinung der gewaltigsten Deckenbewegung, die wir kennen, der ostalpinen.*

Hiemit scheint ein Schlüssel zur Eröffnung weiterer Gedankengänge auch über den flyschbildenden Geosynklinalraum in südlicheren Alpenteilen gefunden zu sein. Wir wollen ihn weiter an Geländebeobachtungen erproben.

C. Die ultrahelvetische Sigiswanger Flyschdecke.

In Allgäu-Vorarlberg liegt die Sigiswanger Flyschdecke auf der (Feuerstätter) Wildflyschdecke. Wir haben sie bereits oben S. 48 erwähnt und gehört, dass sie die grösste Flyscheinheit östlich des Rheins darstellt. Ihre aus Ofterschwanger Flysch unten, Hauptflyschsandstein in der Mitte und Piesenkopfkalk oben bestehende, sehr weit aushaltende Schichtfolge der Kreide ragt auch in die Schweiz herein. Wie betrachten die Vorkommen unter der oberostalpinen Platte des nordwestlichen *Rätikons*, über den Leimernschichten der *Fähnern*, und über dem Wildflysch am *Wäggital*.

1. Im Rätikon.

In dem tiefen Einschnitte des untersten Saminatales oberhalb von Frastanz trifft man am Fuss des Rätikons die ersten zusammenhängenden Aufschlüsse in der Sigiswanger Decke.

Beim Elektrizitätswerk Frastanz sieht man, wie der Hauptflyschsandstein von Bänken des Piesenkopfkalkes unter- und überlagert wird (f. 45° NO). Unter dem rund 10 m dicken Piesenkopfkalk mit typischer, dünnplattiger Ausbildung folgen über 30 m Hauptsandstein, welcher bald in 30° SO-Fallen umbiegt. Tal-

aufwärts bleibt man über 100 m weit in dieser mächtigen Sandsteinbank, die dann 60° NNO einfällt, bald aber mit 75° gegen OSO fällt. Am Tobelweg aufwärts kommt man ins Liegende des über 110 m mächtigen Sandsteins, der unter Sandstein-Blockschutt verschwindet. Mächtiger Sandstein steht wieder am Wehr und Wasserkanal, wo rechts seitlich die Bänke zuerst 30° nach S fallen, 30 m oberhalb mit grösseren Ruscheln (senkrecht) gegen OSO streichen; gleich darauf Umbiegung zu 20° O f. Linksseitig zuerst wagrechter Sattelkern, dann mittleres NO-Fallen.

50 m oberhalb durchschreitet man den flachliegenden Sattelkern, nach weiteren 50 m 50° SSO-Fallen (Steig). Nahe oberhalb bei der kräftigen Bachbiegung gegen W fällt Sandstein 40° SW. 40 m oberhalb der nächsten Bachbiegung (gegen SSW) ist dem Sandstein 25 m normaler Piesenkopfkalk (f. 40° SW) dann 15 m Sandstein (Quelle) aufgelagert (zweiter Steg). Neben einer etwa SW-streichenden Störung, an der die östliche Talseite um ein Stück gehoben ist, zeigt die rechte Talseite weiterhin SO-geneigten Piesenkopfkalk. 100 m weiter wechselt letzterer in Blöcken mit Sandstein, dann nur noch mächtiger Sandstein unter dem Piesenkopfkalk.

Bei dem von W herunterkommenden Pfade senkt sich dem Sandstein vorübergehend eine SO-streichende Piesenkopfkalkmulde ein (3. Steg). Nahe oberhalb ist die Schlucht nicht mehr begehbar. Es steigen unter Sandstein steil zickzack gefaltete Piesenkopfkalke an, die sich mit Sandsteinbänken rasch wagrecht legen (Mulden ?). Die flach südgeneigten Kalkbänke gehen bald in sehr schöne Zickzack-Faltung über und beherrschen die Fortsetzung oberhalb.

Die gleichen Bänke des Piesenkopfkalkes bilden den *Bergkamm westlich* über der Moränenverflachung von *Ammerlügen*. Man hat wohl überwiegend südliches Einfallen bei starker Faltung. Die Piesenkopfkalke entsprechen denen nördlich der Ill, vielleicht sind die Mergelschiefer etwas düstergrau, die Mergelkalkbänke weniger bläulich als dunkelgrau. Bei 1390 m Höhe fallen diese Bänke noch mit 60° nach S; die nachfolgende Moräne bedeckt die Schubfläche gegen die Oberstdorfer Decke des Frastanzer Sandes.

M. Richter hat 1924, S. 24f., den Hauptsandstein („Oberzollbrücker Sandstein") richtig erkannt, den Piesenkopfkalk, wie sonst, mit seiner „Flyschkalkzone", die ja gleichzeitig Kalkgruppe ist, zusammengeworfen. D. Trümpy *hatte* (1916, S. 99) *schon die Deckennatur der Sigiswanger Decke* („Vorarlberger Flysch", jedoch als Tertiär der nunmehr aufgegebenen Niesen-Habkerndecke P. Beck's angeschlossen) *und die normale Auflagerung von Piesenkopfkalk über Hauptsandstein bemerkt.* Die Gegengründe M. Richter's hiegegen erweisen sich im Gelände als nicht stichhaltig.

Das breite Vorspringen des Piesenkopfkalkes westlich Ammerlügen nach N ist wahrscheinlich auf eine über diesen Ort etwa in SW—NO verlaufende Querstörung zurückzuführen.

Die Unterlage der Sigiswanger Decke gegen die helvetische Kreide bei Feldkirch ist zwar nicht aufgeschlossen. Doch wissen wir von *früheren* Eozän-Funden, die tatsächlich auch hier unter der Decke ihren normalen Platz haben. Mit ziemlich flach südgeneigter Schubfläche wird sie südlich der Sandsteinbrüche von Nendeln-Schaan durch die Oberstdorfer Flyschdecke abgeschnitten. *Sie versinkt damit*

rechtsrheinisch völlig unter den südlich folgenden, höheren Deckeneinheiten.

Im Fähnern-Gebiet (Abb. 4).

Aber damit ist die Sigiswanger Decke in der Schweiz durchaus noch nicht zu Ende. Wir betrachten das in den letzten Jahren namentlich durch ARN. HEIM[1]) so gründlich untersuchte Fähnern-Gebiet östlich Appenzell. Auf dem Weg (Abb. 4) von der Molasse des Hirschbergs nach SO über Eggerstanden, Eggli, Fähnerngipfel und dessen SO-Grat bis zur helvetischen Kreide des Hohen Kasten quert man eine ähnlich tiefe Mulde wie etwa am Hochälpele (Fig. 30 in E. Kraus,

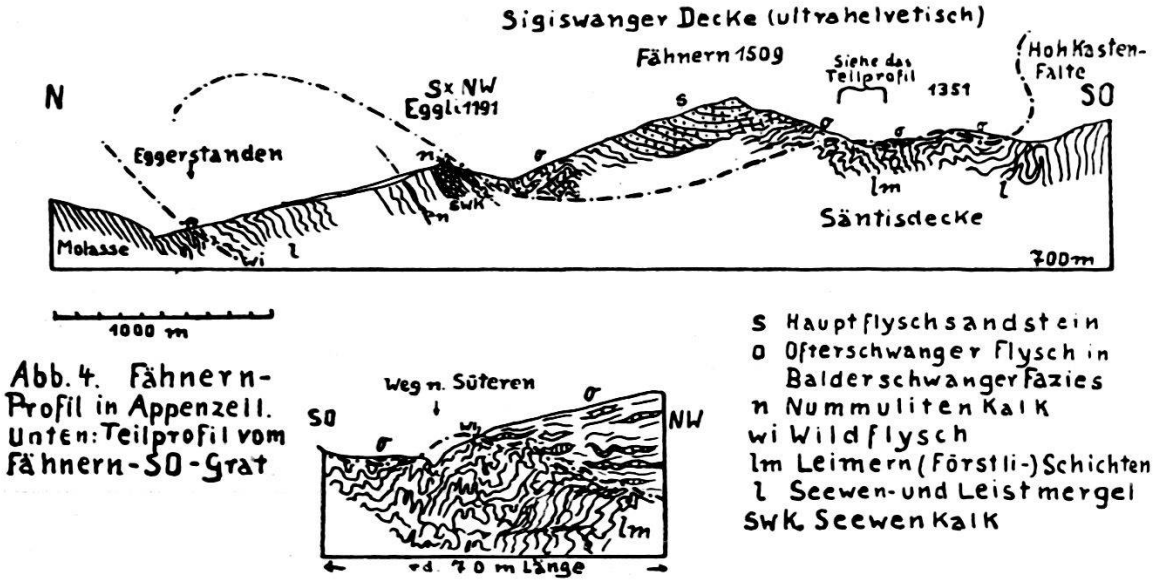

Abb. 4. Fähnern-Profil in Appenzell. Unten: Teilprofil vom Fähnern-SO-Grat

Abb. 4.

Der nordalpine Kreideflysch). Über die südlich geneigten Molassemergel mit Sandkalk- u. Sandsteinbänken ist eine mehr als 500 m breit ausstreichende Mergelserie des Turon-Senons geschoben. In ihr erscheinen an der Basis (hier wahrscheinlich eingewickelt), aber auch sonst, Wildflyschpartien, Gryphaeenbänke, Quetschlinsen von Nummulitenkalk. Beim *Eggli* (1191 m) bildet Seewenkalk mit Ino-

---

[1]) ARN. HEIM, „Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten" mit geol. Karte 1:25 000 in Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 53. Lief. Bern 1923. Vgl. auch M. RICHTER, „Die Fähnernmulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreide-Nummuliten". Geolog. Rundschau **16**, 1925, S. 81—99. — Meine Beobachtungen und vorliegende Formulierung stammen vom Juli 1929. Inzwischen hat sich H. EUGSTER in vorläufiger Mitteilung (Eclogae geol. Helv. **24**, 1931, S. 144 ff.) mit den Fragen beschäftigt und durch verdienstvolle Aufgrabungen zu einer Klärung beigetragen, die genau in Richtung meiner Feststellungen liegt.

ceramenschalen den oberen Abschluss. Es ist gleichzeitig das NO-Ende des bekannten Klammenegg-Zuges.

Dort, wo dessen letzte Bänke am Hügelkopf anstehen, zeigt sich in kleinem Steinbruch mit sehr schöner Diskordanz schräg (mehr nördlich) zu dem NO-Streichen der 50° SO geneigten Seewenkalkbänke eozäner Nummuliten-Grünsand (Assilinen-reich). Unter Bildung einer Menge meist noch ganz eckiger Kalk-Bruchstücke *transgredierte hier unzweideutig das Eozänmeer auf Turon.* Von einer irgendwie durchgreifenden Rutschfläche, wie sie nahe nördlich in dem von ARN. HEIM a. a. O. S. 9, 34 erwähnten Vorkommen am Kontakt vorliegt, ist hier nichts zu sehen. Es bedeutet diese Stelle viel. Denn sie beweist, was inmitten der verquetschten Mergel, die sonst die Eozänvorkommen beherbergen, nicht erweisbar ist: *Das fragliche Eozän ist nicht überall nur tektonisch in die Oberkreide* oder zwischen sie und die Sigiswanger Kreideflyschdecke hereingeraten; es gehört vielmehr zum relativ *bodenständigeren Helvetikum.* Ich kann darum in dieser Beziehung M. RICHTER's a. a. O. S. 91 gebrachter Auffassung voll zustimmen.

Der Kontakt des Fähnernflysches mit dieser helvetischen Unterlage ist hier leider überdeckt. Um so besser sieht man ihn am *SO-Grat des Berges* beim Weg nach Süteren (Fig. 4 unten). Wer sich eine Vorstellung von der fabelhaften Verquälung in Kalkmergeln und Mergeln machen will, sehe sich die hellen Leimern-Fleckenmergel („Förstlischichten") an jenem Grat genauer an. Nach unten und gegen SO zu verliert sich das; die Leimernschichten wechsellagern ruhiger mit Leistmergel, der schon zur Hohkastenfalte des Säntiszuges gehört.

Aber auch der über dieser Walzzone liegende Fähnernflysch ist zunächst in höchstem Grad verunstaltet. Die Kalkbänke wurden zerrissen, geschwänzt; die fucoiden-führenden Mergel zeigen lebhafteste Bewegung. Jedes sedimentäre Element, soweit es noch erfassbar ist, schaukelt in beliebiger Richtung um die Wagrechte. Selbst die im allgemeinen ruhiger gelagerten, auch massiveren Sandsteinbänke weiter oben lassen kaum einmal, abgesehen vom Gipfel selbst, ein klares Streichen und Fallen erkennen. Auf unzähligen Klüften ist der sprödere Sandstein völlig „aus dem Leim gegangen". Darum ist es auch kaum möglich, an der Nordseite sicheren Anhalt über die Lagerung des Flysches zu bekommen. Die Darstellung in unserer Fig. 4 oben ist ganz schematisch und jene in früheren Profilen z. T. irreführend.

Wir betonen dies, weil man *im Gelände* über die Bedeutung unseres Flysch-Kreidekontaktes nicht im Zweifel sein kann. *Hier geht eine Zone gewaltiger, horizontaler Bewegung durch.* Die Leimernschichten stechen mit ihren verkneteten Bänken hinauf gegen die gequält darüber folgenden Flysch-Schichten. ARN. HEIM, der noch weitere Daten über die diskordante Auflagerung des Flysches („messerscharfe Grenze"), die vermutliche Gleitfläche sammelte und S. 10

die fragliche Bewegungsfläche richtig einzeichnete, glaubte gleichwohl noch die frühere Auffassung vertreten zu können, dass sich der Flysch als stratigraphisch Jüngstes über der helvetischen Kreide-Eozänserie aufbaue. Demgegenüber sehen wir genau das gleiche wie sonst im O: unter Vermittlung eingequetschter Eozänkeile und der (in HEIM's Arbeit gut beschriebenen) Wildflyschvorkommen *liegt auch hier die Flysch-Schubmasse auf dem Helvetischen.* Nur ist hier im Westen die Schubfläche besonders gut aufgeschlossen.

Nach den Gesteinen und ihrer Lagerung ist es dabei nicht schwer zu sagen, dass hier nur *die Sigiswanger Flyschdecke* vorliegen kann. Die tieferen Flysch-Horizonte mit ihren dichten Fucoiden-Mergelkalken, Sandkalken, Mergeln, quarzitischen Zwischenlagen, mit der Ebenflächigkeit und doch relativen Dickbankigkeit gehören ganz offenbar dem ebenso aussehenden *Ofterschwanger* Flysch in seiner westlichen (Balderschwanger) Ausbildung an. Mit den geschlossenen, wulstigen, Helminthoiden-reichen Kalkbänken der Kalkgruppe sind sie ebensowenig zu verwechseln wie mit den dünnbankigen Piesenkopf-Kalken. Das wird ja noch wegen der normalen Auflagerung durch den echten *Hauptflyschsandstein*[1]) bekräftigt, der auch im O diese Stellung hat. Es liegen folglich die Gesteine der Sigiswanger Decke vor. Die Lage unmittelbar über dem Helvetischen andererseits zeigt offenbar an, *dass es die ultrahelvetische Sigiswanger Decke ist, welche den Fähnerngipfel bildet.*

Auch hier begegnet also unser Ergebnis dem von M. RICHTER; doch nur auf halbem Weg. Der Genannte hält a. a. O. S. 94 die Fähnern für eine ultrahelvetische Klippe aus Kalkzone-Oberzollbrücker Sandstein über der Säntisdecke. Aber, abgesehen von der abweichenden Auffassung des Flysches, legt er auch hier wieder die grosse Schubfläche zu tief. Es ist schwer verständlich, wie er zu seinem Profil S. 95 kommen kann; denn auch an der Fähnern sieht man sehr wohl die wiederholte, stratigraphische Wechsellagerung von Leist- und Leimernmergel. ARN. HEIM hat sie richtig dargestellt. Auch in diesem Punkt keine Abweichung von Vorarlberg und Allgäu und weitere Bestätigung bisheriger Ergebnisse!

Eine andere Frage, die ich nicht näher verfolgte, ist die, wie weit im Fähnerngebiet *ein Teil* der gequälten, ultrahelvetischen Oberkreide unter der Sigiswanger Flyschdecke über die tektonische Einheit des Helvetischen (+ faziell Ultrahelvetisches) verschleppt wurde. Das wäre also die Frage nach einem Äquivalent der Feuerstätter Wildflyschdecke zunächst westlich vom Rhein. Zu ihr werden wir im Zusammenhang mit anderen Geländebeobachtungen noch Stellung nehmen.

---

[1]) Mit Niesenflyschsandstein hat dieser nichts zu tun, wie wir gesehen haben; bezüglich „Hauptflyschsandstein" — „Oberzollbrücker Sandstein" vgl. auch das Internationale Lexikon der Stratigraphie.

3. Im Westen des Wäggitals.

Bereits im Zusammenhang mit dem von der Sigiswanger Decke abzugrenzenden Wildflysch zwischen Fluhbrig und Auberg wurden oben S. 46 die Geländebeobachtungen angeführt, welche mich veranlassen, auch dort die Sigiswanger Decke anzunehmen.

Weiter nach W oder nach S konnte ich nirgends mehr die gut kenntlichen Gesteine der Sigiswanger Flyschdecke nachweisen. Weder der (autochthone) Glarner Tertiärflysch von Ragaz noch der Schlieren- und Niesenflysch hat irgend etwas mit diesen Gesteinen zu tun. Nie wurden auch in der Sigiswanger Decke Anzeichen für tertiäres Alter gefunden. Die spärlichen Nummulitenvorkommen östlich des Rheins gehören entweder zum Helvetischen, als Scherlinge zum ultrahelvetischen Wildflysch oder zur Feuerstätter Wildflyschdecke. Die Sigiswanger Decke besteht aus Kreideflysch. Nach seiner Lage *entstand dieser in einem Teiltrog südlich von dem ultrahelvetischen Feuerstätter Wildflyschtrog.* Die Gesteine der Sigiswanger Decke hören nach W zu mit dem Wäggital auf, weil auch ihr primärer Ablagerungstrog gegen W begrenzt war (paläogeographische Skizze im „nordalpinen Kreideflysch").

Dass unsere Decke noch ultrahelvetisch zu nennen ist, schloss ich aus ihrem Vorkommen allein nördlich von der nordalpinen Verschluckungszone (racines externes, Wurzeln der helvetisch-ultrahelvetischen Bewegungseinheiten). Im Liechtensteinschen schiesst die Decke endgültig gegen S hinab.

D. Die Oberstdorfer Flyschdecke und der penninische Flysch.

Wie in meiner Abhandlung „der nordalpine Kreideflysch" ausgeführt wurde, sind die Hauptglieder des zur Oberstdorfer Flyschdecke gehörenden Kreideflysches:

3. Birnwang-Mergel u. a. Gesteine (Oberkreide).
2. Quarzitgruppe (Mittelkreide).
1. Kalkgruppe (Unterkreide mit Orbitolina lenticularis).

Diese Decke ist im S der Ill bereits im untersten Abschnitt des Gamperdontals oberhalb von Nenzing (Vorarlberg) gut aufgeschlossen[1]). An der Strasse westlich der Nenzinger Kirche steht ein Wechsel von grauen, hell anwitternden Mergelschiefern, Kalkmergeln und glimmerführendem Grandstein an (NO-, später SO-geneigt), dazwischen eine Quarzitbank. Es sind typische Birnwangschichten. An der Brücke über den Gamperdona-Bach kommt unter ihnen in einem

---

[1]) J. VERDAM, Geolog. Forschungen im nördlichen Rätikon, Dissertation Univers. Zürich 1928, hat inzwischen den Nenzinger Flysch auf seine Karte gezeichnet, verzichtete aber auf ein näheres Studium desselben.

OW-streichenden Sattel anscheinend schon die Quarzitgruppe heraus. Bachaufwärts folgen die Birnwangschichten, hauptsächlich schwärzlichgraue Mergelkalke mit Sandkalkbänken.

Vom Saminatal nördlich der Gaudenzer Alm hat M. RICHTER 1924, S. 25 bereits grobe Brekzien beschrieben, die mit den in der Kalkgruppe z. B. am Hochgerach und anderwärts recht häufig zu beobachtenden übereinstimmen. Wir stimmen der Auffassung, dass hier ein Schubfetzen unter der oberostalpinen Decke vorliegt, zu und können diesen ohne weiteres *als Vertreter der Oberstdorfer Decke* ansprechen, die auch hier der Sigiswanger Decke überschoben ist.

Die westliche Fortsetzung finden wir in der Kalkgruppe des *Frastanzer Sandes* und der *Sareuen Alpe*. Am Weg nördlich des genannten Gipfels trifft man bei 1485 m Höhe wulstige, fusstarke Quarzitbänke mit Mergelkalken (Schliff 698, 699), Sandkalk und Sandstein (f. 30 S). Der lithologische Gegensatz gegen die dünn- und eben-plattigen, quarzitfreien Piesenkopfkalke im N, über welche die Kalkgruppe hier geschoben wurde, ist sehr scharf. In allgemein südlicher Neigung findet man diese Gesteine der Kalkgruppe auch sonst nördlich und westlich der Sareuen Alpe.

Der etwas felsige Kopf südwestlich dieser Alpe besteht unten aus ihnen, zeigt aber ein wenig höher noch eine daraufgeschobene Klippe von Hauptdolomit der Lechtaldecke (f. SW, dann NW). Es treten sogleich am Grat und an dem steilen Felsanriss westlich davon recht verschiedene Gesteine der älteren Trias auf wie rote Schiefer, Quarzite des Buntsandsteins, plattige, teilweise rostige Kalke der Arlbergschichten, Raibler Rauhwacke und Muschelkalk. Ich gebe in Abb. 5 eine flüchtige Ansichtsskizze.

Geht man südlich in den *zweiten Graben im S. der Alpe NW der Drei Schwestern*, so finden sich bei 1330 m NN unter gequältem (f. 60° NW), schwärzlichem Echinodermenkalk, übergehend in hellen, malmartigen Splitterkalk, stark gequälte, grauliche Kalkbänkchen-Linsen (Schliff 704 mit Orbulinaria sphaerica, auch in Form der „Calpionella"; bis 2 m), schwarzgrüner Quetschschiefer mit grauen Sandkalkquetschlinsen (Schliff 705), hellbräunlichem ? Triaskalk (20 m, f. mittel SSO), gegen unten mit schwarzen Mergelkalken (Schliff 706) in zerrissenen Banklinsen. Das könnte man makroskopisch mit MYLIUS zur Not für einen Wechsel von Arlbergkalk und Partnachschichten halten. Aber in den gleichen Gesteinen erscheinen nun konkordant darunter brekziös-*konglomeratische* Bänke, von denen eine bei 1315 m NN 3 m mächtig, bei 1305 m NN eine andere 2 m mächtig ist. Sie wechseln mit dunkelgrauen Kalkmergelbänken (Schliff 709). Die Gerölle sind gut gerundet, bis kopfgross und bestehen aus Lokalmaterial, d. h. aus Gesteinen der Lechtaldecke in nächster Nachbarschaft: überwiegend Quarzite des Buntsandsteins, schwärzliche Kalkmergel mit oft dunkel rostbrauner Anwitterungsfarbe von Arlberg-Partnach-Schichten (Schliff 707, 708), dann Hauptdolomit, schwarzer Hornstein, Kalke, Gangquarze, welch letztere freilich aus grösserer Entfernung herangeschafft sein werden.

Am besten passt auf dieses Konglomerat der Vergleich mit dem unter ähnlichen Umständen auftretenden „Cenoman"-*Lokalkonglomerat* bei Hindelang. Berücksichtigen wir, dass bei der Umlagerung

die schwärzlichen Partnachmergel in wenig verändertem Gewande den neuen Meeresschlamm bilden mussten, so ist auch die Ähnlichkeit der das Konglomerat einschliessenden Bänke mit nicht umgelagerten Triasmergeln gut verständlich. Und hier treffen wir auch insofern wieder Gemeinsames mit der Hindelanger Gegend als die nun im normalen Liegenden erscheinenden Schichten durch Aufnahme schwärzlicher Flyschquarzite, Sandkalke und weitere Einzelheiten genau dasselbe zeigen *wie typische Birnwangschichten. Auch hier verschwimmt jede Grenze zwischen dem Birnwangsediment der Oberstdorfer Decke und dem auf dem Rücken der oberostalpinen Decke,* und zwar hier auf jenem der Lechtaldecke gebildeten Oberkreideflysch. Wir können das Konglomerat ebensogut als Birnwangkonglomerat wie als „Cenoman" der Ostalpen ansehen. Die Gesamtausbildung der weithinstreichenden Serie, ihr mikroskopischer Inhalt hindert uns hier, die Vertretung oberostalpiner Kreide anzunehmen.

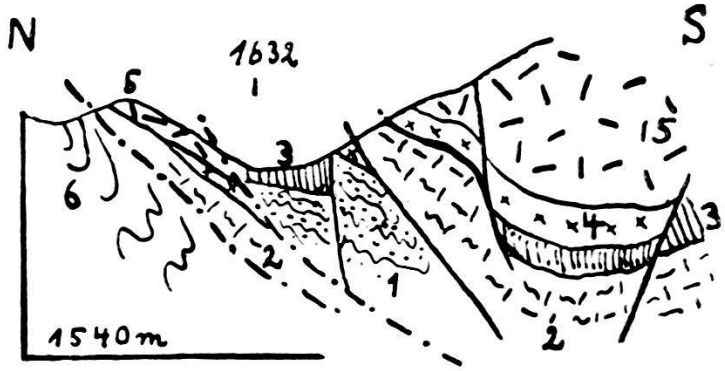

Abb. 5. Profilansicht am NW-Abfall der Drei Schwestern, Rätikon. 1 Buntsandstein. 2 Arlbergkalk. 3 Muschelkalk. 4 Raibler Schichten. 5 Hauptdolomit. 1—5 Lechtaldecke. 6 Kalkgruppe der Oberstdorfer Flyschdecke. Ohne Masstab.

Bei der tiefsten Konglomeratbank mündet von SO ein steiler Seitentobel. Man sieht hier nur 25 m höher über dem schwärzlichen Birnwangschiefer die überschobene Hauptdolomitwand der Lechtaldecke hängen.

Nach unten (1250 m) hat man im Hauptgraben immer reichlich Quarzitbänke (f. 65° SSW), viele Helminthoiden auf manchen Schichtflächen. Man könnte bereits Quarzitgruppe annehmen, die aber — vielleicht als überkippter Sattel — dann wieder verschwindet und weiteren über 70 m Birnwangmergeln (f. unter starker Quälung 55° S) Platz macht. Auch in dem östlichen Seitentobel sieht man sie bei 1280 m Höhe durch stark zertrümmerten Hauptdolomit (f. flach NO) überschoben, der wohl die Fortsetzung der von dem Kamm im O oben erwähnten Hauptdolomit-Klippe darstellt.

Die fortdauernd von dem Tobel aufgeschlossenen, mittel südgeneigten Birnwangschichten enthalten bei 1100 m NN eine quarzitische Sandkalkbank von 5 m, die einen Wasserfall bildet. Bei der Säge an der neu angelegten Fahrstrasse östlich über Planken stehen sie an. Strassenabwärts erscheinen wieder so viele, über meterstarke Sandkalk-Quarzitbänke, wieder Helminthoiden-reich, dass man entweder Quarzitgruppe oder obere Kalkgruppe annehmen muss. Für letzteres spricht, dass schon nach rund 60 m Liegend-Schichten an der Strasse ausgezeichnet aufgeschlossen die an Sandkalk-Quarzit-reiche *untere* Kalkgruppe mit ihren dünnen Kalkplatten erscheint.

Auch im oberen Teil der Strassenserpentinen südwestlich *Planken* und in dem hier gegen NW herabziehenden, grossen Tobel stehen

dieselben süd- oder südost-geneigten Bänke dieser Kalkgruppe an. Die Überschiebungsfläche gegen die Sigiswanger Decke muss etwas tiefer durch das Gehänge ziehen.

Im S von dem mächtigen Schuttkegel von *Schaan* und östlich oberhalb von Vaduz sind es wieder die Birnwangschichten, welche den Flysch der Oberstdorfer Decke unmittelbar unter der Lechtaldecke fortsetzen. Zu ihnen gehören offenbar die roten Mergel von Schaan (TRÜMPY 1916, S. 99); zu ihnen gehören vor allem die fuss- bis meterstarken Bänke von dunkelgrauem Kalkmergel und bräunlichgrauem Sandkalk, die beispielsweise neben dem *Schloss Hochliechtenstein* mit 25° NO-Fallen anstehen (Schliff 710).

Der alte *Fahrweg nach Rothenboden-Triesener Berg* überschreitet bei 640 m Höhe den ersten grossen Tobel südöstlich oberhalb des Schlosses H. Liechtenstein. Auch in diesem Tobel hat man ältere Birnwangschichten. Bei 830 m Höhe ist das Profil Fig. 6 aufgeschlossen. Es zeigt eine annähernd ostwest-streichende, senkrechte Verquetschungsserie von Arlbergkalk und Birnwangschichten, welch letztere durch eingewalzte Linsen von Aptychenkalk ähnlich *pelagischem Kalk* (Schliffe 711/714 mit Radiolarien, Orbulinarien, teilweise geöffnet) und Hornstein auffallen. D. TRÜMPY hat bei seiner Beschreibung 1916, S. 49 wahrscheinlich *dieses* Vorkommen gemeint. Er hielt es in üblicher Weise für einen „Rest der rhätischen und Falknis-Sulzfluhdecke". Wir kennen die „Klippenkalke" gleicher Beschaffenheit und gleicher Position in den Birnwangschichten schon von Hindelang und haben wegen dieser Analogie Grund, sie gleichfalls für normale pelagische *Kalke der Oberkreide* der Oberstdorfer Decke zu erklären. Eben dahin werden wir u. a. die nahe unterhalb Rothenboden von TRÜMPY verzeichneten pelagischen Kalke im Birnwangflysch zu stellen haben. Verschuppung der Lechtaldecke (Drei Schwesternschuppe) mit der Oberstdorfer Decke sieht man auch am Bargellenjoch. Meist nimmt daran der Birnwangflysch teil mit Kieselkalken, hellen Splitterkalken, Knollenmergeln und schwarzen Schiefern, Sandkalken und glimmerführenden Sandsteinen. Polygene Birnwangnagelfluh mit Dolomit-, Kalk-, Glimmerschiefer-Geröllen tritt gelegentlich auf.

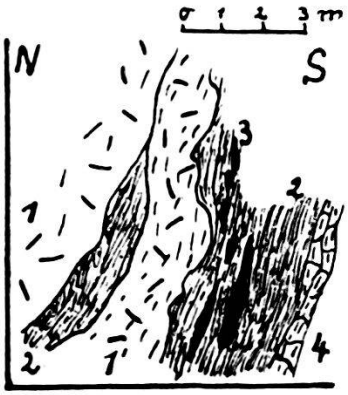

Abb. 6. Profil im Tobel SO Schloss Hochliechtenstein bei 830 m Höhe. 1 Arlbergkalk, 1' dsgl., mylonitisch. 2 Birnwang-Quetschschiefer. 3 Linsen von pelagischem Kalk. 4 Schwarzer Birnwang-Kalkmergel, geschiefert.

Nur die Schuttmassen östlich von Schaan unterbrechen die Fortsetzung der Oberstdorfer Decke, die südlich davon mit jüngeren Gesteinen in höherem Niveau einsetzt. Es ist wohl eine etwas höhere Schuppe, die auch im Ostalpinen zur Geltung kommt. Noch höher und mit heraufgeholten Birnwangschichten an der Basis liegt die Pilatus-Heupiel-Schuppe. TRÜMPY hat hier bedeutsamerweise zwischen Oberstdorfer Decke und Oberostalpin einige Schubfetzen der Falknis- und Sulzfluhdecke nachweisen können (a. a. O., S. 49).

Wenn man nicht die Oberstdorfer Decke (O. D.) selbst als „penninisch" bezeichnen will, so fehlt von der Wertach bis in den Rätikon hinein jedes Anzeichen für einen penninischen Ablagerungsraum. Der „Trie-

sener Flysch" TRÜMPY's, *welcher im Rätikon unter den unterostalpinen Elementen liegt, ist im ganzen identisch mit unserem Flysch der Oberstdorfer Decke. Dieser liegt auf der ganzen, von uns näher geschilderten Strecke über dem Flysch der Sigiswanger Decke.*

Sehr auffällig ist, dass die Oberstdorfer Decke zumeist mit ihrem jüngsten Gliede, den Birnwangschichten, und auch hier oft mit den obersten Niveaus des Birnwangkonglomerats zunächst dem Rand der Allgäu- bzw. Lechtaldecke erscheint. Gleichzeitig ist eine starke Abhängigkeit der Konglomeratgerölle von Einzugsgebieten mit örtlich stark verschiedener Gesteinszusammensetzung vindelizischer, aber auch randostalpiner Art zu bemerken. Es entsteht dadurch auch hier der Gedanke, *die in die jüngsten Birnwangschichten eingeschütteten Konglomerate stammten von einer nicht allzuweit durch das Oberostalpin überschobenen Schwelle* mit der in den Konglomeraten kontrollierbaren Gesteinsverteilung her. *Der heutige Ausstrichrand der oberostalpinen Decke zwischen Wertach und Rätikon sei nur teilweise Erosionsrand, taste in der Hauptsache dem Umriss derjenigen Schwelle nach, welche ursprünglich die Oberstdorfer Decke von dem Oberostalpinen abgetrennt hatte.*

Die Oberstdorfer Flyschdecke (O. D.) in den Prätigauschiefern des Süd-Rätikons.

Nach der ausgezeichneten Darstellung D. TRÜMPY's taucht der Triesener Flysch (in Gestalt unserer Oberstdorfer Decke) bei Triesen unter die mit nördlich übergelegten Falten stark anschwellenden Schuppen der Falknisdecke. Zwischen der Säntis-Drusbergdecke des Fläscherberges in nur 500 m Höhe tief unten im Rheintal und dieser unterostalpinen Massenanschwellung suchen wir vergeblich nach den ultrahelvetischen Vertretern sowohl der Sigiswanger wie nach denen der Oberstdorfer Decke. Die schmale Trennungszone zeigt nur Schutt. Erst südlich vom Glecktobel setzt wieder Flysch ein, der am Gleckhorn überraschenderweise schon 2000 m hoch liegt und von TRÜMPY unter den Sammelbegriff der „*Prätigauschiefer*" eingereiht wurde.

Die gemeinsame Überlagerung der Oberstorfer Decke einerseits, der Prätigauer Schiefer andererseits durch die gleiche unterostalpine Falknisdecke legt den Gedanken nahe, *dass tektonisch höhere Einheiten im Prätigau unserer Decke entsprechen könnten.* Zur Klärung dieser Frage nach dem Verbleib der Allgäu-Vorarlberger Flyschdecken im Prätigau unternahm ich einige Streifzüge, deren Ergebnisse aber noch nicht ausgereift sind und darum mehr als Anregungen bewertet werden müssen. Doch kommen die sehr gründlichen Arbeiten von D. TRÜMPY, J. CADISCH, W. HÄFNER, H. STAHEL, P. ARNI, die, gestützt namentlich auf G. STEINMANN's Schüler TH. LORENZ und W. VON SEIDLITZ, unter der vielerfahrenen Leitung von

H. SCHARDT und P. ARBENZ durchgeführt worden sind[1]), einer Klarstellung ausserordentlich entgegen[2]). Über das

Alter der Bündner Schiefer

ist bekanntlich sehr viel geschrieben worden. Allgemeine Annahmen, paläontologische Funde, Verallgemeinerungen, lithologische Gliederungen, Kritiken und Widersprüche gegen solche mehrten sich. Es mehrten sich Verwechslungen und Fehler. Das Bedürfnis nach Rastvorstellungen veranlasste immer neue Verallgemeinerungen, welche falsch sein müssen, weil ja das schwierige Gebiet kartenmässig genau noch nicht begangen wurde. Die Frage hängt auf das engste mit jener nach der Bedeutung des „Flysch" zusammen. Einblick geben neuere Zusammenfassungen z. B. von G. STEINMANN, AUG. ROTHPLETZ, D. TRÜMPY, ALB. HEIM[3]).

Ein erster Fortschritt war die Abtrennung der südwestlicheren „*Bündner Schiefer*" im engeren Sinn, deren Alter mit unbestimmter Basis bis in den paläontologisch nachgewiesenen Lias (vielleicht noch Dogger) reicht, und von „*Prätigauschiefern*", welche den NO einnehmen. Wir haben es hier nur mit dem letzteren zu tun und sehen von hangenden Teilen im S ab. Die bis heute noch ganz ungeklärte Natur und Lage der Grenzfläche, die vielleicht analog der Cenomantransgression im O liegt, kann hoffentlich bei der in Gang befindlichen Einzelkartierung erkannt werden.

Ein Rückschritt liegt meines Erachtens darin, dass man neuerdings, wie einleitend gesagt, vielfach wieder versucht, den ursprünglich rein lithologisch-faziell gedachten Begriff „Flysch" zu einem stratigraphischen zu machen und diese Bezeichnung für *tertiäre* Gesteine

---

[1]) TH. LORENZ, „Monographie des Fläscher Berges", Beitrag zur Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 10. Lfg. 1900. TH. LORENZ, „Geol. Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies" II. „Der südl. Rhätikon". Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. **12**, 1901. W. v. SEIDLITZ, „Geol. Untersuchungen im östl. Rhätikon", ebenda **16**, 1906. D. TRÜMPY a. a. O. J. CADISCH, „Geol. der Weissfluhgruppe", Beitrag zur geol. Karte der Schweiz. N. F. **49**, Lfg. 1921. J. CADISCH, „Zur Geol. des zentralen Plessurgebirges" Ecl. geol. Helv. **17**, 1923, 493. W. HÄFNER, „Geol. des südl. Rhätikon", ebenda N. F. **54**, Lfg. 1924. A. H. STAHEL, „Geol. Untersuchungen im nordöstl. Rhätikon", Diss. Univ. Zürich 1926. ARNI, „Geol. Unters. im mittl. Rhätikon", ebenda, 1926.

[2]) Ausserdem erschien nach Fertigstellung dieses Manuskriptteils (1929) auch die vorläufige Mitteilung von M. BLUMENTHAL „Der Prätigauflysch und seine Stellung im Penninikum", Eclogae Geol. Helvetiae **24**, 1931, S. 225—233 mit einem interessanten Versuch der Synthese in diesem ungeklärten Rest alpiner Erkenntnis.

[3]) G. STEINMANN, „Das Alter des Bündnerschiefers", Ber. N. Ges. Freiburg i. B. 1895. AUG. ROTHPLETZ, „Geol. Alpenforschungen" II, 1905, S. 61 f. D. TRÜMPY a. a. O. S. 80 ff. ALB. HEIM, „Geol. der Schweiz" II, 1920, S. 493 ff. Die guten, zahlreichen, aber leider von einseitiger Schematisierung stark beeinflussten Beobachtungen von AUG. ROTHPLETZ fallen besonders auf.

vorzubehalten. Das kann nur immer neue Verwirrung geben, denn das tertiäre Alter ist ja zumeist nur vermutet. *Der Priorität nach* (B. STUDER 1825) *ist der „Flysch" ein Faziesbegriff.* Das kann auch nicht durch nachträgliches Umdefinieren geändert werden, weil wir tatsächlich aus den verschiedensten Zeiten und Gebirgen die „Flyschfazies" kennen. Daher hat sich auch der Sprachgebrauch, mit Ausnahme wohl von dem in der Schweiz, der allerersten Fassung angeschlossen. Darum sprechen wir von „Silurflysch", „Kreideflysch", „Tertiärflysch".

Ein grosser Fortschritt in der Altersfrage liegt darin, dass man sich neuerdings entschlossen hat, auch den Prätigauflysch durch gründliche Einzelbegehungen kartenmässig zu erfassen und dabei zu sehen, in welche lithologische Einheiten er zu gliedern ist. Diese tatsächlich mögliche Gliederung erhält dann ihre stratigraphische Bedeutung durch paläontologische Funde und durch die Beobachtung der tektonischen Beziehungen zwischen den einzelnen Teilpaketen und ihrer Nachbarschaft. Die Gliederung ermöglicht die richtige Verallgemeinerung dessen, was die spärlichen Fossilfunde sagen.

Dieser mehrfach im Rätikon, im Wiener Wald und auch von uns im Allgäu eingeschlagene und sehr mühsame Weg führt allein zum Ziel. Am Ziel sind wir aber noch nicht, und die „vollständige Abklärung der Altersfrage für den Prätigauschiefer" (ALB. HEIM 1920, S. 495) steht noch aus. Denn es bedeutet wieder eine unberechtigte Verallgemeinerung durch D. TRÜMPY, *alle* von ihm gegliederten Prätigauschiefer im südlichen Rätikon nach einzelnen Nummulitenfunden für „eozän" zu erklären. Der vielleicht etwas zweifelhafte Fund eines Ammonitenabdrucks und von Belemniten-ähnlichen Gebilden THEOBALD's bei Ganey konnte fortdiskutiert werden. Gesichert ist das Auftreten von Kreidegestein aber durch C. SCHMIDT's Nachweis von Tristelfazies bei Pany, nördlich Küblis. Diese bei mir in der Unter- und Mittelkreide und auch im sicheren Eozän festgestellte Fazies erhält durch das Auftreten der unter- bzw. mittelkretazischen *Orbitolina* (v. SEIDLITZ 1912, S. 432 Geol. Rundschau) wohl beweisende Kraft für Kreidealter. Es ist zuzugeben, dass v. SEIDLITZ Orbitolinenfunde anführte, welche in Wirklichkeit zur Falknisdecke gehören. Solche Verwechslung ist bekanntlich im Prätigau oft sehr leicht möglich, nicht aber für den Fund von Pany. Auch verzeichnete v. SEIDLITZ (S. 53) mehrere Orbitolinen zunächst der Goldrosen-Hütte, wo LORENZ Orbitoides gefunden hat (Orb. s. str. ist *oberkretazisch)*. Von hier gibt TRÜMPY 1916, S. 96 „Nummuliten, Lithothamnien und tertiäre Foraminiferen" an neben vielen Urgonkalkgeröllen. Er meint, alle Kreidegesteine und -fossilien lägen auf sekundärer Lagerstätte im Eozän. Aber erstens wird nichts Näheres über die nach seiner Auffassung „tertiären" Fossilien berichtet, auf Abbildung 4, S. 95 erscheinen nur zwei Anschnitte von unbestimmten Foraminiferen, die auch in Nummulitenkalken reichlich

sein sollen (was natürlich für ihren Leitwert gar nichts besagt). Zweitens ist doch zu fragen, *wo* denn das ausgerechnet immer nur kretazisches Material liefernde Gestein im weiteren Bereich der tonig-feinsandigen Prätigauschiefer gewesen sein kann, welches nach TRÜMPY's Meinung Einschüttungen in das Eozän-Meer geschickt hat. Drittens ist es nicht erlaubt, *alle* sedimentär-brekziösen, normalen Zwischenlagen des Flysch und deren Fossilinhalt als allothigen eingespült zu erklären. Hierfür müssten denn doch noch nähere Anhaltspunkte über Herkunft, Transportwege, Abrollung oder derartiges gemacht werden können.

Ich kann mich daher nur der Auffassung W. v. SEIDLITZ' (Geol. Rundschau 1912) anschliessen, dass der Beweis *sowohl für vorkommende Unter- oder Mittelkreide als — durch sichere Nummulitenfunde* TRÜMPY's — *auch für Alttertiär in den Prätigauschiefern vorliegt.*

Wenn wir hier nach der Fortsetzung der Oberstdorfer Decke im Prätigau suchen, so ist von grosser Bedeutung, dass auch in dieser Decke der wichtigste Altersbeweis zunächst durch die *Auffindung von Orbitolinen-führenden Urgonkalkbänken genau der gleichen Ausbildung wie im Prätigau geführt werden konnte.* Es ist weiterhin wichtig, dass in der östlichen Fortsetzung der hieher gehörigen Flyschvorkommen in Südbayern und noch bei Wien gleichfalls und unter ganz ähnlichen Fundumständen ausserdem auch Nummulitenfunde gemacht sind. Die *lithologische* Übereinstimmung in allen Einzelheiten zwischen Horizonten unserer Oberstdorfer Decke und solchen im Prätigau fügt sich dem harmonisch an. Wir wollen diesen Punkt zunächst ins Auge fassen.

Die Stellung der Flyschhorizonte.

Die Gempiserie im SO-Rätikon. Wandert man an der Strasse von Klosters-Dörfli W. talabwärts, so trifft man bei Grubenstutz (vgl. Karte W. HÄFNER) eine annähernd wagrecht liegende, jedoch sehr unruhig gequälte Flyschserie. Es ist eine recht kompakte Masse von grauen Sandkalken bis Mergelkalken mit welliger Bankabsonderung von 0,05—1 m Dicke. Nur dünne, schwärzliche Gleitschiefer liegen zwischen den Bänken. Das Ganze entspricht sehr vollkommen dem Habitus gewisser Birnwangschichten z. B. hinter dem Schloss Hoch-Liechtenstein. Vergleiche mit Kalkgruppe liegen teilweise gleichfalls nahe. Öfter sieht man liegende Falten, wie überhaupt *unter dem Rätikon im W (Vaduz) und besonders im S die viel grössere Teilbewegung und Verquälung gegenüber den sanfter behandelten Flyschgesteinen in Allgäu-Vorarlberg auffällt.* Der Nordrand der oberostalpinen Decke kann dem Westrand und Südrand des Rätikon dynamisch nicht gleichwertig sein.

Die Gesteinscharaktere im einzelnen geben die Schliffe 834 bis 836: z. T. Feinspongite. Zu ihnen gehören Sandkalkzwischenlagen,

welche makroskopisch und mikroskopisch mit unterostalpinem Tristelkalk übereinstimmen (Schliffe 837—839), nur konnte ich darin keine Orbitolinen auffinden.

Etwas grandige Sandsteine bis Sandkalke, oft Fliesswülste auf den Quarzit-Sandkalkplatten ebenso wie im Ofterschwanger Flysch und im Muntiglflysch (Salzburg) und graue, feinkörnige Kalke (von HÄFNER mit Tristelkalk verglichen) findet man in dem Tobel bei *Höfli*.

Es ist sehr bezeichnend, dass die ganze Serie erst mit grosser Mühe durch HÄFNER von den Kreidegesteinen der Falknisdecke abgetrennt werden konnte. Weniger lithologische als tektonische Überlegungen waren dabei massgebend. Dürfte man hierauf Wert legen, so müsste man die Serie mit der Neocom-Tristelkalkfazies der Falknisdecke zweifellos gleichstellen. Dies hat HÄFNER, der auch die Unterschiede zwischen beiden angibt, bewogen, die *Gempiserie als Vertretung der tiefsten Kreide* anzusehen. Da keine „couches rouges" gefunden wurden, glaubt er nicht an Oberkreide. Ich habe jedoch Anlass, den Gempiflysch aus verschiedenen Gründen für Oberkreideflysch, also für *Birnwangschichten anzusprechen. Denn keine mir bekannte Flyschserie steht jener von Gempi näher als die Birnwangschichten des Grossen Walsertals und von Vaduz* Dass in diesen spätige Tristelkalkfazies zurücktritt, ist richtig; doch kenne ich diese sogar auch aus dem Eozän. Weiter ist die Gattung Orbitoides, welche HÄFNER nachwies, nicht in der Unterkreide, wohl aber (s. str.) in der *Oberkreide* zu Hause. Schliesslich ist angesichts der übrigen klastischen Einschwemmungen und des Flyschcharakters der Prätigauschiefer auch gar keine vollständige Übereinstimmung mit der unter anderen Bedingungen abgesetzten Oberkreide der Falknisdecke zu erwarten.

Nach meiner Auffassung liegt hier die Oberkreide der Oberstdorfer Flyschdecke, liegen also Birnwangschichten vor.

„Ruchbergserie"-„Quarzitgruppe". Steigt man in dem östlichsten der drei Tobel nordwestlich Mezzaselva (Mattelitobel nördlich Serneus, Prätigau) empor, so erreicht man 40—80 m über der Strasse den „Sandstein" der „Ruchbergserie" HÄFNER's. Ähnlichkeit etwa mit Hauptflyschsandstein fehlt völlig. Es handelt sich um 35° OSO geneigte, 0,3—1,5 m starke Bänke von dunkelgrauem Quarzit und Sandkalk. Öfter ist er, besonders auf Schichtflächen, etwas glimmerig. Schwärzliche Tonschiefer sind untergeordnet zwischengelagert. Wohl kommt gelegentlich auch ein etwas grober Sandstein vor. Doch fehlt der Glimmer des Hauptflyschsandsteins. Schliffe 840—842. Das gegen N in seiner Mächtigkeit reduzierte Gestein, welches auch gewisse Übergänge zu Tristelkalk zeigt, gehört, lithologisch jedenfalls, unter allen Umständen zur tiefsten *Quarzitgruppe der Oberstdorfer Decke*,

Die Beschreibungen von HÄFNER und STAHEL, die auch die grünen Glaukonitquarzite der Serie nicht unerwähnt lassen, *stimmen ganz genau mit unserer Quarzitgruppe überein*. Hier ist nirgends

auch nur eine Spur von Nummuliten oder anderen tertiären Foraminiferen gefunden worden. Andererseits ist die Übereinstimmung der, wenn auch in der nördlich benachbarten Oberstdorfer Decke wenig mächtigen Quarzitserie mit dem Gault der Falknisdecke eine ganz überraschende. Sowohl HÄFNER wie STAHEL unterstreichen dies, und sie konnten nur nach genauester Einzeluntersuchung die von J. CADISCH vorher teilweise zur Falknisdecke gerechneten Gesteine dem Prätigauschiefer anschliessen. Ich kann diese Übereinstimmung in sehr vielen Punkten aus eigener Kenntnis nur bestätigen. Auch dies Merkmal *spricht schlagend für die dem Gault angehörige Quarzitgruppe der Oberstdorfer Decke.*

Die Quarzitgruppe begleitet, teilweise zusammen mit den Birnwangschichten, in ganz ähnlicher Weise den Unterrand des Ostalpins (hier Unterostalpin!) wie in Vorarlberg-Südbayern. Von Mezzaselva an der Landquart wurde sie bekanntlich durch Kartierung bis Tanuor am Südfuss der Scesaplana verfolgt (Abb. 7).

Ruchbergserie-Eozän. Geht man nun aber nach W in TRÜMPY's Gebiet, so trifft man hier unter der Bezeichnung „Ruchbergserie" wohl auch Gesteine, die der Quarzitgruppe durchaus ähnlich sind. Daneben aber ausserdem andere, welche sowohl der Quarzitgruppe im Allgäu-Vorarlberg wie auch jener im SO-Rätikon *völlig fehlen.* Unter Hinweis auf die ausgezeichnete Beschreibung durch TRÜMPY sei nur hervorgehoben, dass hieher besonders die Kalkbrekzien mit Schlieren von gröberen, polygenen Konglomeraten gehören, und dass auch die Hauptmasse der Arkosesandsteine nicht allzuviel Ähnlichkeit mit den Bänken der Quarzitgruppe besitzt. Der Feldspatanteil ist ganz besonders gross. Von einem Verhältnis 1 : 1 mit dem Quarz kann niemals in der normalen Quarzitgruppe gesprochen werden. Die Gneis-, Phyllit- und grünen Granitgerölle fehlen der letzteren ebenso völlig, wie auch die pelagischen Radiolarienkalke mit Calpionella (?Oberjura), die Gerölle aus Urgongesteinen mit Orbitolina, aus Gault, aus Oberkreide mit Discorbina canaliculata R., aus Flyschgesteinen. Wir können uns hier nur TRÜMPY's Meinung anschliessen, dass die Aufbereitungsreste eines Stückes der Falknisdecke und wohl auch gewisser penninischer Elemente vorliegen. Die Zeit der Aufbereitung dieser damals offenbar schon in der Nachbarschaft gelegenen Einheiten ist durch die Funde zahlreicher Nummuliten und anderer alttertiärer Foraminiferen *als mittel- bis obereozän festzulegen.*

Im Eozän war folglich der unterostalpine Sedimentationsbereich, oder sagen wir richtiger, *Gesteinskomplex, bereits in die Nähe des im Prätigau transgredierenden Meeres gekommen und wurde abgetragen. Der Schutt der unterostalpinen Decke kam in eine Art Vortiefe des Eozänmeeres.* Wir denken hier an die Wildflyschdecke! S. Abb. 10.

Dem Versuch von HÄFNER und STAHEL, teilweise auch schon von TRÜMPY, den *eozänen* Ruchbergsandstein auch im SO-Rätikon

zu verfolgen, können wir aus genannten Gründen nicht zustimmen. Um so weniger, als noch weitere Anhaltspunkte dagegen sprechen. Fragen wir nämlich, zwischen welche Horizonte der wirkliche Ruchbergsandstein im SW-. und der vermeintliche im SO-Rätikon normal eingelagert ist, so haben wir in beiden Fällen ein völlig abweichendes Bild. Im W liegt unter ihm die Gandawaldserie mit Orthophragminen, liegen über ihm die Fleckenmergelkalke der Äbigratschichten. Im O liegt unten die Serie 3 (HÄFNER) mit ihren schwarzen Mergelkalken, Eggbergserie mit *Belemnites* (STAHEL), und oben die Gempiserie

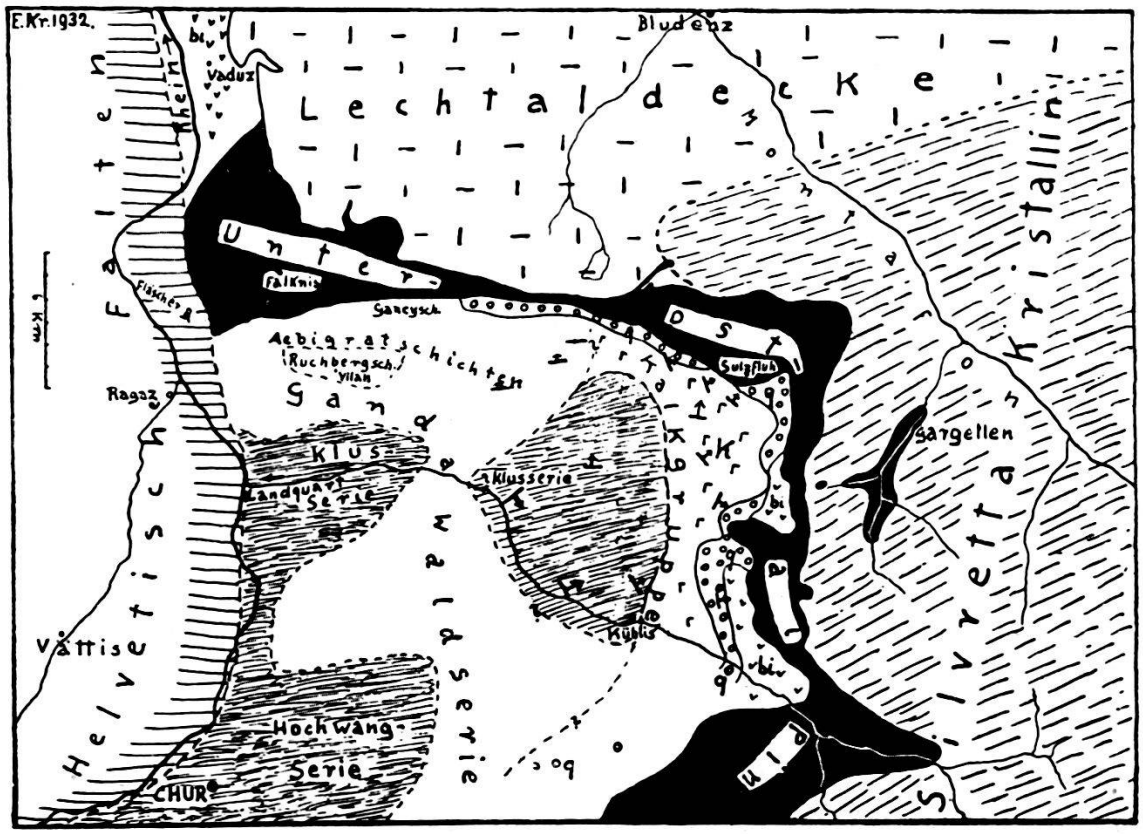

Abb. 7. Skizze des Prätigau-Fensters. K Kalkgruppe, q Quarzitgruppe, bi Birnwangschichten (Kreideflysch der Oberstdorfer Decke). Dünn gestrichelt: Metamorpher Basalflysch. Ohne Signatur im W: Eozänflysch der „Prätigaudecke."

(HÄFNER und STAHEL), welche wir oben als übereinstimmend mit den Birnwangschichten erkennen konnten.

Keine der genannten liegenden bzw. hangenden Schichten des Westgebietes konnte von den kartierenden Geologen parallelisiert werden mit dem Ostgebiet. Im Gegenteil sprechen sich sowohl HÄFNER wie STAHEL trotz der Nummulitenfunde TRÜMPY's mehr oder weniger entschieden *für kretazisches Alter* der östlichen Serie aus. Fällt die, wie wir sehen, unberechtigte Gleichsetzung von wirklichem Ruchbergsandstein mit Quarzitgruppe fort, so fällt damit der einzige Widerspruch, der dieser richtigen Erkenntnis entgegenstand. Andere Analogien zwischen Ost-

und Westgebiet fallen angesichts der im Flysch bekanntlich durchaus nicht an bestimmte Horizonte geknüpften Fazies-Variationen nicht ins Gewicht.

Kalkgruppe.

Konnten wir so die Birnwangschichten und die Quarzitgruppe im SO-Rätikon wiederfinden, so ist das gleiche auch hinsichtlich der unterkretazischen Flyschkalkgruppe der Fall. Als Liegendes der fälschlich „Ruchbergsandsteine" genannten Quarzitgruppe sind von HÄFNER und STAHEL beschrieben worden: zunächst die Serie 3 oder Eggbergserie, darunter die Kopfwaldserie, schliesslich die Serie 1.

Serie 1. (Schanielenbachschlucht bei Küblis) ist mit ihren dunkelblaugrauen Kieselkalken und dünneren schwarzen Tonschiefern dazwischen wahrscheinlich eine Bereicherung des Schichtbestandes der Kalkgruppe gegen das Liegende zu. Im Allgäu-Vorarlberger Gebiet ist uns dieser regressive bzw. transgressive Horizont in der Oberstdorfer Decke höchstens wildflyschähnlich von Baad im Kl. Walsertal bekannt. Denkt man an die (trotz grösserer Entfernung der Ablagerungsräume oft weitgehende) Ähnlichkeit mit den Zyklen des helvetischen Beckens, so liegt es nahe, hier eine zeitliche Vertretung der Hauterive-Kieselkalke durch Serie 1 zu erwägen. Demgegenüber denkt ARNI an einen Vergleich mit dem Gandawaldeozän. Wir müssen die Frage offen lassen.

Die sehr gut gebankte *Kopfwaldserie* zeigt eine bemerkenswerte unsymmetrische Repetitionsschichtung indem immer neue Vorstösse von Sand in ein Kalkschlammgebiet zunächst jeweils Sandkalk, darüber Kieselkalk, schliesslich gewöhnlichen Kalk gebracht haben. Dieser Rhythmus ist in der nördlichen Kalkgruppe nicht so ausgeprägt; aber fusstarke Kalkbänke, gleichfalls in guter Abgliederung, sind auch dort neben Sandkalken das Bezeichnende. Die Übereinstimmung wird auch durch Zwischenschaltung von Tristelkalkbänken und durch die grosse Menge der auftretenden Helminthoiden verstärkt. Zur Kopfwaldserie gehören nach STAHEL auch die Gyrenspitzschichten von P. ARNI.

In der *Eggbergserie* verliert sich die scharfe Trennung von Kalk und Ton bzw. Sand. Doch bleiben noch dünne Tonlagen, und der schwarze, hellanwitternde Mergelkalk ist noch immer durch konstant hohen Kalkgehalt *durchaus der Kalkgruppe anzuschliessen.* Neben einzelnen Kieselkalkbänken finden sich (selten) Brekzien, ähnlich denen am Hochgerach. STAHEL entdeckte hier ein deutliches Belemnitenbruchstück.

In scharfem Gegensatz zu diesen Gliedern des Kreideflysches, der mit jenen der Oberstdorfer Decke sehr wohl harmoniert, steht der *Eozänflysch* (eigentliche „Prätigauschiefer") weiter im Westen. Er setzt sich nach D. TRÜMPY zusammen aus den hier nicht näher zur Erörterung stehenden Unterabteilungen (von oben nach unten):

Ganeyschiefer mit Nummul. variolarius?
Aebigratschichten (= Pfävigratsch.) mit Nummuliten,
Ruchbergsandstein im engern Sinn mit Orthophragmina, Nummuliten,
Gandawaldschichten mit Orthophragmina, Lithothamnien (z. T. Oberkreide?)

Die (teilweise überschobene) Unterlage bildet der nach seinem Alter unbestimmte *Bündner Schiefer*, welcher, teilweise metamorph, von Malans über Seewis und wohl bis Schuders die südlicheren und tieferen Gehängeteile aufbaut. Es mag sein, dass in diesen „Schistes lustrés" auch wieder Oberkreide steckt, die den Viamalaschiefern (C. SCHMIDT, G. STEINMANN) entspricht. Als auffälliger Leithorizont zwischen ihnen und der mit Lias-Versteinerungen versehenen Unterlage wäre dann eine der Quarzitgruppe lithologisch ähnliche Vertretung zu suchen.

Ergebnis. In den Prätigauschiefern des S-Rätikons lässt sich als vorläufiges Ergebnis vieler Bemühungen folgende Schichtreihe feststellen:

Ganeyschiefer mit Nummul. variolarius?	Wohl Obereozän.
Aebigratschichten mit Nummuliten	
Ruchbergsandstein i. e. S. mit Orthophragmina, Nummuliten	Wohl Mitteleozän. Transgressionskontakt, jedoch noch unbekannt.
Gandawaldsch. mit Lithothamnium, Orthophragmina, ? Oberkreide	
Birnwangschichten = Gempiserie	Oberkreide.
Quarzitgruppe (*nicht* Ruchbergsandstein i. e. S.!)	Gault s. l.
Kalkgruppe: Eggbergserie mit Belemnit Kopfwaldserie	Unterkreide.
„Serie 1" Basale Kieselschiefer, „Klusserie"	? Lias z. T.

Demgegenüber hat M. BLUMENTHAL soeben (1931, Eclogae G. H. 225—233) folgende Hauptgliederung bevorzugt (von oben nach unten):

Oberer Ruchbergsandstein, nach W in Ganeyschiefer übergehend.
Aebigratschichten (werden gegen O sandiger) liegen über Gyrenspitzserie. Im O Eggbergserie-Mattlishorn.
Ruchbergsandstein, nach O auskeilend; vielleicht gleichzeitig oder etwas jünger: Gyrenspitz-Kopfwaldserie im O.
Pfäviserie mit polygenen Gneisbrekzien; unterste Bänke von Ruchbergsandstein. Ohne Vertretung S der Landquart.
Ganda(wald)-Schichten, S bis Trimmis am Rhein-Jenaz-St. Antönier Kreuz. S der Landquart in Sayer Schichten (oben) und Valzeiner Schichten (unten) gegliedert.
Klusserie = Hochwangserie, älterer, z. T. liassischer Flysch. Z. T. seitlich in Gandawaldschichten übergehend.

Nach meinen Beobachtungen im Gelände ist es kaum möglich, die vorstehend angenommenen faziellen Übergänge nach den Seiten *nachzuweisen*. Dazu müssten mehr Fossilien gefunden sein. Ohne M. BLUMENTHAL's mühevollen Geländearbeiten vorgreifen zu wollen, sondern in der Absicht diese zu unterstützen, muss einstweilen der Gegensatz zwischen dem Verbreitungsgebiet von Tertiärflysch im W und von Kreideflysch der Oberstdorfer Flyschdecke im O (bei noch unsicherer Grenzlinie zwischen beiden) unterstrichen werden. Er ist in der Kartenskizze Abb. 7 niedergelegt.

Der Bauplan des Prätigau

gestaltet sich *bei Anwendung unseres stratigraphischen Schemas ungleich einfacher und grosszügiger als die bisherige Tektonik.* Trotz aller Teilbewegungen im einzelnen, die sich einerseits gegen die ostalpine Schubfläche, andererseits gegen die tieferen Horizonte hin vermehren, sehen wir im SO-Rätikon einen SSW—NNO-streichenden, rundlichen *Sattel.* Dessen Ostflanke besteht aus Birnwangschichten, welche nordwestlich Klosters-Dörfli an der Calanda im Gafiertal ganz ebenso teilweise noch gerade unter dem Schubrand der ostalpinen Masse hervortreten wie im Allgäu. Der Sattel besteht aus dem sehr regelmässigen Zug der Quarzitgruppe vom Jägglishorn bis östlich Partnun, aus der *normal* darunter liegenden[1]) Eggbergserie, der höheren Kalkgruppe, aus der tieferen Kopfwaldserie (St. Antönien) und im Kern aus den Kiesel- und Sandkalkschiefern nördlich Küblis und östlich Schiers.

Im höheren Teil des Sattelfirstes hat eine gegen N und oben (Sulzfluh) gesteigerte *OW-Bewegung* gewirkt. Daher ist der Sattelkern am Schafberg-Kühnihorn nördlich St. Antönien etwas nach W übergelegt und taucht so mit seiner Westflanke unter. Der Sattel-

---

[1]) Darum ist die überall regelmässig durchziehende Serie keine Schuppe, wie HÄFNER und STAHEL glaubten. Das wäre ja an sich schon unwahrscheinlich.

first ist gleichzeitig durch die ostalpine Schubmasse bis auf die Quarzitgruppe, ja westlich der Sulzfluh (Ziperle) bis auf die Kalkgruppe abgeschürft, die höheren Horizonte sind (an der Alp Drusen) kräftig reduziert. Alle bei anderer stratigraphischer Auffassung zwischen den in Wirklichkeit ganz normal durchziehenden Schichtpaketen anzunehmenden Schuppungsflächen, für die kein besonderer Anhalt im Gelände vorliegt, sind entbehrlich[1]).

Andererseits fällt die Abhängigkeit auch des überschobenen ostalpinen Rahmens von diesem basalen „Flyschsattel" auf. Der ruhige Ausstrichrand *folgt sehr vollständig dem umlaufenden Streichen der Sattelwölbung.* (Vgl. J. CADISCH 1921): Er tritt kräftig nach NW vor (NW Klosters), wo die östliche Sattelflanke (Quarzitgruppe!) einspringt, er knickt scharf nach N ab, wo der Sattel seine Haupterstreckung gegen NNO zeigt, und er lenkt in die WNW-Richtung des südlichen Rätikons um, sobald das umlaufende Streichen des Sattels die gleiche Richtung einschlägt. Nicht weniger bezeichnend ist die Tatsache, dass im Bereich der Sattelwölbung die tieferen der unterostalpinen Decken (Falknisdecke) völlig ausgequetscht werden, so dass die mächtige Sulzfluhdecke unmittelbar der Oberstdorfer Decke aufliegt.

Mit kräftigem Axialanstieg erheben sich gegen W unter der Oberstdorfer Decke und unter dem metamorphen Basalflysch die Falten des Eozänflysches. Sie erweisen sich als eine in sich gewaltig verfaltete und verschuppte Masse, die von ihrer metamorphen Bündner Schieferunterlage (Klusserie) durch ein Stockwerk intensiver Verschuppung und Abscherung ziemlich abgetrennt ist. Diese im Sassauna- und Vilangebiet kulminierende Bewegungseinheit des Eozäns ist weder mit der ultrahelvetischen Sigiswanger Decke im Norden, noch mit dem Unterostalpin, noch mit der metamorph-penninischen Basis in engerer Beziehung. Sie steht auch den uns bekannten Gliedern der Oberstdorfer Decke fremd gegenüber und mag als neues Element unter der nunmehr im engeren Sinn gemeinten Bezeichnung „Prätigaudecke" gehen (weiss in Abb. 7).

Ihre tektonischen Besonderheiten sind bei D. TRÜMPY und P. ARNI erwähnt. Es ist wichtig, dass auch diese Masse angehäuften Flysches nördlich unter dem Ostalpinen versinkt. Bedeutsam auch, dass die Sassauna-Gyrenspitzfalten kräftig nach *Süden* überlegt sind. Das entspricht einer kräftigen Unterschiebung in nördlicher Richtung. Wir werden dies als eine der vielen Äusserungen des nordalpinen Saugstroms an seiner Südflanke zu deuten haben.

---

[1]) Ich freue mich, festzustellen, dass in einer soeben mir zugehenden Arbeit („Zur Grosstektonik von Vorarlberg" Jahrb. d. Geol. Bundesanstalt Wien **82**, 1932, S. 46) auch O. AMPFERER die Bedeutung ostwestlicher Schübe am Rätikon erneut erkennen konnte.

Die abtrennende Schubfläche zwischen Prätigaudecke im W und Oberstdorfer Decke im O ist im Meridian der Kirchlispitzen zu suchen. Ich konnte sie noch nicht begehen. Es scheint, dass die Gyrenspitzserie ARNI's, die nach STAHEL der Kopfwaldserie (Kalkgruppe der Oberstdorfer Decke) entspricht, als eingefaltete Klippe muldenförmig in den eozänen Pfävigratschichten liegt.

Der eozäne Ruchbergsandstein des Vilan steckt schon im W zwischen Schubflächen, ist offenbar südlich Sassauna schon ausgequetscht. Daher ruht hier die Pfävigrat-(Aebigrat-)Serie unmittelbar auf der Gandawaldserie.

Wir haben somit, lithologisch wenigstens, die Oberstdorfer Decke im Prätigau wiedergefunden. Sie liegt auch hier *unter* dem Ostalpinen; jedoch hier nicht mehr *über* einer ultrahelvetischen (Sigiswanger Decke), sondern über einer bis zu einem gewissen Grad als „penninisch" zu bezeichnenden (Prätigaudecke). Sie wäre im S als „höher penninisch" anzusprechen, während wir sie am Ostalpen-Nordrand als „hoch-ultrahelvetisch" bezeichneten. Liegt hier ein Widerspruch? Ist die gleiche lithologische Serie immer und überall notwendig auch zur gleichen tektonischen Einheit zu stellen? Sind wir gezwungen, neu aus dem Gelände gewonnene Tatsachen nur soweit als richtig anzuerkennen, als sie einem bisher auf geringerer Geländekenntnis und anderwärts gewonnenen Schema der Nomenklatur harmonisch eingefügt werden können?

E. Unterostalpiner Flysch.

1. Falknisdecke.

Der auf die oberostalpine Allgäudecke übergreifende Kreideflysch hatte bereits ausserordentliche Analogien mit jenem der Oberstdorfer Flyschdecke aufzuweisen. Von der untersten der unterostalpinen Decken im Rätikon haben wir erfahren, dass einige der wichtigsten Schichtglieder von denen des Prätigauflysches oft nur aus tektonischen, nicht aber aus stratigraphischen Gründen abtrennbar seien, dass ausserordentliche Übereinstimmungen bestehen. Interessiert uns daher die Bildungsgeschichte des Kreideflysches, so muss der Schichtbestand der Falknisdecke in den Kreis der Vergleiche mit einbezogen werden. Man hält sie ja für tektonisch tiefer als die oberostalpine Allgäudecke, die aber schon die engsten Beziehungen zur Fazies der Oberstdorfer Decke besitzt.

Wir betrachten zum Vergleich die Schichtfolge der Falknisdecke bei ihrem nordwestlichen Vorkommen an der Strasse Triesen-Lavena[1]) (Liechtenstein) und dann im SO bei Klosters-Dörfli.

---

[1]) Vgl. TRÜMPY a. a. O., S. 51.

Die Falknisdecke bildet, wie schon D. TRÜMPY gezeigt hat, *östlich Balzers-Triesen* eine prächtige, nach N übergelegte Falte. Ihr Jurakern reicht nördlich bis über den Tusstobel, ihre Kreidestirn bis über den Badtobel. Der kräftig reduzierte, liegende Schenkel zeigt einen Teilsattel mit dünnem Neocomkern und ist, zusammen mit dem Flysch der Falknisdecke verfaltet, über ein Basalpaket geschoben, das vom untersten Badtobel zum Riefentobel hinüberstreicht.

Dieses Paket ist das unterste Anstehende, welches man auf dem *Fahrweg von Triesen südlich empor gegen Lavena* nach dem von mächtigem Schutt bedeckten Flysch der Oberstdorfer Decke antrifft. Bei 600 m Meereshöhe erscheint zuerst typischer *Falknisgault* mit seinen schwärzlich-grünlichen Quarziten, Ölquarziten und spätigen Sandkalken mit Tristelkalk-Habitus (Schliff 715—720). Er wird von 3 m grauen Quetschschiefern bedeckt, und nach einer Schuttunterbrechung folgt ein heller, gut gebankter, flach südlich bis südsüdöstlich geneigter Kalk. Dieser bildet die 30 m hohe, schon von weitem sichtbare Felswand über dem Fahrweg. MYLIUS hatte den Kalk als eine in „Flysch" eingequetschte Oberjuralinse gedeutet. TRÜMPY fasste ihn auf als Tithon, das, bedeckt von Neocom, über Flysch geschoben sei. Er hat (an seinem Kartennordrand) den Gault übersehen, der offenbar normal unter dem Kalk liegt.

Es handelt sich um fuss- bis meterstarke Bänke von überwiegend bläulichgrauem, glattsplitterigem Kalk, unter anderem mit „Calpionella" (Schliff 721, 723, 724). Er zeigt gelegentlich dazwischen Schiefermergel (Schliff 731) und häufig bis handdicke, schwarze Hornsteinbänke oder schichtparallele Konkretionen. Diese letzteren haben einen bräunlich-spätigen Calzit-Reaktionshof von bis 1 cm Breite gegen das Nebengestein (Schliff 726). Die Splitterkalke gehen in kalkspätige Zwischenbänke über, welche sandig-grandig werden können (Schliffe 722, 725, 727, 729, 730). Sie sind, auch mikroskopisch, von Tristelkalk, bzw. sandigem Schrattenkalk nicht zu unterscheiden, zeigen sogar Sandstein vom Typus der Tristelbrekzien (Schliff 728). Nachdem die „Calpionella" ihren Leitwert eingebüsst hat[1]), sind mir diese Feststellungen entscheidend für die Ansicht, dass hier nicht Tithon, sondern Urgoapt mit Übergängen zu pelagischer Faziesentwicklung vorliegt. Der Vergleich mit dem Falknistithon liegt natürlich nahe. Doch weicht dessen Ausbildung bedeutend ab, und der Kalk folgt ja hier auch normal auf dem Gault und wird von Neocom (graue, Fukoiden-führende Mergelschiefer) überlagert (Überkippung). Gelegentlich fand ich Phycopsis arbuscula.

Es liegt eine besondere, überkippte Schuppe zwischen Oberstdorfer und Falknisdecke vor.

Überschreitet man den durch starken Schutt schneidenden Badtobel bei 715 m Höhe[2]), so kann man hier zunächst den *Flysch der Falkniskreide* studieren. Es sind über 12 m düstergraue Sandkalke, Mergelschiefer und Mergelkalke (Schliffe 730, 731) mit Fucoiden, vielen Schwammnadeln, Textularia globulosa, gelegentlich Wellenfurchen aufgeschlossen. Die flach östlich geneigte Folge unterscheidet sich nicht wesentlich von Birnwangflysch. Es ist mir daher sehr wahrscheinlich, dass hier noch Oberkreideflysch vorliegt. Das

---

[1]) E. KRAUS, Calpionella alpina Lorenz als „Leitfossil". Acta univers. latv. Riga 1930.

[2]) Vgl. D. TRÜMPY a. a. O., S. 126 ff.

Hereinragen der Flyschfazies in das Senon der Falknisdecke wird ja auch durch bitumenreiche Sandmergel, durch Sandkalke und Bänke von polygener Brekzie — alles von Flyschhabitus — bewiesen. D. TRÜMPY und J. CADISCH haben uns davon berichtet.

An einem anderen Vorkommen, das lithologisch etwas abweicht, hat TRÜMPY ein transgressives Übergreifen von Senon bis Gault wahrscheinlich gemacht; Nummulites sp. deutet darin auf eozänen Flysch hin. Höher oben trifft man an der Strasse Triesen-Lavena ab 780 m Höhe folgendes Profil (Abb. 8).

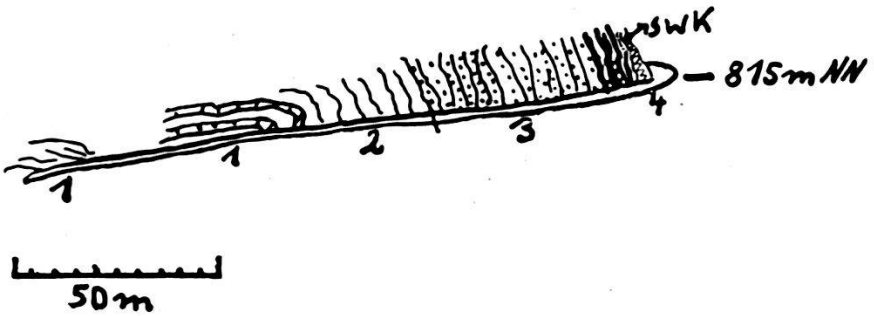

Abb. 8. Aufschluss in der Falkniskreide an der Strasse Triesen-Lavena. Erläuterung im Text.

Zunächst stehen an 30 m Sandkalk und Fleckenmergel, sowie schwärzliche Schiefer des „Neocom" (1) in Abb. 8), nach Schutt ebensolche Neocomkalke und Mergel (2). Dann setzt der Gault (3) ein mit ganz allmählichem Übergang durch Zwischenschaltung von spätigen Sandkalken (Schliff 732), Bänken (f. 50° W) von grünlich-grauem Sandstein, grünen und schwärzlichen Quarziten (Schliff 733). In der Mitte ist dieser rund 50 m dicke Gault recht dickbankig. Die obersten 5 m sind knollig verdrückte schwarze Hornsteine (Schliff 736) und grenzen an eine Ruschel. An diese schliesst zunächst an flaseriger Turonmergel (Schliff 734 mit der Seewenforaminiferen-Fauna), dann (an der Umbiegung der Strasse nach dem nächstfolgenden Tobel) 7 m Turonkalk, meist Typus Seewenkalk (Schliff 736); ziemlich deutlich auf einer südgeneigten Fläche überlagert von 3 m etwas Schrattenkalk-ähnlichen Spathkalken und Sandkalken (Schliff 737). Es lässt sich hier dieses auffällige Vorkommen durch eine grössere Störung, welche tiefere Kreide heranbringt, nicht erklären. Auch TRÜMPY beschrieb (S. 124) derartige Zwischenlagen.

Noch höher schliessen an hellfarbene Turonkalke (sehr Seewenkalk-artig; Schliff 738 mit typischer Seewenfauna) in dünneren Bänken dazwischen untergeordnet Schiefer (7 m). Es folgt Schutt, etwa 5 m Schichtmächtigkeit zudeckend, darauf 1,5 m sandig-düstere („Breitach") Kalkmergel, 1 m grauer, quarzitischer Sandkalk. Nach weiterer, durch den Schutt am Tobelbach (erster südlich vom Badtobel) bedingter Unterbrechung, die auch rund 5 m Schichtmächtigkeit verdeckt, folgt über 15 m mächtig ein grauer Wechsel von Flysch-Mergeln mit Sandkalkbänken (Str. N 115° O, f. 60° SW) und fusstarken Quarzitbänken.

Das Ganze gleicht wieder durchaus den typischen Birnwangschichten. Im SO-Rätikon stellt sich nahe über dem Gault bekanntlich eine sehr ausgeprägte *Wildflyschfazies*, wechsellagernd mit „couches-rouges", also Turon-Senon in beträchtlicher Mächtigkeit ein. Dieses

Glied gleicht auch nach STAHEL am meisten der „Gempiserie", also den Birnwangschichten.

Die Kreide ist der Kern einer gegen NNO stark übergelegten Mulde, in derem Hangend-Schenkel nun normal, aber stark reduziert, zuerst ein Rest von Turonkalk, dann wieder Gault-Quarzit usw. folgt (830 m NN und höher). Eine wichtige Ergänzung dieser von TRÜMPY nicht näher beschriebenen Serie ist der *Tristelkalk* in mächtiger Ausbildung, wie ich ihn z. B. *im SO am Schlappinbach* gleich oberhalb Klosters-Dörfli untersuchen konnte (Schliffe 830—832). Der hier von Wildflysch (4) bedeckte Kalk 3 (vgl. Abb. 9) kann bis zu 90 m anschwellen, auch fast ganz verschwinden.

Vergleicht man nun diese Kreidefazies mit jener der Oberstdorfer Decke (O. D.), *so fällt die Übereinstimmung, trotz mancher Abweichungen, ausserordentlich auf. Die gut bekannte Falknisunterkreide hat lithologisch sehr viel Ähnlichkeit mit der Kalkgruppe in ihrer tonreichen Fazies.* Der Tristelkalk der Oberstdorfer Decke ist makroskopisch

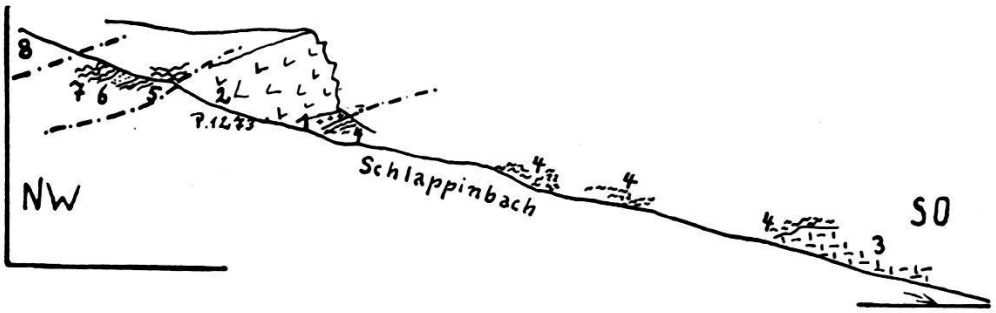

Abb. 9. Profil am Schlappinbach nahe oberhalb Klosters Dörfli. 1,2 Sulzfluhdecke. 3,4 Falknisdecke. 5—7 Aroser Schuppenzone. 8 Silvrettadecke. Erläuterung im Text.

Schrattenkalk; mikroskopisch steht er zwischen Schrattenkalk und echtem Tristelkalk der Falknisdecke. Den darüber allmählich sich einstellenden Gault, ohne eine Spur von Brisisandstein oder Feuerstätter Quarzit und mit seinen Tristelkalkbänken, hat man ohne irgendwelche wesentliche Unterschiede nach Entwicklung und Mächtigkeit auch in der Oberstdorfer Decke. Die basalen Turonmergel sind in der Falkniskreide stark reduziert, was primäre oder auch sekundärtektonische Gründe haben kann. Der Horizont des Turonkalkes, der anderwärts auch kräftig rot ist, zeigt weniger die pelagische Hochsee- als die gewöhnliche Foraminiferen-Fazies. Die darüber liegenden Schichten unterscheiden sich in nichts von Birnwangschichten. In der Falknisdecke überschneidet die eozäne Transgression noch die Horizonte der Oberkreide. Die Unterschiede zwischen Falknisdecke und Oberstdorfer Decke sind zwar hinreichend, um die *gesamten* Profile wohl voneinander trennen zu können. Aber in der Reihenfolge und in einzelnen Bänken *gleicht der Kreideflysch der südwestlichen Oberstdorfer Decke so stark der Falkniskreide, dass beide*

im gleichen Becken nicht weit voneinander abgelagert worden sein müssen. Daher wurden die Horizonte ja auch so oft miteinander verwechselt.

Der Vergleich mit der helvetisch-ultrahelvetischen Fazies ergibt ebenfalls recht überraschende Ähnlichkeiten. Sie liegen in dem Tonreichtum des „Neocoms" (Drusberg-Vermergelung), in den Beziehungen zwischen Tristelkalk und Schrattenkalk, in der Glaukonitführung und Verquarzung des Gault, in der Seewenkalk- und Mergelfazies des Turons, schliesslich in dem Wildflyschcharakter der jüngsten Kreide. Es liegt sehr nahe, *diese Beziehungen auf gegenseitige Annäherung der Ablagerungsräume zurückzuführen. Dies wird durch das Auskeilen der zwischenliegenden Sigiswanger Decke bald jenseits vom Rhein und der Falknisdecke schon östlich des Rheins sowie durch das Verschwinden der Tiefseefazies im Turon der südwestlichsten Oberstdorfer Decke noch wahrscheinlicher.* Andererseits erkennt man aus dem von J. Cadisch 1925 und 1928 gemeldeten Vorkommen der Gault-couches rouges-Wildflysch-Serie auch im Unterostalpin des Unterengadiner Fensters die Umbiegung der Isopen nach Süden (vgl. unten).

Vergleicht man schliesslich die Falkniskreide mit der oberostalpinen Kreide, die freilich erst weiter im NO auftritt, so fällt als beiden gemeinsam die grosse Menge an klastischen Bestandteilen in allen Horizonten auf. Als wesentlicher Unterschied aber ist zu erkennen, dass die Falknisreihe mit ihrem Neocom-Eozän in ihrem alten Trog bodenständig ist, während die Kreide auf der oberostalpinen Decke nach einer durch die Gebirgsbildung im O bedingten, wichtigen Lücke erst wieder mit dem Gault-Cenoman einsetzt, auch, im W wenigstens, kein Eozän trägt. Es lagerten sich aber in beiden Fällen Gault-Quarzite, turonische Sedimente der küstenfernen und senone Kreide der orogenen Flyschentwicklung ab.

Man muss sich der grossen Unterschiede und doch wieder dieser Anklänge des ostalpinen Randes bewusst sein. Die Allgäudecke mit ihrer Kreide ist, offenbar weil sie nicht mehr sehr breit und mächtig war, in dem axial herausgehobenen Westgebiet durch Erosion völlig verlorengegangen. Was wir nach ihrem Verschwinden *unter* der Lechtaldecke im S des Rätikon erscheinen sehen, *ist etwas völlig Neues;* sind zwei wichtige unterostalpine Glieder mit bodenständiger Kreide und einer Sedimentserie, die zur Seite eines kristallinen Rückens entstand und daher im Jura und in der Kreide immer neuen Grob-Detritus erhalten hat, mit Gesteinen, deren Spuren gegen N und NO hin völlig fehlen.

In gleicher Weise wie die Allgäudecke verschwinden gegen W, axial herausgehoben, ohne weitere Spuren die Feuerstätter Decke und im S auch die Sigiswanger Decke. Dafür wölbt sich mächtig die Säntis-Drusbergdecke empor, gewinnt an Breite und Mannig-

faltigkeit der Gliederung. Dafür gewinnt die Oberstdorfer Decke an Schichtbestand und Breite und erscheint unter ihr als neues Glied die Decke des eozänen Prätigauflysches.

Blicken wir noch auf die weiteren unterostalpinen Einheiten.

2. *Die Sulzfluhdecke*

bringt gleichfalls gegenüber dem NO durchaus neuartige Elemente. Sie entwickelt sich als mittlere unterostalpine Bewegungseinheit über der Falknisdecke. Die Unterlage der Kreide ist bekanntlich von jener der Allgäu- und Lechtaldecke völlig verschieden. Der grüne Sulzfluhgranit, der mit den grünen und roten Varietäten des Juliergranits so sehr übereinstimmt, ist anstehend oder auch nur als Geröll im N und NO *völlig unbekannt*. Ebenso unbekannt ist dort die Reduktion der Trias, die Entwicklung des Sulzfluhkalkes. Erst im Turon transgredierte die Kreide allenthalben als „couches rouges". Unter- und Mittelkreide sind entweder fraglich oder untergeordnet vorhanden, so dass die Lage in dieser Beziehung weitgehend jener auf der Allgäudecke bei Hindelang entspricht. Sie passt auch dadurch sehr gut zu jener in der Falknis-, Oberstdorfer-, ja auch Säntis-Drusbergdecke als sich spätestens über dem Turon die Flyschfazies, und zwar in Gestalt von echtem Wildflysch einstellt. Nähere Angaben enthält Abb. 9, ein Profil oberhalb *Klosters-Dörfli*, das teilweise schon von W. v. Seidlitz 1906 (Nat. Ges. Freiburg **16**, Taf. IX) und J. Cadisch 1921, S. 70 und Eclogae G. H. **23**, 1930, S. 2 erwähnt und abgebildet wurde.

Erläuterung zu Abb. 9. 1) Grüner Sulzfluhgranit, gequält; 2) rund 25 m Sulzfluhkalk (Schliff 816—819); 3) 15 m Tristelkalk (Schliffe 830—832; gegen unten dicht); 4) Wildflysch (konkordant über 3): phyllitisch glänzender Tonschiefer (Schliffe 828, 829) stark gequetscht und gefältelt mit Linsen von schwarzem Mergelkalk, Sandkalk (Schliff 827). — 5) Schwärzliche Quetschschiefer mit grauen Kalklinsen (Schliff 820); 6) Verrucano bzw. Buntsandstein: grüner Quarzitschiefer bis Tonschiefer, kräftig roter Quarzitsandstein, einige Meter (Schliff 821—23); 7) stärkst gequälte, graphitische, rostig anwitternde Quetschschiefer 15—20 m: vielleicht Carbon, mit grauen Kalk- und Quarzitlinsen (Schliff 825). Bei Häfner 5—7 = „Neocom". J. Cadisch (Ecl. Geol. Helv. **17**, 497) gibt von der Nachbarschaft Glieder der Aroser Schuppenzone zwischen Falknis- und Sulzfluhdecke an. 8) Gneis der Silvrettadecke.

Längs dem Bach läuft eine kräftige, beiderseits des Talriegels gegabelte Querstörung, auf welcher der Ostteil rund 100 m tiefer, gleichzeitig die östliche Seite (Matatsch) rund 400 m weiter nach SW „vorgeschoben" ist.

Darf man das Auftreten des Wildflysches mit seinem teils sedimentären teils tektonischen Grob-Schutt auf die Übersteilung submariner Gehänge unter Inselzonen zurückführen, welche die Stirn vorwärts wandernder Decken waren, so wird man für die Falknis- und für die Sulzfluhdecke in der obersten Kreide derartige orogene Paroxysmen anzunehmen haben. Sie konnten sich auch im Bereich

der Oberstdorfer Decke und — wieder bemerkenswert genug — ebenfalls gleichzeitig im ultrahelvetischen Sedimentationsraum äusserst kräftig und gleichartig Geltung verschaffen. Sie entwickelten sich gleichzeitig mit grösseren Diabaseruptionen in diesem Archipelbereich.

Nur kurz sei noch der

3. Aroser Schuppenzone

gedacht; vor allem deshalb, weil immer wieder behauptet wurde, dass *sie* es sei, welche die „Malm"- und Diabas-„Fetzen" unter der oberostalpinen Decke in Vorarlberg und Allgäu und womöglich noch weiter im O lieferte. Es liegt kein Anlass vor, im Rahmen dieser Abhandlung die sehr interessanten Fazies- und Lagerungsverhältnisse zu erörtern, welche durch J. Cadisch so ausgezeichnet untersucht worden sind. Der anscheinend vorliegende genetische Zusammenhang zwischen vulkanischer Zerteilung und tektonischem Schollen-, später Schuppenzerfall kann hier nicht näher behandelt werden.

So viele typische Bestände des Gesteinsinventars fehlen in den eben genannten nördlichen „Schubfetzen", dass schon aus diesem Grund eine Vertretung der Schuppenzone wenig wahrscheinlich ist. Nie war dort etwas von Vertretern einer Falknis- oder Sulzfluhdecke zu spüren. In grundlegender Weise unterscheidet sich die gesamte Lage von der am Allgäuer Alpenrand zwischen Lechtal- und Oberstdorfer Decke. Die für typisch gehaltene Kombination von Radiolarien-Hornsteinen und -Kalken mit Diabasen kann sehr wohl eine genetische Konvergenzerscheinung sein für die Tiefseezeit sowohl im Malm, als auch für jene in der Oberkreide. Sie wiederholt sich bekanntlich auch in anderen Faltengebirgen der Erde, ohne dass man da überall „Aroser Schuppenzone" hat.

Sehen wir also hier weder eine Notwendigkeit noch eine Wahrscheinlichkeit, so hatten wir infolge nötig gewordener Umdatierung der pelagischen Kalke und der mit ihnen in Kontakt getretenen Eruptiva schon oben den Gedanken eines Auftauchens der fraglichen Zone in Allgäu-Vorarlberg ablehnen müssen. Ähnliche Gesteine hatten zu unrichtiger Verallgemeinerung verleitet.

Was nun den *Flysch der Aroser Schuppenzone* betrifft, so ist dieser nichts als der schwarze Schieferteig, der in wechselnder Masse die bunte Menge der Blöcke, Scherlinge und Fetzen umhüllt. Er ist vom *Wildflysch* z. B. der Falknisdecke nicht zu unterscheiden. Während es im Aroser Gebiet nach J. Cadisch 1921 Bestandteile des ostalpinen Mesozoikums, einschliesslich Brekzien und Streifenschiefer (wohl Lias-Dogger), Maraner Kreidebrekzie, dunklen Schiefern, tristelkalkartigen und Saluver-ähnlichen Brekzien und „Flyschstücke" sind, die im Wildflysch schwimmmen, nehmen Granit, Gneis,

Diorit, Amphibolit in der mächtiger anschwellenden Wildflysch-Schiefermasse gegen N zu. In grosser Zahl und teilweise in riesigen, örtlich Eruptivkontakte zeigenden Massen erscheinen bekanntlich ausserdem die Ophiolithe, z. T. besonders Serpentine.

Es scheint mir am naheliegendsten, *das Ganze als einen Vortiefen-Wildflysch aufzufassen*, der nur durch die riesigen Dimensionen seiner Fremdschollen auffällt, was — ebenso wie die mitunter bedeutende Mächtigkeit des Ganzen — auf nicht allzu grossen Wanderweg der darüberweg geglittenen Decke schliessen lässt. Diese Decke war, nach ihrem Stirn-Vorschüttungsschutt zu schliessen, die *Campo- und die Silvrettadecke*. Die unterostalpinen Bestandteile dürften dabei aus der aufgeschuppten Unterlage stammen, d. h. aus der bereits nach N geschobenen Fortsetzung der Err-Berninadecke.

F. Der Flysch im Unterengadiner Fenster.

Die Fortsetzung der Oberstdorfer Flyschdecke.

Gibt es auch im Unterengadiner Fenster eine Fortsetzung der Oberstdorfer Flyschdecke oder doch wenigstens ihrer Gesteine in gleicher tektonischer Lage? Nach Erkennung der Decke im östlichen Prätigau war dies eine Hauptfrage bei meinen Begehungen im Unterengadin.

Nach Betrachtung der wunderschönen unterostalpinen Umrahmung des Fensters und seines Inhaltes glaube ich, diese Frage für die obersten Bündener Schiefer in der Tat heute bejahen zu können.

Besonders gute Aufschlüsse fanden sich *im Val Clozza nördlich von Schuls.*

Der tiefste Teil des Baches durchschneidet eine ziemlich stark bewegte, im ganzen einen ONO-streichenden Sattel bildende phyllitische Tonschieferfolge. Sie erinnert sehr an die Klusserie, und besonders an die Gesteine östlich von Schiers im Prätigau, also an tieferen, vielleicht noch unterkretazischen Flyschschiefer.

Nach oben nehmen allmählich Sandkalkbänke (mit Quarzgängen) zu. Deren zertrümmerte, mergelig-kalzitische Grundmasse mit eckigen, zerdrückten Quarzsandkörnern zeigt unter dem Mikroskop keine Spuren von Organismen mehr.

Ab 1420 m Höhe schliessen sich diese Sandkalke alle 10 m etwa zu rund 8 m starken Partien zusammen. Der Zwischenschiefer verliert sich ganz ähnlich wie etwa im höheren Gandawaldflysch des Prätigaus. Zwischen 1520 und 1570 m Höhe hat man überall graue, auch grünlichgraue, dickbankige, rostig anwitternde Quarzitbänke. Sie zeigen den *Typus der Quarzitgruppe*, also des Gault der Oberstdorfer Flyschdecke.

Diese Quarzitgruppe scheint hier bei flacher Lagerung gleichmässig im Profil zu liegen. Nach oben folgen ähnliche Schiefer und Sandkalke wie unten. Sie bieten auch mikroskopisch das gleiche. Es sind wieder diese am besten als *Neocomflysch* zu deutenden Schieferbänke, deren Ähnlichkeit mit dem unterostalpinen Fleckenneocom W Ardez sehr gross ist.

Die Gesteine halten auch über der Moränenverebnung nach Motta Naluns (P. 2138) hinauf an. Sandkalkbänke fehlen nicht. Urgontypus konnte ich aber bei diesen heillos zertrümmerten Massen nicht mehr sicher nachweisen.

Die mächtigen, braun anwitternden Kalkmergel der Birnwangschichten oder Gempiserie habe ich hier nicht bemerkt. Wohl aber folgen solche anderwärts unter der Falknisdecke in den auch nach S ziemlich ausgedehnten Vorkommen. J. Cadisch hat mir dies mündlich bestätigt.

Im W am Motta Naluns folgt (aufgeschoben) Tasnagranit mit Triasdolomit, dann aber stehen gleich die Ophiolithschieferschuppen der Alpe Champatsch (Serpentin, Diabas, Trias, grüner Granit) bei 1870 m am Weg N. Fetan serizitischer Arblatschsandstein an.

Hier liegen Glieder der Ophiolith-reichen Champatschalpschuppen, die höchsten Teile des Bündner Schiefers im Unterengadin.

Im tirolischen, also nordöstlichen Teil des Unterengadiner Fensters verdanken wir W. Hammer[1]) eine trotz der zunehmenden Metamorphose zu gut vergleichbaren Ergebnissen vordringende Untersuchung.

Er hat basale „graue" und höhere, „bunte" Bündner Schiefer ausgeschieden. Für die *Altersbestimmung der grauen Bündner Schiefer* sind zunächst die *kalkigen Brekzienbänke* der tieferen Teile wichtig. In Crinoiden-führenden Kalken und Brekzien bei Alp Bella usw. fand sich (Paulcke) Orbitolina lenticularis. Auch die Piz Roz-Brekzie mit Orbitoides gehört wohl hierher. Sehr vergleichbar hiemit sind 1. die Tristelkalke der unterostalpinen Falknisdecke im SW, 2. die Crinoiden-führenden Kalkbrekzien in der Kreide der Lechtaler Alpen mit Orbitolina (O. Ampferer), und im „Cenoman" der Allgäudecke mit Orbitolina (K. Reiser, O. M. Reis). Auch J. Cadisch hatte bereits 1921[2]) die Beziehungen dieser kalkigen Brekzien zum Urgoapt betont.

Wichtig sind weiter die *Quarzbrekzien* der Bündner Schiefer bei Hammer. Sie nehmen einen ziemlich guten Horizont ein, der nach der Beschreibung ganz unserer gelegentlich noch Orbitolinen-führenden Quarzitgruppe, also dem Gault der Oberstdorfer Decke entspricht. Auch dieses Gault-Alter hat schon J. Cadisch 1921 erkannt.

---

[1]) W. Hammer, Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal. Jahrb. Geol. Reichsanstalt Wien, **64**, 1914. Blatt Nauders 1:75 000.

[2]) J Cadisch, Geologie von Mittelbünden I, 1921. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz N. F. **49**.

Altersbestimmend können weiterhin die HAMMER'schen „*Tüpfelschiefer*" mit ihren Radiolarien verwendet werden. Zwar bin ich nicht sicher, ob alle diese und andere aus dem westlicheren Graubünden angegebenen Tüpfelschiefer stratigraphisch immer dasselbe bedeuten: es gibt nicht nur solche mit Radiolarien, sondern auch solche mit Globigerinen in Fleckenmergeltracht, mit Spongien und mit Oolithen darunter. Ein Teil gehört wohl sicher zur Kalkgruppe, vielleicht sogar im Unterengadin, wo aber ein Hauptteil dem Oberkreideflysch der Birnwangschichten zugehört.

Der wichtigste Gesichtspunkt bei der Altersbestimmung der Unterengadiner Bündner Grauschiefer scheint mir in der Möglichkeit zu liegen, deren Stockwerke, wenigstens im grossen *mit denen des Oberstdorfer Kreideflysches in Einklang zu bringen:* Die Krinoidenführenden Brekzien und Kalkbrekzien mit Orbitolina lenticularis, Diplopora usw. stehen der Flyschkalkgruppe (tieferer Kreideflysch) nahe. Sie reichen, genau so wie im Allgäu, noch etwas nach oben in die quarzitischen Bündner Schiefer mit Tonschieferlagen und quarzreichen Brekzien, welche in der Hauptsache der Quarzitgruppe (Gault-Cenoman) gleichstehen. Ein Hauptteil der Tüpfelschiefer, der im allgemeinen noch höher folgt, bezeichnet mit seinen Radiolarien (soweit sie nicht in klastischen Anteilen enthalten sind) wohl den turonischen Horizont der Birnwangschichten, zu denen vor allem auch ein grosser Teil der tonschieferreichen, grauen Bündner Schiefer zu rechnen ist. Und eine letzte, nicht unwichtige Beziehung zur Oberstdorfer Decke bilden die eingedrungenen Diabase, welche man im Unterengadin ausser in dem Oberkreidefllysch auch im älteren stecken sieht.

Eine gute Probe auf die Richtigkeit dieser Vergleiche liegt darin, dass man unter genauer Berücksichtigung der HAMMER'schen Karten (Blatt Nauders usw.) und Profile jene Altersfestsetzung ohne Annahme allzu grosser Störungen ganz ungezwungen in Profilen zum Ausdruck bringen kann.

Es ist somit wesentlich das Ergebnis von W. HAMMER und J. CADISCH, zu dem auch wir, wenn auch auf anderen Wegen, kommen: *Der graue Unterengadiner Schiefer ist mindestens zur Hauptsache Kreideflysch.*

Im ganzen Unterengadiner Fenster vom Samnaun über Piz Champatsch nach Tarasp und von da am südlichen Fensterrand weiter bis Plattamala ONO Remüs hat J. CADISCH diesen Kreideflysch verfolgt.[1]) Darunter fand er Trias-Jura der Stammerspitzzone, die anscheinend den Splügener Kalkbergen entspricht; darüber die

[1]) J. CADISCH, Tektonik und Strat. im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. Verh. Nat. Ges. Basel, **40**, 1929, S. 74.

Ophiolithmassen der Schuppenzone von Alp Champatsch[1]), entsprechend der Plattadecke.

Kreideflysch mit erkennbarem Urgoapt und Gault ist aber *auch südlich des Prätigaus* bekannt geworden, so zwischen Oberhalbstein und Schams. Der Kreideflysch von Tiefenkastel[2]) zieht durch das Muttner Horn und unter dem Piz Curvèr durch zum Piz Martegnas im Oberhalbstein. Darunter liegt die Splügener Kalkbergzone, darüber wieder die Ophiolithschuppenzone mit pelagischen Kalken (Plattadecke).

Wir erinnern uns daran, dass in klar beweisenden Aufschlüssen von SW-Allgäu und Vorarlberg in einem zur Oberstdorfer Decke gehörigen Oberkreide-Birnwangflysch eben jene Kombination der Ophiolithe und pelagischen Kalke *normal eingelagert* auftritt. Das sind also pelagische Kalke der *Oberkreide.*

Warum müssen denn alle Radiolarite und Ophiolithe gerade Oberjura sein[3])? Warum können sich solche nicht auch während der grossen Tiefseezeit des Turons entwickelt haben — so wie diese Gesteinskombination z. B. im variscischen oder kaledonischen Gebirgskörper aus gleichen endogenen Gründen auch vorliegt? Warum sollen daher nicht die zusammengeschuppten Massen der Plattadecke und ihre wahrscheinliche Unterengadiner Fortsetzung (Champatschalp-Schuppen) *einfach zusammengeschuppte Oberkreide einer Fortsetzung der Oberstdorfer Decke sein?*

Während sie im N fehlt, reicht die hangende Ophiolithschuppenzone in Bünden südlich bis zum Septimer. Im N gab es entweder überhaupt keine Ophiolithe (wer wollte sie den überall erwarten?) oder die ophiolithführenden Birnwangschichten (Gempiflysch) sind hier ähnlich unter der ostalpinen Decke vergraben, wie weithin am nördlichen Alpenrand.

Mit den ophiolithführenden Schuppen der Aroser Schuppenzone hat diese Zone offenbar gar nichts zu tun. Wir werden den Unterschied noch weiter klären.

Insgesamt stellen wir die Fortsetzung des Kreideflysches der Oberstdorfer Decke auch durch das ganze Unterengadiner Fenster fest. Ob hier freilich die gleiche *Decke* vorliegt, ist durchaus zweifelhaft. Nachweisbar ist nur die wahrscheinlich in einer Beckenfortsetzung erfolgte Ablagerung. —

---

[1]) J. Cadisch und R. Staub, Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclogae Geol. Helv. **16**, 1921, Taf. III.

[2]) E. Ott 1925. P. Arbenz, Geologie von Mittelbünden. Peterm. Geograph. Mitteil. 1928, S. 152—155. Der „Ruchbergsandstein" ohne Nummuliten ist wohl Gaultflysch!

[3]) Auch andere Verfasser (Ott 1925) haben Ophiolith-Förderungen nicht allein im Oberjura, sondern auch für die Oberkreide angenommen.

Es wurde oben bereits unterstrichen, dass in der Kreide der Falknis- wie der Sulzfluhdecke immer wieder, namentlich in der Oberkreide, die Flyschfazies zum Durchbruch kommt.

Den oberkretazischen Wildflysch der Falknisdecke hatte zuerst W. HÄFNER im SO-Rätikon erkannt. Er zieht auch durch das Gargellenfenster (M. BLUMENTHAL) und weiter nach O in das Unterengadiner Fenster[1]): Über den wohl das Cenoman-Turon-Untersenon (also Gosau) vertretenden „couches rouges" mit Seewenkalk liegt am Piz Minschun echter Wildflysch mit Granit-, Quarzit- u. a. Geröllen. Man könnte auch sagen: (für das Oberostalpin): „über Nierentalschichten liegt der Gosauflysch" oder (für die Oberstdorfer Decke:) „über den roten Birnwangmergeln und pelagischen Kalken liegt der Oberkreideflysch", oder (für das Ultrahelvet:) „über den bunten Leimernschichten liegt der Wildflysch". Welche Einheitlichkeit der Profilentwicklung in diesen verschiedenen Decken!

Nur haben wir als bezeichnendes Merkmal der Falknisdecke im Unterengadin die Transgressionserscheinungen von Urgoapt, Gaultquarzit, besonders Cenoman auf einem „Vorgosaugebirge", auf einer Schwelle aus Tasnagranit im Kreidemeer.

Abgesehen von solcher Schwellenfazies ist aber doch die Gesamtlage im Kreideflyschmeere, gemessen an der Ähnlichkeit der Profile in den genannten Einheiten so gross, dass wir dem Versuch, diesen Übereinstimmungen durch gemeinsame Erklärung gerecht zu werden, nicht aus dem Weg gehen können.

G. Der helvetische Einschlag des Kreideflysches.

Orbitolinen-führendes Urgoapt, glaukonitreicher Gaultquarzit und pelagische bunte Turonfazies mit bezeichnenden Foraminiferen waren die Grundpfeiler, welche es dem Verfasser ermöglichten, Gliederung, Alter und Stellung der Kreideflyschabteilungen der Oberstdorfer Flyschdecke zu erkennen. Alle drei Merkmale halten vom Schrattenkalk–Gaultquarzit–Seewenkalk des helvetischen Raumes durch Urgoapt – Feuerstätter Quarzit – „Aptychenkalk" der ultrahelvetischen Feuerstätter Decke, durch Ofterschwanger Flysch — Hauptsandstein — Piesenkopfkalk in der ultrahelvetischen Sigiswanger Decke nicht allein aus bis in die Oberstdorfer Decke hinein. Sie sind ebensogut noch im Orbitolinencenoman — Gaultquarzit — pelagischen Kalk und „couches rouges" der oberostalpinen Allgäu- und Lechtaldecke in gleicher Profillage vertreten.

---

[1]) J. CADISCH, Wildflysch im Unterengadiner Fenster. Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich **71**, 1926, S. 26—30. Im tirolischen Unterengadin entspricht dem Unterostalpin offenbar die Reihe der „bunten Bündner Schiefer" von HAMMER.

Diese Grundelemente leiten uns also durch sämtliche Flyschtröge vom helvetischen bis hinauf zum oberostalpinen Bildungsraum. Sie sind der *helvetische* Einschlag des Kreideflysches. Er verbindet diese Bildungsräume.

Was hat uns nun bisher bei der Aufhellung der Flyschbildungen neben einwandfreien Nummulitenfunden im Prätigau-Unterengadin anders geholfen als eben dieser selbe helvetische Einschlag? Ich erinnere an die Orbitolinenfunde im Tristelkalk, an die Rozbrekzien usw. Diese Gesamtlage mag bedacht werden, wenn wir nun als Ergebnis des fortschreitenden Profilstudiums *im unterostalpinen Bezirk* klarer und klarer den gleichen, womöglich noch einen schärferen *helvetischen Einschlag wiederfinden.*

Immer wieder geht die Falkniskreide in Flyschfazies über. Das Falknis-Neocom ist überaus ähnlich der Kalkgruppe im Prätigau (J. Cadisch, 1921, S. 13), der Falknisgault der Quarzitgruppe, die couches rouges mit hangendem Wildflysch den Birnwangschichten. Das kann unmöglich zufälliger Natur sein. *Nur durch grosse Nachbarschaft der Bildungsräume von Oberstdorfer und von Falknisdecke in der Kreide ist das verständlich.*

Sicher wissen wir, dass der Bildungsraum des Oberstdorfer Kreideflysches im N unmittelbar an das Ultrahelvetische anschloss. *Zwischen ihm und dem unterostalpinen Raum im S kann während der Kreide keine breite penninische Zone bestanden haben.*

Das sagt uns nicht etwa nur die Ähnlichkeit mit dem Oberstdorfer Kreideflysch, sowie das Auftauchen von helvetischen Komponenten im penninischen Niesen- und im Prätigauer Flysch (Geologie der Schweiz II, S. 505; D. Trümpy). Das sagt uns vor allem auch der scharfe, eben gerade typisch *helvetische* Einschlag im unterostalpinen Profil der Falknisdecke.

Dieser Einschlag vermehrt sich nach J. Cadisch[1]), wenn man vom Unterengadin und der Weissfluhgruppe herkommt im zentralen Plessurgebirge noch bedeutend. Gleichzeitig haben wir grosse Ähnlichkeit mit der penninischen Flyschfazies. Während Falknis-Sulzfluhdecke nur unbedeutende Faziesanklänge an das Oberostalpin zeigen (nämlich nur in älteren Horizonten, wie dem Lias) ist schon im Malm und besonders in der Kreide der helvetische Einschlag sehr gross.

Auch das ist natürlich nicht zufällig, sondern verlangt eine entschlossene Erklärung Diese kann wohl nur darin liegen, *dass der grosse penninische Bildungsraum, dessen Schichtfolge bekanntlich im allgemeinen mit nachweisbarem Lias abreisst, bereits im Oberjura und noch mehr in der Kreide zusammenschrumpfte. Auf seine Kosten näherten sich unterostalpiner und helvetischer Bildungsraum.*

---

[1]) J. Cadisch, Eclogae Geol. Helvetiae **17**, 1923, S. 494.

In der Kreide ragen über ihm wohl bereits abgeschürfte, mitgebrachte Deckenschwellen von Sulzfluhgranit auf. Die unterostalpine Klippendecke war bereits weit über den penninischen Raum gefahren und auf ihr als Unterlage transgredierte das Kreidemeer. Das gleiche Meer brachte weiter nördlich über dem übriggeblieben penninischen Nordrandstreifen und im ultrahelvetischen Bezirk den Kreideflysch zum Absatz. Es griff auch nach Osten auf die oberostalpine Decke über und brachte ihr den Neocom- und Gosauflysch. *Dieses Meer des Kreideflysches war nichts als der Ausläufer des helvetischen Schelfmeeres gegen S und O zu; darum diese Fazieskonvergenzen wohin wir blicken. Dieses Meer überlagerte den tieforogen stark bewegten und in fortschreitender Einengung begriffenen Bildungsraum des Kreideflysches; darum seine Flyschfazies.*

Dieser bekanntlich nicht ganz neue Gedanke erleichtert uns im übrigen die Frage nach der tektonischen Einordnung der Oberstdorfer Flyschdecke.

H. Die Stellung des Kreideflysches im Deckenbau.

Sobald sich Schichten *während* des Deckenmarsches oder in dessen Zwischenpausen gebildet haben, lässt sich ihre Anordnung im Deckenbau nicht mehr durch eine räumliche Bezeichnung allein festlegen. Es muss dann auch die Komponente „Zeit" mitberücksichtigt werden.

Ist ein auf einem amerikanischen Schiff während der Fahrt von Newyork nach Hamburg in der Nordsee zur Welt gekommenes Kind „amerikanisch"? Ist ein auf unterostalpinem Granit und Mesozoikum, das bereits über penninischem Raum liegt, abgelagertes Oberkreide-Sediment „unterostalpin"? Die Relativität der Lage, die angesichts der Verschiebbarkeit der Kontinente neuerdings allgemein anerkannt werden muss, scheint in der tektonischen Bezeichnungsweise noch wenig Fuss gefasst zu haben.

Die Faziesräume der Vergangenheit sind weder unverlegbar noch unverlierbar. Zu den beiden geographischen Koordinaten gehört noch die dritte Koordinate der Zeit.

Dass die Tatsache des helvetischen Einschlages in unseren Kreideprofilen durch die Bildungsnachbarschaft mit dem helvetischen Schelfmeerraum zu erklären ist, glaube ich annehmen zu dürfen. Wie muss dann das so weitgehend übereinstimmende Kreidesediment

1. auf unterostalpinem, jedoch bereits über penninisches Gebiet geschobenem Untergrund;
2. auf zusammengerafftem nordpenninischem Untergrund unmittelbar und
3. auf ultrahelvetischer Unterlage

genannt werden? Wurzeln im Süden hat solches Sediment nicht, und mag man solche Wurzeln für seine Untergrundgesteine noch so

folgerichtig und schön nachweisen können. Worte wie „penninisch", „unterostalpin" sind, in solchen Fällen angewendet, nicht mehr gleichbedeutend mit den sonst üblichen Begriffen dieser Bezeichnungen. Und noch grössere Fehler würden wir machen beim Wildflysch und beim tertiären Sediment.

R. STAUB sprach den Prätigauflysch als die zusammengestaute und zum Teil von der Unterlage im S abgescherte Flyschhülle der Schamser Decken an. Er sei zusammen mit dem Flysch des Oberhalbsteins die Stirnfazies der Margnadecke[1]). Aber dieser Flysch braucht mit der Wurzel der Margnadecke gar nichts zu tun zu haben.

Die penninisch-ostalpine Grenze legt R. STAUB an den Oberrand der Platta-Ophiolithe (S. 107). Genau in der gleichen Fläche, nämlich über dem im N die Diabase einschliessenden Birnwangflysch der Oberstdorfer Decke, muss diese Grenze zwischen Flysch und Ostalpin am nördlichen Alpenrande liegen.

Die grosse Frage nach der „oberpenninischen" Wurzel behandelte bekanntlich u. a. P. ARBENZ[2]). Er trennte die auf dem Oberhalbsteinflysch liegende Plattadecke noch von der Margnadecke, sprach jene als ostalpine an und betonte die grosse Schwierigkeit, dass nämlich die Ophiolith-führende Aroser Schuppenzone im N *über* dem Unterostalpin, die wahrscheinlich im S fortsetzende Platta-Ophiolithdecke jedoch unter den wurzelnäheren unterostalpinen Äquivalenten der Falknis-Sulzfluhdecke zu liegen komme. Einwicklungen kommen nicht in Frage. R. STAUB und J. CADISCH halfen sich mit der Annahme einer Emporschuppung durch das Unterostalpin hindurch. Eine sehr schwierige Deckenkreuzung!

An Stelle der hochpenninischen hat M. BLUMENTHAL[3]) soeben wieder mit guten Gründen eine „tiefer" penninische Stellung für den in Frage stehenden Kreideflysch gefordert. Er sieht mit AUG. ROTHPLETZ, dass die ZYNDEL'sche Prätigaudecke, der von tertiärem Flysch bedeckte Hochwangflysch, über Stätzerhorn — Domleschg mit den J. KOPP'schen Tomülschiefern[4]) an die sedimentäre Hülle der tieferpenninischen Aduladecke geknüpft ist. Die über dieser zusammenhängenden Flyscheinheit überschoben liegende Oberstdorfer Flyschdecke könnte dann freilich noch immer hochpenninische Margna-Plattadecke sein. Sie reicht aber nicht weit gegen die Wurzel hin.

Diesen Schwierigkeiten entgehen wir mit einemmal durch die wohl begründete Vorstellung, dass überhaupt keine Wurzelsuche von-

---

[1]) R. STAUB, Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweizer. Min. und petr. Mitteilungen 1923, S. 103.

[2]) P. ARBENZ, Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden. Eclogae Geol. Helvetiae **17**, 1922, S. 313.

[3]) M. BLUMENTHAL, Eclogae Geol. Helvetiae **24**, 1931, S. 231.

[4]) J. KOPP, Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prätigauer Halbfensters. Eclogae Geol. Helvetiae **20**, 1926, S. 34—39.

nöten ist. Vom Septimer bis an den Inn am Nordalpenrand ist die Oberstdorfer Flyschdecke bekannt, und nirgends ist sie mit älteren als Unterkreide-Sedimenten versehen. *Wir haben einfach eine transgressive Flyschdecke vor uns.* Sie wurde in einer in starker Einengung begriffenen Mulde abgelagert, und zwar im nordpenninisch-südultrahelvetischen Raume, der in der Schweiz im Norden des unterostalpinen, ostrheinisch aber im N des oberostalpinen (bereits entwurzelten) Deckengebietes lag.

Nur in die nordalpine Wurzel oder Narbe hinab wurde diese Kreideflyschdecke gezogen; nur so könnte unter Umständen von einer „Wurzel" gesprochen werden. Eine Fortsetzung aber gegen die südalpine Wurzel oder Narbe fehlt, wurde nie gefunden.

Der Niesenflysch.

Nach Westen setzt sich unsere Kreideflyschdecke in den *Niesenflysch* fort: In dem Sockel dieser grossen Masse glaube ich tatsächlich gewisse lithologische Analogien zum Oberstdorfer Kreideflysch gefunden zu haben. Namentlich fielen mir aber auch in den brekziösen Gipfelgesteinen (Eozänflysch) des Niesen Konvergenzen zu bestimmten obersten Teilen der Oberstdorfer Decke auf.

Das würde der von M. LUGEON[1]) betonten Stellung des Niesenflysches im Gegensatz zum Halbkernflysch entsprechen: Letzterer liegt auf Orbitolinen-führenden Barrèmeschuppen und diese auf der Oberfläche der (unterhelvetischen) Diableretsdecke. Dagegen liegt der Niesenflysch bei Gsteig über allen (ultrahelvetischen) Préalpes internes-Schuppen (Sattelzone, Bonvindecke) und ist eine penninische Digitation. Nach M. LUGEON gehört sie zur St. Bernharddecke, nach E. ARGAND und R. STAUB aber zur Dt. Blanchedecke.

Also auch hier gibt es wieder verschiedene Meinungen über die Wurzel. *Durch unsere Auffassung vom Fehlen der Wurzeln erledigt sich auch diese Frage.*

Am Niesen hat A. BUXTORF den etwas abweichend streichenden und mergelreicheren Sockel noch zum ultrahelvetischen Habkernwildflysch gestellt, den oberen Teil aber als penninisch bezeichnet. Angesichts des wenig verschiedenen Gesteins unten und oben und der fehlenden, durchgreifenden Trennungsfläche konnte ich mich von der Berechtigung einer so scharfen Zweiteilung des Ganzen nicht überzeugen. Nur die (wenig aufgeschlossene) Sohle des Niesensockels mit ihren Schuppen mesozoischer Gesteine ist anders aufzufassen. Hier liegt wohl die ultrahelvetische Sattelzone (Pillondecke von ARN. HEIM)[2]).

---

[1]) M. LUGEON, Sur l'origine des blocs exotiques du Flysch préalpin. Eclogae Geol. Helvetiae **14**, 1916, S. 217—220. Auch Comptes rend. Acad. sc. Paris 1914.

[2]) ARN. HEIM in Geologie d. Schweiz II, S. 585. P. BECK, N. BORNHAUSER, Eclogae Geol. Helv. **22**, 1929, S. 87—89 rechnet auch den Krattigenflysch noch zur Niesendecke.

Die Gesteine des Niesen, den ich unter freundlicher Führung von P. BECK besuchen konnte, erinnerten mich sehr an oberkretazische Birnwangschichten der Oberstdorfer Flyschdecke, der ja im O eine ähnliche Zwischenstellung zwischen penninisch und ultrahelvetisch zukommt. Rote Turongesteine scheinen zu fehlen. Weiter unten kommen Konglomerate vor, die u. a. ähnlich den Birnwangnagelfluhen Gerölle von typischem rotem und grünem Quarzporphyr enthalten. Von einer glaukonitischen Quarzitgruppe oder von Urgonbänken, die man gegen unten erwarten könnte, habe ich nichts gesehen. Übrigens sprach ja bereits M. LUGEON[1]) von kretazischem Alter des unteren Niesenflysches.

Am Niesengipfel gibt es die gleichen sedimentären Einzelheiten, wie etwa bei der Türtschalpe und N Thüringen am Vorarlberger Gr. Walsertal: Wieder aufgearbeitete Mergelstücke, Brekzien mit polygenen Bestandteilen; im Osten freilich noch ohne Nummuliten. Vgl. „Der nordalpine Kreideflysch" Geol. u. Pal. Abh. 1932. —

Aber auch die im Rheintal liegende *Grabserberg-Klippe* mit Neocomfleckenmergeln und pelagischen Kalken halte ich für eine Vertreterin des Kreideflysches der Oberstdorfer Decke und nicht für Unterostalpin. Sie liegen tatsächlich, wie schon D. TRÜMPY mitteilte, tektonisch tiefer als die Falknisdecke, von der sich die Gesteine bekanntlich stark unterscheiden.

J. Zur Bildungsgeschichte.

So sehen wir vom Niesen bis über das Unterengadin hinaus ein gewaltiges *Kreideflyschbecken*. Sein Meer überflutete sowohl die bereits weit nach Norden vorgedrungenen unterostalpinen Deckenmassen und die schon stark zusammengeklemmten Nordteile des mesozoisch-penninischen Raumes in der Schweiz wie auch im Osten und Nordosten das vorgeschobene oberostalpine Deckengebiet.

Nach Norden aber setzte sich das Kreideflyschmeer ununterbrochen in den helvetischen Meeresteil fort. Die Ähnlichkeiten der Gesteinsprofile sind überraschend. Man vergleiche nur etwa das ultrahelvetische Mt. Bifé-Profil mit der Fazies der Oberstdorfer Flyschdecke. Ich halte es darum für ungeeignet, beispielsweise allzu scharfe Unterschiede zwischen den couches rouges auf Unterostalpinem, den Leimernschichten auf ultrahelvetischem, den Nierentalschichten auf oberostalpinem Untergrund herauszusuchen, Unterschiede, die in Wirklichkeit oft gar nicht vorhanden sein können.

Nach den Glaukonit- und Sand-reichen Gault-Cenomanzeiten des regredierenden und dann des transgredierenden Meeres versank

---

[1]) M. LUGEON, Tect. des préalpes internes. Soc. vaud. Sc. nat. **44**, cit. nach E. GERBER.

in gewaltiger Vortiefenwelle weithin der Meeresboden zur Tiefsee des Turons. Nur wenige schmale Inselschwellenstreifen scheinen damals zwischen den Tiefseetrögen stehengeblieben zu sein, in denen pelagischer Foraminiferen-Radiolarienkalk, teilweise Hornstein, im helvetischen Bezirk der Seewenkalk, anderwärts Leimern-, Birnwang-, Piesenkopfkalk und Nierentalschichten zur Ablagerung kamen. Und in die Tiefen fuhren, ganz so wie schon früher unter gleichen Umständen in der oberjurassischen Tiefseezeit oder im Silur und Devon, die Flachintrusionen und Extrusionen der basischen Ophiolithmassen: Plattadecke, Unterengadin, Diabase im Birnwangflysch, Hörnleindiabas im ultrahelvetischen Piesenkopfkalk.

Aber diese riesige, in Tiefseerinnen gegliederte Vortiefenzone war diesmal nur der Auftakt zu den gewaltigen orogenen Einengungen, deren Begleiterscheinungen nun in Gestalt des Wildflysches und seiner chaotischen Verwalzungen auftauchen. An den durch Tiefenfaltung und Reliefverstellung übersteil gewordenen Inselflanken brausten submarine Rutschmassen in die Tiefe. Blöcke der felsigen Steilküsten, Deltamassen der Wildbäche aus steilen, weil hoch gehobenen und tief zerschnittenen Inselreliefs wälzten sich weit hinab und hinaus in das feinschlammige Tiefseesediment. In dem dauernd durch Erdbeben, Rutschungen, Reliefverstellungen, Meeresstrom-Verlegung bedrohten Gebiet der Mulden, die sich dauernd senkten und darum ein Übermass von wenig zersetzten organischen Massen schluckten (schwarze Schiefer, Erdöl!) konnte nur eine ganz besonders ausgerüstete Organismenwelt leben. Neben den Plankton-Formaniniferen finden wir darum hauptsächlich die durch Bohrvermögen ausgezeichneten und darum schwer zu verschüttenden Organismen der Fukoidengänge.

So liegt über den couches rouges der romanischen Klippendecke, über der Brekziendecke (Chablais), über der Falknisdecke im Unterengadin der Oberkreideflysch, transgrediert weithin die Ausläuferin der Wildflyschfazies: die Wangfazies wie z. B. auch im Ultrahelvetikum (E. Gagnebin).

Teils aus dem örtlichen Untergrund emporgestemmte, teils aber auch schon tektonisch entwurzelte Untergrundsgesteine bildeten die in dauerndem Abbau begriffenen Inselschwellen des bewegten Archipels. Man wird sich mit H. Schardt besonders die steil die Vortiefe überragenden Stirnen der vorrückenden Decken als Lieferanten des Wildflysch-Blockschuttes vorzustellen haben, der alsbald von der weiterrückenden Decke selbst überfahren wurde.

Die bereits in die Nähe gekommenen unterostalpinen, im NO auch wohl die oberostalpinen Deckenstirnen, und jedenfalls die dortigen Untergrundsschwellen lieferten viel Wildflyschbestandteile, im W zum Beispiel auch die Habkernblöcke des Klippenflysches. Andererseits wurde der Wildflysch nur von den Steilflanken der (durch faltige

Einengung im Trogmuldengrund) einander genäherten vindelizischen[1]) Untergrundsschwellen geliefert (Schwellenwildflysch). *Der Wildflysch ist das äussere Anzeichen dafür, dass die mit der Tieforogenese zusammenhängenden Massenverlagerungen bereits in die Nähe der Erdoberfläche emporgedrungen waren. Auf diesem Entwicklungsweg sind die Reliefüberschiebungen nur ein noch fortgeschritteneres Stadium.*

Leicht erklärt sich meines Erachtens die riesige *Verbreitung des Wildflysches* aus dem Weiterrollen der Deckenstirnen, also aus der horizontalen Verschiebung der Inselgirlanden nebst ihren Wildflysch-bildenden Vortiefen. Flysch-abschüttend waren die Deckenränder bereits durch den ganzen penninischen Raum gewandert; mit Wildflysch trafen sie in der Oberkreide im helvetischen Bezirke ein.

So rollte das ungeheure Geschehen aus dem überschrittenen penninischen in den ultrahelvetischen Raum und aus diesem unter Teiltrogbildung, Niederfaltung, Versenkung, Überschiebung im Vorland hinein in den helvetischen Schelf Europas. Immer weiter gegen den Kontinent wälzten sich die Decken *und immer jünger sind darum die Flyschsedimente, die wir in dieser Richtung sich bilden sehen.*

Voraus eilte die trübe Wolke mächtiger, weil auf sinkendem Grunde gebildeter *Tonschlammfazies* (Amdener Schichten) mit den Fleckenmergeln (Leimernschichten) und der wenig sortierten Wangfazies, die so oft im Wildflysch wiederkehren. Allgemein nahm die klastische Gesteinskomponente *gegen* SO zu. Allgemein aber auch *vergröberte sich mit dem Herannahen des orogenen Hauptbetriebes von unten nach oben die Korngrösse in den synorogenen Sedimenten:* Amdener Mergel — Wildflysch und Wangsandstein; tieferer Kreideflyschmergel — Bolgenkonglomerat; Ofterschwanger Mergel — Hauptsandstein; Schlierenmergel — Schlierensandstein; Niesenflyschmergel — Grob-

---

[1]) In unrichtiger Fassung der Wortbedeutung möchte man immer wieder die Bezeichnung „vindelizisch" ganz aus dem alpinen Bereich verbannen. Mit diesem Wort, das sei einmal klar gesagt, wurde aber der im S des germanischen Triasgebietes gelegene, südliche Festlandsrand Europas von C. W. GÜMBEL bezeichnet. Er trennte nach diesem Verfasser die germanische von der alpinen Triasfazies und lieferte noch die exotischen Blöcke im Flysch. Da, wie wir heute wissen, die geosynklinale Bewegung und damit die alpine Fazies, also die „Alpen", erst im Mesozoikum allmählich nach N verlegt wurden, wurde dieser vindelizische Unterbau allmählich überwältigt. Wo er in Form von Schwellen länger oder kürzer im ultrahelvetischen und helvetischen Sedimentraum noch Bestand hatte und so seinen Abbauschutt in die Nachbarsenken schickte, da handelt es sich um „vindelizische" Schwellen, um „vindelizischen" Schutt. Warum immer wieder diese Verwechslung des heutigen Begriffes der Alpen mit jenem triadischen Bereich der alpinen Geosynklinale? Es scheint manchen schwer zu sein, die zeitliche Komponente der geologischen Begriffe zu fassen, *das alpine Werden* an Stelle des (ganz unverständlich bleibenden) alpinen Seins zu setzen. Auf einem völlig anderen Blatte steht freilich die Frage, ob und wie weit noch in der Molassezeit schuttliefernde „vindelizische" Schwellen, d. h. solche, in denen noch kristallin-variszischer Unterbau zutage trat, bestanden haben. Vgl. z. B. J. CADISCH, Der Bau der Schweizer Alpen, Füssli Zürich, 1926, S. 20 f.

klastika des Niesengipfels. Und immer legte sich schliesslich über das revolutionäre Sediment unregelmässigster und gröbster Korngrössen das, was mit dieser Revolution von S herangeschafft worden war: *die betreffende Decke.*

Durch das Heranrücken der grossen geosynklinalen Abwärtsbewegung und der südlichen Deckenmassen in der Oberkreide wurde die gesamte helvetische Platte gegen SO abwärts gekippt. Die Folge war die *Transgression der Wangschichten* in der Säntis-Wildhorndecke schräg über das Ganze vom Wallis bis ins Allgäu (J. CADISCH, Bau der Schweizer Alpen, 1926, S. 12).

JENNY lässt bekanntlich die tieferen penninischen Decken bereits im Dogger bis fast hinter die heutigen Massive wandern. Doch spricht hiegegen die *nicht* orogene Fazies des benachbarten Doggers (J. CADISCH, a. a. O. 1926, S. 19). Wir sehen uns aber ebenso wie E. ARGAND und R. STAUB veranlasst, gleichfalls eine mesozoische Verschiebung der Hauptdecken anzunehmen. Zwar erst in der Kreide; da aber eine sehr bedeutende. Für solche Wanderungszeit spricht vor allem auch das dauernde Wiederauftauchen der Flyschfazies in der Falknisdecke, besonders ihr Oberkreide-Wildflysch. Immer wieder schüttelten die durch Unterfahrung von N her entwurzelten unterostalpinen Granitschwellen ihren brekziösen Schutt ab; immer wieder Unruhe und Transgression. Dabei vollzogen sich die horizontalen Hauptverschiebungen gar nicht einmal im unterostalpinen Gebiete selbst, sondern in dessen nördlichem Vorland, und zwar auf Kosten der Breite des penninischen Bezirks. *Wir haben somit „prägosauische", „juvavische" Deckenbewegung keineswegs nur in den Ostalpen gehabt, sondern gerade auch hier in der Schweiz.* Äusseres Kennzeichen, Folge dieses Osten und Westen verbindenden Geschehens im Mesozoikum scheint mir die Tatsache des erstaunlich beharrlichen Durchstreichens der penninischen Elemente als Achse durch den ganzen Gebirgskörper zu sein.

Nach der Zeit des Nachlassens der in die Tiefe hinabfaltenden Kräfte, das gleichzeitig (wohl aus isostatischen Gründen erklärlich) mit dem allgemeinen Erdrindenaufstieg im Paleozän-Untereozän eingesetzt hatte, kam die neue, dem Gault-Cenoman entsprechende, Transgressionsphase des Mitteleozäns. Gleichzeitig in Abbau geratene Kreidewildflysche wurden nun an den Vortiefensteilhängen (Habkern-Prätigau) zu tertiärem Wildflyschsediment umgelagert.

Weithin transgredierte das Nummulitenkalkmeer und zeigte so wie in einem willkommenen Querschnitt den damals bereits erreichten Stand der Dinge an. Abb. 10 zeigt ein Schema. Die Wellenlinie gibt die Zonen der Hauptvortiefen, „F. D." die (noch teilweise von Eozän bedeckte) ultrahelvetische Feuerstätter Decke; „S. D." und „O. D." sind die bereits zugeklappten und vom Oberostalpin überfahrenen Oberkreideflyschdecken.

Die unter-, im O auch die oberostalpinen Decken wurden abgebaut, das sieht man am Sedimentbestand. *Sie mussten also damals schon in den ultrahelvetischen Meeresraum hereingeragt haben. Auf dem Niesen- und Prätigauflysch, auf dem Kreideflysch der Feuerstätter Decke und jenem der Schamser Decken wie in der mächtigen Vortiefe vor der Klippendecke entstand nun der Eozänflysch unter weiterer Einengung und Versenkung.* Darum finden wir auch mit D. TRÜMPY in den eozänen Konglomeraten des Ruchbergsandsteins (NW-Prätigau) bereits Jura-Kreide-Schutt helvetischer Fazies.

Am Nordrand der penninischen Decken transgredierten in den Westalpen (Aiguilles d'Arves, N. Arc, Isère) eozänes Konglomerat

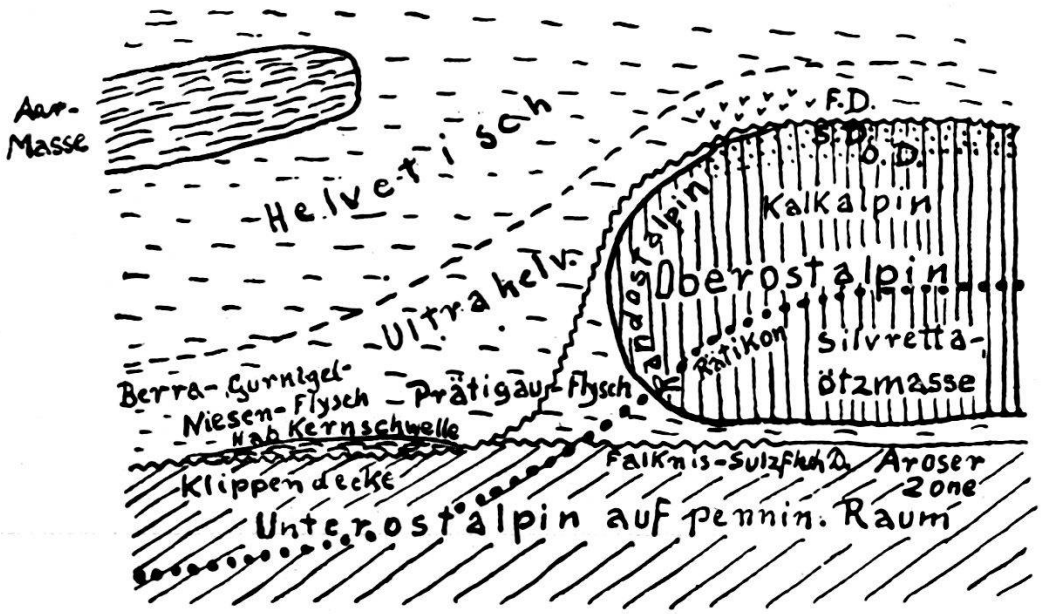

Abb. 10. Paläogeographische Skizze des Mitteleozän-Meeres (gestrichelt) in der Transgressionszeit. Dicke Punktreihe: ungefähre Lage der nordalpinen Saugnarbe. Wellenlinien: Lage der Haupt-Vortiefen. O. D., S. D. mit Punktierung gibt die Stellung der bereits eingeengten und überschobenen Oberstdorfer, bzw. Sigiswanger Decke an.

und Flysch auf bereits gefalteten Bündener Liasschiefer, sogar auf Altkristallin. Hier ist wohl noch heute der in der Oberkreide der Mittelschweiz vorhandene Zustand erhalten: Nach der Denudation der penninischen Stirnzonen und nach Transgression des Eozäns ist hier *im W das Unterostalpin nicht mehr weiter vorgerückt. Dementsprechend fehlt auch hier weiter draussen das Klippenphänomen.*

Die eozänen Absenkungen, bewiesen durch die Mächtigkeit der Vortiefensedimente, betrafen ein Stockwerk, das hoch über den eingeengten und bereits vorher in die Tiefe gesunkenen penninischen Falten und Decken gelegen war. *Wiederholte, starke Absenkung und gleichzeitig Zusammenpressung musste also diese penninische Unterlage über sich ergehen lassen.* Sie zeigt darum auch heute bei weitem die

stärkste Regional-, bzw. Dynamometamorphose[1]) und Druckschieferung (Schistes lustrées, Bündener Schiefer, Klusserie, Füllung des Unterengadiner (im NO) und des Tauernfensters!). All das erklärt sich somit leicht aus dieser Entwicklungsgeschichte. Vgl. ALB. HEIM in Geol. d. Schweiz II, 861.

Aber auch im helvetischen Bezirk enthüllten die Übergriffe des mitteleozänen Meeres bekanntlich schon bedeutende, vorausgegangene Bewegungen. Allenthalben Diskordanzen auf Kreide, Jura, örtlich sogar auf Trias und auf dem kristallinen Unterbau. Besonders kräftig war am Nordrand der autochthonen Massive abgetragen worden (Bohnerzfestland!). Um 10—20 Winkelgrade haben sich die eozänen gegenüber den älteren Isopenlinien verdreht. Um so viel war das Generalstreichen der Haupttrogachsen verlagert worden. Hier liegen die Spuren der Vorläuferwellen des herannahenden geosynklinalen Umtriebes auch im helvetischen Bildungsraume.

Ebenso wie nun auf die mittelkretazische Transgressionszeit eine starke Vortiefensenkung mit anschliessender Ablagerung von sehr mächtigen Mergel- und Fleckenmergelmassen kam, so folgte der mitteleozänen Transgressionszeit *die obereozän-unteroligozäne Mergelzeit* auf dem Fusse: Stadschiefer und Stockletten entsprechen genau den Amdener und Leimernmergeln, wurden ja auch oft genug mit ihnen verwechselt. Mit kräftigen Schritten ging nun die tieforogenetische Einengung und Absenkung der Teiltröge weiter.

Aktiv wird jetzt die nordalpine Verschluckungs- oder Narbenzone (vgl. paläogeographische Skizze im „nordalpinen Kreideflysch", Geol.-Pal. Abh. 1932, Taf. VI). Unterostalpin und Penninikum versinken nordwärts unter dem Oberostalpin, das nordöstlich angrenzte. Letzteres wird also *von S her* unterschoben.

Dagegen findet nun im W an der Nordflanke der grossen N-Narbenzone die raumschluckende Unterschiebung des ultrahelvetisch-helvetischen Gebietes unter die Klippendecke herein statt. *Die neuen Flyschmassen werden unter letztere hereingezogen, und die romanischen Decken bewegen sich dafür oben relativ weit hinaus gegen NW.* Dadurch entsteht nun auch die *scharfe SW-NO-Generalstreichrichtung.*

Gleichzeitig wird im Oligozän aber auch die bisherige, grosszügige Faziesänderung nach SO gegen das Troginnere zu verloren. Ausserdem mehren sich die Anzeichen für neu gebildete Teilschwellen in der helvetischen Haupttrogmulde. Wildflyschartige Blöcke erscheinen bei Altdorf: erneut hat die Flyschfazies diese Vortiefe erobert. Schwarze, bitumenschluckende Flyschschiefer von grosser Mächtigkeit versinken

---

[1]) Nach meiner Auffassung ist die Vortiefensenkung nicht „epirogenetisch", sondern ebenso orogen wie die (gleichzeitige!) faltige Durchbewegung und Zusammenpressung in der Tiefe. *Darum kann ich auch regionale Tiefenmetamorphose und orogene Dynamometamorphose in der Geosynklinale durchaus nicht trennen.* Dass sie zusammengehören, dafür spricht ihre Verbreitung.

und lassen im Schutz dieser Tiefe noch die Fischskelette intakt, die nur plastisch deformiert werden (Glarus).

Und wieder, so wie in der oberjurassischen und oberkretazischen Tiefseezeit, fehlen nicht die basischen Eruptionen. *Tonalitische Andesitmassen* werden lebendig, und die Vulkane schaffen den Taveyannaztuff weithin. Immerhin zeigt sich gegenüber den früheren Ophiolithen bereits *das Saurerwerden gegen die epiorogenetische (hochorogene) Folgezeit* zu, wie es sich ja auch so schön für das variszische Bewegungssystem und seine Einzelakte nachweisen lässt[1]).

Unter Ausbildung all dieser überaus bezeichnenden hyporogenetischen (tieforogenetischen) Leistungen scheint im Unteroligozän die grosse Bewegungsphase ihren Höhepunkt wieder überschritten zu haben. Es ist wohl wieder das *Nachlassen der Tiefenkraft und die damit zusammenhängende isostatische Allgemeinhebung*, welche nun das lange helvetische Sedimentprofil mit einem Male wieder abreissen lässt.

Damit sinkt der Vorhang der grossen Schaubühne des Geschehens. Sobald er sich wieder hebt, ist das Bühnenbild *grundlegend verändert: Vortiefen, sinkend und darum schuttsammelnd, gibt es nun nur noch weit draussen im N*, wo nun die Tieforogenese neue Teiltröge in Gestalt unserer grossen Molassemulden in der Tiefe des stampischen Meeres hinabzieht.

Während also nun draussen das Vorland, soweit es nicht schon kontinentalstabil war, hyporogenetischer Behandlung unterliegt, hat sich im Gebirge der epi- oder hochorogenetische Entwicklungsabschnitt eingestellt.

K. Zur Strukturgeschichte.

Die aus der Untersuchung des Schweizer Flysches ersichtliche Bewegungsgeschichte haben wir vorstehend für die Kreide-Tertiärzeit nur ganz allgemein abgeleitet. Aus dem Verlauf der Isopenlinien und aus den Teilstrukturen und sonstigen gegenseitigen Beziehungen der einzelnen grösseren Bauelemente lässt sich aber die Strukturgeschichte noch genauer erschliessen. Freilich muss man sich die Mühe nehmen, zunächst einmal jedes Ding für sich genauer zu betrachten und nicht einfach versuchen wollen, ein Denkschema, gehe es wie es wolle, aufzuzwingen. Denn die Lage ist ja gerade in der breiten Grenzzone zwischen West- und Ostalpen, die den meisten Flysch beherbergt, viel verwickelter, als dass man etwa mit der Formel

---

[1]) E. Kraus, Der orogene Zyklus und seine Stadien. Centralblatt f. Min. 1927, B, 216 ff. Der geomechan. Typus der Mittelrhein. Masse und der orogene Zyklus. Comptes rend. Int. Geologenkongress Madrid III, S. 1031—1076. 1926 (1929).

einheitlichen Südnordschubes oder Ostwestschubes für alle Zwischenzeiten und für alle Decken auskommen könnte.

Wir gehen von dem durch ARN. HEIM bekannt gewordenen Isopenverlauf des ausgeglättet gedachten helvetischen Bezirkes aus. Er zeigt primäre Zonengliederung, die wohl durch einen Wechsel von WSW-ONO-streichenden Teiltrögen und Teilschwellen zu erklären ist. Nur an der Westgrenze der Ostalpen — wir wollen diese vom Bodensee bis zum Bergell quer durch die Alpen ziehende Grenzzone kurz „*Rheinzone*" nennen — biegen sich die Isopen teilweise *scharf nach N.* Dadurch verschmälert sich auch der gesamte helvetische Ablagerungsraum gewaltig. Er keilt ja dann gegen Oberösterreich zu zwischen ultrahelvetischem Trog und Böhmischer Masse überhaupt aus. Eine ganz ähnliche Teilgliederung in Trogmulden, welche dem Gebirge annähernd gleichlaufen, konnte ich aus der Sedimentverteilung in den ultrahelvetischen Flyschdecken östlich des Rheins erkennen[1]).

Besonders schön hat J. NOWAK[2]) bekanntlich in den hiefür geeigneten Nordkarpathen die epiantiklinale Flyschfazies auf den Schwellen zwischen der episynklinalen Flyschfazies der Teiltröge, also auch hier die primäre Gliederung nachweisen können. Und noch im oberostalpinen Bezirk ist ja aus der Mächtigkeitsverteilung und aus sonstigen Merkmalen eine solche Flachtroggliederung erkennbar[3]). Von den Trogmulden der Molassevortiefe und von den gleichen Erscheinungen in den variszischen Vortiefen sehen wir hier ab.

Wir können jedenfalls sagen, *dass die nachmalige Gebirgsbildung bereits während der Sedimentation angelegt wird, ja dass sich die orogenen Sedimente gleichzeitig mit der Tiefenfaltung und Horizontalverschiebung entwickeln.*

Und zwar entsprechen die späteren, grossen Decken den ursprünglichen, durch Schwellen oder Inselgirlanden mehr oder weniger vollständig von einander abgetrennten, grossen Trogmulden. Darum konnte auch R. STAUB die so oft wiederkehrende Tatsache feststellen, dass die Stirnrandfazies der Decken gröber klastisch, schwellennäher ist als die Fazies rückwärtiger Hauptdeckenteile. Die Kenntnis der embryonalen Deckenmulden ist bekanntlich nicht neu. ARN. HEIM erwies z. B. für das Helvetikum den Übergang der Fazies von der Aarmassiv-nahen und dem Juragebirge verwandten, benthonischen Seichtmeerentwicklung mit primärer Mächtigkeitsverminderung nach der schlammigen Cephalopodenfazies des tieferen Unterkreidemeeresteiles im S.[4]) —

---

[1]) „Der nordalpine Kreideflysch" 1932.

[2]) JAN NOWAK, Die Geologie der polnischen Ölfelder. Bei F. Enke, Stuttgart 1929.

[3]) AUG. ROTHPLETZ, Geologie der Vilser Alpen.

[4]) Geologie der Schweiz, II, S. 384.

Über die Überschiebungsweite der helvetischen Einheiten in Vorarlberg-Allgäu würde man sich eine übertriebene Vorstellung machen, wollte man die primären Faziesgrenzen im ehemaligen Ablagerungsbereich südlich vom Aarmassiv im bisherigen Streichen von W nach ONO unverbogen fortsetzen. Ich kenne keinen Anhaltspunkt dafür, dass die ostrheinischen Falten ebenso weit wie die Säntisdecke westlich des Rheins (45 km) über parautochthone und tiefere, nördlichere helvetische Zonen nach N vorgewandert seien. Wenn der Grünten SO-helvetische Fazies hat, so braucht sein Gestein doch nicht weit nach N gewandert zu sein: es war schon ursprünglich im N abgelagert.

Wir haben vielmehr eine scharfe Horizontalflexur, *eine Abkrümmung der Isopenlinien im Bereich der Rheinzone gegen NNO hin anzunehmen.* Darin drückt sich die zunehmende Verschmälerung der helvetischen Masse gegen O aus.

Durch diese Aufbiegung wurde aber im O für zwei Räume Platz geschaffen:

1. für die von mehreren Inselschwellen-Zügen durchzogenen ultrahelvetischen Flyschtröge der Feuerstätter, Sigiswanger und Oberstdorfer Flyschdecke und

2. für den weiten Ablagerungsraum der oberostalpinen Decken (Randzone, Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke), der sich hier im S angeschlossen haben muss, wie u. a. die Faziesübergänge der Kreideflyschhüllen lehren.

Während im SW (Schweiz) die ultrahelvetische Sedimentation bereits mit Trias und mächtigem Jura bekannt ist, fehlen ostrheinisch alle älteren Äquivalente. Das Älteste ist hier unterkretazischer Flysch. Hat im O die Sedimentation erst später begonnen oder wurden hier die Massen in einem höheren Stockwerk abgeschert und sind deshalb oberflächlich nicht so wie im SW zu sehen?

Genaues Studium der gröberen Flyschbestandteile im östlichen Ultrahelvetikum wird dies entscheiden. Denn da diese Bausteine von den Schwellen zwischen den Trögen herstammen, muss ja der Abfallschutt auf die Zusammensetzung des Flyschtroguntergrundes schliessen lassen. Schon bisher konnte ich in diesem Baumaterial weder Vertreter des Perms und Buntsandsteins noch sichere Trias- und Juragesteine auffinden. *Fast alles ist kristallin.* Das wenige Sedimentäre kann sehr wohl Umlagerungsprodukt aus unterkretazischen Sedimenten sein.

So ergibt sich vorläufig, dass in der Tat die geosynklinale Sedimentation im östlichen Ultrahelvetikum erst später, nämlich in der Unterkreide, allmählich einsetzte. Das würde ohne weiteres zu der Tatsache passen, dass wir hier bereits auf dem stabileren, kontinentalen Unterbau der alten vindelizisch-böhmischen Masse stehen. Dieser liess sich erst spät niederbiegen, erst als die Gewalt der geosynklinalen

Bewegung bereits zur Entwicklung von Flyschsedimenten führte: *Im O begann also die Sedimentation auf kristallinem Untergrund erst in der Unterkreide, bereits mit Flysch, mit dem Hyporogenstadium II.*

Ein Blick auf das im „nordalpinen Kreideflysch" Taf. VI gezeichnete paläogeographische Kärtchen zeigt ja auch für den Osten viel reichlichere Schwellenzüge als *Ausdruck des hier ungleich widerstandsfähigeren, kontinentalen Unterbaues. Damit verstehen wir die gesteigerte Auswirkung alpiner Bewegung im W der Rheinzone als die Folge des hier ungleich weniger stabilen, stabilisierten Unterbaues.* Die Stabilisierung im O war für das kalkalpine Gebiet auch durch die Vorgosau-Bewegung schon wesentlich weiter fortgeschritten.

Die Oberkante des kristallinen Unterbaues war aber im O wie im W die grosse Scherfläche, auf der die helvetisch-ultrahelvetischen Massen abgeschürft wurden.

Abb. 10 zeigt auch für die Eozänzeit *die grosse Knickung des Alpenstammes an der Rheinzone.* Sie lässt aber auch bereits eine deutliche Verbiegung der nordalpinen Einengungszone (nordalpinen Narbe) erkennen. Wegen der darauffolgend zu beobachtenden Hauptschubrichtungen muss ihre Lage in der gezeichneten Linie angenommen werden.

Noch schärfer ist diese Horizontalflexur der nordalpinen Saugnarbe (racines externes), wenn wir die aus der heutigen Lage zu erschliessende Zone hauptsächlichster Massenverminderung im Untergrunde ins Auge fassen. Diese Narbenzone springt ja von der Südseite der Aarmasse scharf nach NNO unter den Rätikon hinein, um weiterhin in dem grossen Innlängstal oder etwas nördlich davon weiter zu ziehen[1]). Nach meiner Auffassung spiegelt sich darin nichts anderes wider als *der Erfolg der im W der Rheinzone ungleich gewaltigeren Süd- und Südost-Unterschiebungen nördlicher Alpenteile noch in tertiär-quartärer Zeit.*

Ursprünglich (bis zur Unterkreide) dürfte diese Horizontalflexur der grossen nordalpinen Narbenzone fast nicht bestanden haben. Denn der penninisch-helvetische Raum war offenbar im W etwa um ebensoviel breiter als im O der oberostalpin-ultrahelvetische Raum mehr beanspruchte.

Zusammengefasst: Dies scheinen mir wesentliche Überlegungen zu sein. Die Rheinzone war seit alters ausgeprägt, und zwar durch grössere, früher erreichte Stabilität im O, durch Höheraufragen kräftigerer Schwellenzüge im Ultrahelvetikum, durch den frühzeitig herangeschobenen und unweit im SO herrschenden oberostalpinen Bildungsraum. In der Rheinzone zeichnet die Isopenkarte der helvetischen Kreide jene Horizontalflexur nach NNO vor, die in fortschreitender Weise dann auch die nordalpine Narbenzone nachformt, denn die Unterschiebun-

---

[1]) E. KRAUS, „Die Alpen als Doppelorogen". Geol. Rundschau 1931. „Die Seismotektonik der Tiroler Alpen". Gerlands Beitr. z. Geophysik 1931.

gen aus NW in der Schweiz waren ungleich stärker als im O. Sie schufen auch die abweichende SW-NO-Generalrichtung der Falten im Gegensatz zu dem Gebirge im O der Rheinzone mit seinem westöstlichen Hauptstreichen.

Wir sehen eine sehr alte Gegensätzlichkeit der Ost- und der Westalpen, die hier in der Rheinzone zusammenstossen. Sie hat zu sehr auffallenden und ohne Berücksichtigung dieser abweichenden Baugeschichte unverständlichen Bauformen primärer und sekundärer Art gerade im Zuge der Rheinzone geführt. Die gewaltigen jüngeren Bewegungen haben gewiss ihr möglichstes getan, diese alte Gegensätzlichkeit zu verwischen. *Gleichwohl ist die Verlötungsstelle dieser tektono-historisch so abweichenden Gebirgsstücke bis heute unvollkommen geblieben.*

An zwei Tatsachenreihen, deren eine sich um die Aroser Schuppenzone und ihre eigenartige Verbreitung gruppiert, deren andere sich mit den heutigen Baustrukturen selbst beschäftigt, seien Folgen solcher tektonohistorischer Verschiedenheit aufgezeigt.

Die Aroser Schuppenzone

dieses Sorgenkind der Bündener Tektonik (ARBENZ, Peterm. Mitteil. 1928, S. 153), liegt bekanntlich über unterostalpinem Malm und Kreide der Falknis-Sulzfluhdecke und unter dem Mittelostalpin, bzw. der Silvrettadecke. Mit der Basis der Lechtaldecke verschuppte sie sich im Rätikon, verschwindet von da ab im O und N spurlos am Alpenrand. Das von O. AMPFERER als möglicher, letzter Ausläufer angesehene Vorkommen von Ölquarzitflysch am Johannes-Klesenzajoch in den Lechtaler Alpen[1]) ist offenbar entweder Gosauflysch oder Quarzitgruppe der Oberstdorfer Flyschdecke.

Nach S zu schiebt sich die Schuppenzone unter mittelostalpine Elemente Mittelbündens (Aroser Dolomiten, Ortler Decke), geht aber damit im mittelbündenerischen Deckenausstrich zu Ende.

Als Autor der „Aroser Schuppenzone" warnte J. CADISCH selbst vor unrichtiger, allzuweiter Anwendung dieses Begriffes. Die Zone stimmt[2]) ohne Frage weitgehend mit der unterostalpinen Err-Berninadecke Südbündens überein, enthält sogar mittelostalpine Elemente (Tschirpendecke). Die Fazies ihrer Gesteine kehrt mit Verrucano, Trias, Lias im Unterengadin als die normal stratigraphische Unterlage der echten Jura- und Kreide-Gesteine von Falknis-Sulzfluhserie wieder. „Daraus ergibt sich der Schluss, dass der Name Aroser Schuppenzone als Bezeichnung für eine tektonisch komplexe, stratigraphisch nicht einheitliche Zone nur in Mittelbünden verwendet

---

[1]) O. AMPFERER, Zur Grosstektonik von Vorarlberg, Jahrb. Geol. Bu. Wien **82**, 1932, S. 55, auch **80**, S. 133.

[2]) J. CADISCH, Eclogae Geol. Helv. **23**, S. 10.

werden sollte" (J. CADISCH). Die Aroser Schuppenzone erscheint im Unterengadin z. T. als das abgeschürfte und über sein ehemals Hangendes (Malmkreide der Falknis-Sulzfluhdecke) hinweggewälztes Liegende der unterostalpinen Decke. Warum hört sie aber nach S zu auf?

Weder die äusserlich ähnlichen Gesteinsarten und ähnlichen Verschuppungen noch die tektonisch viel höhere Lage *über* der Falknis-Sulzfluhdecke, welche ja die Err-Berninadecke fortsetzt, erlauben es, wie gesagt, in der *Plattadecke* wurzelnähere Teile der Aroser Zone anzunehmen. Die völlig abweichende Stellung im Deckengebäude beider verbietet direkt eine solche Notkoppelung — abgesehen davon, dass für eine derart regionale Durchstechung der unterostalpinen Decke und für eine Hochschuppung und Umwandlung der Plattadecke im S in die Aroser Schuppen im N die unterostalpine Platte viel zu wenig beschädigt und durchstochen ist.

Die unterostalpine Err-Bernina-Falknis-Sulzfluh-Klippendecke M. LUGEON's, G. STEINMANN's, R. STAUB's und anderer ist eine sehr wichtige, aushaltende und mächtige Einheit, an der wir fraglos festzuhalten haben. Die basalen Granite (Sulzfluh, Tasna, Err-Bernina) verbinden sie. Sie ist nicht so einfach und weithin durchstochen worden. Das Gedankenschema vom alleinigen Nordschub und vom nur-penninischen Ophiolith veranlasste die, wie wir glauben, abwegige Verbindung mit der Plattadecke. Wenn die Aroser Schuppenzone im S keine Fortsetzung hat, so kam sie eben nicht vom S. *Sie kam von SO.*

Unter der Wucht der mittelostalpinen und der anderen das Unterengadiner Fenster umlagernden hohen Decken ist die Fortsetzung der Aroser Schuppenzone zu suchen. Darum kommt sie auch in diesem Fenster in der richtigen Stellung und voll zur Entwicklung. Aber nicht gegen S, nicht gegen die südalpine Wurzel zu.

Im Gegensatz zu den Oberstdorfer-Plattadecken-Champatschalp-Schuppen, welche zum Teil nachweislich *Oberkreide*-Radiolarite (couches rouges z. T.[1])) und Ophiolithe enthalten, lässt sich für die Ophiolith-Radiolaritreihe der Aroser Schuppenzone im W und im Unterengadin der Nachweis von *Oberjuraalter* wirklich führen. Auch treten hier allein die übrigen mesozoischen Zutaten stark hervor.

Dass alle Ophiolithe penninisch sein müssten, ist meines Erachtens eine ganz unnötig schematische und die Zusammenhänge verschleiernde Forderung. Dass sie *auch im ultrahelvetischen* Bereich entstanden, beweist z. B. ihr Erscheinen am Hörnlein bei Balderschwang. Hier stecken die Diabase und ihre Tuffe in dem Piesenkopfkalk, also dem Oberkreideflysch der Sigiswanger Flyschdecke, in deren Zug Diabas

---

[1]) Die Bündener Schiefer wurden in der Plattadecke freilich oft als „Lias", der Radiolarit wurde als „Malm" angesehen. Beweise fehlten.

auch in Oberösterreich vorkommt. Ebenso wenig braucht also auch der Diabas der Aroser Schuppenzone, wie R. STAUB will[1]), penninischen Ursprungs zu sein.

Also: Es gibt zwei verschiedene, verschiedenaltrige *Ophiolith- und pelagische Kalk-Stockwerke: eines im Oberjura,* Aroser Schuppenzone, *eines in der Oberkreide,* nämlich Plattadecke, Margna-, ultrahelvetische Ophiolithe. Die Aroser Schuppenzone wurzelt nicht im S ihrer heutigen Verbreitung, sondern sie wurde im SO davon abgerissen. *Ihre Verfrachtung geschah in NW-Richtung über die Falknisdecke weg. Das oberkretazische Stockwerk entstand im NW der Falknisdecke.*

Damit kommen wir zu den eigenartig wechselnden Bewegungsrichtungen in der Struktur der Rheinzone überhaupt.

Die Bewegungstendenzen in der Rheinzone.

Unter Hinweis namentlich auf die Schilderungen von AUG. ROTHPLETZ, SPITZ-DYHRENFURTH, P. ARBENZ[2]), R. STAUB[3]), ALB. HEIM[4]), denen sich neuerdings besonders jene von O. AMPFERER[5]) und H. P. CORNELIUS[6]) anschlossen, sei hier eine kleine Sammlung der erwiesenen Bewegungsrichtungen veranstaltet. Die Einteilung nach der Zeit der Bewegung ist nicht in jedem Falle gleich sicher.

1. Alte, wesentlich vorgosauische Bewegungen.

Oberostalpin: Vortithonische O–W-Bewegung am Flexenpass-Spullersee (Lechtaler); auf Rhät-Lias transgressives Tithon.

In Unter- und Mittelkreide (Vorsenon) tiefgreifende, grosse Südnordbewegung, Schaffung der grossen Deckengliederung, dann Abtragung, obersenone Gosau transgrediert z. B. am Flexenpass und Zürsersee N.

Abriss der Lechtaldecke von dem Silvretta-Kristallin, Bildung der 4 Rätikonschuppen und Verschiebung gegen WNW.

---

[1]) R. STAUB, Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schweiz. min. und petr. Mitteil. 1923, S. 120.

[2]) P. ARBENZ, Die Faltenbögen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrschr. Nat. Ges. Zürich 1913. Über die Faltenrichtungen der Silvrettadecke Mittelbündens. Eclogae Geol. Helv. **16**, 1920. **23**, 17, **24**, 232.

[3]) R. STAUB, Über das Längsprofil Graubündens. Viertelj. Schr. Nat. Ges. Zürich **64**, 1919. 295 ff. Der Bau der Alpen 1924.

[4]) ALB. HEIM, Geologie der Schweiz II, S. 757.

[5]) O AMPFERER, Beitr. z. Geol. des obersten Lechtals. Jahrb. Geol. Bu. Wien **80**, 1930; Zur Grosstektonik von Vorarlberg. Ebenda **82**, 1932.

[6]) H. P. CORNELIUS, Z. Auffassung d. westl. Ostalpenrandes. Eclogae **24**, 1928, S. 157—163.

Überschiebung des Verrucanos der Ulmer Hütte (Lechtaler) gegen S auf das Kristallin. Verschiebung gegen S auf der durch die Davennagruppe gehenden Schubfläche.

?Tauchfalten-Bewegung zwischen Flexenpass und Stanskogel gegen N[1]); Überschiebung Trias auf Kreide gegen S in dieser Zone.

Tieferes Ostalpin: Schübe im ostalpinen Mittelbünden gegen SW, und zwar in der Randzone der Silvrettadecke, in den mittelostalpinen Aroser Dolomiten, in der unterostalpinen Falknisdecke NO Parpan.

Lebhafte Überfaltung in der Falknisdecke gegen SO (vielleicht aber jünger!) im Gargellenfenster.

Allgemeine Bewegung der unterostalpinen Decken gegen N.

Penninisch: SW-Bewegung im Bündener Flysch von Mittelbünden.

Spezialfaltung im Bündener Schiefer gegen SO.

Überkippte Flyschfalten in der Klus (Landquart) gegen W und NW (? jünger).

Allgemeine Bewegung gegen N.

2. Jüngere Bewegungen, etwa alttertiär.

Oberostalpin: Starke S–N-Bewegung im Rätikon. Ausbildung der Lechtaldecke mit Schuppengliederung.

S–N-Bewegung und Quarzgefüge-Regelung in der Silvrettabasis bei Tilisuna und Gargellen.

Aufschub der Krabachjochdecke im O des Flexenpasses (Lechtaler) auf die Inntaldecke gegen NW (? älter).

Starke N–S-Bewegungen an der Südgrenze der nördlichen Kalkalpen.

Kräftige Schübe gegen NW im Ostalpin von Mittelbünden.

Tiefere Decken: Allgemeine S–N-Bewegung, Ausbildung von rund 66% der Falten an der Basis der Err-Berninadecke und in der Plattadecke zwischen Septimer- und Albulapass. Daneben besonders Bewegung von SO gegen NW (? jünger).

3. Junge Bewegungen, jungtertiär.

Oberostalpin: Der Jaggl erhält 3 gegen W übergelegte Falten durch das Herandrängen der Ötzmasse. Der Piz Lat ist gegen NW überkippt.

Schub gegen W an der Hasenfluh W Flexenpass.

---

[1]) Diese Tauchfaltendecken beruhen auf der beobachteten Einlagerung von „Aptychenkalk" immer in die gleiche Kreideschiefermulde. Ist *dieser* Aptychenkalk wirklich Malm, so, wie sonst in den Hochalpen? Ist er nicht vielleicht normal *dieser* Mulde einsedimentierter pelagischer Turonkalk, so dass die Tauchfalten entbehrlich würden?

Grosse Reliefüberschiebung gegen W im Rätikon: Westbewegung der Silvretta (Abscherung, Anschoppung, Querfaltung, Querverschiebung. Ablösung der Lechtaldecke auf O–W-Fläche vom Kristallin. Hochbewegung der Scesaplanamulde gegen W). Verschiebung der Lechtaldecke um ein Stück über unterostalpine Kreide und penninischen Flysch gegen W.

Einige Hauptschübe gegen N in Mittelbünden.

Tiefere Decken: Höheres Ostalpin im Hangenden der Errdecke wird überwiegend gegen WNW bewegt.

Überfaltungen in der Aroser Schuppenzone und Anschoppung in der Sulzfluhdecke gegen NW und W; WSW streichende Gempifluh-Störungszone im Bereich des Gargellenfensters.

Untergeordnete Bewegung von O nach W am Julierpass.

Junge Einwicklungen im penninischen Deckengebiet durch Bewegungen gegen NW.

Anschliessend verweise ich noch auf die nach ihrem Bewegungsalter nicht weiter gegliederten Angaben von R. STAUB[1]) über die ausserordentliche Verbreitung der *echten Querfaltungen* im ganzen Deckenland Bündens bis zum Prätigau und Rätikon.

Zusammenfassend können wir sagen:

Die alten, kretazischen Hauptbewegungen gingen von S nach N. Im Oberostalpin sehen wir aber starke *Südbewegungen,* örtlich solche *gegen NW;* im tieferen Ostalpin ausgedehnte Bewegungen *gegen SW,* bei Gargellen auch *gegen SO;* gleiche *SW- und SO*-Tendenz im Penninischen, teilweise wohl auch *gegen NW.*

Die alttertiären Bewegungen waren noch *überwiegender südnördliche.* Aber auch hier zeigt der kalkalpine Südrand *nordsüdliche* Bewegungen neben *nordwestlichen* (Krabachjoch), und das Unterostalpin bewegte sich örtlich kräftig *gegen NW.*

Die jungtertiären Bewegungen müssen als *überwiegend ostwestliche* bezeichnet werden. Ihnen können auch die mehr nordwestlichen zugeordnet werden, während nur in Mittelbünden örtlich auch kräftige *S–N-Tendenz* bestand.

Bei der zeitlich und räumlich vielfach so uneinheitlichen Tendenz hat aber summarisches Verfahren keinen grossen Wert. Und Deutungen müssen zunächst einmal jenen Wechsel berücksichtigen.

Man hat ja öfter versucht, hier zu erklären.

Angesichts der wirklich erwiesenen, verschiedenen Bewegungsrichtungen kann die blosse Feststellung, hier liege eben ein schöner Einschnitt in den axial einfach östlich geneigten Alpenkörper vor, nicht befriedigen. Ebensowenig können Teildeutungen genügen.

---

[1]) R. STAUB, Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrschr. Naturf. Ges. Zürich, **64**, 1919, S. 295—335.

Eine solche bezieht sich z. B. auf die hemmende Wirkung, welche das Aarmassiv gegenüber dem nördlich vordringenden Rätikon ausgeübt haben soll (Erklärung der Rätikonschuppen). Da wir wissen, dass auf den grossen Blattverschiebungen der nordwestlichen Kalkalpen nicht die NO-, sondern gerade die SW-Scholle relativ weiter nach NW vorrückte, und dass nach W die Schubweiten wachsen, kommt eine solche Vorstellung sogar aus örtlichen Gründen nicht in Betracht.

Wesentlich näher einer vertretbaren Vorstellung scheint mir schon R. STAUB gekommen zu sein. Er stellt zwar immer noch das Schema des allein primären S–N-Schubes in den Mittelpunkt, zählt aber eine Reihe von möglichen Störungsgründen im einzelnen auf: Allmählich höher steigende Vorland-Kulminationen; Innen-Einengung des vorrückenden Deckenbogens, der dafür aussen in der Längsrichtung zerreisst; W–O-Bewegung des noch aktiven Penninikums gegen das bereits passive Ostalpin; sekundäre Stauungen zwischen dem schon tief verankerten Silvrettamassiv im O und der später aufsteigenden Aarmasse mit Helvetikum im W; Zurückschwenken des grossen ostalpinen Deckenbogens aus OW in NO–SW infolge Bremsung durch das alte (jetzt also schon alte!) Widerlager des Aarmassivs.

Mit der bereits vorher betonten *Überkreuzung ostalpiner* (nicht oberostalpiner!) *Bewegungseinheiten und penninischer* scheint mir der wesentlichste Gesichtspunkt betont zu sein. Es wird aber damit nur angedeutet, was sich bei genauerem Zusehen in ein zeitlich und räumlich sehr verwickeltes Teilsystem von Horizontalbewegungen auflöst. *Und dieses ist ebenso wie die erstaunliche Baustörung durch wiederholte, verschiedengerichtete Faltung, Verschiebung, Einwicklung und Decken-Gleitbrett-Bildung nichts als das notwendige Ergebnis einer bunten paläogeographisch-tektonischen Geschichte, die uns das Studium des Schweizer Flysches etwas näher gebracht hat.*

Wir wollen die tektonohistorische Sprache der Profile an der Grenze von Ost- und Westalpen übersetzen und können ihren Sinn etwa so zusammenfassen:

Die Baugeschichte ist beherrscht durch die orogene Tätigkeit

I. der O-W-verlaufenden Zonen der Einengung (Saugnarben, „Wurzeln") im S und N[1]);

II. der SSW-NNO-verlaufenden Zwischenstückes beider Saugnarben (Adamello-Sterzing im S und etwa im Raum der heutigen Oetzmasse im N).

Ia) *Von S nach N wanderten (Relativbewegung oben):*

A) Aus dem O-W-Teil der südalpinen Narbe[1]) die *Penniden.* Vortiefensediment: bis zum Dogger Bündener Schiefer, schistes lustrées; später im N Kreide-Wildflysch der „Margnadecke"

---

[1]) E. KRAUS, Die Alpen als Doppelorogen a. a. O.

z. T., dann ganz überschoben. 2. *Die Grisoniden z. T.* Vortiefensediment: kretazische Wildflyschdecke im W; Plattadecke; Unterengadiner Kreideflysch im O; tertiärer Wildflysch, tertiärer Teil von Niesen-, Schlieren-, Gurnigelflysch. Molasse.

B) Aus der nordalpinen Narbe: 1. Die *Helvetiden* und *Ultrahelvetiden.* Vortiefensediment: Wildflysch der obersten Kreide und Flysch des Alttertiärs. 2. *Die oberostalpinen Kalkalpen* mit Grauwacken-Phyllitbasis (? mit Silvretta). Vortiefensediment: Ultrahelvetischer Kreideflysch; wenig Eozänflysch; Molasse — Schlier.

Ib. Dabei verschoben sich aber auch gleichzeitig jeweils bedeutende Massen *von N nach S* (d. h. relativ oben, nach der Unterströmungstheorie Unterschiebung nach N):

A) *Dinariden* an der Südflanke der südalpinen Narbe.

B) *Der Südteil des* (ostrheinischen) *Oberostalpins* an der Südflanke der nordalpinen Narbe.

II. *Von OSO gegen WNW wanderten (Relativbewegung oben):*

A) Aus dem SSW-NNO-Stück (Adamello-Sterzing, Judikarienlinie) der südalpinen Narbe:
1. *Die Grisoniden z. T.* (Ortler-Umbraildecke, Unterengadiner und Aroser Dolomiten) in der Kreide. Vortiefensediment: Aroser Schuppenzone z. T.; Kreideflysch. 2. *Die Kesch-Ducan*[1]) und wohl auch die *Oetzmasse* rückwärts anschliessend an die mittelostalpinen Grisoniden in der Kreide und später, diese übersteigend, im Tertiär.

B) Aus der in SSW-NNO während der Kreide verlaufenden Einengungszone, nördlich von welcher (etwa im heutigen Oetztalgebiet) offenbar vortertiär noch die oberostalpine Masse[1]) lag: *Grisoniden* und *Oetzmasse* z. T. Vortiefensediment: Penninisch-ultrahelvetischer Kreideflysch z. T., Aroser Schuppenzone im W z. T. Es erfolgte:

Junge Überschiebung der schon kretazisch nach N beförderten Falknis-Sulzfluhdecke aus SO durch Mittel- und Oberostalpin mit der Aroser Schuppenzone als Vortiefensediment und basalem Schuppenwerk. W-Bewegung der Oetzmasse. Unterschiebung der Falknisdecke gegen NW (SO-Überfaltung!) auf der Südflanke der nordalpinen Narbenzone.

---

[1]) Es ist erst zu klären, ob der *alpine Hauptschnitt:* die Grenzflächenzone zwischen den Bewegungselementen der alpinen Süd- und Nordnarbe, im N der Kesch-Ducanmasse zwischen Davos und Guarda sich bestätigt, oder ob das Silvrettakristallin noch zu den Südelementen gehört. Dann wäre der Hauptschnitt in die grosszügige Fläche des Massenverlustes am Südrand der Grauwacken-Landecker Phyllitzone zu legen. Auf dieser Zone wurzelt die Lechtaldecke.

Also: *eine grosszügige Durchkreuzung der Hauptbewegungen ergibt die heutige Struktur und erklärt die Entwicklungsgeschichte der Flysche.* Sehr verwickelt sind die Folgen, und es wird nun daran zu gehen sein, diesen Sinn der Dinge an den verschiedenen Flyschen im Gelände weiter zu prüfen.

Noch verwickelter als unser erstmaliger Versuch der Entwirrung sind fraglos die wirklichen Bewegungsbilder in der Natur. Denn hier kommen ja noch die von Ort zu Ort sehr wechselnden Erbanlagen störend hinzu, deren wir nur einige berücksichtigten. Namentlich aber wurde jeweils gearbeitet an einem Material von höchst verschiedener Mobilität der Gesteine.

Abschluss: *Die orogenetische Deutung des Flysches.*

Wir haben den Flysch aufgefasst als das Sediment der orogen bewegten Tröge. *Jede grosse Deckenbewegung hat ihren Flysch,* bildet an geeigneten Steilhängen der Deckenstirnen ihren Wildflysch. *Die Deckenwanderung erklärt auch das exotische Phänomen. Dieses ist von der Lebensgeschichte des Flysches nicht abtrennbar. Nur aus der Orogenese heraus ist „Flysch" verständlich.*

Unsere Ausführungen ruhen auf einer besonderen Auffassung vom Wesen der Orogenese, die vorausgehend berücksichtigt wurde. So sei das Schlusswort über den Schweizer Flysch noch ein Wort der Begründung dieser Auffassung.

Die Kontraktions-Hypothese ist als ungeeignet von den meisten zur Seite gelegt worden. Zur Erklärung des gewaltigen orogenetischen Geschehens stehen uns heute in der Hauptsache zwei Theorien zur Verfügung: Die Kontinentalverschiebungs- und die Unterströmungstheorie.

Die erstere (Theorie der Epeirophorese) ist nicht eigentlich eine Theorie zur Erklärung der Gebirgsbildung. Geophysikalische und andere Erwägungen haben sie in A. Wegener reifen lassen. Ersten Hinweisen Wegener's folgend, haben erst E. Argand und R. Staub die Übertragung auf den alpinen Mechanismus versucht.

Anders die Unterströmungstheorie. Sie erwuchs aus O. Ampferer's überaus gründlichen und ausgedehnten Beobachtungen in den Ostalpen und wurde später von einigen anderen, wenn auch noch nicht erschöpfend, ausgebaut.

Eigene Erfahrungen und Überlegungen haben mich immer mehr in den Gedankenkreis dieser Theorie geführt.[1]) In unserem Anfangsstadium synthetischen Wissens wäre es fraglos unrichtig, von vornherein sagen zu wollen, dass die Bewegung der unter hohem Druck und hoher Temperatur plastischen Tiefenmassen, bedingt durch die

---

[1]) E. Kraus, Das Wachstum der Kontinente nach der Zyklustheorie. Geolog. Rundschau **19**, 1928, S. 353—493.

verschiedenartigsten Zustands- und damit Volumenänderungen, die einzige motorische Kraft der alpinen, überhaupt der orogenen Maschinerie sei. Zugegeben also, dass noch viele andere Antriebsmomente in Frage kommen, muss doch gesagt werden: Einstweilen die einzig verständliche und die nächstliegende Erklärungsart ist jene, welche den aktiven Sitz der Bewegung in der Tiefe annimmt.

Abwanderung der Massen nach der Tiefe zu ist ja allein imstande, die tektonohistorische Eigenart der Geosynklinale zu erklären. Durch Massenverminderung unten bilden sich Zonen der Schrumpfung, der Verschluckung, Narben der Absaugung oben. Diese Narben decken sich, rein äusserlich-geometrisch gedacht, mit dem, was man bisher als „Wurzel" bezeichnet hat. Jedoch gilt nun die Vorstellung, dass nicht Zonen des Massenverlustes *nach oben* und nach der Seite hin vorliegen, sondern Zonen des Massenverlustes *nach unten* und nach der Seite hin. Es wird nichts ausgequetscht, sondern es wird nach der Tiefe abgesaugt. Das ganze ist Reaktion auf das Leben des Erdkörpers selbst, nicht seiner Haut nur. Orogenese ist ein endogener und kein „exogener" Vorgang.

Die Eigenart der „Geosynklinale" ist zu erklären. Wagrecht gegeneinander pressende Kontinentalplatten — deren Beweglichkeit an sich ohne weiteres zuzugeben ist — können aber nicht das Wesentliche der Geosynklinale erklären: Die durch Jahrmillionen andauernde *Senkungstendenz* zuerst in sehr breiten, dann in immer schmäler werdenden, sich gliedernden Trogmulden. Warum sollen die Massen wagrechtem Druck ausgerechnet nach unten, also in der Richtung höheren Druckes ausweichen und nicht nach oben gegen den geringeren Hydrosphären- oder Atmosphärendruck? Wie lässt sich die geosynklinale Vorbereitungszeit einer jeden grossen Gebirgsbildung durch Horizontaldruck erklären? Welche Deutung sollen also die zunächst nur sehr mächtigen und faziell sehr bunten vororogenen Sedimente (englisches Silur, rheinisches Devon, ostalpine Trias!) und dann die ausserdem orogenen Flyschhabitus annehmenden, überaus mächtigen Synorogensedimente bekommen? *Ohne Massenabfuhr nach unten, also ohne dadurch bedingte Einengung, Tiefenbewegung, Unterströmung bleibt dies alles unverständlich.*

Den überaus verwickelten Bewegungsantrieben, welche uns die Geschichte des Schweizer Flysches und die Baustrukturen in der Ostschweiz anzeigen, kann die Annahme eines Boxkampfes zwischen dem afrikanischen und dem eurasiatischen Kontinent *durchaus nicht gerecht werden. Die gewaltigen NW- und W-Bewegungen in dem West- und in dem Ostalpenbogen sind die folgenschwersten, die wir kennen.* Sie stehen allermindestens den Süd-Nordbewegungen ebenbürtig gegenüber und sind gewiss nicht nur sekundäre Ausgleichsbewegungen. Ebensowenig kann man sagen, dass das ganze verwickelte Schlingenwerk der orogenen Stränge im gesamten Mediterrangebiet wahr-

scheinlicherweise nur aus dem Aufeinanderprall starrer Festlandsplatten erklärt werden könne. Denn auch diese Schlingen spiegeln ja nur die auf eine einzige Ebene, nämlich auf die Zeitebene der Gegenwart projizierte, überaus wechselvolle und langdauernde Entwicklungsreihe wieder.

Was bei einem ersten synthetischen Wurf als denkbar, ja als naheliegend erscheint, das muss hier bei genauerem Zusehen zurücktreten. *Das Schema der stossenden Kontinentalplatten ist nicht geeignet, die Geschichte des Schweizer Flysches zu erklären. Wir brauchen eine Theorie, die sich der ungeheueren Relativität der Standorte, Druckrichtungen und Druckstärken im Ablauf der Zeit ungleich vollkommener anschmiegt. Das ist die Theorie der Unterströmung.*

Zusammenfassung und Inhaltsübersicht.

A. Der autochthone Flysch.

Nach einer schwachen Vorbewegung in der Kreide und Hebung im ersten Tertiärabschnitt wurde der Südrand der europäischen Platte im Mitteleozän gesenkt und im Obereozän mit mächtigen Mergeln bedeckt. Sie waren die Vorläufer der von S heranrückenden geosynklinalen, flyschbildenden Bewegung, die hier im Unteroligozän eintraf.

B. Die Wildflyschdecke

überschiebt in der *Amdener Mulde* das Helvetikum, welches aber teilweise schon vorher Flysch- und allgemein ultrahelvetische Fazies angenommen hatte. Damit setzen sich die gleichen Tatsachen in Allgäu-Vorarlberg auch westlich des Rheins fort.

In der Zone *Fluhbrig-Einsiedeln* liegt über der Wildflyschdecke wohl noch der westlichste Ausläufer der ultrahelvetischen Sigiswanger Flyschdecke von Südbayern-Vorarlberg.

Der Wildflysch ist aber hier nicht mehr wie östlich des Rheins ein „*Schwellenwildflysch*", sondern der mit unterostalpinen Abkömmlingen versehene „*Klippenwildflysch*". Letzterer setzt etwa gleichzeitig nach W zu ein mit den noch erhaltenen Resten der Klippendecke, mit den Habkerngranit-Vorkommen, mit den Ophiolithen und mit den bunten Graniten in der Molasse.

Daher ist der Wildflysch nur im W im Zusammenhang mit der Klippendecke entstanden, im O nicht. Östlich des Wäggitals fehlte schon ursprünglich das Unterostalpin am Alpenrande.

Der Wildflysch *im Schlieren-Habkerngebiet* ist untrennbar stratigraphisch mit den oberkretazischen Leimernschichten verbunden und

selbst oberkretazisch. Er liegt aber unter dem tertiären Schlierenflysch, der im NO keine Vertretung hat. Insbesondere kommt ein Vergleich mit dem (kretazischen) Hauptflyschsandstein des Ostens nicht in Frage. Tertiärflysch gibt es im O, wo der Kreideflysch herrscht, nur in wenigen Gebieten.

Die Verbreitung der Wildflyschdecke reicht vom Salzburgischen durch ganz Südbayern, Vorarlberg bis tief in die Schweiz. Der über dem helvetisch Autochthon liegende Wildflysch zieht bis Engelberg. Der gleichfalls zur Wildflyschdecke gehörige „subalpine Flysch" und die „Zone externe" geht bis über den Genfer See hinaus. Ebenso setzt sie sich mit der „Zone interne" fort. Das Emporreichen des gleichen Wildflysches auch auf die Klippendecke selbst beweist deren enge Beziehungen zur Wildflyschdecke. Da letztere ihrer ganzen Lage über dem Helvetischen nach ultrahelvetisch ist, die unterostalpine Klippendecke aber aus dem S des Penninikums stammt, so entsteht die Frage nach dem Verbleib der penninischen Bildungszone für die Zeit der Oberkreide.

Das Alter des Wildflysches, der im allgemeinen kein gewöhnliches Haufwerk zwischen zwei Decken ist, sondern Sediment eines eigenen Bildungsbeckens, ergibt sich, wie für ein Teilgebiet gesagt, aus seiner Wechsellagerung mit den Leimernschichten, welche oberkretazische Foraminiferenfauna enthalten. Als gutes Leitfossil erweist sich namentlich Globotruncana (Discorbina) canaliculata Reuss. Seltene brekziöse Zwischenbänke mit Nummuliten im S des Thunersees erklären sich leicht durch teilweise Wiederumlagerung ursprünglicher Oberkreidemergel im tertiären Vortiefenmeer.

Die Blöcke des Wildflysches im O des Rheins stammen östlich des Inns von der einfachen Nordschwelle, westlicher von der nach W gegabelten vindelizischen Nordschwelle. Die Habkerngranit-Schwelle lag wohl im ultrahelvetischen Bereich. Die vielen unterostalpinen Klippenblöcke im Klippenwildflysch stammen von den tieferen unterostalpinen Decken.

Die Erörterung des Blocktransportes führt zur Behandlung der *Theorie des Wildflysches* und seiner Entstehung an der steil zur Vortiefe abfallenden Stirnseite einer vorwandernden Decke. Durch die grosse Wanderweite erklärt sich die Ausdehnung der Wildflyschdecke. Durch den tektonischen und exogenen Verbrauch während so langer Wanderung wird auch der im allgemeinen völlige Verlust einer kristallinen Stirnschwelle erklärlich. Der Reiseproviant ist verzehrt.

Die Einheit der Wildflyschdecke kann sich in der Schweiz erst allmählich, während des langen Wanderweges der Decken durch den unterostalpinen, penninischen, ultra- und SO-helvetischen Sedimentraum gesammelt haben. Es steuerten die verschiedensten Teiltrogsenken am Rande von Teilschwellen bei, die aber von der grossen Hauptdecke überholt wurden, und deren Vortiefenschutt teilweise

noch mit eingeschmiert wurde in den Vortiefen-Wildflysch der Hauptdecke. Nichts anderes als die grosse, aus unter-, mittel- und oberostalpinen Teilbewegungen zusammengesetzte Ostalpenbewegung spiegelt sich in der Wildflyschdecke wieder.

C. Die ultrahelvetische Sigiswanger Flyschdecke

zieht von Südbayern–Vorarlberg auch unter den *Rätikon* herein, wo sie unter den Drei Schwestern durch endgültig gegen die unterostalpinen Einheiten nach S niedertaucht.

Auch im *Fähnerngebiet* konnte die Sigiswanger Decke über dem Wildflysch nachgewiesen werden. Im W des Wäggitals erreicht sie ihr Westende. Sie entstand in einem Teiltrog südlich vom Trog der Feuerstätter Wildflyschdecke. Wir finden sie allein im N der nordalpinen Stromnarbe, gegen welche sie niedersinkt.

D. Die Oberstdorfer Flyschdecke und der penninische Flysch.

Der Kreideflysch (Kalkgruppe-Quarzitgruppe-Birnwangflysch) streicht von Allgäu-Vorarlberg, wo er durch die oberostalpine Allgäudecke überschoben ist, auch unter die Lechtaldecke des Rätikons herein. Die verzeichneten Geländebeobachtungen lassen ihn unter den Drei Schwestern durch das Liechtenstein'sche bis Vaduz-Triesen verfolgen. Seine obersten (Birnwang-) Konglomerate begleiten durch ganz Südbayern-Vorarlberg den Rand der oberostalpinen Decke und bestehen nicht nur aus kristallinem Schwellengestein, sondern auch aus Randoberostalpin. Daraus folgt, dass diese Konglomerate mit dem Birnwangflysch in der nördlichen Nachbarschaft der oberostalpinen Decke entstanden. Von ihr wurden sie später nicht mehr weit überschoben. Gleiches wird auch durch die grosse Faziesähnlichkeit des Flysches der Oberstdorfer Decke und des „Gosauflysches" auf der Allgäu-Lechtaldecke bewiesen.

Die weitere Fortsetzung der Oberstdorfer Kreideflyschdecke *in dem östlichen Prätigau* wird aufgezeigt. Sie ist bedeutend stärker gequält als im NO.

Das *Alter der Bündner Schiefer* im Prätigau muss für einen Teil Unter- bis Oberkreide, für einen anderen Eozän sein.

Die *Gempiserie* ist wohl oberkretazischer Flysch der Birnwangschichten, ein Teil der *Ruchbergserie* ist mittelkretazische Quarzitgruppe, ein anderer, westlicher, Eozän. Im Eozän wurde der Schutt der unterostalpinen Falknisdecke bereits in den Prätigauflysch umgelagert. Den eozänen Ruchbergsandstein bedecken *Äbigratschichten*, unterlagern die teilweise wohl noch eozänen *Gandawaldschichten*. Über dem bisher gleichfalls „Ruchbergsandstein" genannten Quarzit des Mittelkreideflysches liegt die Gempiserie, darunter die Kalk-

gruppe: *Eggbergserie* mit Belemnit, *Kopfwaldserie*. Die metamorphe Bündner Schieferunterlage („Klusserie", „Hochwangserie") ist von unbekanntem Alter.

Nach dieser neuen Stratigraphie dürfte das Prätigau aus einem westlichen Stück mit überwiegend tertiärem Prätigauschiefer und einem östlichen mit Oberstdorfer Kreideflysch bestehen. Letzterer scheint mit der Basalserie von Schiers auf einer noch nicht näher begangenen Bewegungszone über den jüngeren Westflysch geschoben zu sein und sich auch nach Mittelbünden fortzusetzen. Im grossen ist das Prätigau ein später aufgewölbter Kuppelbau mit deutlichen Beziehungen zum Bau der einrahmenden Decken und mit den Anzeichen der O–W-Bewegung in hohem Stockwerk.

Die Abgrenzung der einzelnen Bewegungseinheiten im Gelände ist noch nicht genügend untersucht.

E. Unterostalpiner Flysch.

In der Falknisdecke zeigt sich sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Flysch der Oberstdorfer Decke, namentlich in der Oberkreide. Beide Profilreihen dürften in ziemlicher Nachbarschaft entstanden sein. Aber auch die Ähnlichkeit mit der ultrahelvetisch-helvetischen Faziesreihe fällt auf. Das erklärt sich aus einer gegenseitigen Annäherung beider Faziesräume und aus dem Auskeilen der von O sich dazwischen schiebenden Feuerstätter und Sigiswanger Elemente in westlicher Richtung. Ebenso wird das Becken der Oberstdorfer Decke nach W zu flacher (Turon) und läuft aus.

Soweit bekannt erst in der Oberkreide stellt sich auf der *Sulzfluhdecke* der Wildflysch ein, immerhin auch ein Zeichen für die Teilnahme dieser Decke an der grossen oberkretazischen Wildflysch-Vortiefe und für das mit der Falkniszone und der ultrahelvetisch-helvetischen Region gemeinsame Schicksal.

In der *Aroser Schuppenzone*, welche vom Rätikon ab im Unterengadiner Fenster, aber nicht am nördlichen Alpenrand fortzieht, liegt typischer Wildflysch mit überwiegend ostalpinen Scherlingen. Er fällt durch die Grösse dieser als Stirnvorschüttung in der Vortiefe der vorwandernden mittelostalpinen und Silvrettadecke eingelagerten Schollen auf.

F. Der Flysch im Unterengadiner Fenster.

Eine der Fazies des Oberstdorfer Kreideflysches ähnliche Flyschreihe lässt sich im „penninischen" Flysch dieses Fensters in Gestalt der HAMMER'schen „*grauen Bündner Schiefer*" feststellen. Unter ihm liegt das den Splügener Kalkbergen entsprechende Stammerspitz-Mesozoikum, über ihm die ophiolithreiche Schuppenzone von Champatsch-Plattadecke, deren Diabase in der Oberkreide auf- und ein-

gedrungen sind. Diese Förderungszeit entspricht genau jener der Diabase in den Oberstdorfer Birnwangschichten, sowie in der ultrahelvetischen Sigiswanger Decke im N.

Dass aber die *tektonische Einheit* der Oberstdorfer Decke auch in Mittelbünden und im Unterengadin fortsetzt, kann nicht behauptet werden.

Das über diesen (faziell Oberstdorfer) Kreideflysch aufgeschobene *Unterostalpin* besitzt auch selbst wieder viel Kreideflysch. Zu ihm gehört die „*bunte Bündner Schieferreihe*" im tirolischen Unterengadin.

G. Der helvetische Einschlag des Kreideflysches

äussert sich in dem Auftreten der Urgon-, der Gaultquarzit- und der pelagischen Turon-Entwicklung. Diese Typen wiederholen sich vom Helvetischen durch alle ultrahelvetischen Decken bis zum unterostalpinen Gebiet im S und dem Oberostalpinen im O. Es wird gefolgert, dass der grosse penninische Bildungsraum dazwischen in der Kreidezeit schon fast völlig eingeschrumpft und überfahren war.

H. Die Stellung des Kreideflysches im Deckenbau.

Infolge der Deckenverfrachtung und der gleichzeitigen oder noch nachfolgenden Sedimentation verändern sich die Bildungsräume stark, was auch in der Bezeichnungsweise solcher jüngerer im Gegensatz zu den älteren Sedimenten zum Ausdruck kommen sollte. Die bisher unlösbaren Schwierigkeiten, für die jüngeren Flyschmassen im Prätigau eindeutige Wurzeln zu finden, erledigen sich durch diesen Gedanken der zeiträumlichen Relativität: Sie haben keine Wurzel. Das Kreide- und Tertiär-Flyschmeer schritt über die bereits stark verschoben gewesenen Decken.

Der *Niesenflysch* setzt den Kreide-Tertiärflysch nach W zu fort. Er ist gut abzutrennen von der Habkern-Wildflyschdecke, aber — aus dem eben gesagten Grund — gleichwohl nicht schlechthin „penninisch" zu nennen; auch er hat keine Wurzel. Die *Grabser Klippe* gehört gleichfalls hieher, ist nicht unterostalpin.

J. Zur Bildungsgeschichte.

Das Kreideflyschmeer-Becken war südlicher Ausläufer des helvetischen. Sein Meer reichte über Teile der nördlich vordringenden unterostalpinen und des (schon fast ganz zusammengeklappten) penninischen Gebietes im S, aber auch des ostalpinen im O. Gemeinsam ist allen Teilen die Transgressionszeit der Mittelkreide, die Tiefseezeit des Turons mit Ophiolith-Förderungen, die chaotische Wildflyschzeit des orogen bewegten Senon-Archipels. Immer höher

in der Erdrinde greifen die Massenverlagerungen empor, und die riesige Verbreitung des Wildflysches spiegelt nur die ebenso ausgedehnten Deckenwanderungen wieder. Das Herannahen der schuttbildenden Deckenstirnen kann aus der Korngrössen-Vergröberung in den Profilen nach oben abgelesen werden; den Deckel bildet die Decke selbst.

Im Alteozän liessen die Zugkräfte nach unten hin nach. Das Ganze hob sich als Festland.

Neue Senkung brachte zuerst die mitteleozäne Transgression, welche die Decken bereits in der in Abb. 10 gezeigten gegenseitigen Stellung erkennen lassen. In den französischen Westalpen ist diese Lage bis heute erhalten geblieben, weil da das Unterostalpin nach W nicht mehr weiter vorrückte.

Auf die Fleckenmergelfazies folgte nun auch im helvetischen Gebiet unter weiterer Senkung die Flyschzeit mit ihren weitreichenden Deckenunterschiebungen beiderseits der nordalpinen Stromnarbe. Es entsteht oder bildet sich fort das SW–NO-Generalstreichen, es verschwindet der bisherige, regelmässige Faziesgang gegen SO. Neue Teilschwellen und andesitische Taveyannaz-Massen erscheinen.

Dann aber lässt der orogene Tiefenzug wieder nach. Das Gebirge wächst wieder der Atmosphäre entgegen und entwickelt die verzweigten Flussysteme der Molassezeit. Sedimentsammlung geht nun nur noch im nördlichen Vorland unter weiterer (tieforogener) Trogbildung und Versenkung fort. Das Gebirge selbst hat das hochorogene Entwicklungsstadium erreicht.

K. Zur Strukturgeschichte.

Die nachmalige Gebirgsbildung wird bereits während der Sedimentation angelegt. Die orogenen Sedimente entstehen gleichzeitig mit der Tiefenfaltung und Horizontalverschiebung. Aus den Schwellen werden Deckenstirnen, aus den Trögen Decken. Aus der paläogeographischen Gesamtlage erwächst die Hauptstruktur des Gebirges.

An der Grenzzone zwischen West- und Ostalpen, der „Rheinzone", gab es schon primär starke Isopen-Verkrümmungen aus der schweizerischen W–O- in die SSW–NNO-Richtung des zunächst benachbarten Ost-Raumes. Durch diese Aufkrümmung verschmälerte sich der helvetische Bezirk gegen O stark. Dafür hatten die ultrahelvetischen Kreideflyschtröge mit Zwischenschwellen, hatte auch der kalkalpine Krustenteil Raum.

Im O war der Unterbau zunächst stabiler. Es gab kristalline Festlandsgebiete, welche dem Tiefenzug viel länger Widerstand leisteten als die ultrahelvetisch-helvetische Schelfzone im W. Erst als die stürmischer gewordene Orogenkraft schon Flysch bildete, in der Unterkreide, begann auch im östlichen Ultrahelvetikum

(Vorarlberg-Südbayern) Teiltrogsenkung und Trog-Sedimentation. Sehr alte Gegensätze in der Anlage und Fortentwicklung der Ost- und der Westalpen stossen in der Rheinzone aneinander. Noch heute ist hier die Verlötung unvollkommen.

Die *Aroser Schuppenzone* mit ihren oberjurassischen Ophiolithen und mittelostalpinen Scherlingen ist nach S nicht mit der „penninischen" Platta-Margna-Champatsch-Einheit, deren Ophiolithe kretazisch gefördert sind, und die tiefer liegt, zu verbinden. Sie wurde nicht aus S, sondern aus OSO hergeschoben.

Die Bewegungstendenzen in der Rheinzone erweisen sich nach den aus der Struktur ablesbaren wie auch nach den aus der Bildungsgeschichte der Flysche ableitbaren Ereignissen als sehr verwickelt. Das ist das Werk der ostwestlichen und der SW–NO lich streichenden und zu verschiedenen Zeiten in aktiver Einengung begriffenen süd- und nordalpinen Narbenzonen. Im Jungtertiär muss hier die Bewegung gegen WNW überwogen haben. In einer Übersicht wurden die vorhandenen Strukturen, Deckenschübe und Vortiefenflysche vorläufig in Beziehung zueinander gebracht. In dieser Zone der grossen Alpenknickung oder Allgäu-Wendung des Gebirges durchkreuzen sich grosszügig die Hauptbewegungen.

Ein *Schlusswort* erläutert die orogenetische Deutung des Flysches im Sinne der Unterströmungstheorie.

Manuskript eingegangen am 25. April 1932.