DEUTSCHER HEIMATBUND · LANDESGRUPPE OBERDONAU

Jahrbuch

des

Vereines für Landeskunde und Heimatpflege im Gau Oberdonau

(früher Jahrbuch des Oberösterreichischen Musealvereins)

91. BAND



Linz a. d. Donau 1944

VERLAG J. WIMMER, LINZ

Inhalt.

Seite

Geleitwort 5

Arbeitsnachweis 7

Beiträge zur Landeskunde und Heimatpflege:

Josef Zeitlinger, Sensen, Sensenschmiede und ihre Technik 13

Ernst Kraus, Über den Flysch und den Kalkalpenbau in Oberdonau 179

Erwin Lindner, Dipterologisch-faunistische Studien im Gebiet der Lunzer Seen (Niederdonau) 255

Friedrich Morton und Erich Polaschek, Die römische Niederlassung in Hallstatt 293

Franz Stroh, Neue latènezeitliche Funde in Oberdonau . . . 353

Besondere Naturereignisse im Gaugebiet 367

Wissenschaftliche Tätigkeit im Gau 371

Heimatpflege 439

Über den Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau.

Eine Anwendung der Unterverschiebungs(Subfluenz)-Theorie.

Von
Ernst Kraus, München.

Nach den letzten Untersuchungen über Schichtfolge, Fazies und Bau des südbayerischen Flysches (E. Kraus, 1932, 1941, 1942) können die Grundzüge der Flyschkenntnis, abgesehen von zahlreichen, noch fehlenden oder noch zu verbessernden Kartenaufnahmen 1 : 25.000, für Vorarlberg — Allgäu — Süd-Oberbayern als geklärt gelten. Mit diesem Wissen wird jetzt auch ein erster Überblick über den Flysch des östlich anschließenden Alpenrandes zwischen Salzach und Enns in Oberdonau erleichtert. Als Einführung und Anregung zu den bereits begonnenen Kartenaufnahmen soll an Hand von einigen näher untersuchten Querprofilen zu den hier schwebenden Flyschfragen Stellung genommen werden. Diese betreffen:

1. Schichtenfolge und Fazies-Gliederung.
2. Bau, tektonische Stellung und Baugeschichte.
3. Unterlage des Flysches von Oberdonau im Zusammenhang mit dem Bauplan der anschließenden Kalkalpen. Karten-Übersichten geben die Abbildungen 6 und 8.

Liebenswürdige Hilfen und Auskünfte verdanke ich dabei dem Leiter der geologischen Abteilung am Landesmuseum, Gau Oberdonau, Herrn Doktor J. Schadler, Linz, und Herrn Studienrat Dr. Wallisch, der den Flysch auf Blatt Gmunden-Schafberg aufnimmt.

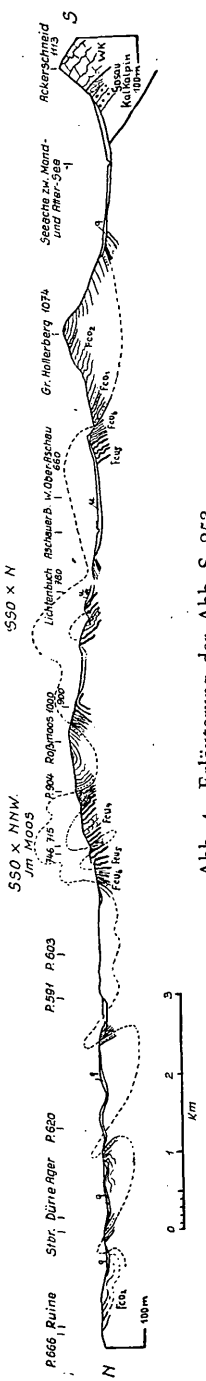


Abb. 1. Erläuterung der Abb. S. 253.

Grundlage seien uns Geländebeobachtungen, welche in zwei Profilen durch den Flysch im westlichen Oberdonau (St. Georgen—Hollerberg im W des Attersees) und im östlichen Oberdonau (Steyr — L.-v.-Buch-Denkmal — Enns) sowie vom Gschliefgraben und von den Fenstern bei Grünau und Windischgarsten vorliegen. Folgerungen hieraus schließen sich an und werden in den größeren Rahmen dieses Kalkalpen-Abschnittes gestellt. An seinem Bauplan wird die Unterverschiebungstheorie erprobt.

A. Geländebeobachtungen.

1. Flyschprofil St. Georgen—Hollerberg (Abb. 1).

Dieser mit Herrn Dr. Wallisch begangene und unter Einbeziehung seiner bereits gewonnenen Geländeerfahrungen besprochene Querschnitt setzt im N mit dem Kogl ein, wo in dem kleinen Steinbruch südlich der Burgruine ein recht regelmäßiger Wechsel von weichem Mergelschiefer, härteren Kalkmergel- und Sandkalk-Bänken auffällt. Es überwiegen aber immer die Fuß- bis über einhalb Meter starken, grauen Zementmergel, also die Fazies der Birnwangschichten, des Zementmergelflysches der südbayerischen Oberkreide. Erst am Südabfall des Kogls zeigt ein Steinbruch dann nördlich Thalham feinkörnigen, mitunter auch gröber werdenden, grauen Hauptflyschsandstein mit nicht allzu viel Glimmer, aber reichlich Pflanzenhäcksel und Fließwülsten. Die Sandsteinbänke, welche in dem 20 m mächtigen Profil aufgeschlossen sind, werden, abgesehen von einer 3 bis 4 m dicken Bank, durch graue Mergel getrennt. In dem erbsengrob werdenden Sandstein gibt es nur hellen Quarz und weißlich zersetzten Feldspat, etwas Kalk- und Phyllit-Stückchen.

Vom südbayerischen Hauptflyschsandstein unterscheidet sich jener des Kogls durch geringen Glimmergehalt, meist feineres Korn, weniger Kalk- und Feldspatkörner; doch gehört er fraglos in die Abänderungsbreite des Hauptsandsteins. Die geringe Mächtigkeit in der ganzen Gegend ist bezeichnend für die Ausbildung in der

südlichen, Oberstdorfer Faziesgruppe des fco_1 (vgl. nachstehende Schichttafel). Ebenso gehören auch die Zementmergel dieser Gruppe an, und zwar der Oberkreide fco_2.

Die gleichen Gesteine setzen im O auch den Buchberg am NW-Ende des Attersees zusammen. Die nördliche oder Sigiswanger Ausbildung des westlichen Flysches fehlt hier, denn im N zieht sogleich — wenn sie nicht weggeschnitten ist — die Fortsetzung der helvetischen Ablagerungen von Mattsee — S. Weißenkirchen — Oberweis (a. d. Traun) durch, und daran schließt sich dann der breite Schlier von Oberdonau an.

Einen Vergleich mit der westlicheren Flysch-Entwicklung in Vorarlberg-Südbayern ermöglicht nachstehende Übersichtstafel, in welcher die Ausbildung der von N (Helvetikum) nach S (Kalkalpen) nacheinander in drei Ablagerungs- und Fazies-Streifen gegliederten Flyschabteilungen verzeichnet ist[1]):

1. Wildflysch; heute als Feuerstätter Wildflyschdecke überschoben auf Helvet.
2. Sigiswanger Kreideflysch; heute als „Sigiswanger Flyschdecke" nach N überschoben.
3. Oberstdorfer Kreideflysch; heute als „Oberstdorfer Flyschdecke" über die Sigiswanger Decke geschoben.

Danach entspricht also unsere Oberkreideflysch-Entwicklung NW vom Attersee mit den überwiegenden dicken Zementmergelbänken und dem geringmächtigen Hauptflyschsandstein der südlichen Flysch-Fazies.

Nach der Aufnahme von Dr. Wallisch deckt sich die westliche Fortsetzung des Kogl-Flysches im Lichtenberg und jene beiderseits der Oberwang-Talung nicht genau, was auf Querstörungen im Zusammenhang mit der Staffelung und tiefen Zerlappung des Flysch-Nordrandes zwischen Thannberg (Blatt Salzburg) — Buchberg (Blatt Gmunden—Schafberg) schließen läßt. Auch am Südausgang der Oberwangtalung haben die Aufschlüsse der Reichsautobahn in der Tat sehr steile Störungsflächen in NNW-SSO und Umwendungen des allgemeinen, gegen WSW gerichteten Flyschstreichens in mehr nordsüdliche Richtungen aufgezeigt. Dr. Wallisch wird sie näher beschreiben.

Wie in dem Profil, Abb. 1, ersichtlich, läßt sich aus der Erfahrung heraus, daß die Bänke des Hauptflyschsandsteins sich immer in dem Zementmergel gegen unten einstellen, der (bei seinem überwiegenden Süd-Einfallen scheinbar ganz unwahrscheinlich mächtige) Oberkreideflysch in nordwärts überliegende Teilfalten auflösen. Solche werden schärfer erkennbar im Tal der Dürren Ager, wo sich nun höherer Unterkreideflysch bei „Im Moos" einstellt.

[1]) Abweichende Bezeichnungen sind meist irreführend oder unnötig gebraucht worden.

<table>
<tr><th></th><th></th><th>Wildflysch</th><th>Sigiswanger Flysch (nördl. Entwicklung)</th><th>Oberstdorfer Flysch (südl. Entwicklung)</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Oberkreide-Flysch</td><td>fco$_2$</td><td rowspan="4">Sedimentär-tekton. Mischung verschiedenster Korngrößen, bis hausgroße Fremdblöcke, Bankstücke von dunkelgrünem Ölquarzit, Sandkalk, Glimmersandstein. Schwarze, weinrote, graue, grüne Schiefer, Fleckenmergel und -kalke. Mitunter weniger gestörte Zwischenpakete.

Mögliches Alter: zwischen jüng. Unterkreide und Eozän. Vortiefen-Entwicklung an der Vindelizischen Südschwelle (zwischen Kalkalpen u. Randostalpin-Ultrahelvet) und an der Vindeliz. Nordschwelle (zwischen ultrahelvet. Flysch und helvetischem Streifen).</td><td>Piesenkopfkalk: dünnplatt. Wechsel von hell- u. dunkelgrauen Kalk-, Mergelkalk-, gelegentlichen Sandkalkbänken zwischen dünnen grauen oder grünen Mergelschieferlagen, Zickzackfältelung.
Über 1000 m
Unten dünne Rotschiefer</td><td>Birnwangflysch-Zementmergel: Graue, meist über Meter-starke Mergel überwiegen üb. Zwischenbänke von Sandkalk oder Mergelkalk.
Inoceramen, Fukoiden
Über 1000 m
Unten dünne Rotschiefer.</td></tr>
<tr><td>fco$_1$</td><td colspan="2">Hauptflyschsandstein: Grauer, glimmerreicher, mittel- bis grobkörniger Quarz-Feldspat-Sandstein mit Kalkbindemittel, kohligem Pflanzenhäcksel, Phyllit-Stückchen. Nach oben und unten wechsellagernd. Etwa Cenoman.
300—800 m 10—30 m</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Unterkreide-Flysch</td><td>fcu$_6$</td><td>Ofterschwanger Flysch: Graue Fukoiden-Mergelschiefer mit wenigen, schwach glaukonit. und kieseligen Sandkalkbänken, letztere auch zunehmend. Oben Rotschiefer „Gaultflysch“
Über 300 m</td><td>Bunte Mergel: Wechsel v. schwarzen, grauen, grünen, weinroten Mergeln, Schiefern mit Sandkalk- und Kalk-, geleg. Quarzitbänken. „Obergaultflysch“, 50—200 m.

Quarzitgruppe: Wulstige, graue, schwarze, schwarzgrüne (glaukonit. Ölquarzite) Quarzitbänke, Sandkalk- u. Mergelkalkbänke; dazw. schwarze, graue, grüne Schiefer, gegen unten einige Spatkalkbänke „Gaultflysch“
200 bis 500 m</td></tr>
<tr><td>fcu$_5$</td><td></td><td></td></tr>
</table>

		Wildflysch	Sigeswanger Flysch (nördl. Entwicklung)	Oberstdorfer Flysch (südl. Entwicklung)
Unterkreide-Flysch	fcu_4		Flyschkalkgruppe: Wulstige, oft Hornstein führende Kalk- und Sandkalkbänke, dm- bis über Fuß-stark, mit dünnen, Fukoiden- und Helmintoiden-führenden Zwischenmergeln, öfter kieselig durchwachsen oder brekziös. Sandkalk, oft Echinodermen-spätig mit Urgon-Struktur, Milioliden, Bryozoen, Orbitolina lenticularis. Oberneokom. Über 1000 m	
	fcu_3			

Abgesehen von dem schwarzen, verrutschten Gaultflysch-Schiefer und Sandkalk südlich Auwald hat man bei „Im Moos" unter 60° geneigtem Zementmangel hervorkommend zunächst fcu_6 in Gestalt von nördlich geneigtem, schwarzem Schiefer (über 60 m offen); darunter, bzw. an ihn anschließend, stark gequetschte, weinrote Mergelschiefer. Südlich und südöstlich folgen offenbar im Liegenden anschließend die schwarzen und grünen Quarzite und wechselnd kieseligen Sandkalk-Blöcke der Quarzitgruppe fcu_5. Diese ziehen sich SW über P. 715 hinüber, neigen sich gegen S und werden südwärts durch Gestein der Kalkgruppe fcu_4 abgelöst, auf deren südlichem Sattelflügel offenbar alsbald wieder gestörte Quarzitgruppe, Obergault-Buntmergel und Hauptflyschsandstein in normaler Folge liegen. Zu oberst gegen die rundliche Verebnung des Roßmooses schließt sich eine breite Zementmergelmulde an, auf der Südseite des Berges unterlagert von dünnem Hauptflyschsandstein fco_1, dann von den Buntmergeln fcu_6 und schließlich den Quarziten fcu_5.

Nach breiter Moränenbedeckung lassen die geringen Aufschlüsse bei Lichtenbuch einen überkippten Sattel erschließen, dessen Südflügel anscheinend mit flacher Lagerung die Buntmergel-Unterlage der breiten, moränenbedeckten Aschauer Bach-Niederung bildet. Zu einer breiten Mulde schließlich gruppieren sich die Flyschvorkommen des Hollerberg-Zuges im S von Oberaschau. Auch hier fällt über den Buntmergeln fcu_6 der Hauptflyschsandstein fco_1 durch geringeren Glimmergehalt und durch die nur gegen oben auf 20 m geschlossen aufeinander gepackten Sandsteinbänke auf. Sie werden von dem hellen Zementmergel überlagert, der nur etwa alle 20 m eine Sandkalkbank mit schwarzem Hornstein und von Fuß- bis Meter-Stärke einschließt.

Ganz wie im Roßmoos-Rücken bilden diese jüngsten Flyschglieder auch im Hollerberg in breiter Muldenlagerung die höchste Erhebung des Reliefs.

Die südliche Fortsetzung des Flysches wird in der weiten See-Achen-Niederung zwischen Mond- und Attersee überschoben durch Gosau und Wettersteinkalk der kalkalpinen (tirolischen) Staufen-Höllengebirgsdecke, bzw. „Traunalpendecke" von F. Trauth.

Unserem Querprofil fehlt also nicht nur im N eine Vertretung des helvetischen und des nördlichen (Sigiswanger) Flyschstreifens. Wir vermissen auch im S die Ver-

tretung nördlichster Kalkalpenteile, nämlich der bajuvarischen Haupt- (nördl. Lechtaldecke) und Vor-Zone (Allgäudecke), welche sich erst im W der Salzachdelle einschieben, bzw. deren östliche Vertretung: der Reichraminger und Ternberger Decke, die erst östlich vom Atter- und Traunsee allmählich an den südlichen Flyschrand treten. Nur unbedeutende kalkalpine Randschuppen, z. B. östlich Salzburg, südlich vom Mondsee (nach Del Negro 1933, 122 bajuvarisch) gibt es noch.

2. Beobachtungen am Gschliefgraben-Profil (SO Gmunden am Traunsee) Abb. 2.

Unter Mitverwertung der teilweise schon vor vielen Jahren gemachten Beobachtungen (E. Fugger 1903; G. Geyer 1917, 84; K. Goetzinger 1937, 232) führen neuere Begehungen zu dem in Abb. 2 wiedergegebenen Profil.

1932, 63/64 stellte ich fest, daß die Kreideflyschfragen, welche der Gschliefgraben aufgibt, noch der Lösung harren. Jedenfalls hielt ich die Stellung der dortigen Oberkreide-Eozän-Vorkommen nicht für helvetisch und suchte das wahrscheinlichste Profil des ultrahelvetischen Flysches anzudeuten.

Die roten und weißlichen Mergel im Hangenden des letzteren schienen mir eine Fortsetzung der roten Oberkreide der Ostalpen, also der Nierentaler Schichten, zu sein. Außerdem wies ich auf die grünen Ölquarzite, ultrahelvet. Fleckenmergelkalke der Liebensteiner oder Leimern-Ausbildung hin, auf konglomeratischen Sandstein mit faustgroßen Brocken von Glimmerschiefer, Phyllit, Granit, welche im Wildflysch vorkommen.

Der von K. Goetzinger 1937 durchgeführte Vergleich mit der Schichtfolge von Mattsee hat ergeben, daß faziell und versteinerungsmäßig eine weitgehende Übereinstimmung mit dieser vorliegt. U. d. M. erweisen sich die weißlichgrauen Leimernfleckenmergel als reich an Globigerina cretacea, Orbulinaria und Globotruncana canaliculata. Der starke Wechsel der Farbe (neben rot und weißlichgrau oft schwarz, dunkelgrau, grünlich), die meist ausgeprägte dunkle Fleckung und Flammung, der gelegentliche Sandgehalt — das sind bezeichnende Merkmale von „Leimernschichten".

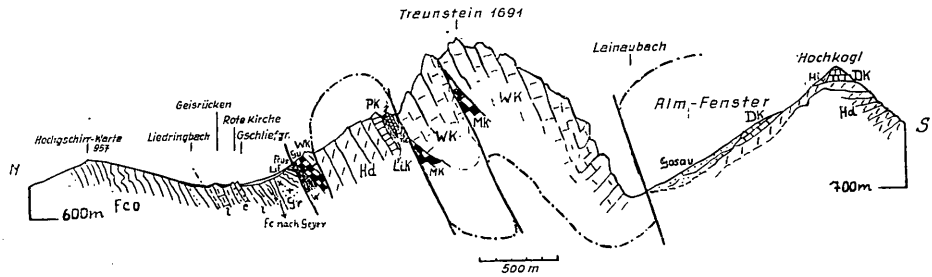


Abb. 2.

Eine mindestens 25 m mächtige, härtere Kalkmergel- bis Mergelkalk-Einlagerung stützt den im Streichen herausragenden Geisrücken (mit Weg), während nach N im Liegenden und nach S im Hangenden die mehrere 100 m mächtige Mergel-Folge im Ausgehenden völlig verrutscht und nur gelegentlich anstehend zu sehen ist. Die Mergelmasse läuft mit ihrer Schuttbedeckung als riesiger Murschutt, beschleunigt durch langdauernde Wasser-Durchtränkungen, aus dem Gschliefgraben nach W in den Traunsee hinaus.

Ob die Unterfläche dieser Buntmergel, wie frühere Verfasser annehmen, normalstratigraphisch auf dem gleichfalls südgeneigten Flysch des Hochgschirr-Grünberges liegt (gute Aufschlüsse dieses Oberkreide-Zementmergel mit Sandkalk am W-Abfall des Grünberges über 700 am Steingraben), oder ob dazwischen noch eine Störungsfläche durchschneidet (F. Hahn 1913, 242; G. Geyer 1917, 84), kann nicht festgestellt werden, erscheint uns auch gar nicht mehr als besonders wichtig (siehe unten, S. 210).

Es ist wahrscheinlich, aber auch nicht sicher, daß sich die unter dem kalkalpinen Schutt im S nochmals zutage tretenden (oder zumeist auch verrutschten) roten, hellen und schwarzen Mergel im S des Eozäns mit den eben besprochenen zu einer großen, nordwärts übergelegten Mulde zusammenschließen.

Nur bei der „Roten Kirche", also bei den höher als 700 m M. H. aufragenden grauen und bräunlichen Sandsteinrippen im Gschliefgraben, trifft man das schöne, anstehende Eozän.

Die eben besprochenen Mergel gehören nach ihrem Globotruncana-reichen Gestein und sonstigen Versteinerungen zu den Pattenauer Mergeln, also früher zur Maestrichstufe, nach den Ausführungen von O. Kühn 1939, 340, zur Atur-Stufe mit Pachydiscus neubergicus und Belemnitella mucronata. Darüber folgen feinsandige, schwarzgraue Tonschiefer und mürbe Sandsteine mit Pflanzenhäcksel von der Fazies der Breitach- oder Gerhardtsreuter Schichten. Noch höher liegen schwarzgrüne, glaukonitische Schiefer und Sandsteine der Wangfazies mit viel Gryphaea pseudovesicularis und Gr. escheri, also mittelpaleozäne Thanet-Stufe.

Alle diese Gesteine besitzen durchaus ultrahelvetische Fazies und kommen, wenn auch ohne größere Versteinerungen, im Allgäu mit Wildflysch zusammen vor.

Das etwa 50 m breit aufgeschlossene Alttertiär bildet zwei bis fünf m mächtige, aus dem festeren Eozänsandstein bestehende Rippen von glaukonitisch-kalkigem Quarzsandstein und rostbraun anwitterndem, braune Bohnerze führendem Sandstein mit Hasel- bis Walnuß-großen Quarzgeröllen. Zwischen den Rippen, über und unter ihnen, liegen die bis 10 m mächtigen, düstergrauen Wang- oder Breitachsandmergel, teilweise mit Phosphoritknollen. Der festere Sandstein enthält örtlich zahllose Nummuliten (Nummulina laevigata, N. atacica; Unterlutet). Auf die Fauna gehen wir hier nicht ein.

U. d. M. viele Nummuliten-Bruchstücke, Milioliden, Globigerina. Die Vererzung der Hohlräume, welche nur bei einigen Versteinerungsstückchen und Feldspatkörnern vorliegt, im Bindemittel aber fehlt, geschah offenbar vor der endgültigen Einbettung.

Von dem kalkalpinen Schutt im S meist bedeckt, grenzt weiterhin an der Grestener Lias mit grobem Grundkonglomerat aus Quarz und Glimmerschiefer, überlagert von Allgäu-Fleckenmergel. Das ist die auf eine schmale Schuppe verminderte Vertretung der „pieninischen" oder „randostalpinen Klippenzone" weiter im Osten, wo am Buch-Denkmal auch der granitische Untergrund vom Grestener Lias überschritten wird.

Erst südlich von dieser randostalpinen Schuppe kommt die erste aus Werfener Schichten, Gutensteiner Kalk und Wettersteinkalk bestehende Schuppe der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke.

Wenn wir nun aber die häufigen Gesteine im Gschliefgraben-Schutt berücksichtigen, so muß hier außerdem noch grüner, glaukonitischer Ölquarzit, glimmerführender Flyschsandstein und Fremd-Konglomerat („exotisch") nach G. Geyer 1917, 86; E. Kraus 1932, 62, mit Glimmerschiefer, Gangquarz und Granitbrocken anstehen. Dies kann echtes, ultrahelvetisches Wildflyschgestein sein. Wahrscheinlicher aber stammen die Kristallin-Gesteine aus der Unterlage des übergreifenden Grestener Lias.

Die Herkunft der Ölquarzite mit dem Flyschsandstein dürfte aus Beobachtungen G. Geyers 1917, 86 im SW des Gschliefgrabens am Traunsee-Ufer klar werden. An einer Traunsee-Störung wird dort SO Hoisen der gegen W heranstreichende Hauptdolomit der Reichraminger Decke abgeschnitten durch quer vorgelagerten Kreideflysch, welcher hier den im Steinbruch aufgeschlossenen Gutensteiner Kalk überschiebt, eine beschränkte Scholle an der Stirn der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke, welche mit ihrer randostalpin-pieninischen Vorlage verschuppt ist. Diese randostalpine Vorlage, offenbar die Fortsetzung derjenigen im Gschliefgraben, besteht aus feinkörnigen Quarzkonglomeraten und gröberen Quarzsandsteinen mit Glimmerschieferbrocken und feinkörnigen Sandsteinen des Grestener Lias, überlagert durch kieseligen Lias-Fleckenmergel.

Als weitere Angehörige des Grestener Grundkonglomerats oder als Scherlinge erscheinen hier außerdem Blöcke von genau dem gleichen, mit rötlichem Orthoklas ausgezeichneten Granit, wie man ihn als Lesestücke im Gschlief sowie östlich über den Laudachsee hinaus vorfindet, und wie er das L.-von-Buch-Denkmal im Pechgraben (s. unten S. 202) oder die fremden Blöcke von Waidhofen und Neustift im Ennsgebiet zusammensetzt. Nach G. Geyer sollen Stücke von solchem rötlichem Granit auch im Eozänkonglomerat des Gschlief-

grabens und in den jetzt als Gosau anzusprechenden Grundkonglomeraten am Kalkalpenrand weiter östlich (Kornstein, Ziehberg, Schamreithenerstein) vorkommen.

Lassen also diese Beobachtungen die Herkunft der fremden Kristallin-Gesteine des Gschliefgrabens erkennen, so erklärt der weitere Bestand der randostalpinen Vorlage am Traunsee auch den Ursprung jener Ölquarzite: Zu dieser Vorlage gehört nach Geyer auch gelb verwitternder, schwärzlicher, kieselreicher Kalksandstein (kieseliger Sandkalk), roter und grüner Mergelschiefer sowie dünnplattiger, grünlicher oder schwärzlicher Sandstein des Kreideflysches. Wir erkennen darin die gleichen Gesteine, welche im Pechgrabengebiet über dem randostalpin-pieninischen Grestener Unterlias den dortigen Kreideflysch aufbauen (unten S. 201), der im wesentlichen Gaultflysch sein dürfte, und dessen Ölquarzite auch im Gschliefgraben herumliegen. Der Übersicht wegen wurde dieser fcu_5-Flysch schematisch auch in unser Gschliefgraben-Profil, Abb. 2, eingetragen.

Im Traunsteinstock schiebt sich zwischen die schmale, über der besprochenen randostalpinen liegende Schuppe mit Wettersteinkalk und die beiden gipfelnäheren Wettersteinkalk-Schuppen eine solche aus jüngerem Gestein (Hauptdolomit-Neokom) ein. Während die drei Wettersteinkalk-Schuppen sich offenbar zur Stirn der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke ergänzen, gehört diese jüngere zu der überschobenen Reichraminger Decke. Diese dürfte nach O über den Laudachsee hinaus höchstens noch bis zu dem Oberjura des Kornsteins reichen und weiterhin am Alpenrand abgeschnitten sein.

Damit haben wir die weitere Umgebung von Grünau erreicht.

3. Beobachtungen bei Grünau (Abb. 3).

Der im Traunstein-Massiv mit Muschelkalk verschuppte Wettersteinkalk hebt sich gegen Osten axial, so daß hier unter ihm mächtiger Reiflinger und Gutensteiner Kalk, ja unter diesen noch mächtige Werfener Schichten am Almtal-Ausgang NW Grünau hervorkommen und ungewöhnlicherweise bis an den Kalkalpenrand vorstoßen (Abb. 3, I). Dieses nordostwärts anschwellende Stirngebiet der Staufen-Höllengebirgsdecke (Traunalpendecke) verbreitert sich nordwärts noch um einen mit Grundkonglomerat übergreifenden Streifen von Cenoman-, bzw. Gosauschichten, um eine Randmulde, wie sie auch weiter im W sehr aushaltend und häufig erscheinen, ohne daß man aber berechtigt wäre, zu sagen, daß dies überall die gleiche Mulde sei. Westlich des Almtals geht sie bis zu dem „im Flysch" auf Blatt Kirchdorf 1 : 75.000 verzeichneten Wettersteinkalk. Die Kalkalpen werden weiter westlich alsbald etwas schräg abgeschnitten durch die Störungsfläche gegen den Flysch, ähnlich wie die steile Störungsfläche den Nordrand dieses ultrahelvetischen Vortiefenflysches mehr oder weniger schräg und i. a. rücksichtslos abgehackt hat.

Diese Verstümmelung ist auch weiter nach Osten, jenseits der Alm, gut erkennbar. Hier biegt das letzte, tief abgetragene Stirnrandgewölbe der Staufen-Höllengebirgsdecke mit Werfener Schichten und Haselgebirge über Grünau—Steyerling—St. Pankraz—Windischgarsten bis über die Enns hinaus immer weiter nach OSO zurück. Da aber der gebogene Südrandverlauf des Vortiefenflysches demgegenüber eher gegen ONO verläuft, so erscheinen hier nordwärts jenes übergeschobenen Untertrias-Streifens in zunehmender Breite die nördlicher und tiefer folgenden Decken: Die Reichraminger, dann die Ternberg—Frankenfelser Decke, schließlich die verschuppte randostalpine Bewegungseinheit der „Klippenzone".

Es ist nun die Frage erörtert worden, ob jene übergeschobene Untertrias Rest einer „Ultradecke" sei, das heißt, ob ihr Südrand frei durch Abtragung endet und nicht mit einer heutigen kalkalpinen Decke zusammenhänge, sondern ihre ehemalige Fortsetzung irgendwo im S der nördlichen Kalkalpen finde. Bei näherem Zusehen erweisen sich die betreffenden Untertriasreste nicht durchweg als frei schwimmende, oberste Decken-(Klippen-)Reste (vgl. auch unten S. 244). Vielmehr ergänzt sich diese übergeschobene Trias südwärts i. a. durchaus regelmäßig im Schichtprofil nach oben durch sedimentäre Auflagerung mit Wettersteinkalk oder Wetterstein-Dolomit, Lunzer Sandstein mit oder ohne Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, bzw. Dachsteinkalk. Es erweisen sich damit die erwähnten Klippen aus Untertrias in Wirklichkeit nur als der infolge mehrfacher, sattelartiger Heraushebung durch besonders tiefe Abtragung freigelegte oder gänzlich beseitigte, dann mit Fenstern durchlöcherte Saum der mächtigen Höllengebirgsdecke. Unter diesem Saum kommt die nächsttiefere, nämlich die Reichraminger Decke in Streifenfenstern, und zwar zumeist mit ihren jüngsten Gliedern (der Kreide), zum Vorschein.

Daß die Höllengebirgsdecke juvavisch ist, also schon vorgosauisch von N her unterschoben, zu Gewölben aufgestaut und hier schon wieder tief abgetragen war, das ergibt sich aus dem auf sie übergreifenden Gosau-Grundkonglomerat, welches zum großen Teil schon aus den Trümmern der durch Abtragung bereits enthüllten Untertrias der Höllengebirgsdecke besteht und das zugleich über der Reichraminger Decke am Kornstein SW Scharnstein und am Schamreithenerstein SW Kirchdorf a. d. Krems abgelagert wurde.

Die Kreide der Reichraminger Decke besteht in den Fenstern von oben nach unten aus:

a) Übergreifende Gosauschichten;

b) meist glimmerreicher Flyschsandstein (wohl Cenoman);

c) Glaukonitisch-quarzitischer Gault in Flyschfazies;

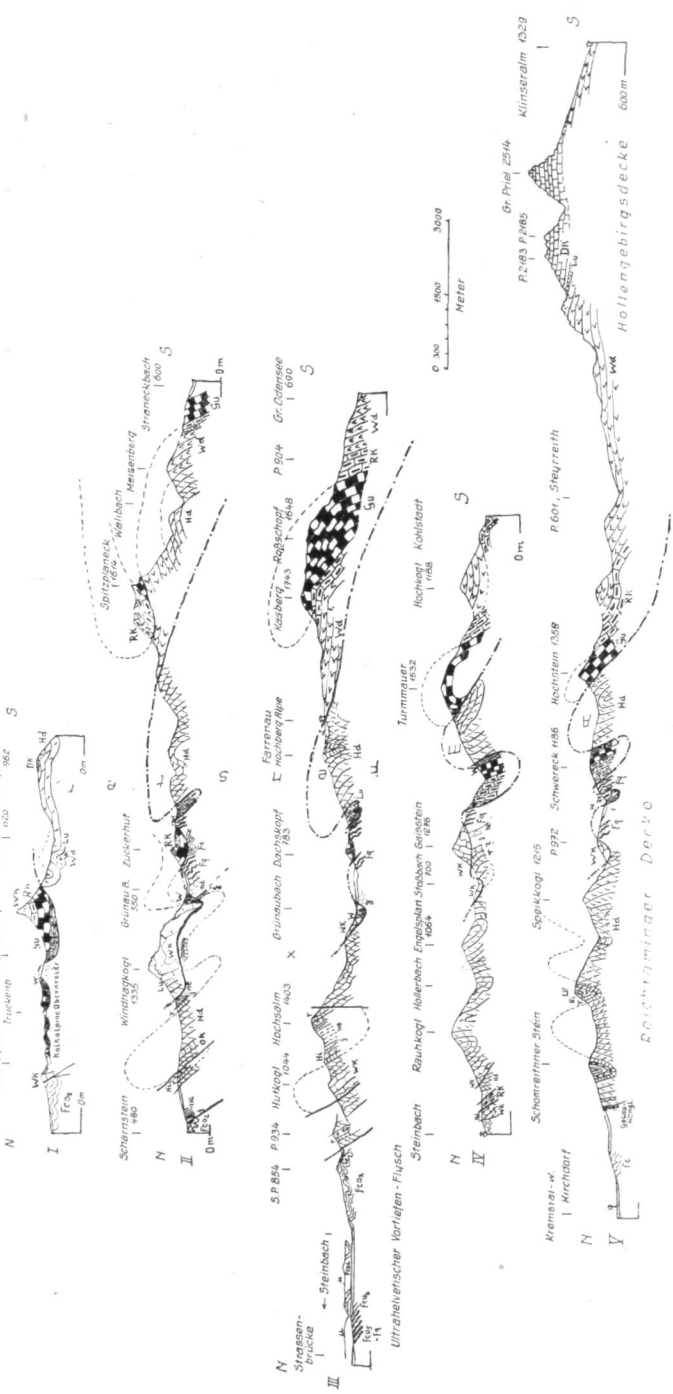

Ultrahelvetischer Vorlefen - Flysch
Reichraminger Decke
Hollengebirgsdecke
Meter
0 500 1500 3000
Steinbach
Rauhkogl
Hochsalm
Hutkogl
Windhagkogl
Scharnstein
Grünau a. d. Alm
Zuckerhut
Brunnbach
Dachskopf
Farrenau
Hochberg-Alpe
Kasberg
Roßschopf
Gr. Ödensee
Turmmauer
Hochkogl
Kohlstatt
Spitzeneck
Weinbach
Meisenberg
Steyrreith
Gr. Priel
Klinseralm
Kirchdorf
Schwereck
Hochstein
Steinbach
Straßenbrücke

Abb. 3.

d) Neokomfleckenmergel, Sandstein bis Brekzien Liegendes: Rote und helle Oberjurakalke.

Die altersmäßige Ordnung ist meist tektonisch gestört. Aber auch in den südwärts unterschobenen Muldenkernen der Ternberger und Reichraminger Decke findet sich (nach G. Geyer 1911, 80) mitunter noch der glimmerführende Flyschsandstein als Jüngstes. Gewöhnlich kommt in den Fenstern entweder Neokom oder Gaultflyschquarzit oder glimmerführender Flyschsandstein als Oberstes zum Vorschein.

Danach liegt die Unterschiebungszeit nach der wahrscheinlich cenomanen Ablagerung des Flyschsandsteins und vor Bildung der etwa dem Emscher entsprechenden Gosauschichten.

Sehr zahlreiche, meist kleine Beobachtungen erst fügten sich zu diesem Gesamtbild, denn außer den Störungen ist es eine außerordentlich starke Überdeckung, verbunden mit weitverbreiteten Rutschungen, welche es oft kaum erlauben, zu erkennen, was eigentlich ansteht. Bevor nicht eine Kartenaufnahme 1 : 25.000 unter Ausscheidung der einzelnen Deckschichten vorliegt, wird es so bleiben müssen wie bisher. Die Meinungen über Art und Verbreitung der Unterlage gehen sehr weit auseinander, wie ein Vergleich der Geyerschen Aufnahme auf Blatt Kirchdorf a. d. Kr. 1 : 75.000 (G. Geyer 1911, 71 f.) mit der stark abweichenden Kartenskizze von R. Brinkmann 1936 erkennen läßt. Besonders unsicher ist die Lage im W der Alm (SW Scharnstein).

Beobachtungen NW Grünau.

Im Truckenbach, der NW Traxenbichl der Alm zufließt, kann ich zwar nicht die weite Verbreitung der Werfener Schichten, wohl aber das Auftauchen von Flysch bestätigen: Schwarzer oder dunkelgrüner, ölig glänzender Quarzit, außerdem grandiger bis feinkörniger, mehr oder weniger kalkspätiger, glimmerführender Sandstein übergehend einerseits in grauen, glimmerarmen Gosausandstein und Feinsandkalk (mit scharf begrenzter, fingerdicker, brauner Verwitterungsrinde), andererseits in glimmerreichen Sandstein.

U. d. M. zeigt der glaukonische Ölquarzit das übliche Bild; der Sandstein hat eckige Quarz-Feldspat-Glimmer-Sandkörner, auch Kalksand, in kalkigem Bindemittel.

Nach all den Übergängen zwischen Gosau- und Flysch-Ausbildung ist verständlich, wenn G. Geyer im Truckenbach „Gosauschichten" kartierte, deren Neigung zur Flyschfazies ihm ja bekannt war (G. Geyer 1911, 80).

Da man meist auf Lesesteine und Blockschutt angewiesen ist, kann man sich über die Lagerung nur schwer ein Bild machen. Die Kreidesandsteine, besonders im S der bei R. Brinkmann 1936, 3, erwähnten „großen Wiese", gibt es nicht nur tiefer, sondern auch in höherer Lage als der Gesteinsschutt des roten Buntsandsteins. Ähnlich wie der meist überwiegende Triaskalkschutt könnte auch der Kreideschutt in den Bach gerutscht sein. In Profil I, Abb. 3, zeichne ich gleichwohl die wahrscheinliche Fensterlage der Kreide unter älterer Trias.

Nordwärts, im Bereich der Matzing-Gräben sucht man die schön durchlaufend gezeichneten Gosau-Konglomerate und die angeblich weit verbreiteten, bunten Nierentaler Mergel, bzw. auch den Flysch vergeblich. Es herrscht vielmehr Moräne, teilweise reich an großen Blöcken von Gutensteiner Kalk mit Flyschsandstein (geröllführend mit grobem Gerölle von Granit und Gangquarz in Haselnußgröße) oder mit feinem glimmerreichem Sandstein, der mit Übergängen zu Gosau-Feinsandkalk oder -Sandstein bei 705 m MH. am Weg ansteht. Öfter erscheint Gutensteiner Kalkschutt und (bei 735 m MH.) etwas grünschwarzer, glasiger Quarzit. Die Lesestücke des Gosau-Konglomerats führen roten und grünen Buntsandstein und bis über kopfgroße, helle Triaskalke. Mit dem Flysch sind sie nicht durch Übergänge verbunden (G. Geyer 1911, 72, 74; O. Abel, Verh. 1908, 1909, 18). Wohl aber sind die kristallinen Gerölle aus gleichem Gestein wie im randostalpin-pieninischen Streifen des Pechgrabens.

Erst etwa östlich von dem auf Bl. Kirchdorf a. d. Kr. im Flysch gezeichneten Wettersteinkalk-Vorkommen setzt gegen N zu plötzlich, und zwar an den westlichen, höheren Steilhängen ausschließlich, der Zementmergelflysch (Fucoiden-führende Mergel und Mergelkalke, auch Sandkalke) der südlichen (Oberstdorfer) Oberkreideflyschfazies ein. Hier ist der Südrand des Vortiefenflysches überschritten. Dieser wohl über 1000 m mächtige Oberkreideflysch fehlt ebenso wie die Gosauschichten völlig in dem Fenstern des kalkalpinen Bereichs, also auf der Reichraminger Decke. Im Gegensatz zu deren Kreide ist hier im N das allgemeine Profil des ultrahelvetischen Flysches:

fco_2 Zementmergelflysch; über 1000 m;

fco_1 glimmerführender Hauptflyschsandstein, mehrere Bänke; zusammen rund 30 m;

$fcu_{5, 6}$ glaukonitische Sandkalke, ölig-glasige, dunkelgrüne oder schwarze Quarzite im Wechsel mit dünnen Lagen grauer, grünlicher, schwarzer oder weinroter Mergelschiefer; über 200 m.

Beobachtungen O Scharnstein.

Im N des bunten Oberjura-Neokom-Streifens östlich des Alm-Flusses bei Scharnstein trifft man in dem folgenden, nach OSO aufsteigenden Graben über 600 m MH. gut aufgeschlossen die über Fuß-starken Bänke von mergeligen Kalk- und wechselnd kieseligen Feinsandkalk-Bänken zwischen den mehr oder weniger dicken Zementmergeln des südlichen Oberkreideflysches. U. d. M. zeigt der Sandkalk Reste von Bryozoen, Echinodermen, Globotruncana u. a. Foraminiferen. Alles ist sehr stark flaserig zerquetscht, kalzitisch durchsetzt, gefältelt oder zerrissen und hat überwiegend flache Südneigung. Diese gleichen Gesteine setzen den Flyschrücken mit P. 854 östlich Scharnstein zusammen, der überwiegend mittleres S-Fallen hat und mit gleichen Fucoiden-Helminthoiden-Mergeln usw. auch nördlich vom Gehliefgraben oder im Hollerberg (siehe oben S. 183) auftritt.

Dieser „Muntigl-Flysch" bildet auch den breiten Südrandstreifen in der nördlicheren Fortsetzung unseres Profils III, Abb. 3, am unteren Steinbach. Seine große

Mächtigkeit ergibt sich aus der überwiegenden, normalen S-(SO- oder SW-)Neigung, welche im Tal östlich P. 854 nur zweimal (bei 685 und 665 m MH.) und am Steinbach durch die Mulde östlich Hübnergut unterbrochen ist.

Erst westlich Kaibling, dort wo der im S östlich des Steinbachs verlaufende Fahrweg auf die westliche Bachseite übersetzt, kommt unter diesem Zementmergel fco_2 — ohne daß die Sandsteinbänke fco_1 in seinem unteren Teil und die bunten Mergel fcu_6 am Bach erkennbar wären — die Quarzitgruppe fcu_5 hervor. Sie bildet im Steinbach schöne Stromschnellen durch die mittel SO-fallenden, harten Sandkalk- und kieseligen Kalkbänke, durch die schon reichlich öligglasigen, grüngrauen Quarzitbänke mit starker Wulstbildung, mit Fließwülsten, zwischengelagerten, Helminthoiden-führenden Mergelkalke und hellgrünen, schwarzen oder etwas weinroten Tonlagen in über 200 m.

Bachabwärts gehen Sandkalkbänke gegen unten über in häckselführende, glimmerigplattige Sandsteine zwischen schwarzen Quarziten, grauen, kieseligen Sandkalk- oder Splitterkalkbänken mit Zwischenmergeln. Die Schichtneigung gegen SSW beträgt hier nur noch 25°. Nach 200 m breiter Schuttunterbrechung wiederholen sich die gleichen Gesteine bis 200 m vor der Brücke der Straße Pettenbach—Scharnstein über den unteren Steinbach.

Diese glaukonitische Flyschquarzitgruppe am Steinbach vertritt unter dem Zementmergel und Sandstein des ultrahelvetischen Oberkreideflysches offenbar die Gaultstufe.

Wie R. Brinkmann schon feststellte, kehrt sie gesteinsmäßig ohne wesentliche Änderung in den Mulden der Reichraminger Decke unter dem glimmerführenden Flyschsandstein gleicher Ausbildung wie im N und über dem Neokomflysch wieder.

Beobachtungen östlich Grünau (Abb. 3, Prof. II—V).

In dem wenig aufgeschlossenen, bewaldeten Kreide- und Buntsandstein-Gebiet weichen auch hier die Angaben R. Brinkmanns von denen G. Geyers stark ab. Zur Entscheidung der uns beschäftigenden Grundfragen gibt es aber noch genügend einwandfreie Beobachtungen.

Die Zusammenhänge SO gegen das Kremstal bei Steyerling lassen offenbar erkennen, daß der Wettersteinkalkzug Windhagkogel—Stoßberg—Gaisstein—Hochedl mit der nächst südlichen, älteren Trias Hochstein—Kasberg zusammengehört zu der gleichen Decke, also zur Höllengebirgsdecke, der ja auch Kremsmauer—Sengsengebirge zugerechnet werden. Die kräftige, stirnrandnahe Aufwölbung dieser Decke brachte auch östlich Grünau die Untertrias dieser Decke mit Gutensteiner Kalk — Haselgebirge — Werfener Schichten zum Vorschein. Mit der kräftigen Verfaltung und Verschuppung innerhalb der Höllengebirgsdecke hängen aber erhebliche Störungen zusammen, so jene streichende Störung, an welcher der Wettersteinkalk des Windhagkogl-Gaisstein-Zuges südwärts an die ihm offenbar aufgeschobene Untertrias stößt.

Sehr zu beachten ist dabei, daß in diese interne Störungsfuge der Höllengebirgsdecke im untersten Hollerbachtal NO Grüh schön aufgeschlossen stark

gequälte rote, grünliche und helle Kalke, Radiolarite auftauchen, die unten im Bachbett mit älterer Trias verspießt sind. Wie in Profil II und III angedeutet, handelt es sich um Einschuppungen aus der unterlagernden Reichraminger Decke, über denen südwärts im Fenster, freilich schlecht aufgeschlossen, noch jüngere Glieder dieser Decke erscheinen. So hat man am unteren Stoßbach, unterhalb von dem dunklen Wettersteinkalk (f. mittel NNO) im flacheren Gelände unterhalb der Brücke mehrfach düstergraue Mergelschiefer, schwarze Kieselkalke bis Quarzite, kieselige Feinsandkalke, bräunlichgraue, dichtsplittrige Mergelkalke, Gesteine also, welche ohne Zweifel zur Gaultflysch-Quarzitgruppe gehören und schon bei G. Geyer 1919, 191, erwähnt wurden. Diese liegt hier zutiefst im Tal, tiefer als die untere, bzw. mittlere Trias der Höllengebirgsdecke, und gehört offenbar ebenso zur Reichraminger Decke wie der vorerwähnte Oberjura. Die gleichen echten Gaultflyschgesteine, dazu kräftig roter Jurakalk und Radiolarit, Ölquarzit und Glimmersandstein neben Buntsandstein, erscheinen in dem Graben NO von der Klippe aus Gutensteiner Kalk des Dachskopfes (Profil III, Abb. 3). Auffallend war hier ein rötlichbraun zersetzter Porphyrit und ein Fuß-großes Quarzgeröll östlich vom Zuckerhut. Auch R. Brinkmann waren schon die Schollen und Stücke von Glimmerschiefer zwischen Buntsandstein und Flysch aufgefallen, welche besonders in der Umgebung des Dachskopfes die Reibungsfläche unter der Höllengebirgsdecke auszeichnen.

Derselbe, eben erwähnte Glimmersandstein (wahrscheinlich Cenomanflysch) steht an bei 600—625 m bis über 5 m mächtig als Felsplatte, unregelmäßig bewegt, besonders auch in dem Graben O Zuckerhut, wobei unter ihm auf etwa 600 m MH. etwas weinroter und grüner Mergel hervorschaut.

Aus den Beobachtungen kann man die in Profil II—IV schematisch dargestellte Überlagerung des Gault- und Cenoman-Flysches durch die älteren Gesteine der Höllengebirgsdecke zeichnen. Es dürften diese aufgewölbten Streifenfenster aber viel verwickelter verschuppt und gestört sein.

4. Beobachtungen bei Windischgarsten. (Abb. 4, Profil I—III.)

Im Bereich des Wuhrbauerkogls, etwas NO bei Windischgarsten, hat R. Brinkmann die von G. Geyer (Blatt Liezen) als Gosauschichten, von O. Ampferer (Blatt Admont—Hieflau) als „Gosauschichten, teilweise mit Glaukonitsandsteinen" bezeichneten Vorkommen zum Flysch, und zwar zu unserem ultrahelvetischen Vortiefenflysch gestellt, der hier angeblich unter den Kalkalpen in Form eines etwas ungleichseitigen Deckensattels ebenso zum Vorschein kommt wie in den Fenstern bei Grünau. Dieser Flysch besteht nach Brinkmann aus:

b) Gaultquarzitflysch (weit verbreitet).

a) „Tristelschichten", Kalk- und Mergelbänke, oben Glimmersandsteinbänke und feine Kalk-Dolomit-Brekzien mit Echinodermenresten.

Die gleichfalls auftretenden, vermutlich neokomen Fleckenmergel sind tektonische Splitter über diesem Flysch der Fenster und stecken nach Brinkmann in der darübergeschürften Untertrias, zusammen mit Schürflingen von Rauhwacke und Gutensteiner Kalk.

Bei Windischgarsten habe ich folgendes beobachtet:

a) Unterkreideflysch. Die zum Neokom gestellten Fleckenmergel und Aptychenkalke gehören am Gunstberg (W Windischgarsten) zu einer hier hervorschauenden Decke als abschließendes Glied zu deren Schichtfolge: Lunzerschichten — Hauptdolomit — Kössener Schichten — Liasfleckenmergel — Mittel- und Oberjura — Neokom (Abb. 4, I). Die gleichen Gesteine in der östlichen, streichenden Fortsetzung liegen im Kalvarienberg (664) N Windischgarsten und östlich weiterhin im Wald am Fußweg gegen die Zeller Aussicht und nördlich davon am steiler werdenden Hang: Weißlich anwitternde, helle oder graue, auch rote, dichtsplittrige Kalke, etwas kieselig-dünnplattig, flaserig-kalzitisch durchsetzt bei senkrechter Stellung oder steiler SO-Neigung gehören hier offenbar noch zum Oberjura. Sie grenzen an über Fuß-starke Bänke von Echinodermen-spätigem, etwas glaukonitischem Sandkalk bis Feinbrekzie (mit Quarz, gelb anwitterndem Kalk und Dolomit) in ähnlicher Lage und starker Laminierung: Felsen westlich unter der Zeller Aussicht, 700—730 m MH.

Zur Flyschkalkgruppe[1]) fcu4 des ultrahelvetischen Vortiefenflysches kann dieses wenig mächtige und die bezeichnenden Urgon-Schrattenkalk-Merkmale (Milioliden, Bryozoen, Kalkooide) entbehrende Gestein auch dann nicht mit einiger Sicherheit gestellt werden, wenn sich in ihm vereinzelt eine Orbitolina findet. Viel eher könnte man es als „brekziöse Roßfeldschichten" bezeichnen.

Unter dem Mikroskop ist der pelagische Kalk mit Calpionella, der von Radiolarien oft wimmelnde Radiolarit von Oberjura nicht abzutrennen. Der Sandstein bis Sandkalk oder die Grandbrekzie hat eckige Kalk-, Quarz-, Kalzit- und rostige Kalkstückchen, mitunter dunkle, rostige Glaukonitkörner und Tonschieferstückchen, wenig Echinodermenspat — alles in Kalkgrundmasse.

Auch östlich gegen den Gipfel des Wuhrbauerkogls sprechen die vielen, graugefleckten, bräunlich anwitternden Fleckenkalkbänke ebenso wie die mitunter erscheinenden wein- bis ziegelroten Kalkbänkchen, welche der Flyschkalkgruppe fehlen, nicht für ultrahelvetische, sondern für kalkalpine (oberostalpine) Unterkreide. Diese nur sehr teilweise flyschartigen Gesteine halten nordwärts bis 720 m Meereshöhe an. Auch L. Kober fand (1938, 116) nur kalkalpine Unterkreide.

In dem östlich vom Kl. Wuhrbauerkogl geführten Schnitt III (Abb. 4) erscheint die teilweise flyschartige Unterkreide noch mehr, in schmalen Keilen, mit Untertrias ver-

[1]) Von „Tristelschichten" (Th. Lorenz 1901, 15 ff.), unter denen die Schweizer Geologen bekanntlich den Urgoaptflysch der unterostalpinen Falknis-Sulzfluh-Decke verstehen, kann sowohl wegen der abweichenden Gesteinsausbildung wie auch wegen der völlig anderen tektonischen Stellung keine Rede sein.

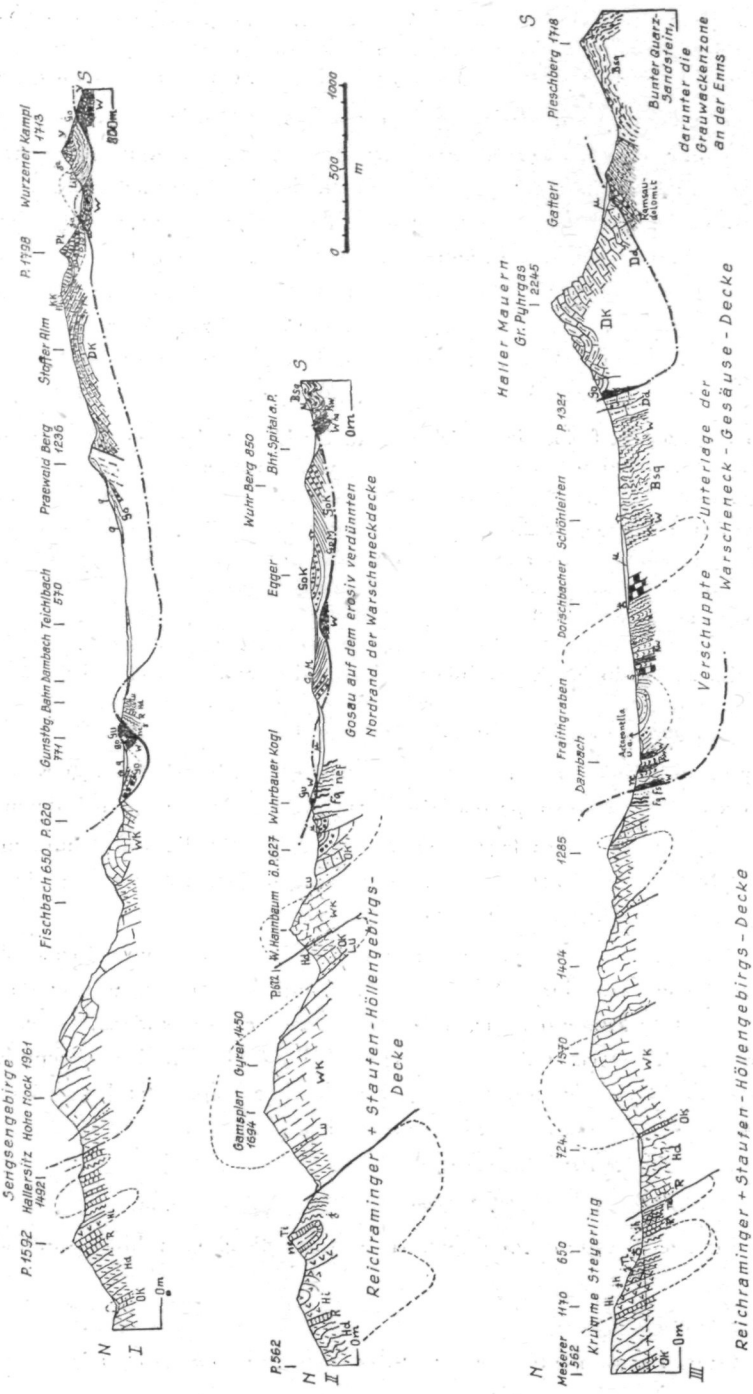

Sengsengebirge
P.1592
Hallersitz
Hohe Nock 1961
Fischbach 650
P.620
Gunstbg.
Damb
Dambach
Teichlbach
570
Prawald Berg
1236
Stafler Alm
P.1198
Wurzener Kampl
1713
800m
N
I
0m
Gamsplan
1694 i
Gyrer 1450
P.562
Wuhrbauer Kogl
Wuhr Berg 850
Egger
Bhf. Spital a. P.
Gosau auf dem erosiv verdünnten
Nordrand der Warschenecksdecke
Reichraminger + Staufen-Höllengebirgs-
Decke
II
Haller Mauern
Gr. Pyhrgas
2245
Gatterl
Pleschberg 1718
Bunter Quarz-
Sandstein,
darunter die
Grauwackenzone
an der Enns
Frailhgraben
Dambach
Dorfbacher Schönleiten
P. 1321
Verschuppte Unterlage der
Warscheneck - Gesäuse - Decke
Meseter
1562
1170
650
Krumme Steyerling
1370
1404
1285
Reichraminger + Staufen - Höllengebirgs - Decke
III
0
500
1000
m

Abb. 4.

schuppt als weiter westlich, wo man mit Brinkmann ihr Auftreten in einem Deckensattel annehmen kann, an dem jedoch auch kalkalpiner Oberjura teilnimmt, der sich noch weiter westlich am Gunstberg nach unten zu der Reichraminger Schichtfolge ergänzt.

b) Gaultflysch. Viel ausgedehnter als die etwa dem höheren Neokom zuzurechnende, flyschartige Unterkreide ist Gestein verbreitet, welches am Wuhrbauerkogl das Sattel-artige Vorkommen der Unterkreide umhüllt. Nicht wegen aufgefundener Versteinerungen, wohl aber wegen ihrer weitgehenden Übereinstimmung mit schwarzen und dunkelgrünen, ölig-glasig-verkieselten Quarziten, glaukonitischen Sandkalken und bunten Schiefern, auch wegen ihrer Lage über Neokom und unter glimmerführendem Flyschsandstein darf diese Abteilung als Gaultflysch bezeichnet werden. Denn es ist weitgehend das gleichaltrige Gestein der ultrahelvetischen Quarzitgruppe $fcu_{5, 6}$.

Die Lagerung ist freilich im einzelnen nach Streichen und Fallen viel verwickelter, als es nach den Übersichtsprofilen Brinkmanns aussehen könnte.

So wie Oberjura und Unterkreide der Reichraminger Decke randlich mit Untertrias (Werfener, Haselgebirge, Rauhwacke, Gutensteinerkalk) verschuppt sind, so auch diese Quarzitgruppe. Nur haben wir oft starke Verrutschung des innerlich ganz zertrümmerten Gesteins. Im W der untertriadischen Verschuppungszone bei Puchriegel (O Klein Wuhrbauerkogl) und des von O-W-Rutschflächen (Rutschstreifen flach) durchsetzten Hauptdolomits, sieht man an der neuen Fahrstraße die Flyschquarzitgruppe mit feinstreifigem, glaukonitischem Sandstein (u. Mikroskop) mit grünlich-graulich-schwärzlichem, auch rotem Mergel und Sandkalkbänken, welche sedimentär höchst unruhig liegen, mit schwarzen Schiefern und Glaukonitquarzit bei O- und N-Neigung.

Flyschsandstein, wie er bei Grünau vorkommt, habe ich als eigenes Schichtglied über der Quarzitgruppe bei Windischgarsten nicht auffinden können.

Die flyschartigen Kreidegesteine sind weithin umhüllt von Schuppen und größeren Massen der Werfener roten oder graugrünen Sandsteine, Schiefer, von dunkelgrauen, gipsführenden Haselgebirgstonen.

c) Gosauschichten. Abgetrennt durch Schuppen von überschobener Untertrias oder auch durch Schuppen von Hauptdolomit gegen jene teilweise flyschartige Unterkreide der Liegend-Decke ruhen teils an und auf dieser übergeschobenen Untertrias, teils auch übergreifend auf Gestein der Liegend-Decke die Gosauschichten. Sie umrahmen fast nach allen Seiten die Flysch-Gesteine (Abb. 4, I—III). Es handelt sich um eine wahrscheinlich der mittleren und oberen Gosau angehörende Schichtfolge:

d) Graue Mergel, rote (?) Nierentaler Mergel, Sandsteine;

c) Sandstein, unten konglomeratisch; fossilführende kohlige Sandmergel, Kalke;

b) Graue Mergel;

a) Grundkonglomerat, bzw. feine Brekzien und rote Schiefer.

Abgesehen von den Feinbrekzien und Grundkonglomeraten, welche nach N auf die Trias des Sengsengebirges übergreifen (G. Geyer 1913, 275; O. Ampferer 1926 188), sieht man an der steilen Hauptdolomitschuppe (Profil II, Abb. 4) der Paunholzmauer und nördlich abwärts halbwegs über dem Salzabach bei 720 m MH. an einer kleineren, brekziösen Dolomitschuppe randlich Gosaukonglomerat, teilweise mit rotem Zwischenmittel, und neben örtlichen Triasgeröllen mit verschiedensten Kalksteinen, mit reichlich Gangquarz, Hornstein, grünlichem Serpentin, Quarzit (über faustgroß). Rudisten und Actaeonellen stecken darin, ebenso in den Gosausandsteinen, Kalken und Sandmergeln weiter abwärts. Noch tiefer und beim Paunholzhof zunächst dem Opponitzer Kalk im N liegt kräftig roter, zäher Gosauschiefer, wahrscheinlich bauxitischer Herkunft.

Die höheren Gosauschichten sind besonders schön im Fraith-Graben, SO Windischgarsten aufgeschlossen (Profil III, Abb. 4). Am Grunde der grauen Sandstein-Sandkalk-Abteilung c) nimmt der glimmerfreie Sandstein mit Tonstückchen nach oben auch Gerölle von Gangquarz, Kalkstein, Dolomit, Felsit- und Quarzporphyr (grünlich, violett, bräunlich) auf, die aber alsbald wieder gegen fast geschlossene, 3—5 m dicke Sandsteinbänke zurücktreten (100 m), über denen sich dm-dicke Kohle-Zwischenlagen sowie Bänke, reich an Acaeonella, entwickeln. Es folgen darüber 200 m Sandstein (mit 65° SO-Fallen), dann mergelreichere Bänke, wieder mit Schnecken, und schließlich die obere, wenig aufgeschlossene d-Mergel-Abteilung im Bereich der Talerweiterung.

Sehr reich an jenen Fremdgeröllen ist weiter im W der Wuhrbergzug (Profil II, Abb. 4). Zumeist im Schutt des schlecht aufgeschlossenen Rückens fand ich hier Wallnuß- bis über Faust-große Gerölle von violettroten bis grünlichen Quarzporphyren, von rotem Werfener Quarzit, Gangquarz, schwarzem Hornstein.

Gegen oben sind immer reichlicher eingestreut die Gerölle von blaßviolettem, bräunlichem, grünlichem, rötlichem Quarz- und Felsitporphyr, von Porphyrit, Diabas, Quarzit u. a. Gesteinen des Perms, bzw. der Grauwackenzone. Solche fehlen auffallend den Grundkonglomeraten ganz, wie auch in der Tat keine Auflagerung unserer Gosauschichten auf solchen Gesteinen mehr auffindbar ist. Wenn solche aber durch die Flüsse abgerollt in bis Kindskopf-Größe in das Becken herangeschafft werden konnten, so müssen sie damals nicht weit entfernt in höherer Lage angestanden haben, wo sie heute fehlen. Außer der seitdem erfolgten Abtragung muß auch die Tektonik stark verändernd hieran beteiligt gewesen sein. Es ist dies offenbar mit der schon von O. Ampferer 1926, 188, erkannten Tatsache zu vereinigen, daß die Gosauschichten heute, mit Ausnahme vom Sengsengebirgsrand, im N überall tektonisch umgrenzt sind: Die letzten Schübe der Höllengebirgsdecke und die letzte große Zusammenfaltung hat nach Absatz der Gosaukonglomerate den Buntsandstein und den Gutensteiner Kalk, die hier noch keine Gerölle in die Gosau abgegeben haben, erst mit den schon vorhandenen Gosauschichten in Berührung gebracht, verschuppt und verfaltet.

Es wurde also noch nach Absatz der Oberkreide das große Becken in NS stark verengt und gestaucht, wobei die oberen Teile (Flysch) der sich weiter unterschiebenden Liegend-Decke zwar mit der Untertrias verschuppt wurden,

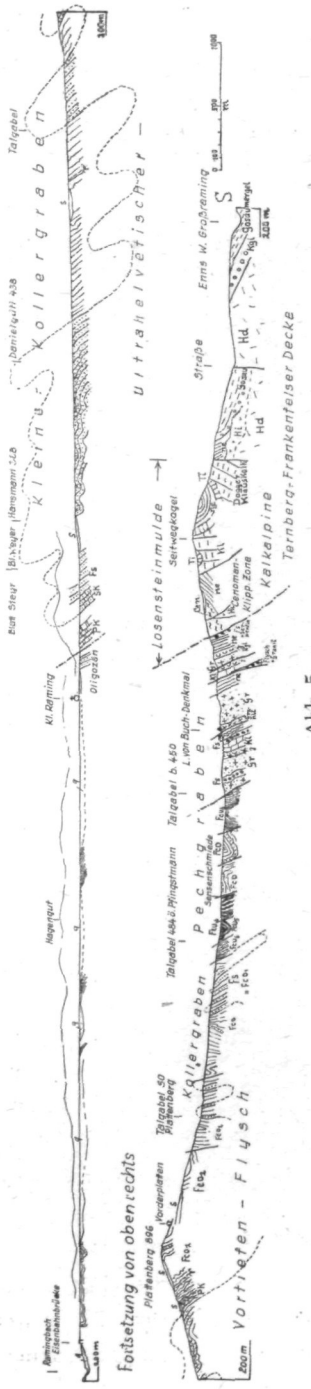


Abb. 5.

nicht aber die höheren, hier hauptsächlich über Untertrias liegenden Gosauschichten.

5. Beobachtungen zwischen Steyr und dem Pechgraben. (Abb. 5.)

a) Schlier.

NO der Stadt Steyr trifft man die ersten Talaufschlüsse am Ramingbach nahe oberhalb der Eisenbahnbrücke. Unter 3—4 m Deckenschotter-Nagelfluh stehen dort über 10 m weiche, graue Molasse-, also Schlier-Mergel mit Feinsandsteinbänken an, welche Fuß- bis über Meter-stark sind, höchst unruhige Muldenschichtung (auf 1 m über 30 cm sedimentäres Schichtungs-Gefälle), vereinzelt Geröllchen, viel Pflanzenhäcksel und öfter Muschelschalenreste zeigen. Die teilweise schwarzfärbenden, kohlige Massen aufnehmenden Bänke streichen NO und stehen senkrecht, um aber wenige 100 m bachauf in mittlere SW-Neigung überzugehen. Hier führen sie harten Sandstein auch von gröberem Korn mit Glimmer und anderen kristallinen Anteilen. Der Sandstein besitzt an der Unterfläche gegen die jeweils liegende Mergelbank kräftige, rundlich gebogene Auskolkungswülste, gebogene Bohrloch-Wülste und hat die gleiche Feinstreifung durch schwarze Sandkörnchen wie der Molasse-Bausandstein von Südbayern.

Die Fazies dieses mit Sandbänken durchsetzten Schliers ist ohne Frage flyschartig und besonders ähnlich dem Oberkreideflysch der südlichen Oberstdorfer Flyschfazies. Doch erweist sich die diagenetische Umwandlung noch nicht ebenso weit fortgeschritten: aus der sedimentären Mergel-Sand-Mischung ist noch kein harter Sandkalk, aus dem weichen Mergel noch kein harter Zementmergel geworden.

SO Whs. Hagengut schließen sich die grauen, harten, jedoch meist noch immer stark muldig verbogenen Feinsandsteinbänke von bis über Fuß-Dicke zu mehreren Meter Mächtigkeit zusammen (f. 35° SSO). In mannigfachen Windungen, aber überwiegend südgeneigt, taucht der Schlier in dem noch flachen Landschaftsteil von 500 bis 570 m Berghöhen am Ramingbach immer wieder auf. (Abb. 5.)

b) Ultrahelvetischer Flysch.

Erst wo die Berge beiderseits des Tales mit dem Damberg und der Wieserhöhe sich plötzlich auf 700 m und darüber aufschwingen, da setzt, etwa 300 m südlich der Kirche von Klein-Raming, der Flysch am Raminger Bachbett ein. Nördlich von der dortigen Straßenbrücke hat man an dem Prallhang noch mehrere Meter starke Bänke von glimmerreichem, fein- bis mittelkörnigem Schlier-Sandstein mit kräftiger Muldenschichtung (f. 65° S). 50 m südlicher steht im Bachbett dann bei gleichem Streichen und 50°—80° Südfallen der erste Flysch an. Sein Wechsel von 5—20 cm dicken Platten grauen, Fukoiden-führenden Mergelkalkes und gut zementierten Sandkalks mit grauen, kalkigen Zementmergeln ist weniger allmählich und ungleich schärfer als im Schlier auf die einzelnen Bänke verteilt. Nur an einer Stelle hat man wenige Zentimeter-dicke Fukoidenmergel von roter Farbe, gelegentlich auch von grüner. Anzeichen schärferer Grenzstörungen zwischen Schlier und Flysch, wie Kalzitisierung, Verquetschung, sind nicht vorhanden.

Von den Flyschstufen Südbayerns erinnert dieser an 100 m mächtig aufgeschlossene, nördlichste Flysch vhm. am meisten an den Piesenkopfkalk (fco_2 der nördlichen Flyschentwicklung).

Wo südlich jenseits der genannten Brücke im tektonisch Hangenden eine kleine Sattelumbiegung sichtbar wird, schließen sich die harten Flyschbänke auf etwa 50 m Mächtigkeit zu mächtigeren, wechselnd kieseligen Sandkalk-Folgen zusammen. Dieses Gestein, das auch im westlichen Unterkreideflysch verbreitet ist, findet man besonders häufig in Geröllform in den jungoligozän-miozänen Molasse-Konglomeraten Südbayerns.

Gegen S, wo sich bachaufwärts in dem härter werdenden Gestein das Tal verengt, treten immer mehr glimmerige Feinsandbänke auf, welche sich von dem weiter im W gewohnten, regelmäßiger gekörnten Hauptflyschsandstein nur durch eine weniger scharfe Verteilung des Sandes auf die einzelnen Bänke und durch das häufig sehr feine Korn der dazwischen aber auch oft grandig-kleingeröllig werdenden Sandsteine unterscheidet. Die Gerölle sind, wie auch sonst meist, aus weißem oder grauem Gangquarz und Quarzit, aus Glimmerschiefer, auch rotem Feldspat, bei wechselndem Abrollungsgrad (Steinbruch in dem Sandstein kurz nördlich des Wirtshauses). Bei dem am Nordrand von Blatt Weyer 1 : 75.000 folgenden Sägewerk sieht man, daß dieser Hauptflyschsandstein fco_1 öfter mit kohligem Pflanzenhäcksel und mit Mergelgeröllen versehen ist und wechsellagert mit grauem Fukoiden-Zementmergel sowie mit wechselnd kieseligem, dünnem Splitterkalk.

Südwärts bei Hausmann an der Abzweigung des Kollergrabens bildet dieser Sandstein zwei schmale Teilsättel im Bachbett. Bei öfter wechselndem Streichen und Fallen herrscht doch etwa 35° südöstliches Einfallen. Im ganzen muß auf eine Gesamtmächtigkeit des Hauptsandsteins von über 500 m geschlossen werden. Beurteilt nach den Verhältnissen im W, wo die Sandsteinmächtigkeit der südlichen, Oberstdorfer Fazies kaum über 30 m geht, muß danach die Vertretung der nördlichen, Sigiswanger Flysch-

faziesangenommen werden. An diese erinnert ja auch der Piesenkopfkalk-ähnliche Flysch am Molasserand.

Bald nach Abzweigung des großen Kollergrabens (gegen O) hat man in dem gegen SW weiterziehenden Kleinen Kollergraben im Hauptflyschsandstein ausgeprägte SO-Neigung.

Oberhalb Danielgütl O vom Schwarzberg überwiegen die grauen, Fuß- bis Meterstarken Fukoiden-Zementmergelbänke über die Sandkalk-Kieselkalk-, gelegentlich dunklen Hornstein-Bänkchen, während der Sandstein nun hier im Hangenden fehlt. Die 50° SSO geneigten Sandkalkbänke besitzen sehr starke, sedimentäre Innenfältelung. An den überwiegenden Zementmergeln ist öfter die normale, nicht überkippte Lagerung nachweisbar. WSW P. 760 (Knollerberg) stecken zwischen den 60° SSO geneigten, grauen Zementmergelbänken auch grünliche und weinrote. Das ganze läßt sich am besten mit den sandarmen Birnwang- oder Zementmergeln des Oberkreideflysches in südlicher, Oberstdorfer Fazies vergleichen.

Östlich vom Wielleitenberg setzt dann nach der Talgabel allmählich wieder glimmerreicher Hauptflyschsandstein mit zusammenschließenden Bänken und 40° SO-Fallen ein.

NW Punkt 916 (Plattenberg) erscheinen im Kollergraben senkrechte oder steil SSO fallende Mergelschiefer, gequält, in Linsen aufgelöst und von Kalzit durchadert mit Banklinsen von Sandkalk, Mergelkalk: In der Nähe dürfte hier eine starke Störung durchsetzen[1]), jenseits deren im Hangenden schöner, dünnplattiger Piesenkopfkalk (die Bänkchen freilich öfter etwas kieselig) in 20—30 m Schichtmächtigkeit mittel gegen SO einfällt. Über ihm sind die Bänke wieder dicker, ziemlich kieselig, aber nicht knollig. Die reichlichen Feinsandkalk- und kieseligen Mergelkalk-Bänke deuten auf tieferen fco_2, der nach oben mergelreicher wird. Solcher fco_2, der auf dem Gipfel von Vorder Platten eine senkrechte, OW-streichende Bank glimmerarmen Sandsteins mit Häcksel und Fließwülsten zwischen Zementmergeln führt, geht auch jenseits des Bergrückens zu Tal. Anzeichen für Eozän, wie es auf Blatt Weyer vermerkt ist, konnte ich nicht entdecken.

Die wechselvolle Lagerung der an harten Bänken ziemlich reichen, jedoch etwas sandarmen fco_2-Abteilung, deren Unterlage aber nur wenig Sandsteinbänke zeigt, wurde in Abb. 5 für den südlichen Kollergraben (im S des Plattenberges) möglichst angedeutet. Die bis 5 m mächtigen Sandsteineinlagen können recht glimmerarm sein und in Sandkalk übergehen. Im Gegensatz zum nördlichen Profilteil ist die Verfaltung — auch nach Ausweis der Anzeichen für überkippte Lagerung — hier erheblich. Wir nähern uns dem großen randostalpin-pieninischen Schuppen-Streifen.

c) Klippenflysch.

Nicht ohne Aufschuppung dürfte schon östlich Pfingstmann im S der Mühle ein erstes Paket von Unterkreideflysch auf den gleichgeneigten Oberkreideflysch gelangt sein: Rund 20 m Bänke von pelagischem, meist etwas geflecktem Kalk (fcu_6 oder Neokom,

[1]) Wie weit hier die in der Profilzeichnung gegebene Lage stimmt, kann erst eine nähere Kartenaufnahme feststellen. Die sehr auffallende geringere Mächtigkeit von fco_1 im S legt den Gedanken nahe, ob nicht auch hier in Oberdonau der südliche Flysch mit etwas abweichender Fazies auf dem nördlichen aufgeschoben liegt wie in Südbayern.

fcu_4?), dazwischen reichlich grauer Flyschsandkalk erscheinen, dann am Kollergrabenausgang bei P. 484 darüber glaukonitischer und schwarzer, schiefriger Gaultflysch (fcu_5). Dieser erweist sich als solcher gesteinsmäßig und durch seine Lage über Neokom. Er findet sich, flach NW geneigt, mit glaukonitischem Sandstein, grauem Sandkalk und Mergel aufgeschlossen am Pechgraben-(Laussa-)Bach bei der Brücke NW Rotwolf, an der südlichen Pechgrabentalseite mit gutem Ölquarzit und schwarzem Sandkalk WSW Sensenschmiede sowie bei dieser selbst (f. SSO) mit gleichen Quarzitbänken in überwiegend grauen und schwärzlichen Gaultflyschmergeln[1]). Anscheinend über ihm liegen ähnliche Mergel zusammen mit weinrotem und mit pelagischem Splitterkalk, der mitunter etwas gefleckt ist, in senkrechter Stellung muldenartig an der südlichen Bachbiegung NW Rotwolf. Zwar ist die Lagerung nicht zweifelsfrei erweisbar, doch halte ich mit Rücksicht darauf, daß solche Gesteine im W zum Obergault (fcu_6) unter dem Hauptflyschsandstein gehören, und mir solche im Neokom, wohin sie H. Lögters 1937 stellte, nicht sicher bekannt sind, diese Einordnung bei fcu_6 für wahrscheinlich.

Die gleichen Gesteine bilden, nach einer Unterbrechung der Mittelkreide durch wenig aufgeschlossenen Oberkreideflysch, ab 500 m MH. unterhalb der Sensenschmiede bis zur Bachgabel bei P. 448 das felsige Bett des Laussa-Baches. Weinrote, hell- und dunkelgraue Mergel, gelegentlich auch härtere Bänke hellgrauer, gefleckter, dichter Mergelkalke, dann (bei der Mühle und Brücke) auch reichlich cm- bis Fuß-starke graue Sandkalkbänke mit Hieroglyphen und Wulstflächen, auch pelagische Kalke stehen hier in sehr unregelmäßiger, oft steil gequetschter Lagerung an. In Hornsteinkalken fand P. Solomonica hier Aptychen, wohl des Neokoms (1933, 208). Das Profil, Abb 5, versucht die Lagerung, welche zahlreiche Schuppen aufweist, einigermaßen darzustellen. Eine nähere Kartenaufnahme wird noch weitere, bedeutende Abweichungen von Blatt Weyer 1 : 75.000 feststellen und die Frage der Zugehörigkeit der roten Mergel entscheiden.

Jedenfalls zeigt unser Profil unter zunehmenden tektonischen Verwicklungen ein Emporkommen älterer Schuppen aus der Unterlage des ultrahelvetischen Vortiefenflysches und damit einen Übergang zu dem, was randostalpin-pieninische Klippenzone genannt wird.

Da unter dem Oberkreideflysch fco_2, abgesehen von wenigen, bis einige Meter mächtigen Sandsteinbänken, kein Hauptsandstein fco_1 mehr zum Vorschein kommt, der nach seiner Mächtigkeit jenem im nördlichen Profilteil entspricht, ist mit dessen starkem Auskeilen nach S — vielleicht nicht ohne tektonische Beschneidung und Verkürzung des zwischengelegenen Verminderungs-Gebietes — zu rechnen. Auch kommt kein mächtiger Neokomflysch aus dem Untergrund nach oben.

Aber diese nach S wachsende Emporschuppung des Flyschuntergrundes bringt nach dem älteren Kreideflysch nun auch den Jura zum Vorschein, so daß wir das folgende Schichtprofil als Unterlage des

[1]) Solche Gesteine hat F. Trauth 1928, 299, im Klippenhüllenflysch, ohne Versteinerungsnachweis, als Eozän eingeordnet, wobei er sich auf die Gesteinsähnlichkeit mit dem Glaukoniteozän im Wiener Wald stützte.

südlichen ultrahelvetischen Flysches feststellen können:

fco_2 Oberkreideflysch-Zementmergel mit Sandkalkbänken (über 600 m), darin unten:

fco_1 (wohl Cenoman) mehrere, einige Meter mächtige Bänke von Glimmer-führenden Hauptflyschsandstein, der im N über 500 m mächtig ist.

fcu_6 rote, graue, schwarze Mergel, Sandkalk- und Splitterkalkbänke (rund 150 m).

fcu_5 schwarze und graue Mergel mit glaukonitischen Ölquarzit-, wulstigen Sandkalk- und schwarzen Quarzit-Bänken (über 100 m).

Ne Neokomfleckenmergel, Aptychenkalk. Örtlich rote und grüne Mergelschiefer.

Tithon: Glimmerig-sandige Schiefermergel (wenig mächtig).

Acanthicuskalk: Konglomeratischer Malmkalk (120 m).

Subalpiner Klauskalk: dunkelgraue, glimmerreiche Mergel mit Posidonomya alpina, oben Kieselkalke (150 m).

Höherer Lias: dunkle, plattige Mergel und Spatkalke (20 m).

Grestener Schichten, tieferer Lias: nach oben feinkörnige Schiefertone und Kohlenflöze, nach unten mit Arkose auf grobflaserigen Granit transgredierend (80 m).

Wie Abb. 5 zeigt, ist diese randostalpine Schichtfolge nicht nur über viermal geschuppt, sondern auch in sich noch geteilt durch Flyschsandstein, begleitet von Granit-Scherlingen. Die südöstlichste Flyschsandsteinschuppe dieser Art enthält, genau wie der Wildflysch weiter im W, grobes, fremdes (exotisches) Konglomerat aus bis kopfgroßen Geröllen von Diabasporphyrit, Serpentin und Melaphyr (ein Drittel der Menge), etwas weniger Quarzen und Quarziten, von Porphyren (ein Sechstel der Menge) und schließlich zu gleichen Teilen rötliche Buchdenkmal-Granite und „Protogine" sowie Kalksteine (z. B. roter Jurakalk). Der Serpentin kann Blöcke bis zu 2 m Höhe bilden.

d) Der Granit am Pechgraben,

aus dem von der Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte unter Mitwirkung zahlreicher ausländischer Gesellschaften 1856 das berühmte L.-von-Buch-Denkmal gestaltet wurde, ist der größte Block (25 × 25 × 7 m) einer ansehnlichen, wahrscheinlich auf diluvialem Eisboden auseinandergeflossenen Felsgruppe. Die blaßfleischroten Orthoklase bilden zusammen mit dem hellgrauen Quarz und dem etwas zurücktretenden Biotit einen grobflaserigen, oft aplitisch oder pegmatitisch werdenden Granitgneis. In dem unmittelbar östlich anschließenden Graben streichen auf ihn zu 30 m weinrote Tonmergel und einige Meter graue, dunkelgrau gefleckte Mergel und Mergelkalke (f. steil

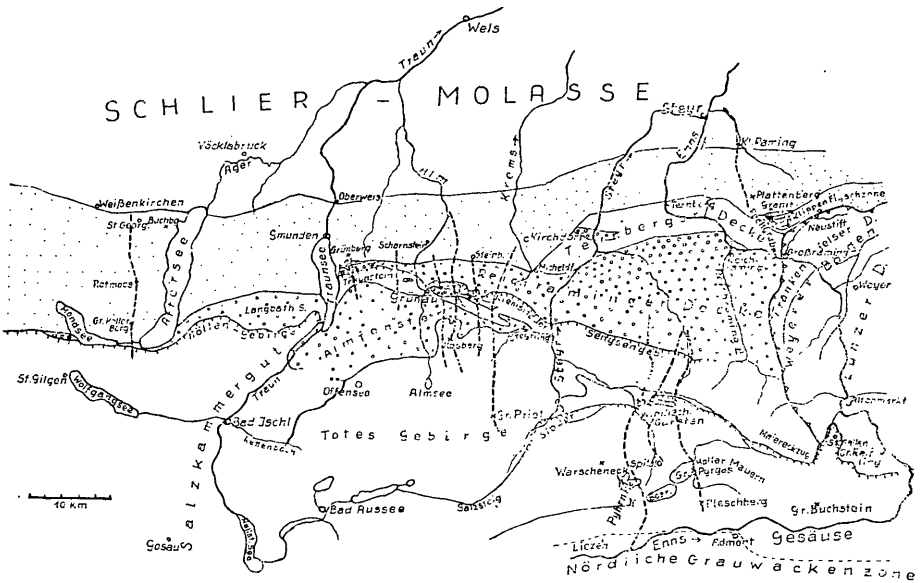


Abb. 6.

N; Neokom?). Die sonstige Umgebung zeigt nur Verwitterungsboden von Flysch oder Grestener Lias-Schichten.

Das ganze randostalpin-pieninische (bei G. Geyer „subalpine") Schuppenpaket ist südwärts unterschoben unter die Losensteinmulde der Ternberg-Frankenfelser Decke der Kalkalpen. Deren nördlicher Randstreifen ist, ganz wie am Nordsaum der verschiedenen, den Alpenrand im W bildenden Decken (Reichraminger, tirolische Staufen-Höllengebirgs-, bajuvarische, Lechtal- und Allgäu-Decke) von einem randlichen Stück Cenoman-, bzw. Gosau-Mulde besetzt. Das hier durch eine Störung abgegliederte Cenoman ist klippenartig von unten her durchstoßen — daher „Cenomanklippenzone" bei H. Lögters 1937, 101.

e) Kalkalpen.

Wenn wir längs der mit Wildflyschkonglomerat versehenen Flyschschuppe im S des Randostalpins (Subalpins) die Kalkalpen beginnen lassen, so sind wir hiezu berechtigt durch die sehr viel größere Mächtigkeit (600 m) des Cenomans im S, durch seine teilweise abweichende Fazies und Geröllzusammensetzung — abgesehen von einer abweichenden kalkalpinen Ausbildung, die nicht, wie die randostalpine, sandig-konglomeratisch ist (H. Lögters) und auch nicht mit Lias auf Granit übergreift.

Die festen, grauen Sandmergel mit Orbitolina concava und die Sandsteine des Cenomans schließen mächtige, fremdgeröllige Konglomerate ein und ergänzen sich durch harte glimmerführende Flyschsandsteine nach oben zu etwa 600 m Mächtigkeit. Die Beziehungen zu dem ganz ähnlichen cenomanen Hauptflyschsandstein im randostalpinen N, wo er aber zunächst nur wenig mächtig ist, erscheinen klar.

Die Geröllzusammensetzung des Cenomans, dessen Konglomerate in allen Mulden der Weyerer Bögen verbreitet sind, wurde kürzlich von H. Lögters untersucht. Es gibt in der cenomanen Klippenzone bis zu über ein Drittel des Geröllbestandes nichtmetamorphe, rote und grüne Quarzporphyre, 10—80 v. H. Glimmerschiefer, 10—20 v. H. Milchquarze und Quarzite, meist reichlich bunte Quarzbrekzien, einige (alpine) Kalksteine und Granite, teilweise von der Art des Buchdenkmal-Granits, gelegentlich Augengneis. Von Großraming gegen NO nehmen die Geröllgrößen zu, die weniger widerstandsfähigen Gerölle gibt es nur im N.

Am Pechgraben werden die älteren Teile der Losensteinmulde durch die cenomane Klippenzone südwärts ein Stück unterschoben, während weiter nach S bis zur Enns über Hauptdolomit sich eine breite Gosaumulde entwickelt.

B. Folgerungen.

1. Zur Fazies und Gliederung des Oberdonau-Flysches.

Nach den besprochenen Beobachtungen kann schon am Anfang einer modernen Bearbeitung des Oberdonau-Flysches unter Einbeziehung seiner kalkalpinen Unterlage das Folgende festgestellt werden:

a) Ausbildung und Verteilung der Einzelstufen:

Ähnlich wie am bayerischen Alpenrand, besteht der Flysch auch im W des Attersees und südöstlich Steyr weit überwiegend nur aus Mittel- und besonders aus Oberkreideflysch.

Der Unterkreideflysch erscheint mit fcu_4 nur schwach in zwei Sätteln beiderseits des Roßmooses mit etwas kieseligen Wulstkalkbänken. Aus den kalkalpinen Neokom-Mergeln entwickelt sich nur östlich Windischgarsten flyschartige Fazies.

fcu_5 erscheint deutlich und weit verbreitet mit der südlichen (Oberstdorfer) Fazies in den Sattelgebieten westlich des Attersees, an der Alm NNO von Scharnstein, in den südlichen Übergangsschuppen nach dem randostalpinen Flysch des Pechgrabens zu, sowie in den aufgeschuppten, kalkalpinen Fenstern

unter der Höllengebirgsdecke NW und O von Grünau, auch O von Windischgarsten. Nördliche Gaultflyschfazies ist nicht zu sehen.

fcu$_6$ ist in seinem Vorkommen an fcu$_5$ geknüpft.

fco$_1$ (wohl cenomaner Hauptflyschsandstein) fällt durch seine über 500 Meter betragende Mächtigkeit in den nördlichen Flyschfalten südlich Klein-Raming (SO Steyr) auf. Damit ist die Anwesenheit der nördlichen (Sigiswanger) Flyschfazies von Allgäu-Südbayern wenigstens für den Nordteil des östlichen Oberdonau-Flysches festgestellt. Sie wird noch durch die wahrscheinlich im unteren fco$_2$ entwickelte Piesenkopfkalk-Fazies von im N 100 m, südlicher von 20 m erkennbarer Mächtigkeit betont. Diese Fazies scheint nach S ganz gegen die „Zementmergel-Oberkreide" — „Inozeramenkreide" auszukeilen, wo zugleich nur noch geringe Mächtigkeit des hier in Einzelbänke aufgelösten Hauptflyschsandsteins vorliegt, was für dieses Südgebiet die Vertretung der südlichen (Oberstdorfer) Fazies anzeigt.

In den N Scharnstein, N Gschliefgraben, N Traunkirchen und W Attersee untersuchten Profilen konnte nur die südliche Flyschfazies erkannt werden. Das ist die Fortsetzung des Muntigl-Flysches N Salzburg.

Die nördliche Flyschfazies fand sich also allein dort, wo der Flyschstreifen von Oberdonau (bei Steyr) am weitesten nach N reicht. Aber auch die südliche Flyschfazies ist, wie sich zeigt, an der Salzach gegen O noch keineswegs zu Ende; sie herrscht sogar bis über die Enns hinaus.

Damit wiederholt sich die Verbreitungsart dieser Fazies westlicherer Gebiete, in denen gleichfalls, außer dem helvetischen Streifen, oft auch der ganze nördliche Flyschstreifen mit der Sigiswanger Fazies tektonisch ausfällt: Loisach-Gebiet zwischen Murnau und Kochel, O Chiemsee zwischen Bergen und Rottrauntal.

Südlich des ultrahelvetischen Vortiefenflysches, dort, wo im Pechgraben sein randostalpiner Untergrund als „pieninische" Klippenflyschzone nach oben geschuppt ist, nimmt die Mächtigkeit des Hauptflyschsandsteins, der vielfach diesen „Klippenflysch" allein vertritt, wieder zu.

Noch weiter südlich, in seinem Ablagerungsgebiet auf der kalkalpinen Frankenfelser Decke (Weyerer Bögen) ist das Cenoman, neben Sandmergel hauptsächlich Sandstein oder Konglomerat, wieder 600 m mächtig. Glimmerführender Flyschsandstein liegt hier hauptsächlich gegen oben (S. 204, vgl. Faziesprofil, Abb. 7).

Auf das Kalkalpengebiet der (tirolischen) Reichraminger Decke ist dieser Hauptflyschsandstein auch vorgedrungen. Er findet sich aber nur bis Grünau, während er im Windischgarstener Fenster nicht mehr zum Vorschein kommt.

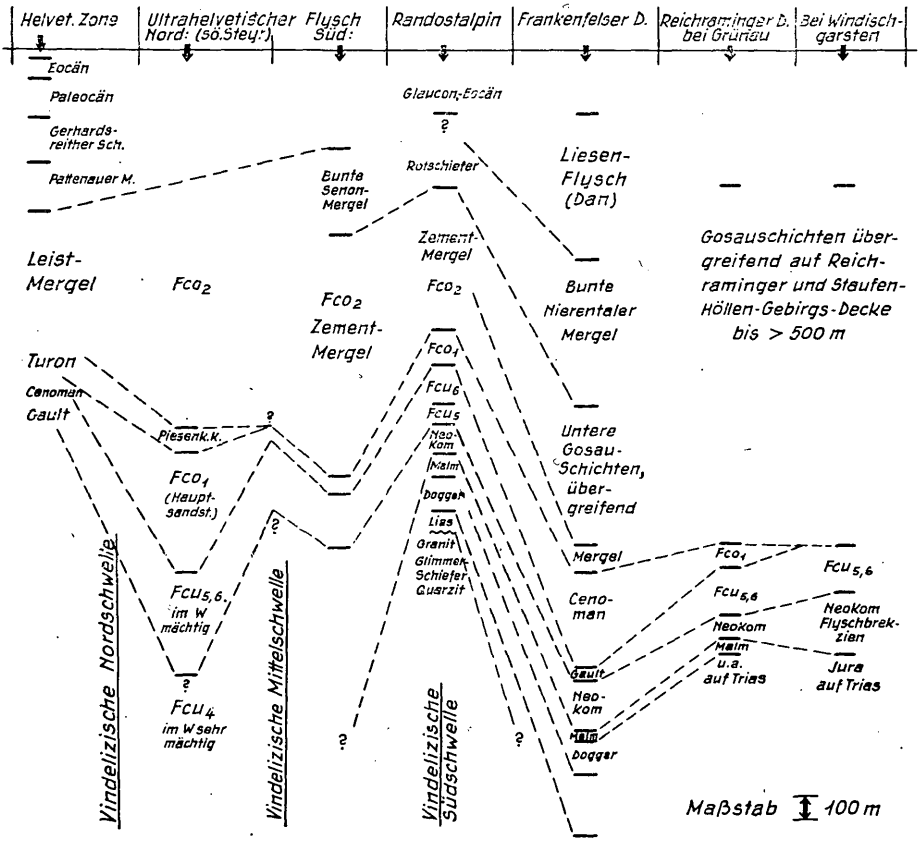


Abb. 7.

Hier war damals vielleicht noch schuttlieferndes Hochgebiet. Jedenfalls gehört da das Cenoman auf der unmittelbar anschließenden Reichraminger Decke und bei Losenstein mit dem Gault auf der Ternberger Decke noch zum liegenden Deckenkörper. Dagegen bildet es im östlicheren Bereich der Weyerer Bögen auf der jünger überschobenen Frankenfelser Decke bereits erstes Glied der transgredierenden Oberkreide. Das ist ein baugeschichtlich wichtiger Unterschied.

Abteilung „Bunte Mergel" fcu_6.

Während der im W über fco_1 häufig, aber schwach ausgebildete Rotschiefer in Oberdonau bisher nur wenig gefunden wurde, scheint der bunte Rotschiefer unter dem fco_1-Hauptsandstein allgemein und ziemlich mächtig entwickelt zu sein. Diese schwarzen, grauen, grünlichen Schiefermergel sind zusammen mit roten als eine mächtige, selbständige Abteilung „Bunte Mergel"

— „Obergaultflysch" ausscheidbar. Die Abteilung entspricht dem überwiegenden Mergelschiefer über der eigentlichen Flyschquarzitgruppe im Allgäu oder den gradflächigen Mergelkalk- und Sandkalk-reicheren Bänken mit roten Zwischenbänken etwa im O der Lechdelle (südlich vom Hohen Trauchberg).

G. Geyer (1907, 63; 1909, 66) fand bunte Mergel, zum Teil Chondriten-führend im kalkalpinen Bereich über Hornstein- und Fossil-führendem Neokom, Tithon oder ungleichförmig noch über Grestener Lias und Hauptdolomit sowie unter Grundkonglomerat und Brekzien der Oberkreide (Cenoman bis Gosau). Danach stellte H. Lögters schwarze und bunte Mergel, welche er zwischen Neokom und Cenoman fand, zum Oberneokom. Es ist aber ebensogut Gault-Alter denkbar. Auf dieses wiesen, nach den Bestimmungen von V. Uhlig 1909, 70, die ammonitenführenden, schwarzen Schiefertone vom Siedelsbach bei Losenstein am kalkalpinen Nordrand hin. Bunte und schwarze Mergel dieser Ausbildung sind zudem im gewöhnlichen kalkalpinen Neokom kaum bekannt. Aber die gleichen Bunten Mergel beteiligen sich im randostalpinen Klippenbereich an den Schuppen, setzen z. B. hart östlich am Granit des Buch-Denkmals (S. 202, 217) an und ziehen sich von da im Pechgraben gegen WNW.

Zwar gibt das Pechgrabenprofil keine einwandfreien Aufschlüsse. Es erscheinen jedoch an den in Profil, Abb. 5, angegebenen Stellen reichlich cm- bis Fuß-starke, graue Sandkalkbänke mit Hieroglyphen und Wulstflächen, 1 m starke, glimmerarme, harte, graue Flyschsandsteinbänke, nach oben über Sandkalk in bis 3 m mächtigen Zementmergelflysch übergehend, über unseren fraglichen Bunten Mergeln. Das heißt, diese werden überlagert durch Gesteine, welche den tieferen Teil des Oberkreide-Zementmergelflysches (Südfazies) kennzeichnen. Nach dieser normalen Auflagerung würde es sich also in der Tat bei den Bunten Mergeln um Obergault handeln.

Geht man aus dem Randostalpin nördlich in den anschließenden, ultrahelvetischen Vortiefenflysch, so findet man hier im Neokom — ebensowenig wie im Helvet — keine solchen bunten und schwarzen Mergel, wohl aber im Gaultflysch, und zwar hauptsächlich in dessen oberer, Mergelschiefer-reicher Abteilung. Wegen der auch sonst vorliegenden, weitgehenden Fazies-Annäherung zwischen randostalpinem und ultrahelvetischem Raum halte ich es für wahrscheinlich, daß wenigstens der Hauptteil der roten und schwarzen Mergel dem Obergault entspricht.

Wegen ihrer großen Beweglichkeit sind die Bunten Mergel meist durch Störungen begrenzt oder von solchen durchsetzt, weshalb unsere Auffassung von der normalen Einschaltung zwischen Hauptflyschsandstein und harte Quarzitgruppe fcu_5 durch weitere Beobachtungen an besseren Aufschlüssen der Nachprüfung bedarf. Sie hat auch die Stellung unserer Bunten Mergel fcu_6 im Pechgrabengebiet möglichst weiter zu klären.

Mit den bunten, faziell ultrahelvetischen Leimern-Mergeln über dem Flysch und unter dem Paleozän-Eozän des Gschliefgrabens, in welchen die senone Foraminiferenfauna mit einigen größeren Versteinerungen nachgewiesen ist, sind unsere Bunten Mergel fcu_6 nicht zusammenzuwerfen.

Sehr bemerkenswert ist die fazielle, freilich diagenetisch nicht gleich weit fortgeschrittene Ähnlichkeit der südlichen Schlier-Molasse mit dem Oberkreideflysch SO Steyr. In ganz ähnliche, graue Mergel wurden hier wie dort immer wieder ähnliche, sedimentär unruhige Sand(stein)massen eingespült. Auf solche

Ähnlichkeiten wurde auch schon in der Schweiz für deren stampische Molassemergel und deren Flysch hingewiesen.

b) Beziehungen zwischen helvetischem und ultrahelvetischem Ablagerungsraum.

Da wir die tiefere Kreide im helvetischen Absatzraum östlich der Salzach nicht kennen, kann sich ein Vergleich der helvetischen Absätze mit denen im südlich anschließenden, daher „ultrahelvetischen" Ablagerungsbereich des Vortiefenflysches und seiner südlich folgenden, randostalpinen Klippen-Fortsetzung nur auf die Oberkreide beziehen. Es wurde eben gezeigt, daß für die Gault-Zeit, in welcher also nach der Gebirgsbewegung in der Unterkreide und nach erheblicher Abtragung zum ersten Male auf den Kalkalpen — hier auf der Ternberg-Randdecke bei Losenstein — sichere Absätze nachgewiesen sind, ein klarer Fazies-Zusammenhang besteht zwischen der bunten, glaukonitischen und quarzitischen Ausbildung im (südbayerischen) helvetischen Raum über die gleichen Bildungen des ultrahelvetischen Flyschgebietes ($fcu_{5, 6}$), nach denen im randostalpinen Pechgraben-Bezirk bis zu denen, welche in den Streifenfenstern der Reichraminger Decke bei Grünau und Windischgarsten noch unter der Staufen-Höllengebirgsdecke, bzw. Warscheneckdecke emporgeschuppt wurden.

Etwas anderes ist es im Cenoman nur insofern, als dessen helvetische Ausbildung, weit im W abweichend pelagisch, im O uns unbekannt ist. Und auch da reichen die offenbar zusammengehörigen, in allem Wesentlichen gleich ausgebildeten Hauptflyschsandsteine durch den nördlichen und südlichen ultrahelvetischen in den randostalpinen und nördlich-kalkalpinen Raum hinein.

Diese Umstände waren Grund für die Meinung, daß es der ultrahelvetische Vortiefenabsatzraum selbst sei, der unter den nördlichen Kalkalpen in den Fenstern von Grünau und Windischgarsten wieder erscheine und folglich unter diesen durch bis mindestens zur Mitte der Kalkalpen fortziehe. Dieser Schluß von R. Brinkmann 1936 war aber etwas zu weitgehend.

Ebenso zu weitgehend war die — dann auch noch von M. Richter und G. Müller-Deile 1940 übernommene — Folgerung von K. Götzinger 1937. Dieser stellte fest, die Schichtfolge im Gschliefgraben am Südrand des ultrahelvetischen Flysches sei grundsätzlich die gleiche, wie sie nordwestlich im helvetischen Streifen St. Pankraz—Mattsee auftritt. Er nennt jene im Gschliefgraben darum auch „helvetisch" und meint, daß die helvetische Zone von Roitsham, wo sie am Ostrand der Mattseer Vorkommen unter dem Quartär verschwindet, hier im Gschliefgraben wieder auftauche.

Doch wird damit die Faziesausbildung und die tektonische Lage unrichtigerweise zusammengeworfen, denn es wäre tektonisch schwer verständlich,

wenn der vom französischen Westalpenbogen (Dauphiné) durch die ganze mittlere Schweiz, durch Vorarlberg-Südbayern bis nach Mattsee außerhalb des ultrahelvetischen Baustreifens fortziehende helvetische Streifen nun plötzlich schräg über die noch heute 10—15 km breiten ultrahelvetischen Falten auf die ultrahelvetische Südseite hinüberwechseln würde. Gleiches würde für den neuerdings vom S des Steinbachs (O der Alm) ebenfalls vom Flyschsüdrand bekannt gewordenen Eozän-Granitmarmor gelten. Auch erwähnen M. Richter und G. Müller-Deile 1940, 423, einen Schubfetzen von rotem Nummulitenkalk nahe dem nördlichen Flyschrand, NW Pinsdorf.

Was die paläontologisch-fazielle Seite der Frage betrifft, so ist K. Götzingers Vergleich Gschliefgraben-Mattsee zweifellos im wesentlichen zutreffend. Es darf aber nicht vergessen werden, daß auch die südbayerische und besonders die Oberkreide-Eozän-Absätze von Mattsee gegenüber der wirklichen helvetischen Fazies der nordöstlichen Schweizer Alpen eine starke Abänderung erfahren haben. Diese beziehen sich sowohl auf die großen und kleinen Flecken der Oberkreide-Foraminiferenmergel, welche aus den grauen Leistmergeln der Schweiz echte Fleckenmergel gemacht haben, ununterscheidbar von den ultrahelvetischen Leimernmergeln. Zweitens ist die kräftig rote Farbe über große Schichtmächtigkeit, auch das Zurücktreten des Kalks gegenüber dem Tonmergel ein südhelvetisch-ultrahelvetisches Merkmal, dem sich die starke Versandung, die Zunahme der dunkel bis schwarz färbenden Bitumenmassen in den Gerhardsreuter Mergeln, in der Wang-Fazies, in den schwarzen Breitach-Sandmergeln, in den schwarzen Wildflyschschiefern und schließlich die Vermehrung fremder (exotischer) Kristallin-Schwellen-Abkömmlinge anschließen.

Faziell hat sich also im Zuge des helvetischen Ablagerungsbeckens von Südbayern gegen O jene Ausbildung eingestellt, die sich im normalhelvetischen Becken der Schweiz von N nach S zu als die ultrahelvetische Fazies einstellt mit Leimernmergel-Wildflysch.

Andererseits ist zu beachten, daß es ausschließlich die südlichen (Oberstdorfer) Oberkreideflysch-Zementmergel sind, welche die (spärlichen) Inoceramen des südbayerischen Flysches geliefert haben („Inoceramen-Kreide" auch im Osten!), und daß die östliche Fortsetzung dieser Zementmergel in Gestalt des Muntigl-Flysches nördlich Salzburg eine für den Flysch so ganz ungewöhnliche, reiche Versteinerungsführung von Inoceramen, Austern, sogar einzelnen Ammoniten (Kraus 1942) wenigstens in einigen Zwischenlagen aufweist. Wir haben hier das Hereinragen von Umständen mit normalerem Tierleben, nicht aus dem mediterranen, durch Rudisten und Actaeonellen gekennzeichneten Bereich im S, sondern aus dem nordwestlichen helvetischen, bzw. mitteleuro-

päischen Bezirk. Wenn aber schon in einigen Zwischenlagen des ultrahelvetischen Muntigl-Flysches erste Vorläufer jenes Tierlebens aus W, bzw. N eindringen konnten, so ist verständlich, wenn versteinerungsführende Lagen im Senon-Eozän auch noch weiter südlich im Ultrahelvet, nämlich in das heutige Gschliefgrabengebiet vordringen konnten. Wissen wir doch auch von dem während des Maestricht, Dans und Mitteleozäns noch viel weiter südwärts in die Alpen vordringenden Meer mit reichlicherem Tierleben.

So stößt, mit wesentlich gleichbleibender Fazies, der senone Buntmergel „Seehamer Mergel" — „nördliche Nierentaler Schichten" bei G. Götzinger 1936, 36, und das etwas gröbere Mattseer Eozän (verglichen mit dem Greifensteiner Eozänsandstein bei Wien) aus dem Mattseer „Helvet"-Bezirk z. B. auch gegen SW in die alte, von der juvavischen Untersbergmasse eingenommene Saalachdelle der Kalkalpen vor. Hier legten sie sich über die Glanecker Gosauschichten als „Nierentaler Buntmergel" mit etwas Flyschsandstein und als feinkörniger Wartberger Eozänsandstein (verglichen mit Laaber Eozänsandstein bei Wien). G. Götzinger stellte denn auch die Buntmergel-Eozän-Folge des Gschliefgrabens im S der Flyschzone zu jenem auf kalkalpiner Gosau ruhenden Vorkommen von Glanegg—Wartberg—Bad Reichenhall.

Ebenso sind für den Bereich des ultrahelvetischen Oberkreideflysches im O der Salzach die nach O deutlicheren und ausgedehnteren Muldeneinlagen von versteinerungsführendem Eozän zu berücksichtigen, wie sie nach G. A. Koch z. B. im oberen Aurachtal (NW Traunsee), wenn auch keineswegs in allen nach der Gesteinsähnlichkeit vermuteten Fällen (Blatt Weyer!) anzunehmen sind.

Wir sehen also (mit E. Spengler 1939, 280) im Gschliefgraben Begleiterscheinungen dieser Jungkreide-Eozän-Vorstöße versteinerungsreicher Fazies in der mehr ultrahelvetisch-südbayerischen „Helvet"-Ausbildung quer hinweg über den Ablagerungsraum des ultrahelvetischen Flysches gegen SO. Diese Vorstöße begannen gleichzeitig mit der Bildung der den beiden Räumen gemeinsamen senonen Buntmergel, den roten und grauen Globotruncana-Mergeln oder Pattenauer Mergeln der Campan-, bzw. Atur-Zeit.

Betrachten wir unsere wichtige Frage auch tektonisch, so liegen folgende Beobachtungstatsachen klar:

1. Es trifft nicht zu, daß das Mattsee-Helvet nach O unter dem Quartär am N-Rand des ultrahelvetischen Flysches zu Ende wäre und nur im Gschliefgraben fortsetzt. Vielmehr liegen einige, wenn auch heute schlecht aufgeschlossene Vorkommen bei Watzelburg (Blatt Salzburg NO), zurückgestaffelt in Resten bei Weißenkirchen, im Aurachtal (?) und bei Ohlsdorf-Oberweis an der Traun. Wenn hier auf längeren Strecken das Helvetikum dazwischen fehlt, so ist das nicht anders als in Südbayern, wo aber nirgends echtes Helvet im S des Flyschstreifens am Kalkalpenrand erscheint. Denn die Streifenfenster von Helvet, welche unter den ultrahelvetischen Flysch bei Schliersee-Tegernsee hinein-

geschoben wurden, erscheinen mitten in letzterem, nicht aber am Südrand (E. Kraus 1932, 42). Auch das Fenster von Nüziders bei Bludenz ist ein ultrahelvetisches unter den Kalkalpen (E. Kraus 1942), und für das bei Salzburg vermutete habe ich die Unrichtigkeit 1932 gezeigt.

Das behauptete „helvetische" Streifenfenster des Gschliefgrabens wär somit tektonisch etwas völlig Einzigartiges. Eine helvetische Heraushebung am Kalkalpenrand gibt es im O von der Schweiz nirgends. Eine grundsätzliche Vertauschung der ursprünglichen Ablagerungs-Reihenfolge Helvet-Ultrahelvet durch tektonische Vorgänge hier im O wäre nicht einmal eine mögliche „reine Hypothese" (K. Götzinger 1937, 235).

2. Wollte man, um der Tatsache der Nordlage des Helvets und der Südlage des Ultrahelvets gerecht zu werden, annehmen, daß die helvetische Aufragungszone von Mattsee aus östlich zum Gschliefgraben zieht, so müßte man sie schräg durch sämtliche Faltenzüge des ultrahelvetischen Flysches unter diesen durchziehen, wofür nirgends ein Anhalt gegeben wäre, und was jeder Tektoniker ablehnen müßte.

3. Letzte Möglichkeit wäre noch, einzelne streichende Streifenfenster anzunehmen, welche den darübergeschobenen ultrahelvetischen Flysch da und dort durchlöchern, wie dies neuerdings in einer vorläufigen Skizze M. Richter und Müller-Deile wollen. Die im Gange befindlichen näheren Kartenaufnahmen lassen hiefür ebenso wenig wie die bisherigen Beobachtungsergebnisse eine Grundlage erkennen. Soweit wirklich jüngste Kreidemergel und Eozän mit helvetischen Faziesanklängen im ultrahelvetischen Flysch auftreten, sind sie, wie oben schon gesagt, nichts anderes als die von NW herübergreifenden Transgressions-Absätze.

4. Betrachten wir die weichen, überaus gleitfähigen und daher gewaltige Rutschungen bildenden Atur-Foraminiferenmergel, die weichen, bröckeligen Gerhardsreuter Mergel, die diagenetisch unfertigen Eozänsandsteine mit ihren zahlreichen, kaum zerbrochenen Versteinerungsschalen, so müssen wir schon allein wegen dieses tektonisch so unberührten Zustandes den Gedanken ablehnen, es seien diese Massen, welche ja unmittelbar unter der mächtigen Wucht der verschuppten Staufen-Höllengebirgsdecke liegen, ausgerechnet dort bei der südwärtigen Unterschiebung unter die Kalkalpen emporgeschuppt worden, wo schärfste Beanspruchung am Kalkalpennordrand besteht: wo die mächtige Reichraminger, die Ternberg- und die randostalpine Klippen-Decke bis auf geringe Scherlinge ausgequetscht wurden. Nicht einmal die Ausquetschung, Schieferung und Härtung des helvetischen Sediments in den Schuppen bei Mattsee und am Kressenberg sind ja sichtbar!

5. Die Hauptunterschiebung des helvetischen unter den ultrahelvetischen Streifen geschah bekanntlich nach Ablagerung des noch mitbeteiligten Eozäns. Folglich muß das Gschliefgraben-Eozän auch noch unter der mindestens 2 km mächtigen Flyschdeckenmasse mindestens 20 km weit bis an deren heutigen Südrand hindurch gezerrt worden sein. Bei der geringen Veränderung des Gschliefgraben-Eozäns ergibt sich die Unmöglichkeit solcher Folgerung. Das alles zeigt nur immer neu, daß die tektonische Lösung auszuschließen ist. Erklärt kann die Sachlage nur werden durch Transgressionen aus dem „helvetischen" Westen, bzw. Norden während des Senons und Alttertiärs südwärts über das ultrahelvetische Gebiet.

Unter „Transgressionen" verstehen wir aber hier natürlich nicht etwa das urplötzliche Hereinbrechen eines diesbezüglich neugeschaffenen Meeres mit neuem Leben. Wir meinen vielmehr das Vordringen normaleren Meereslebens in das durch gleichzeitige Gebirgsbildung und daher durch Schwellennähe, Absatz-Unruhe andernfalls eine Flyschfazies liefernde ultrahelvetische Gebiet. Es wurde in den Zeiten versteinerungsreicher Ablagerungen das vorübergehende Zurücktreten solcher orogener Zustände abgebildet. Die mehrfache Faziesverschiebung scheint uns bedingt zu sein durch mehrfaches Nachlassen der Gebirgsbildung unter diesen Streifen — so wie andererseits z. B. das Vordringen der Flyschfazies in die südlicheren, kalkalpinen Cenoman-Gosau-Bezirke das Übergreifen der entsprechenden orogenen Bedingungen unter deren Untergrund bedeuten dürfte.

Die notwendige Weite dieser „transgressiven" Verlagerungen der Gebirgsbildung wird um so geringer und die Fazies-Ähnlichkeiten ihrer Sedimente über den verschiedensten tektonischen Einheiten werden um so verständlicher, je vollständiger das große tektonische Zusammenrücken schon vor der Senonzeit angenommen werden kann.

Im Laufe der Baugeschichte nähern sich die früher getrennt „lebenden" Erdrindenteile einander allmählich. Je jünger daher die trennenden tektonischen Störungsflächen, desto geringer ihre Schubweite. Der Gedanke von der Langsamkeit der Entwicklung und von der Arbeit der Natur mit kleinen Mitteln, welche meist nur durch die Dauer zu großen werden, stellt sich auch hier ein. Die Erdgeschichte zeigt zunehmende Verwandtschaft der heute benachbarten Erdrindenteile. Auch sie vermeidet nach Möglichkeit scharfe Sprünge in kurzen Zeitspannen.

Bereits 1932 (Schweizer Flysch, S. 100 f., 106 f.) konnte ich die Faziesähnlichkeiten zwischen helvetischer, ultrahelvetischer, präalpiner und penninischer

Kreide in den französisch-schweizerischen Westalpen auf solch vorangehendes oder gleichzeitiges (Kreideflysch!) Zusammenrücken der Decken und Falten zurückführen. Die vormals getrennt gelegenen und daher abweichend sedimentierten Baueinheiten waren schon aneinandergeschweißt, als sie von gemeinsamen jüngeren „Transgressionen" überschritten wurden. Gleiches gilt für die riesigen Übergriffe der couches rouges-Rotschiefer-Skaglia-Transgressionen, für die Nierentaler Buntmergel-Transgressionen (bei denen jeweils der Roterdeboden der Festländer zusammengeräumt und umgelagert wurde) wie für die Mitteleozäntransgression in weitesten Alpenteilen. Solches Übergreifen wesentlicher Fazieseigentümlichkeiten aus dem „helvetischen" auf den benachbarten ultrahelvetischen Raum unter Beibehaltung der baugeschichtlich erworbenen Raumlage beider ist somit keine vereinzelte Sonderbarkeit, sondern nur ein kleines Beispiel längst bekannter und viel großzügigerer Vorgänge um die gleiche Zeit.

Bei dieser Gelegenheit sei erneut davor gewarnt, die von uns allein zur leichteren Verständigung und Ordnung der Erscheinungen aufgestellte Begriffsbildung, welche der einheitlichen Natur ein ihr wenig zukommendes Zergliederungsschema auferlegt, als unwandelbaren Registratur-Schatz ohne Rücksicht auf die lebendige Natur amtsschimmelmäßig anzuwenden. Es wäre zu wünschen, daß man z. B. die Starrheit in der Gleichsetzung von Fazies und Decke, die grundsätzlich unduldsame Unterscheidung von Bau-Elementen auch noch für spätere Zeiten, in welchen sie längst kein Eigenleben mehr führen, den abenteuersuchenden Trieb, tektonische Einheiten gleichbleibend um die Erde herum zu verfolgen oder auch die übrige Welt nach dem Bauschema der eigenen Heimat errichtet vorzufinden, nun einmal verlassen würde. Warum denn die gleichen Buntmergel mit den gleichen Foraminiferen auf den Kalkalpen „Nierentaler Schichten" im Ultrahelvet „couches rouges", bzw. Leimernmergel", im Helvet „Leistmergel" nennen und unduldsam diese Wort-Zäune bewachen, wenn die Natur schon längst ihr einheitliches Meer über einheitlich gewordenen Untergrund hinwegspülen ließ und wenn nachfolgende Schubbewegungen daher dann nur noch sehr geringe Ausmaße hatten?

Es wäre gut, wenn man sich nicht dem Festhalten einer einmal geschaffenen, jedoch nur für bestimmte Zeiten und Räume geltenden tektonischen Begriffssammlung zuliebe den Zugang zum Verständnis der mannigfaltigen Natur selbst verbauen würde. Ist es denn so schwierig, solche allgemeine Schemata, indem man sich nicht an das Wort, sondern an ihr lebendiges Wesen hält, durch neue, bessere zu ersetzen oder doch ihre räumliche und zeitliche Gültigkeit zu

erkennen? Vor allem die zeitliche Zergliederung der ungeheuren Fülle des Geschehens sollte einem Erdgeschichtler naheliegen.

Ziehen wir für unsere, den Untergrund des ultrahelvetischen Flysches in Oberdonau betreffende Frage, zu der wir vorgedrungen sind, die erste Folgerung!

Nirgends ist ein Nachweis für die sehr unwahrscheinliche, ja geradezu unmögliche Vorstellung von dem weiten, sogar bis an den heutigen Südrand des ultrahelvetischen Flysches nach S reichenden Durchgehen der helvetischen Baueinheit sichtbar. So wenig wir einleuchtende Beweise für das weite Durchgreifen der Molasse unter das Helvetikum oder des Ultrahelvets unter die Kalkalpen herein haben, so wenig hier.

Das will nun gewiß nicht bedeuten, daß wir ein nur geringes Zusammenrücken und gegenseitiges Unterschieben der beteiligten Baueinheiten annehmen. Wir sind im Gegenteil beim Überblick über die südbayerischen Flyschfragen 1941, 296, und 1942 zu ganz erstaunlich großen Mindestforderungen des Massenschwundes der Erdrinde gekommen. Nur finden wir im heutigen Bauplan und in der Baugeschichte keinen Anhaltspunkt dafür, daß die verschwundenen Massen durchweg nach dem gewöhnlichen, ziemlich waagrechten Deckenschubschema, etwa nach Art waagrechter Spielkarten auf dem Tisch, übereinander gestapelt wurden. Vielmehr beweisen uns die so oft steil nach der Tiefe weisenden Hauptbewegungsflächen zwischen den großen Baueinheiten im Bereich des kalkalpinen Nord-(und Süd-)Randes mindestens teilweise die steilere Abwanderung nach unten gegen die absaugende, also aktiv bewegende Tiefe hin.

2. Die randostalpine Einheit.

„Randostalpin" habe ich 1926 und 1936, 90, die zwischen Kalkalpen (Allgäuer Decke) und helvetisch-germanischem Ablagerungsraum noch entwickelte und der nach O fortsetzenden Präalpenfazies entsprechende Gesteinsentwicklung von Trias und Jura bezeichnet. Über ihm lagerte sich während der Kreide die „ultrahelvetische" Fazies, unter ihm liegt der „vindelizische Untergrund" von Gümbel.

Wo also die Unterlage des ultrahelvetischen Kreideflysches auf tektonischem Wege nach oben kommt, da erscheinen randostalpiner Jura und Trias.

Dies ist der Fall bei den Überfaltungsdecken der Präalpen und bei den Schweizer Klippen von Schwyz usw., beim Balderschwanger Oberjura und dann ostwärts erst wieder in der Klippenflyschzone vom Pechgraben ab, wobei hier

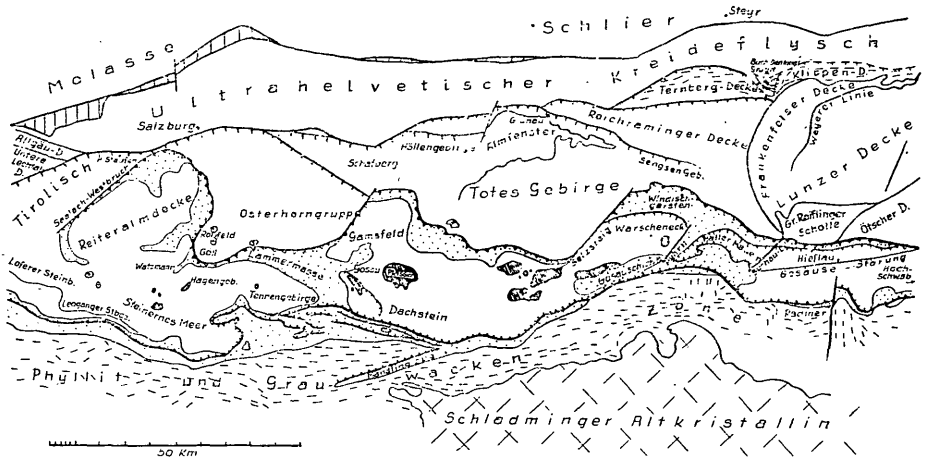


Abb. 8.

„Klippe" aber nicht als Zeuge einer ehemaligen Deckenverbreitung wie in den Schweizer Präalpen-Klippen, sondern als eine von unten her durchspießende Schuppe gedacht ist.

Diese Klippenzone setzt bekanntlich an jener überaus bedeutungsvollen Quermarke der nördlichen Kalkalpen ein (Abb. 8), an welcher die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke vom Traunstein (am Traunsee) her bis zum Maiereckzug bei St. Gallen am weitesten vom Alpennordrand nach OSO zurückspringt, und wo andererseits gegen N und O die wohlgestalteten Weyrer Bögen über Großraming nordwärts gegen den Alpenrand von Waidhofen an der Ybbs hinausstreben (Frankenfelser Decke).

In dieser so gebildeten Kerbe SO Steyr setzt östlich der Ternberger, also der nördlichsten Kalkalpendecke die Klippenflyschzone dadurch ein, daß nun der Südrand des ultrahelvetischen Vortiefenflysches nicht mehr unvermittelt durch Unterschiebung oder Bruch an irgendwelchen kalkalpinen Decken abstößt, vielmehr tauchen unter zunehmender Emporschuppung immer ältere Untergrundteile jenes Flysches in Gestalt von $fcu_{5, 6}$, Neokom, „subalpinem" Ober- und Mitteljura sowie Grestener Lias und der von letzterem transgressiv überlagerte Granit in Schuppen auf.

Nach O zieht diese südliche Schuppenzone zum Wiener Wald und von da nordwärts in die Karpathen bis über die klassische Klippengruppe der „Pieninen" am Dunajec in den galizischen Karpathen hinaus fort. Die Zusammenhänge wurden nach L. Kober besonders von Fr. Trauth 1921, 128, betont, der diese subalpine pieninische Klippenzone als unmittelbar südlich von der

ultrahelvetisch-beskidischen Flyschzone beheimatet erkannte und die Faziesverhältnisse besonders des Juras klargestellt hat.

Durch das reichliche Erscheinen des durchspießenden älteren Untergrundes einschließlich bunter Mergelkalke des Neokoms wird der darüber liegende Flysch zur „Klippenhülle" oder zum „Klippenflysch". Er besteht aus den grauen Oberkreide-Zementmergeln, Sandkalken, Sandsteinen, nach oben (z. B. bei Ybbsitz) oft roten Schiefern und glaukonitischen Gesteinen, deren Alter man ihrer Übereinstimmung mit dem Glaukoniteozän des Wiener Waldes wegen als Eozän annahm. Nach N scheint dieser Flysch ohne erhebliche Faziesunterschiede in den Klippen-freien der ultrahelvetischen Vortiefenzone überzugehen, dessen Unterlage in diesem tiefer werdenden Trogteil nur als Gaultflysch fcu_5 bestimmt werden konnte. Die Gaultflyschquarzite erscheinen auch noch (S. 187) im Gschliefgraben.

Unter den aufgespießten Klippengesteinen sind neben Neokom besonders häufig die hellgrauen, weißlichen und rötlichen Hornsteinkalke und Aptychenkalke des Oberjura, dann graue Posidonia-Mergelschiefer, dunkelgrünliche Ammonitenkalke, sandige Kalke und dunkle Schiefertone des Mitteljura, dazu vom unteren Jura unter Fleckenmergeln die weißlichen Grestener Arkose-Sandsteine, dunkelgraue Sandsteine, Steinkohlenflöze, Schiefertone und dnuklen Kalke. Dieser küstennahe Lias greift über den roten Granit des L.-von-Buch-Denkmals und noch verschiedener anderer, als Schuppen nachgewiesener unterster Klippen über. In seiner Gesellschaft treten aber auch noch Glimmerschiefer, Gangquarze, Quarzite auf, die keine andere Deutung erhalten können.

Zugleich mit dieser Unterlage der randostalpin-pieninischen Klippenflyschzone erfahren wir also auch von der gleichartigen Unterlage des ultrahelvetischen Vortiefenflysches. Zu ihr gehört auch Serpentin und Diabas-Porphyrit, vielleicht Melaphyr, also Gestein, welches wir oben, S. 202, verstreut mit Flysch auf der Unterschiebungsfläche der randostalpin-pieninischen Klippenzone unter die Ternberg-Frankenfelser Kalkalpendecke festgestellt haben. Beobachtungen weiter im O bei Gstadt (N der Ybbs), Ybbsitz—Hinterholzbach und im Hinterholzer Bergwerk (ONO Gstadt) haben gezeigt, daß die Schmelzflüsse, welche Grestener Steinkohle in Anthrazit umgewandelt haben, schon als Gesteinsschutt im mittleren Dogger und Malm der Klippenzone vorkommen. Die Eruptionen fallen also in Spätlias oder Unterdogger. Das Gestein stammt nicht von einer Schwelle, sondern aus dem Klippenjura selbst.

Eine Schwelle aber bestand ohne Frage aufragend während der Bildung des küstennahen, unteren Jura. Der Schwellenstrich, parallel dem Alpenrand nach W, wird aus der randostalpinen Gschliefgrabenschuppe mit ihren kristallinen

Fremdgeröllen, nach O aus weiteren Untergrundscherlingen zwischen dem südlichen, ultrahelvetischen Untergrund im N und dem Rand der Kalkalpen im S klar. Hier teilten sich Schuppen und Abtragungs-Stoffe einer „Vindelizischen Südschwelle" der Umgebung mit. Die Schwelle dachte sich nordwärts in den randostalpin-ultrahelvetischen Flyschtrog, südwärts in die kalkalpine Randsenke ab und bestand aus dem rötlichen Granitgneis des L.-von-Buch-Denkmals, der von da nach W bis über den Gschliefgraben, nach O bis über Neustift-Waidhofen hinaus verbreitet ist; dann aus Glimmerschiefer und Quarzgängen, welche wir in dem Fremd-Konglomerat des Gschliefgrabens (S. 185), aber auch in größerem Umfang in dem gelegentlich konglomeratischen Flyschsandstein der ultrahelvetischen Vortiefe z. B. an deren Südrand im Matzinggraben (S. 191) oder am Kollmannsberg wiederfinden (Eb. Fugger 1903, G. Geyer 1911, 75). Schließlich muß aber auch Quarz, bzw. Felsitporphyr einen erheblichen Anteil am Aufbau der südvindelizischen Schwelle gehabt haben, denn diese Gesteine haben sich gleichfalls im Laufe der Zeit verschiedenen Nachbarablagerungen beigesellt und kommen in dem fremden Flyschkonglomerat längs der Schubfläche zwischen Kalkalpen und Randostalpen ebenso vor.

Nicht nur aus der so oft wiederholten Absendung von abgetragenem Gestein in die umgebenden Ablagerungen ergibt sich aber die langdauernde Aufragung der Vindelizischen Südschwelle. Sie wird auch aus einem übersichtsmäßig zusammengestellten Profil der Schichtmächtigkeiten klar, das wir in Abb. 7 durch die verschiedenen Ablagerungsgebiete vom helvetischen Bereich im N über die beiden ultrahelvetischen Flyschteilwannen und den vindelizischen Schwellenuntergrund der randostalpin-pieninischen Klippenflyschzone nach den Kalkalpen mit dem Absatzgebiet der Frankenfelser und Reichraminger Decke im S gezeichnet haben.

Ob und wie weit sich die mit Rücksicht auf die Lage in Allgäu-Südbayern schematisch eingezeichnete Lage der Vindelizischen Mittelschwelle durch die im Gang befindliche, nähere Flyschaufnahme nachweisen läßt, das muß noch offen bleiben. Jedenfalls brauchen wir inmitten des breiten ultrahelvetischen Flyschtroges während der Kreidezeit auch weit nach O eine mittlere, kristalline Schwellenaufragung, welche uns die riesige Menge des kristallinen Kleingerölls und Sandes aus Glimmerschiefer, bzw. Phyllit, Quarz, Feldspat und aus randostalpinen Karbonatgesteinen verständlich macht, die den mächtigen Flysch hier aufbauen. Diese Massen können durch das offenbar dauernd meeresbedeckte Absatzgebiet so weit unmöglich vom S- oder vom N-Rand hereingespült worden sein.

Die in Abb. 7 auch angedeutete Vindelizische Nordschwelle ergibt sich — ähnlich wie aus den Wildflysch-Block- und Konglomeratmassen

(teilweise „Dürnbachbrekzie") im W — auch hier aus den Wildflyschkonglomeraten mit fremdem (exotischem) Kristallingeröll, das ich auf Bl. Salzburg am Nordfuß des Tannberges mit rotem Werfener oder Verrucano-Schiefer, Phyllit, verkieseltem Grauwackensandstein, Quarzit, Tonschiefer und (verschleppt) am Schloßberg bei Mattsee mit faustgroßem Geröll von Phyllit, grauem und rotem Granit und verschiedenen Kalken auffand, das vom Nordfuß des Haunsberges mit bis 1/2 m dicken Blöcken und Geröllen von rotem Granit, Diabas und Phyllit bekannt ist, und das verstreut mit gleichen fremden Kristallingesteinen auch vielfach an der Schubfläche des ultrahelvetischen Flysches über dem Helvet aufgefunden wird.

Gegen O ist die von E. Spengler 1918, 61, angenommene Schwelle, C. W, Kockels „Buch-Denkmalzone", der von G. Götzinger und H. Vetters abgeleitete tertiäre „Comagenische Rücken" oder der neuerdings unnötig als „cetischer" bezeichnete Rücken nichts anderes als die Fortsetzung unserer Vindelizischen Nordschwelle.

Noch weiter im Streichen nach O treffen wir die gleichen Alt-Schwellen in der Bildungsgeschichte der Karpathen (J. Nowak u. a., zuletzt O. Ganss 1941.)

Ganz klar ist, daß das randostalpin-pieninische Ablagerungsgebiet schon vom unteren Lias ab in der Nähe der Vindelizischen Südschwelle lag, welche hier vorher wohl als Teil eines alten Landrückengebietes in Abtragung gestanden war. Der Gegensatz der Schichtmächtigkeiten gegen den ultrahelvetischen Raum im N wäre noch viel größer, wenn aus diesem, so wie weiter im W, die sicher bedeutend über 1000 m betragende Mächtigkeit des unteren Kreideflysches bekannt wäre und eingetragen werden könnte. Ebenso sind die Mächtigkeiten für fco_2 noch nicht klar. Sie dürften jene der kalkalpinen Gosau erheblich übersteigen. Das Auskeilen des noch zur untergeschobenen Reichraminger Decke gehörigen fco_1 nach S wurde gemäß S. 205 eingetragen. Zwischen dem Cenoman und der übergreifenden Gosau liegt eine starke Heraushebung und Abtragung, ebenso wie schon vorher zwischen der Ablagerung des kalkalpinen Neokom-Fleckenmergels und dem übergreifenden Gault.

Die fortschreitende orogene Falten-Einengung und Deckenbewegung, welche ja waagrecht verschob, kommt in diesem Bilde (Abb. 7) der Mächtigkeitswechsel viel weniger zum Ausdruck als die örtlichen Hebungen oder Senkungen, welche durch lange Zeiten fortdauerten.

Daß in Oberdonau am Südrand des ultrahelvetischen Trogstreifens ein höherer Untergrundsockel aufstieg, geht auch aus dem Bau hervor, der nur aus diesem Grund zu dieser rasch wachsenden Aufschuppung nicht nur im Randostalpin, sondern auch im anliegenden Kalkalpin mit der

„Cenomanen Klippenzone" gekommen sein dürfte. Erst südlich jenseits dieses Schwellenbereichs von geringerem Faltungstiefgang haben wir dann als Abbildung eines ersten Senkungsstreifens die kalkalpine Randmulde der Oberkreidezeit, gefüllt mit bis über 600 m mächtigen, zum großen Teil klastischen Cenoman-Gosau-Schichten, zu oberst mit Flyschsandstein.

Die Fremdgerölle (S. 204) verweisen auch hier auf die Herkunft von der, in diesem Fall aber im N gelegenen, Vindelizischen Südschwelle: die große Menge der nicht umgewandelten roten und grünen Quarzporphyre, die 10—80 v. H. Glimmerschiefer-Gerölle, 10—20 v. H. Gangquarze, Quarzite, Quarzbrekzien, Granite, etwas Augengneis. Sowohl nach der gegen N wachsenden Geröllgröße wie nach der Zunahme der leichter zerstörbaren Gerölle dorthin ist klar, daß dieser Abbauschutt auf dem nördlichsten Teil der Kalkalpen, hier der Frankenfelser Decke, in der Tat von N herangekommen ist.

3. Die Fremdgeröll-Landschaft der Gosauzeit.

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Fremdgeröllvorkommen, welche nördliche, ehemalige vindelizische Schwellen-Aufragungen abzuleiten erlauben und teilweise zum Flysch gehören, stehen die Geröllstreifen der Konglomerate westlich vom Almtal am Kornstein und westlich des Kremstals am Nordfuß des Schomreithnersteins. G. Geyer 1918, 47, hatte sie noch als „Grundkonglomerat" des auf die Kalkalpen übergreifenden Vortiefenflysches aufgefaßt. In Wirklichkeit gehören sie nicht zu diesem Flysch, sondern sind von ihm O. Kornstein durch kalkalpine Randgesteine abgetrennt.

Auch sind sie offenbar keine Cenoman-, sondern Gosau-Konglomerate, denn die bis in die Mulden der Reichraminger Decke weit nach S reichenden Flyschsandsteine, welche, über dem Gaultflysch gelegen, dem Cenoman angehören dürften, rechnen noch zur liegenden, von der Staufen-Höllengebirgsdecke überschobenen Einheit. Daß dieser Schubvorgang aber schon beendet gewesen sein muß, als sich die genannten Konglomerate bildeten, das wird durch deren Untertriasgerölle bewiesen. Diese Gesteine rühren her vom Rand der unterschobenen Decke, auch liegt das Konglomerat übergreifend auf dem vorher hieher geschobenen und durch Abtragung entblößten Buntsandstein. Außer Werfener Schiefer, rotem Quarzit (vielleicht Rotliegendes) gibt es am Kornstein zurücktretend auch noch Gerölle von Granit, Quarz, Gneis und Granatglimmerschiefer (G. Geyer 1911, 75). Am Schomreithnerstein besteht das Konglomerat überwiegend aus großen Blöcken von rötlichem Granit, der jenem des L.-von-Buch-Denkmals und den anderen Graniten östlich bis zum Ybbstal gleicht; dazu violettrote, bräunliche und schmutziggrüne Quarzporphyre, Porphyrite u. a. Eruptivgesteine; doch herrschen auch hier die rötlichen und

grauen Quarzite und Werfener Schiefer, also wieder die nichtexotischen, sondern örtlich kalkalpinen Gesteine.

Solche Geröllzusammensetzung stimmt grundsätzlich überein mit jener der auch sonst auf den Kalkalpen übergreifenden, flachmeerischen Kreidekonglomerate: mit dem Gault von Hindelang und Vils (Allgäudecke), mit dem Cenoman des Ammergebirges (Lechtaldecke) oder von Lenggries, Ruhpolding (bajuwarisch), mit der Gosau am Muttekopf (Inntaldecke), von Thannheim (Lechtaldecke), Brandenberg (tirolisch), Bad Reichenhall (tirol. Staufendecke), Salzkammergut und vielen anderen Orten (Fr. Trauth 1937, 517). Überall haben wir außer örtlichen Geröllen der heutigen Gesteinsnachbarschaft einen wechselnd großen Anteil an fremden Geröllen, welche von Untergrundschwellen aus Kristallin, Quarzit, Schiefer, Grauwacke, Porphyrit, Quarzporphyr, Diabas u. a. geliefert wurden, die heute im Bereich der nördlichen Grauwackenzone gefunden werden.

Daß sie aus dieser derzeit in Abtragung stehenden Zone selbst aber nicht stammen können, ergibt sich aus dem Fehlen der Metamorphose und dem Fehlen vieler anderer, ebenso harter Gesteine, welche in der heute aufgeschlossenen Grauwackenzone anstehen.

Es müssen folglich anderswo gelegene Aufragungen eines ähnlich gebauten Grauwacke-Untergrundes angenommen werden.

Deren Ortslage kann während der Kreidezeit nur entweder im N oder S der heutigen Kalkalpen — oder auch in diesen selbst dort gesucht werden, wo das spätere Verschwinden durch Decken-Unterschiebung verständlich wird.

Für die sicher cenomanen Fremdschotter ist die Annahme solcher, durch Abbau und dann durch Unterschiebung unter höhere Decken später verschwundene Untergrundschwellen leichter, denn erst nachher erfolgte der große, vorgosauische Deckenschub. Für die Einzugsgebiete der Gosau-Flüsse, welche den Flachmeerbecken zuflossen oder schon vor deren Ankunft Schwellen-Geröll angehäuft hatten, müssen wir aber auch noch ausgedehnte Kristallinschwellen, beziehungsweise Schuppen von solchen an der Unterkante der kalkalpinen Decken annehmen, so daß sich aus den Geröllbeständen bemerkenswerte Folgerungen auf den Entwicklungsstand der Decken zur Cenoman- und dann zur Gosauzeit sowie auf die Fremdgeröll-Landschaften dieser Zeiten ergeben.

Dabei wird nicht zu übersehen sein, daß die jetzige Verteilung nicht nur von der Verbreitung der alten, sinkenden, daher schuttsammelnden Mulden, sondern auch von der späteren Erhaltbarkeit ihres Inhaltes abhängt, z. B. durch den Schutz von höheren Decken, unter welche sie noch rechtzeitig hereingeschoben wurden.

Für den Alpenrand in Oberdonau können wir so aus den Konglomeraten O vom Kornstein (auf der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke) und im N des Schomreithnersteins (auf der Reichraminger Decke) auf zweierlei schließen: Erstens aus den Granit- und Glimmerschiefer-, Porphyrit- und Quarzporphyr-Geröllen auf Zuflüsse von N, von der schon erkannten Vindelizischen Südschwelle, die später unter randlich-kalkalpinen Schubflächen verschwand. Zweitens aus den benachbarten Untertriasgesteinen auf Zuflüsse von der Umgebung, also von der inzwischen schon herangeschobenen tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke.

Zu der tektonisch wesentlich tieferen Cenoman-Klippenzone von H. Lögters können übrigens beide Konglomerate nicht gehören.

Auch bezüglich der in der weiteren Umgebung der Fenster von Grünau und Windischgarsten gelegenen, konglomeratischen Oberkreidevorkommen kann nur Gosau-Alter angenommen werden. G. Geyer scheint noch die Auffassung gehabt zu haben, daß hier über dem Neokom alle Kreide, auch die flyschartige, jünger sei als die übergreifenden Grundkonglomerate der Gosau. So versetzte er 1913, 276, freilich ohne daß ein Nachweis aus der Lagerung möglich wäre, auch alle flyschartigen Sandsteine, Mergel und Glaukonitquarzite des Wuhrbauerkogls bei Windischgarsten ins Hangende solcher Grundkonglomerate. Den gegenteiligen Folgerungen von R. Brinkmann entsprechen auch unsere Beobachtungen (S. 194), nur ist die Unterkreide keine ultrahelvetische Flyschkalkgruppe (noch weniger sind es „Tristelschichten"!) des Vortiefenflysches, sondern sie gehört zur kalkalpinen Unterkreide, die nur flyschartige Brekzien einschließt. Wenn daher die darüber folgenden Schiefer und glaukonitisch-quarzitischen Gesteine weitgehend jenen des ultrahelvetischen Gaultflysches entsprechen, so ist damit nur ein fazielles Übergreifen, aber keineswegs die Anwesenheit der ultrahelvetischen tektonischen Einheit unter diesen Kalkalpen nachgewiesen.

Ebenso bedeutet das nicht seltene Umkippen der jüngeren Gosauschichten in Flyschfazies nicht, daß hier irgendwie der ultrahelvetische Vortiefenuntergrund beteiligt wäre, sondern nur das zeitweilige Hereindringen der Ursachen für diese Flyschfazies: der orogenen Unruhe unweit von aufragenden, kristallinen, Sand abgebenden Untergrundschwellen im Einzugsbereich jener senonen Wasserläufe, welche dem Gosauflyschmeer über der Reichraminger Decke Sandschutt zuführten.

Die hauptsächlich senone Schichtfolge der Gosauschichten im Beckeninnern von Windischgarsten haben wir nach dem Fraitgraben, S. 197, schon kennengelernt. Die häufig rote Färbung der fetten Lehme, die oft den untersten und

den geröllführenden Zwischenlagen eigen ist, dürfte mit Recht auf umgelagerte und eingespülte bauxitische Verwitterungsrinden zurückgeführt werden. Die S. 197 festgestellte, bis oben immer wiederholte und überreichliche Einschaltung fremder Gerölle aus bunten Quarzporphyren, Gangquarzen, Porphyrit und Diabas, Gesteinen des Perms und der Untertrias, die heute nicht mehr in der Nachbarschaft anstehen, beweist offenbar das Vorhandensein solcher Schwellenaufragungen grauwackenartigen Gebirges inmitten der nördlichen Kalkalpen während der ganzen Senonzeit. Denn weder vom N- noch vom S-Rand der damals noch viel breiteren Kalkalpen können die bis kopfgroßen Geröllmassen durch die meist flachmeerischen Zwischengebiete herangeschafft worden sein. Vielmehr wird in diesem Fall wohl anzunehmen sein, daß erst die letzten Schübe die Lieferungsgebiete der Gerölle von der späteren Erdoberfläche beseitigt haben.

Es bestanden also noch in langer Jungkreidezeit in der Gosaulandschaft jene Fremdgeröllschwellen. Am einfachsten ist wohl die Annahme, daß es sich um die aufgewölbten Stirnschwellen der Staufen-Höllengebirgs- und der noch zu besprechenden Warscheneck-Decke handelte, die vielleicht gleichzeitig von N her unterschoben wurden.

Im einzelnen müssen noch viele, bemerkenswerte Züge jener senonen Landschaften geklärt werden. Das örtlich zusammengesetzte Gosau-Grundkonglomerat NO Windischgarsten bei Riepolsberg liegt z. B. (G. Geyer, 1913, 275) auf dem Kleinberg-Hauptdolomit der Reichraminger Decke. Wo aber SW davon beim Gehöft Kleiner die dieser Reichraminger Decke aufgeschobene Untertrias der nordjuvavischen Warscheneckdecke unter der Gosau liegt, da enthält diese neben Kalkgeröllen auch solche von Porphyr und rotem Sandstein, SW Kleiner sogar nur Werfener oder permisches Rotsandsteingeröll.

Über Hauptdolomit und aus diesem gesteinsmäßig klastisch hervorgehend greift das Gosaukonglomerat auch am Ostfuß des Tamberges (W Windischgarsten); nach S schneiden die rotbunten Kalkgrundkonglomerate bei Hinterstoder und westlich davon auf den Dachsteinkalk der überschobenen Warscheneckscholle oder auf deren Dachsteinriffkalk im NO derselben.

Am NW-Abfall des Bosrucks liegt das Gosaugrundkonglomerat über Dachsteinriffkalk und Werfener Schiefer, am Pyhrnpaß über Hallstätter Kalk.

Somit greift das Gosau-Grundkonglomerat über beide tektonische Einheiten, über die unterschobene Reichraminger Decke und die ihr aufgeschobene Staufen-Höllengebirgs-, bzw. Warscheneck-Decke über. Da auf dem Grundkonglomerat die Rudisten, Actaeonellen und Korallenkalkbänke liegen, die wahrscheinlich der Untergosau (Emscher) angehören, dürfte die langdauernde Abtragung bis hinab auf Buntsandstein und Perm schon späte-

stens im Emscher beendet gewesen sein. Schon vor ihr muß eine große Unterschiebung geschehen sein, an der anscheinend noch cenomaner Hauptflyschsandstein mit überschoben wurde — im Cenoman. Diese erste Großunterschiebung kann aber keineswegs schon alle Kristallinschwellen beseitigt haben, die dem Flachmeer noch durch das Senon fort ihren Geröll-, Sand- und Schlammschutt zugeschoben haben.

Wir kommen so zu Schlußfolgerungen für die Baugeschichte, welche erlauben, den heutigen Bauplan zu klären.

Aus dem „fremden" Gesteinsbestand aller im Bereich der Nordkalkalpen in einigen älteren Formationen, in Cenoman, Gosau, Kreideflysch und Tertiär auf die Beschaffenheit des tieferen Untergrundes hinweisender Gerölle und aus Scherlingen können wir auf die Gesteinswelt der ehemals viel breiter gewesenen kalkalpin-vindelizischen Unterlage schließen. Wir folgern, daß die nördliche Grauwackenzone von heute nordwärts noch unter dem ganzen kalkalpinen Streifen durchgereicht haben muß. Erst gegen den randostalpin-vindelizischen (ultrahelvetischen) Bereich zu, in der Vindelizischen Südschwelle, müssen starke Anteile von rötlichem Granit und Granitgneis hinzugekommen sein, welche die Annäherung an die Böhmische Masse mit ihren ähnlichen Gesteinen verdeutlichen. Im N beginnt das Moldanubikum.

Es ist allgemein baugeschichtlich sehr lehrreich, daß der sinkende Schauplatz der nordalpinen Geosynklinale im Erdmittelalter kein anderer war als der nördliche Teil der gewaltigeren Geosynklinale des Erdaltertums, deren Gesteine heute in der nördlichen Grauwackenzone teilweise noch an die Erdoberfläche treten.

4. Zum Bauplan des Flyschstreifens.

Soweit dies ohne umfassende und gründliche Kartenaufnahme 1 : 25.000 möglich ist[1]) wurden die Beobachtungen zum Flyschbau oben für Querschnitte im O- und W-Teil des Oberdonau-Flysches sowie für jenen O. Scharnstein dargestellt. Es ergab sich das allgemeine Bild eines Faltenlandes mit nordwärts überliegenden, schmäleren Sätteln, welche durch wesentlich breitere Mulden — wenn auch nicht derart ungewöhnlich wie bei der Oligozänmolasse im W — voneinander getrennt sind. Die Zahl der Sättel beträgt i. a. etwa 6, doch spricht sich

[1]) Wie weit die tektonischen Angaben in der Übersichtsskizze von M. Richter und G. Müller-Deile 1940, von der unsere bisherigen Geländebeobachtungen in zahlreichen und wichtigen Punkten („Eozän" statt Hauptflyschsandstein! „Helvetikum") abweichen, über die Darstellung zutreffender neuer Einzelheiten hinausgeht, muß sich noch erweisen.

schon darin der scharfe Unterschied zwischen westlichem und östlichem Oberdonauflysch aus, daß der letztere südlich des Plattenberges, bei Annäherung an das randostalpine Schuppengebiet zur Schuppung eine enge Faltung mit allein etwa sechs weiteren Aufsattelungen erhält. Letztere bezieht sich auf den Oberkreideflysch (Zementmergel), der am Gr. Hollerberg im W noch eine ganz ruhige, gleichmäßige Mulde bildet, die fast ebenso breit ist wie der gefältelte Oberkreide-Südstreifen im O. Im W ist die Nordüberfaltung nicht so scharf wie im O, wo die heutige Flyschbreite nur 9.5 km gegenüber 14.5 km im W beträgt. Doch sollen damit Enge der Faltung und Breite des heutigen Flyschstreifens nicht ohne weiteres in Beziehung gesetzt werden!

Während der Unterkreideflysch fcu_{4-6} im W noch ziemlich gleichmäßig an die Erdoberfläche tritt und $fcu_{5,6}$ auch NO Scharnstein an der Alm auftauchen, erscheinen $fcu_{5,6}$ im O nur im südlichsten Aufschuppungsgebiet.

Bemerkenswert ist die ausgeprägte Reliefumkehrung, indem die großen Mulden, gefüllt mit jüngsten Stufen, für deren behauptetes Eozän-Alter freilich keine Anhaltspunkte zu finden waren, am Roßmoos und Großen Hollerberg (ähnlich dem Sulzberg) im W und am Plattenberg im O die höchsten Erhebungen dieses Gebirgs-Vorlandes bilden.

Während unser westliches Flyschprofil nur die südliche Fazies ergab, haben wir im Nordteil des östlichen Querschnittes auch nördliche Flyschfazies. Wenn man annehmen darf, daß im großen ganzen das Hauptstreichen des Flysches W—O verläuft, so kann diese Faziesverbreitung damit zusammenhängen, daß die nördliche Flyschbegrenzung im W den ganzen Nordflysch wegschneidet, im O diesen aber teilweise deshalb noch übrig ließ, weil hier der Ostflysch weiter nach N reicht. Seine Südgrenze befindet sich in der Breite der Nordgrenze des westlichen Flysches. Auf solch glattes Wegschneiden breiter Stücke läßt ja das fast gänzliche Fehlen auch des im N anschließenden, in Anbetracht seiner gleichmäßig aushaltenden Fazies auch noch hier im O einst breit entwickelt gewesenen helvetischen Streifens schließen. Dazu kommt, daß der südliche Schlierrand alles andere ist als ein ursprünglicher Südrand eines oligozän-miozänen Meeres-Absatzes längs einer gebirgigen Küste: Der Mangel an erheblichen Flußgeröllen überhaupt in dieser beckeninneren Schlier-Entwicklung und der Mangel an Geröllen im besonderen, welche aus der südlichen Flyschnachbarschaft von heute nach N hinaus befördert worden sein könnten, beweist schon das Fehlen großer, einst vorhandener Zwischenstücke. Zudem ist westlich der Salzach die südbayerische, geröllreiche und sehr mächtige Oligozänmolasse mit der dortigen Mulde gegen O zweifellos noch nicht zu Ende gewesen, weist sie doch noch keine Anzeichen für solches Ausklingen auf. Wir vermissen also außer der ultrahelvetischen Nordflysch-

fazies auch fast den ganzen helvetischen und den breiten südlichen Randstreifen des Tertiärs dort, wo heute der steile Nordrand des Oberdonauflysches glatt durchschneidet.

Ganz ähnlich verstümmelt wirkt auch der Flyschsüdrand. Zwar haben wir hier fort und fort Anzeichen der Vindelizischen Südschwelle in Gestalt von fremdgerölligem Konglomerat oder von Blöcken und Scherlingen. Aber nur dort im O des L.-von-Buch-Denkmal-Meridians, wo sich dem Flysch südlich breit der randostalpin-pieninische Schuppenstreifen anschließt, haben wir normalen Übergang durch zunehmende Schuppung und Hochförderung des Untergrundes.

Wo der Kalkalpenrand an der Enns S Steyr weit nördlich vordringt (Abbildung 8), da biegt sich nicht etwa zugleich der Kalkalpenrand besonders weit nach N, sondern es ist dort nur eine besonders nördliche Decke vorhanden, die Ternberg-Decke. Wo dann der Flyschsüdrand SW gegen die Krems zurückspringt, kommt er in Berührung mit der nächst südlichen Kalkalpendecke über der Ternberger, also mit der Reichraminger Decke; ja jenseits der Alm gegen den Traunsee sogar — abgesehen von einigen liegenden Schuppen — mit der Staufen-Höllengebirgsdecke. Letztere staffelt sich vom Traunstein im O an einer verwickelten Querverschiebung am Traunsee gegen W stark südwärts zurück, um zwischen dem Höllengebirgsnordrand und dem Flyschsüdrand hier der Reichraminger Langbathscholle Raum zu geben. Trotz dieses Zurückweichens kommt hier nicht eine Vertretung der Ternberg- (oder der Allgäu-) Decke zum Vorschein. Es folgt nach W im SO und S des Attersees ein Stück scheinbarer Übereinstimmung des beiderseitigen Gebirgsstreifens im nördlichen Höllengebirge und südlichen Flysch; doch liegt auch hier der Fall nicht so einfach.

Kurz, so wie in Südbayern, so schneidet auch hier in Oberdonau die nördliche und südliche Flyschbegrenzung sowohl den Bau des Flyschstreifens wie auch jenen der benachbarten Gebirgseinheiten quer und unorganisch ab.

Dabei sind die Massenverluste ganz außerordentlich. Denn im Lauf der Zeit kam zu ihnen ja auch der Verlust breiter kristalliner Zwischenschwellen, der Vindelizischen Nord- (Mittel-) und Südschwelle hinzu.

Nur ein randliches Gebilde bleibt im Verhältnis zu allem anderen dem Flyschsüdrand noch am ehesten treu: Das ist die Gosau-Randmulde, welche zwar aus kalkalpinem Gestein besteht und so die kalkalpine Geschichte mitmachte, die aber keiner der kalkalpinen Decken eigentümlich ist; offenbar deshalb, weil sie erst entstand, als die großen Deckenverschiebungen im wesentlichen schon beendet waren und weil im Zusammenhang

mit der sich anbahnenden Bildung des endgültigen Flyschsüdrandes aus dem hiebei unorganisch beschnittenen (kalkalpinen) Deckenstück sich eine erste, sedimentsammelnde Randmulde entwickelte. Freilich wurde auch diese hier in der jüngeren Oberkreide einsetzende Randmulde noch weiter zusammengeschoben und längs steiler Störungsflächen in tertiärer Zeit gestört. Dies ersieht man aus randlichen Unterschiebungen und unregelmäßigen Massenverlusten, aus Anpressungen des Eozäns, welche nordwärts übergingen in die nacheozäne Großüberschiebung des ultrahelvetischen Flysches über das helvetische Falten- und Schuppenland, wie aus den Falten und Verstellungen jener randlichen Gosauschichten.

Diese späteren Bewegungen waren hier innen nicht mehr sehr weiträumig, vielleicht steiler, während sie alpenauswärts in der Waagrechten weiter ausgriffen, zuletzt auf die jüngste Vortiefenfüllung der oligozänen und dann miozänen Molasse.

Wenn wir uns an den Gedanken gewöhnen, daß auch die Grenzen der großen Baueinheiten — so wie diese selbst — zumeist eine langdauernde und wechselvolle Geschichte hinter sich haben, so werden uns auch Grenzbilder mit so geringfügigen Anzeichen gewaltsamer Annäherung wie etwa südlich Klein-Raming (oben, S. 199) verständlich:

Nur letzte Anpressungen, nicht aber die lang vorhergegangenen Ausquetschungen und Massenverluste geben ja solche Bilder wieder. Wir haben eben auch die tektonischen Gefügebilder nach ihrem Alter und entsprechend ihrer zeitgenössischen Bildungsmechanik auseinander zu halten.

Querstörungen, zumeist wohl Blattverschiebungen, gliedern den nördlichen und südlichen Flyschrand weiter. G. Geyer beschrieb 1917, 8, die Traunsee-Querverschiebung; auf die Blattscharen an der Salzachdecke habe ich 1932 hingewiesen. Fr. Traub u. a. hat sie 1938 übernommen und M. Richter und G. Müller-Deile zeichneten 1940 weitere in ihre Übersichtsskizze, G. Götzinger erwähnte solche und vorstehend (S. 183) wurden Begleiterscheinungen derartiger Störungen im Relief besprochen.

Dies alles sind junge und jüngste Züge unseres Bauplanes.

5. Der ältere, kalkalpine Deckenbau.

Alle Anzeichen sprechen dafür, daß die inneren Alpenteile die älter gebauten sind, daß der Schauplatz der Gebirgsbildung sich also von innen nach außen verlagerte. So verschoben sich die Decken der östlichen Kalkalpen bereits in der Kreidezeit. Wir untersuchen die Hauptvorgänge.

a) Die tirolische Stirn-Schubfläche.

Die Schubfläche an der Nordstirne der Staufen-Höllengebirgsdecke wurde dargestellt in unserer Abb. 3, Profil I, am Matzinggraben, in II am Nordfuß des Windhagkogls, in III am Grünaubach, in IV am Stoßbach und in V südlich des Speikkogls. Überall wird dieser Stirnrand durch den besonders widerstandsfähigen Wettersteinkalk gebildet und liegt durchweg klar. Nur am Windhagkogl, wo G. Geyer 1910, 184, einen scheinbar normalen (wenn auch überkippten) Schichtverband des tirolischen (Staufen-Höllengebirgsdecke) Wettersteinkalks über Lunzersandstein mit dem Hauptdolomit der (in sich stark gestörten) Hochsalm-Mulde der Reichraminger Decke aufzeigte, dürfte die Grenzstörung auf vielleicht 1500 m zwischen Hauptdolomit und Hauptdolomit liegen. Das ganz ungewöhnliche N—S-Streichen am Westabfall des Windhagkogls beweist ja auch sonst einen besonders verwickelten Bau. Ebenso ist der tirolische Nordrand am Nordabfall des Traunsteins nach Abb 2 ungewöhnlich verschuppt.

b) Das Alm-Fenster.

F. F. Hahn 1913, 277, und L. Kober 1923, 162, haben im S von Traunstein—Grünau—Steyrling (Abb. 3, 6, 8) ein „Almfenster" besprochen und dargestellt, das, vom Alm-Fluß oberhalb Grünau durchflossen, unter der hier abgetragenen tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke zwischen Höllen- und Totem Gebirge und dem eben beschriebenen Nordrand jener tirolischen Decke erscheint. v. Pia 1912 und G. Geyer 1917, 75, haben dieses Fenster nicht gelten lassen, E. Spengler betonte 1924, es gäbe für dieses Fenster im SW auf Bl. Gmunden-Schafberg keinen Anhaltspunkt. Zwischen Hauptdolomit-Lunzer Sandstein des Fensters im S und dem Reiflinger Kalk SO Grünau im N findet Spengler einen Bruch, an dem „die Schubmasse gegen den Hauptdolomit nachträglich versenkt erscheint".

Dieser Bruch ist nach meiner Auffassung (Abb. 3, II—V) nichts anderes als die ziemlich steile Fortsetzung der tirolischen Schubfläche, wie dies Spengler auch für die östliche Fortsetzung bei den Wasserböden und ebenso für die westliche Fortsetzung jenseits der Alm am Zwillingskogl (Abb. 3, I) annimmt. Und auch noch an der Südseite des Traunsteins, dessen Wettersteinkalk bekanntlich mit einem südlichen Muldenschenkel wieder aufbiegt, bevor der demnach nicht zu ihm gehörende Hauptdolomit (unter Ausfall von Lunzerschichten und von dem größten Teil der Hauptdolomit-Mächtigkeit) im S folgt, kann nach unserer Abb. 2 die Geschlossenheit des Almfensters nicht geleugnet werden.

Die Schubfläche unter der Kasberg-Überfalte (G. Geyer 1911, 82) scheint sich nach SW in eine etwa längs den Lunzerschichten verlaufende Ablösungsfläche sowie in andere, in höherem oder tieferem Stockwerk aufgerissene Teil-

schubflächen zu verzetteln. Die Hauptunterschiebungsfläche setzt nach O. Ganss 1937 gegen SW bis über den Rettenbach ö Ischl fort, wobei das auffällig plastische Verhalten der Oberjura-Radiolarite, die später völlig spröde wurden, auf die noch kolloidale, also früh-diagenetische Beschaffenheit der Kieselsäure schließen läßt. Ich möchte hieraus auf den oberjurassischen Beginn der großen Kasberg - Rettenbach - Unterschiebung schließen, wobei sich die schon von O. Ganss, S. 373, für die Doggerzeit angenommene Vorlandmulde gegen SO unterschob.

Der westliche Fensterrahmen auf Blatt Gmunden-Schafberg ist teilweise strittig, was wohl mit dem allmählichen Übergang der im O weiter überschobenen Höllengebirgsdecke in die ihr nur noch örtlich unterschobene Reichraminger Decke zusammenhängt. Die Störung am Gsoll-Sattel bei Ebensee SW Traunsee trennt aber nach F. F. Hahn sehr wohl das übergeschobene Höllengebirge von dem Trauntalstreifen des Alm-Fensters.

Der Nordrahmen des Alm-Fensters (G. Geyer 1911, 71) ist nach den Profilen, Abb. 3, I—V, klar gezeichnet. Aus der Lage am spitzigen Osteck dieses dreieckigen Alm-Fensters bei Steyrling schien es E. Spengler 1924, 161, hier greife der Nordrahmen schräg und daher als jüngere Bewegungsfläche mit NO-Neigung über eine SW-geneigte Schubfläche, welche er am Käferspitz-S-Hang — also SO von dieser Fensterrahmen-Ecke — auffand und als Südrand jenes Fensters ansah.

Ich kann freilich keinen Beweis dafür finden, daß mit dem Schlagbauer-Alm-Hauptdolomit gegen O das Almfenster noch nicht zu Ende sei, sondern daß die beiden Rahmen noch weiter gegen SO verlaufen. Unbeschadet der Notwendigkeit, da und dort noch ältere oder jüngere Teilstörungen anzunehmen, kann ich daher die Ungleichwertigkeit der Almfensterrahmen nicht ebenfalls annehmen. Andererseits scheint mir S des Traunsees, zwischen Traun und Offensee, eine ähnliche Verwachsung der Reichraminger Decke mit der ihr anderwärts aufgeschobenen Masse des Toten Gebirges vorzuliegen, wie sie das Ostende des Sengsengebirges zeigt. Auch da geht im S des Reichraminger Baches die Reichraminger Decke in das südlich folgende Triasgebirge über, welches also durch die Reichraminger Decke erst weiter im W längs der tirolischen Schubfläche unterschoben wird.

Auf die gleiche Verankerung der tirolischen Schubmasse im W des Pendlings, also westlich des Inns bei Kufstein, hat ja schon F. F. Hahn 1913 hingewiesen.

Demnach dürfte die nördliche und südliche Begrenzungsfläche des Almfensters als zusammengehörige Unterschiebungsfläche der Reichraminger unter die

Staufen-Höllengebirgsdecke angesehen werden, wobei beide Gesteinsreihen im SW aber ineinander übergehen.

Innere Störungen innerhalb der Einzeldecken, die Verschuppungen an der Traunsteinstirn (S. 187) und an Streifenfenstern ordnen sich dieser Auffassung ein. Sie wird durch nachfolgende Erwägungen mechanisch wohl verständlich.

c) Die Unterschiebung verdoppelte die Schichtfolgen.

Weiter im S bildet das Tote Gebirge mit der ihm NO angeschlossenen Priel-Gruppe eine riesige, vhm. steife Karbonatplatte mit sehr mächtigem, bewaldetem und tief zerfurchtem Wettersteindolomit (vielleicht 900 m mächtig) unten, mit einer, einige Meter mächtigen Lage Cardita-Schichten (Raibler mit Lunzer Sandstein) darüber und zu oberst die ausgedehnte, verbogene Dachsteinkalkplatte von über 1000 m. Nach unten folgt — wenn auch durch Abschürfung bei Annäherung an das tiefer liegende Verschiebungsstockwerk vielfach beschnitten — gleichfalls noch mächtiger und massiver Muschelkalk: dickplattige Reiflinger Hornsteinkalke und schwarze, gebankte Gutensteiner Kalke, insgesamt an 600 m. Noch tiefer liegt leicht verschiebbares und daher sich unter der steifen, lastenden Karbonatplatte schmiegsamer bewegendes Haselgebirge mit den gipsführenden Werfener Schichten des alp. Buntsandsteins. Diese Polstermässe erweist sich im S tektonisch stark angehäuft, hat aber auch ohne Anschoppung wohl 1000 m Mächtigkeit.

Diese gut zweieinhalb Kilometer dicke Platte der „Südfazies" (Profil V) scheint nun nicht nur aus rein tektonischen Gründen gegen N hin zerbrochen, bzw. in schön bewegte Überfaltungen übergegangen zu sein, mit denen die nördliche Fortsetzung sich ihr südwärts unterschob. Vielmehr nahm solche Umformbarkeit dort zu, wo sich zugleich die Fazies in eine nördliche verwandelte: Der Wetterstein-(Ramsau-)Dolomit geht hier nordwärts in den Diploporen-Wettersteinkalk über, der Dachsteinkalk dagegen in Hauptdolomit (Kremsmauer). Als ursprüngliche Anordnung hatten wir also (abgesehen von gewissen Übergriffen):

S			N
	Dachsteinkalk über 1 km	Hauptdolomit	
	Dünne Raibler Schichten	mächtigere Raibler	
	Ramsaudolomit 900 m	Wettersteinkalk	
	Muschelkalk 600 m	Muschelkalk	
	Haselgebirg und Werfener Schichten über 1000 m		

Die Südfazies, in der die karnischen Raibler Schichten („Lunzer Schichten") nur einige Meter mächtig sind, wurde als „Berchtesgadener Fazies" der nördlichen (mit mächtigeren Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk) als „Bayerischer Fazies" gegenübergestellt.

Im Bereich der Nahtzone zwischen beiden Fazies dürfte die Trennung der Reichraminger im N von der Höllengebirgsdecke im S vor sich gegangen sein. Der etwas beweglichere Nordteil schob sich unter Teilfaltung südwärts seiner Südfortsetzung unter, die sich dabei längs ihres sehr beweglichen Hasel gebirges ablöste. Dadurch verdoppelte sich weithin die Schichtenfolge. Diese orogene Verdickung der spez. leichten Erdrinde hatte, vermutlich aus Gründen des Tauchgleichgewichts, im Verdickungsgebiet eine besondere Heraushebung zur Folge. Hier wurde besonders tief abgetragen, so daß tiefste „Aufbrüche" von Muschelkalk und Buntsandstein zum Vorschein kamen. Ja, es erscheinen darunter in Fenstern die obersten Teile der gefalteten, ehemals nördlich gelegenen Fortsetzung; die Reichraminger Decke wurde unter ihrer südlichen Fortsetzung im Alm-Fenster wieder freigelegt.

Wenn in den Grünauer Fenstern Kreide teilweise in Flyschfazies erscheint, so blickt hier, wie schon gesagt, nicht der ultrahelvetische Untergrund hervor, sondern die Reichraminger Decke mit ihren faziellen Ausläufern vom ultrahelvetischen Norden her. Entsprechende Stellung zu dieser Fensterfrage haben Fr. Trauth 1937, 532, Anm., und O. Kühn 1937, 260, L. Kober 1938, genommen.

d) Veränderung des Bauplanes gegen Osten.

Ohne auf die Lage im westlichen Anschlußgebiet einzugehen, kann festgestellt werden, daß die Unterschiebung der Reichraminger Decke mit ihrer Nord-Fazies von der Querverschiebung am Traunsee ab nach O bis zum Meridian von Krems und oberer Steyr (Stodertal) besonders weit, gemessen am Almfenster schon allein nach der heutigen, stark verkürzten Entfernung, mindestens 14 km weit nach S vorgedrungen ist. Folgen sind die weiten Überfaltungen von Kasberg und Kremsmauer. Das gesteigerte Vordringen prägt sich außerdem in der besonders hohen und breiten Heraushebung, und damit in der völligen Abtragung der Hangenddecke über dem Alm-Fenster sowie in der Ausbildung zahlreicher Streifenfenster und Schuppen gegen N hin. Es ist drittens durch G. Geyer 1910, 170, gezeigt worden, daß sich die im O zahlreicheren und breiteren Falten der Reichraminger und der Ternbergdecke im W der Steyr mit Annäherung an und unter die im Verhältnis westwärts weiter vorstoßende tirolische Decke S Micheldorf immer enger zusammenraffen und zusammenschuppen. Ja, Ternberg- und Klippendecke sind hier bis auf spärliche Reste gänzlich zwischen jener Hangenddecke und dem ultrahelvetischen Flysch verwalzt.

Neben der gesteigerten Unterschiebung gegen S dürften alle diese Eigentümlichkeiten des Baues zwischen Traunsee und Krems mit einer vermehrten Widerstandskraft der zu unterschiebenden

tirolischen Decke in Zusammenhang stehen. In der Tat gibt es wohl nicht viele derart starre und massive Karbonatplatten als gerade hier im S das anschließende Tote Gebirge mit seinen riesigen öden Karsthochflächen von etwa 250 km² Ausdehnung.

Es ist sehr bemerkenswert, daß gerade mit dem Meridian, in dem nach O zu die hochgestauten Gewölbe absinken, in dem sich das Almfenster bei Steyrling schließt, in dem die Kasberg-Überfaltung nach O zurückgeht und die Faltenraffung nach O verschwindet, auch im S die Geschlossenheit des widerstehenden Totengebirgsblockes nachläßt. Längs dem oberen Steyr- oder Stodertal ist diese Karbonatplatte bis zum Salzsteig in NO—SW zertrümmert. Es hat sich die Warscheneck-Scholle, eine 80 km² große, verkarstete Platte, abgegliedert.

Nach Ausweis der Verbreitung ihrer älteren Gesteine liegt diese Scholle im W und N wohl um gegen 1000 m höher als ihre NW- und N-Nachbarschaft, welche offenbar um ein gewisses Stück unter sie hineingeschoben wurde (Fr. Trauth 1937, 531; s. unten, S. 237). Der Umstand, daß der südliche Teil der trennenden Störung am Salzsteig (Abb. 8) mehr als einfacher Sprung ausgebildet ist, würde diesem Gedanken nicht widersprechen, wenn wir eine Drehung der benachbart stark gefalteten (O. Ampferer 1926, 196) Prielgruppen-Scholle im Uhrzeigersinn unter die Warscheneck-Scholle hinein annehmen. Ähnliche (nachgosauische) Unterschiebungen von W gegen O hat ja O. Ampferer 1935, 70, schon für den Westrand der Gesäuse-Berge oder für den Lugauer unter den Kaiserschild hinein weiter im O erwiesen. Ebensowenig würden die von O. Ampferer betonten, nachgosauischen O—W-Stauchungen des Gesamtgebirges (Unterschiebung gegen O) mit dieser Vorstellung in Widerspruch stehen.

Das mechanische Gesamtbild scheint sich für die ältere Zeit der Unterschiebung von N so zu gestalten, daß die Hauptwiderstandslinie der tirolischen Masse gegen die große Untergleitung von dem Meridian Kremstal—oberes Steyrtal an ostwärts nicht mehr am Sengsengebirgs-Nordrand lag, sondern um ein gutes Stück gegen S an den Nordrand der Warscheneck-Teilplatte zurücksprang (gezähnte Linie in Abb. 6). Eine Folge war die Heraushebung der unterschobenen nördlichen Warscheneckteile und deren Abtragung bis auf Mittel- und Untertrias zwischen Hinterstoder—Windischgarsten—Spital am Pyhrn. Eine weitere Folge war die Zertrümmerung dieser Teile, ihre gesteigerte Abtragung und Ausräumung bis auf das erste, vorgosauische Becken, die Füllung dieses Beckens mit Gosauschichten und die nachfolgende weitere Ausräumung und Relief-Erniedrigung ganz wie beim Becken von Grünau (unten, S. 241).

In beiden Fällen geschah die Unterschiebung nach Absatz des (noch mit unterschobenen) Neokoms und des Gaultflysches, noch etwas später beim Grünauer Becken, hier nämlich erst nach Ablagerung auch des hier gleichfalls noch mit untergeschobenen cenomanen Hauptflyschsandsteins. Die Unterschiebung trat aber ein noch vor einer, nach der Heraushebung langdauernden Abtragung, welche den Absatz des Gosaugrundkonglomerats über die Abtragungsreste von Muschelkalk und Buntsandstein ermöglichte, sowie die Zufuhr kristalliner, permischer und skythischer Gesteinsgerölle in die Gosaubecken hinein. Der nach dem Unterschub erhobene und tief bis auf den Buntsandstein entblößte Nordrand der Warscheneckscholle wurde ja schon von übergreifenden Gosauschichten überlagert (G. Geyer 1913, 274).

Wie die dem Unterschub widerstehende Scholle des Warscheneck gegenüber jener des Toten Gebirges viel kleiner war, so entwickelten sich auch an ihrem Nordrand nicht ebenso kräftige Begleiterscheinungen der hier südlicher liegenden Unterschiebung und anschließend auch keine gleich ausgedehnten Heraushebungen. Daher fehlt ein breit aufgewölbtes Fenster nach Art des Alm-Fensters.

Der ungefähr im Raum von Windischgarsten liegende Übergang zwischen bayerischer N- und Berchesgadener S-Fazies gab — ganz ähnlich wie bei Grünau — auch hier im SO Anlaß zur Unterschiebung der bayerischen Nordplatte (Sengsengebirge—Maiereckzug—Gr. Reiflinger Scholle) südwärts unter die Triasplatte Warscheneck—Haller Mauern—Gesäuseberge mit Südfazies, welche freilich heute hoch erhoben und durch tiefe Abtragung, welche den Strukturen der in verschiedenen Richtungen gegangenen Hauptbewegungen folgten, mit sehr unregelmäßig-rundlichen Umgrenzungen zerlegt daliegen.

Der Nordstirnrand dieser Überschiebung streicht aus dem Hinterstodertal hervor im Bogen nördlich um Windischgarsten herum und wendet sich dann OSO an den Südrand der Gr.-Reiflinger Scholle. Schon O. Ampferer rechnete 1926, 191, mit einer vorgosauischen Schubmasse, welche tief bis auf Muschelkalk und Buntsandstein abgetragen, später von Gosauschichten überdeckt wurde. Er schloß auf diese Schubmasse aus der Beobachtung, daß das Werfener Schuppenland ganz unregelmäßig und ohne Anpassung an die glatt WNW—OSO hinstreichenden Falten von Sengsengebirge—Maiereck angrenzt. Wir bezeichnen diese Schubmasse als „Warscheneck-Gesäuse-Decke".

Am nördlichen Rand, also im S des aufgeschobenen, tirolischen Überfaltungssattels (Sengsengebirge) haben wir bei Windischgarsten und östlich einige steile, schmale „Streifenfenster" (Abb. 4), in welchen die infolge der Überschiebung erhalten gebliebenen jüngsten Ablagerungen der untergeschobenen

Decke unter dem Haselgebirge zum Vorschein kommen: Unterkreide und Gaultflysch. Dabei sind die „Streifenfenster" wohl eher als Teilaufschuppungen von verwickeltem Bau mit nachbarlicher Verkeilung der Liegend- und Hangenddecke anzusprechen.

Die hier untergeschobene Decke kann nicht die Reichraminger Decke sein, denn diese ist ja nahe NO schon mit der Staufen-Höllengebirgsdecke verschmolzen (Abb. 8). Was bei Windischgarsten unter der älteren Trias fensterartig als nächst liegende Decke mit dem Flysch zum Vorschein kommt, muß vielmehr der Nordteil der tirolischen Staufen-Höllengebirgsdecke sein, der hier unter ihrem darüber ausgeschobenen Südstück, nämlich der Warscheneck-Gesäuse-Decke liegt.

Noch einen dritten N—S-Abschnitt mit abweichendem Bau können wir gegen O hin unterscheiden. Er setzt dort an, wo die Warscheneck-Scholle gegen O zu Ende ist, also mit der N—S-, dann NO—SW-verlaufenden Linie Windischgarsten—Pyhrnpaß, mit der „Pyhrn-Linie". Von ihr ab nach O bemerken wir:

1. Die erwähnte Unterschiebung auch ostwärts, also an den Haller Mauern—Gesäusebergen im S des Windischgarsten-Gamser Beckens.
2. Die Unterschiebung des absinkenden, östlichen Warscheneck-Teils gegen SO unter die kleine Bosruck-Scholle, wohl verbunden mit der Aufschuppung von Buntsandstein auf den Wurzener Kampl (Abb 6).
3. Östliches Auslaufen der Sengsengebirgs-Überfaltungsschuppe und Übergang in den Krestenberg-Sattel.

Der gegen NO überschlagene Maierecksattel war im übrigen nicht nur fertig, sondern auch schon bis auf seinen Muschelkalkkern abgetragen, bevor sich die Gosauschichten auf ihn legten (O. Ampferer 1926, 190).

Im N, W und SW der Windischgarstener Senke finden wir alle diese Störungen durch übergreifendes Gosaukonglomerat verlötet: Schübe und Abtragungen waren somit vorgosauisch. Nur die Verfaltung und Verschuppung der Gosauschichten der älteren Trias im N oder am Wurzener Kampl waren später.

Östlich der Pyhrn-Linie wird die ostwärts beendete Sengsengebirgs-Überschuppung weiter im S ersetzt durch die Überfaltung des Maiereckzuges (O. Ampferer 1926, 190) ähnlich dem Kasberg SSO Grünau. Östlich der gleichen Linie haben wir außerdem höhere Lage und daher stärkere erosive Enthüllung der Buntsandstein-Haselgebirgs-Unterlage der in Klippen zerlegten Triasplatte Bosruck—Pyhrgas—Haller Mauern bis zu den Gesäusebergen.

Baumäßig hängt eine weitere Änderung nach O mit dem injektiv sehr beweglichen Haselgebirge zusammen, das sich teils (Pleschberg) zusammenschoppte, teils aufwärts zwischen die Spalten quoll, teils nach unten abströmte.

Gegen das Ennstal hin strömten die Untergrundmassen nicht mehr von N nach S, sondern von S nach N, also von beiden Seiten gegen das Gebiet der nordalpinen Verschluckungsnarbe hin (E. Kraus 1936), gegen welche zahllose, steile oder senkrechte Bewegungsflächen hinabdeuten.

Das Gebiet im SO des Windischgarstener Flyschfensters gewährt gegen die Enns zu einen lehrreichen Einblick in das nach unserer Auffassung aktiv bewegte Alttrias-Grauwacken-Stockwerk unter den kalkalpinen Karbonatplatten. Kommt doch die Enns bei Liezen-Admont aus den Ennstaler Phylliten der (nördlichen) Grauwackenzone und windet sich dann mühsam im Gesäuse und weiterhin durch die höheren, kalkalpinen Stockwerke.

Das mächtige untertriadische Reibungspolster legt besonders gegen oben durch seine zahllosen großen und kleinen Schollen-Einspießungen von seiner ausgleichenden orogenen Aufgabe als Stockwerk der Bewegung Zeugnis ab. Über ihm schwimmt hier im SO noch mehr oder weniger zusammenhängend die Karbonat-Platte der Haller Mauern—Gesäuseberge, also die Ostfortsetzung von Totem Gebirge—Warscheneckscholle. Auch gegen die Grauwacken-Unterlage erweist sich, durch das Abstoßen der verschiedensten Gesteine, dieses Stockwerk des Bewegungsausgleiches als eine Hauptgleitbahn.

6. Die Bewegungszeiten.

Den Gesamtbau finden wir auch hier schön spiegelbildlich gegen die unter jener Karbonatplattenreihe einst gewaltige Massen in die Tiefe abführende nordalpine Narbe. Gegen sie richteten sich von S und von N die Unterschiebungen. Ihnen folgten sehr verschiedene Baueinheiten unseres Gebirges nach:

Von N rückten heran in jungtertiärer Zeit die Molasse-Schlier-Vortiefe; im Alttertiär nacheozän die ultrahelvetische Vortiefe mit begleitenden Schwellen, am Südrand die Vindelizische Südschwelle mit der randostalpin-pieninischen Klippenflyschzone; vorgosauisch, nachcenoman war die nördliche von der südlichen Triasfazies abgespalten und die Reichraminger unter die Staufen-Höllengebirgsdecke hereingeschoben worden, war gleichzeitig die Cenoman-Klippenzone am Pechgraben nach S unter die Reichraminger Decke gefahren und hatten sich die zahlreichen, granitführenden Aufschuppungen im Pechgraben beim L.-von-Buch-Denkmal gebildet. Wahrscheinlich etwas früher, nämlich vorcenoman, schob sich die östliche Höllengebirgsdecke weiter im S

unter die Warscheneck-Gesäuse-Decke. Aus Beobachtungen über die wahrscheinlich in frühdiagenetischer Oberjura-Zeit einsetzende Überfaltung im NW des Toten Gebirges kann man die bereits im Oberjura beginnende Unterschiebung in diesem alpeninneren Gebirgsteil schließen.

Von S waren der nordalpinen Verschluckungsnarbe zugeflossen: Die Massen des Buntsandsteins und des Jung-Paläozoikums sowie die Grauwackendecken mit zunehmender Kristallinität, also ehemals größerer Tiefenlage.

Der innere Hauptdeckenbau der Kalkalpen in Oberdonau entstand nach Ausweis der ihn überall, und zwar i. a. nach langdauernder Abtragungszeit überschreitenden Gosauschichten, bereits lange vor dem Senon. Aber auch die erste Längsstauchung des Gebirges, längs seinem Streichen, erfolgte schon damals. Denn auch die mächtigen Weyerer Bogen-Falten wurden vorgosauisch angelegt und vom Senon schon eingedeckt. Wahrscheinlich waren diese ebenso merkwürdigen wie großzügigen Anlagen quer zum Gebirgsstreichen die Folge vorausgehender Unterschiebung eines besonders widerstandsfähigen und hohen Vorsprungs, bzw. eines besonders massiven, N—S-streichenden Gesteinskörpers im südlichen Teil der Böhmisch-Vindelizischen Masse gegen S, so daß quer durch die kalkalpine Geosynklinale (und noch weiterhin, vgl. J. Stiny 1931) Schwäche-Zonen aufrissen, auf denen in nachfolgender Zeit der Längsstauchung diese Bögen entstanden.

Abbildungen von jüngeren, nachgosauischen Längsstauchungen des Gebirges konnte O. Ampferer für den Blattbereich Admont-Hieflau in zahlreichen Beispielen nachweisen. Im Hauptdolomit des Gunstberges W oder NO Windischgarsten trifft man öfter ziemlich steile, O—W streichende Bewegungsflächen mit flachliegenden Rutschstreifen (S. 196), welche wohl mit nachdanischen O—W-Schüben zusammenhängen, von denen H. Loegters 1937, 102, sprach.

Andererseits sind die Gosauschichten überwiegend, offenbar durch weiterwirkende Einengung in N-S, erneut gefaltet, zerschuppt oder überschoben. Auch der Kreideflyschanteil der Reichraminger, bzw. Warscheneck—Gesäuse-Decke wurde dabei weiter untergeschoben und mit der aufliegenden Untertrias erheblich verschuppt, viel weniger die höher gelegenen Gosauschichten.

Eine recht bedeutende Schollenverfrachtung längs der Sohle der Untertrias der Staufen—Höllengebirgsdecke in früherer oder späterer Zeit ist zu folgern aus den zahllosen Schollenstücken von Glimmerschiefer, Gangquarz, mitunter von Porphyrit (S. 193) längs dieser Bewegungsfläche (Dachskopf O Grünau). Für diese Zeiten muß wohl angenommen werden, daß auch noch von dem kristallinpaläozoischen Untergrund (Nordteil der nördlichen Grauwackenzone) Anteile mit abgerissen und in die höheren Decken mit einbezogen wurden, sowie daß von Aufragungen solcher Schwellen, bzw. Schubmassen-Sohlen das Heer der

Fremdgerölle durch Fluß-Tätigkeit noch im Senon in die Gosaukonglomerate gelangen konnte: Die Gesteinsarten wurden S. 197 genannt.

7. Zur Bildungsmechanik nach der Unterverschiebungs-Theorie.

Eine Kartendarstellung (von Fr. Trauth 1937) der Nordunterschiebungen an der Kalkalpen-Südgrenze wurde an Stellen ergänzt, wo freie, nach N absteigende Schubflächen, wo scharfe Einschuppungen jüngerer Hangendgesteine, z. B. von Wettersteinkalk, in das liegende Untertriaspolster reichlich sind oder wo das letztere zwischen der Grauwackenzone unter ihm im S und der Triaskarbonatplatte im N tektonisch stark vermindert ist (Abb. 8).

Für den angrenzenden Rand der Quarzphyllit-Grauwackenzone wurde versucht, aus den vorhandenen Beobachtungen durch Strichelung die vielfach scharfen Wechsel im Streichen darzustellen, welche besonders im SO an der großen Radmer-Störung (G. Hießleitner 1931, J. Stiny 1931) infolge früher Anlage und späterer Ost-Unterschiebung stark hervortritt. Es zeigt sich, daß auch der Südrand der Kalkalpen keineswegs mit dem anschließenden, bzw. darunter liegenden älteren Gebirge parallel streicht, sondern daß dazwischen — auch abgesehen von ungleichförmiger Auflagerung — ganz erhebliche Verschiebungen stattgefunden haben müssen.

Entsprechend der Nähe der nordalpinen Narbe sind die Beweise (Flächen) der Nordunterschiebung im S von ihr meist ziemlich steil. Ein Beispiel für diese narbenwärts gerichtete Unterschiebung im stark verwalzten Buntsandstein-Haselgebirge hat O. Ampferer 1935, Fig. 32, in einem Profil von der Südseite der Ödstein—Hochtor-Gruppe gegeben.

Weitere Nordunterschiebungen schneiden durch das südlich angrenzende Gebirge, namentlich dort, wo sich die untere von der oberen Grauwackendecke trennt. Die Meinung, daß die Nordunterschiebungen im S gegenüber den Südunterschiebungen im nördlichen Hauptteil und Vorland der Kalkalpen keine große, jedenfalls keine gleichwertige Rolle spiele, ist daher nur dann verständlich, wenn man allein die Kalkalpen selbst betrachtet. Ein einheitlicher tektonischer Bauplan kann aber bekanntlich recht verschieden alte Gesteinsmassen umfassen. In unserem Fall gehört nicht nur ein Hauptteil der jüngeren[1]) Schubbewegungen in der Quarzphyllit-Grauwackenzone, soweit sie heute noch an der Erdoberfläche liegt, sondern auch der von ihr bereits abwärts verschwunde-

[1]) Wie weit solche älter oder jünger sind, das kann bisher nur an wenigen und keineswegs immer verallgemeinerungsfähigen Stellen entschieden werden. Ein (bereits von R. Schwinner 1940 gekennzeichnetes) Dogma verleitet freilich bei noch ungenügender Kenntnis leicht zu einem Aushilfsschema, wie es H. P. Cornelius 1939 und 1940, S. 279, 304, konstruieren möchte.

nen Gebirgsteile zum einheitlichen Wirkungsbereich der nordalpinen Verschluckungsnarbe, also zu deren mechanischem Plan. Dieser entstand nach unserer Auffassung durch mehrfache, aber jeweils im wesentlichen gleichzeitige Unterschiebung von N und von S her in Richtung auf die nordalpine Absaugungsnarbe.

Werfen wir so noch einen Blick von einem höheren Übersichtspunkt als bisher auf den mechanisch so gedachten Bauplan, um die besprochenen Einzelbeobachtungen in Oberdonau ihrem größeren Rahmen einzuordnen!

In Abb. 8 wurde versucht, einige besonders beachtenswerte Grundzüge zur Geltung zu bringen. Dabei sind wir uns dessen wohl bewußt, daß die gegenwärtigen Ausstriche nicht nur der Grenzen von Helvet-Ultrahelvet und von Paläozoikum im S durch jüngere, steile oder waagrechte Bewegungen stark beeinflußt sind, sondern daß gleiches auch die Schubränder innerhalb der Kalkalpen selbst betrifft. Weithin dürften diese Ränder nicht mehr als gewöhnliche, ursprüngliche Unterschubflächen-Ausstriche aufgefaßt werden, sondern die keineswegs nur erosiven Verstümmelungen quer zu den in der Schubzeit entstandenen Strukturen sind sehr zu beachten.

Ein auffälliges Beispiel solcher randlicher Beschneidung von Decken ist der Flyschrand der Ternbergdecke im NO. Schräg werden deren (in Abb. 8 durch Striche angedeuteten) Falten im O abgeschnitten durch die Schuppen der ähnlich streichenden Klippenflyschzone und noch mehr im W durch den Flysch. Steile Grenzbruchflächen mit Blattverschiebungen an solchen werden anzunehmen sein, ähnlich der großen Traunsee-Verschiebungsfläche, deren alte, noch in späte Zeit fortgehende Geschichte G. Geyer 1917 untersucht hat.

Es gibt nun noch mehr solche auffallend SW—NO verlaufende Bewegungsflächen in unserem Gebirge. Sie begrenzen gegen NW die Reiteralmdecke, die Gamsfelddecke, die Decke Warscheneck—Hallermauern (Abb. 8). Schon der auffällig geradlinige Verlauf dieser Deckenrandstücke läßt auf Mitbeteiligung von Brüchen schließen. Auf den dem Saalach-Ostbruch gleichlaufenden Saalach-Westbruch hat schon F. F. Hahn 1913, 339, hingewiesen, wobei nachweisbar jüngeres Alter durchaus noch nicht ältere Anlagen ausschließt, die bekanntlich sich so oft unter jüngeren verbergen. Gewisse Faziesgegensätze beiderseits lassen auf Unterschiebungen gegen SO an diesen Grenzen schließen. Aber der Schubflächenausstrich ist schmal, um so schmäler und steiler, je weiter die betreffende Grenze im SO liegt. Am Salzsteig-Stoderbruch, dem östlichsten derartigen Deckenbruchrand, ist die Bewegungsfläche sehr steil SO-geneigt (vgl. oben, S. 231); G. Geyer 1916, 223; O. Ampferer 1926, 195; E. Spengler 1936, 260; Fr. Trauth, 1937, 531) und von E. Spengler eher als Blatt gedeutet.

Wir stellen uns solche zwiefältigen Begrenzungen wohl richtig als Folge der langdauernden Baugeschichte vor. Sie verlief durchaus nicht immer gleichsinnig und es wäre sicher falsch, jeweils mit einem gewaltsamen „entweder — oder" durchkommen zu wollen.

Die Bedeutung dieser Beobachtungen ist nicht gering, denn auch weiter nach O wiederholen sie sich in gleicher Weise, und zwar unter noch klarerem Heraustreten ihrer teilweisen Eigenschaft als Blattsprünge. Hiezu gehört die SW—NO-gerichtete Pyhrnlinie (G. Geyer 1914, 34 ff), welche aus einer Schar gleichfalls steil gegen SO einfallender Verwerfungsflächen besteht, an denen wiederum der südöstliche Nachbarteil (Bosruck) von NW (Warscheneck) her unterschoben ist.

Weiter folgt nach O mit ähnlichen Kennzeichen die SW—NO gerichtete „Buchauer Querstörung" (Fr. Trauth 1937, 551). Wieder ist hier der SO-Teil mit Werfener Schichten-Ramsaudolomit durch den Hauptdolomit im NW steil unterschoben. Diese Unterschiebung verstärkt sich im weiteren NO-Verlauf; geht sie doch in die Unterschiebung der Lunzer Decke unter die Groß-Reiflinger Scholle über.

Eine vergleichbare Störung zieht dann von SW gegen NO bei Göstling durch die Lunzer Decke. Auch an sie schließt sich weiter im NO eine Unterschiebung aus NW, und zwar jene an der Sulzbachschuppe (E. Spengler 1939, 264).

Schließlich kann wohl noch der mehr S—N verlaufende Radmerbruch S Hieflau (S. 236) mit starker Unterfaltung von W gegen O und außerdem mit ausgeprägter Blattverschiebung, an der ähnlich wie am Traunsee der Westteil stark nach S gefördert wurde, mit herangezogen werden. Man wird sich auch fragen, wie weit die Weyerer Bögen mit ihrer Unterschiebung gegen O in dieses Bewegungsbild gehören.

Bezüglich des Alters (S. 234) kann man i. a. eine vorgosauische, ja im W teilweise eine noch ältere Anlage erkennen, längs deren sich die Fazies des Hallstätter Kalkes auf tieferen SW—NO-Streifen zwischen Riff-Fazies (K. Leuchs, F. Trauth) entwickelte. Dazu tritt aber noch eine durchgreifende Ausgestaltung während der Gosauzeit, deren Ablagerungen an diesen Linien oft auftreten, sowie eine scharfe, nachgosauische Unterschiebung im gleichen Sinn gegen SO wie vorher. Der Bruch- und Blatt-Charakter mag anfänglich, und in Zwischenzeiten auch später, kräftig hervorgetreten sein.

Was besonders auffällt, ist das lappenartige Vorgreifen der sich unterschiebenden nördlichen Kalkalpenteile gegen SW längs dieser Bewegungsflächen. Wie an steilen Gleitschienen abgelöst, haben sich Teile der tirolischen Hauptbewegungseinheit hier

gegen SW unterschoben: so im NW der Saalachstörungen, so die tirolische Osterhorngruppe im NW der Abtenau-Strobl-Linie, so das tirolische Tote Gebirge im NW der Salzsteig-Stoder-Linie und noch die Warscheneck-Gruppe in NW an der Pyhrn-Linie, wobei alle diese Lappen (gleichzeitig oder später) auch noch die südöstliche Nachbarschaft mehr oder weniger weit unterschoben haben.

Bedenkt man die allgemeine, südwärtige Unterschubbewegung in Richtung auf die nordalpine Absaugungsnarbe, so läßt sich aus der diagonal (zum Erdgradnetz) NO—SW streichenden Lage der steilen Verschiebungsflächen eine große Längsdehnung des kalkalpinen Körpers erschließen — ähnlich wie etwa die diagonale, gleichfalls SW—NO streichende Hauptlage der steilen Blattscherflächen in dem sich einengenden Schweizer Faltenjura rein geometrisch einer ausgiebigen Längsdehnung entspricht, oder wie Verschiebungen an den gleichfalls diagonalen, jedoch NW—SO streichenden Hauptscherflächen der Kalkalpen im W des Unterinntals (Blatt Schliersee 1 : 100.000, Blatt Kufstein 1 : 75.000) zusammen mit nordsüdlicher Einengung auf Längsdehnung hinauslaufen mußten.

Mechanisch kann man sich das Kräftespiel im Sinn unserer Unterverschiebungstheorie sehr wohl denken: In Zwischenzeiten war die ansaugende Kraft, welche hier aus der Tiefe der nordalpinen Narbe ausging, so stark, daß auf der Nordflanke nördlichere Geosynklinalteile unter südlichere, die sich über der Narbe unter dem Gegendruck von der Südflanke her stauten und nach oben ausschoben, hineingezerrt wurden. Dabei kam die gewaltige Massenminderung infolge Abstroms unter der Narbe nicht allein damit zum Ausdruck, daß sich vorher in N—S nebeneinander gelegene Deckenplatten untereinander anordneten. Sondern zu solcher Breitenverkürzung trat auch noch eine solche durch Ausdünnung im Längsverlauf, also durch Längszerrung. Diese ermöglichte eine Schar entweder schon vorher angelegter oder neu aufgerissener, steiler Gleitflächen diagonal zu der S-Nlichen Haupteinengungsrichtung.

Der im kalkalpinen Oberdonau erkennbare Bauplan entspricht also durchaus der mechanischen Vorstellung, daß die tirolischen Unterschiebungen deshalb in großen Teillappen (W der Saalach, in der Osterhorngruppe, im Toten Gebirge) südwärts besonders weit vordrangen, weil sie sich diagonal von ihrer südöstlichen Nachbarschaft losreißen konnten, wobei sie diese nur teilweise, im O weniger als im W, zu unterschieben vermochten.

Es ist schon lange von anderen Verfassern ausgesprochen worden, daß auch die großartige Querstruktur der Weyerer Bögen im Meridian des Buch-Denk-

mal-Granits mit einer örtlich besonderen Widerstandsfähigkeit des kristallinen Untergrundes zusammenhängt, welcher nach unserer Vorstellung daher massivartig besonders tief unter die Kalkalpen hinein vorstoßen konnte. Das wäre mechanisch nichts anderes als eine verstärkte Vorlappung der „tirolischen", bzw. Vindelizischen Teilmassen. Ihre Folge waren später nicht nur kleine Unterschiebungen von NW her, sondern kräftige Unterschübe von W, als das Gebirge vorgosauisch und im Tertiär längsgestaucht wurde[1]). Daher schließen sich diese Weyerer Bögen der Frankenfelser Decke denn auch dort an jene Reihe tirolischer, südunterschiebender Vorlappungen an, wo diese am weitesten vordrangen, und wo zwischen ihnen und der Grauwackenzone als Beweis der verstärkten Unterschiebung nur noch die Groß-Reiflinger Scholle und das schmale Gesäusegebirge liegt.

Die Gesäusedecke ist von einer noch tief in die Hochschwabgruppe 70 km weit geradlinig nach O laufenden Bruchlinie („Gesäuse-Störung")zerschnitten. Diese liegt zunächst der in der Tiefe anzunehmenden nordalpinen Narbe und dürfte daher das Durchragen eines Narbenschnittes (E. Kraus 1936, 244, 304) durch die darüber ausgeschobene Decke bedeuten.

Für das mechanische Verständnis ist noch eines anderen Umstandes zu gedenken. Mit den Alttrias- und Gosau-Bereichen von Grünau und Windischgarsten befinden wir uns bekanntlich in dem baugeschichtlich sehr wichtigen Nordjuvavischen Alttrias-Streifen (abgebildet bei Fr. Trauth 1937, Taf. I; S. 511 ff.) zwischen Reiteralm—Bad Reichenhall und Wiener-Neustadt (Abb. 8, Nordteil der Punktierung). Als Abkömmling nördlicherer Kalkalpenteile wurde er schon von F. Hahn 1913, 452, K. Leuchs 1927, 186, Bittner, E. Spengler 1912, 46 (später andere Deutung!) erkannt (E. Kraus 1936, 260, 263; F. Trauth 1937, 511). Er geriet nicht über die südlich anschließenden hochalpinen Decken hinweg aus einem unbekannten Raum im Bereich der Zentralalpen, bzw. der Grauwackenzone, wo es nur abweichende Trias und keine N-, sondern nur S-Überschiebungen entsprechenden Ausmaßes gibt. Die nicht zahlreichen nordjuvavischen Deckschollen lassen sich vielmehr alle zwanglos als Abtragungsreste (Klippen) eines einst unmittelbar südlich anschließenden Deckensystems auffassen, welches seinerseits nur der

[1]) Man hat wohl zu unterscheiden zwischen Druck- und Bewegungsrichtung einerseits und der Richtung der dadurch gebildeten Struktur andererseits: Längsstauchung bringt Querstruktur, Querstauchung aber Längsfaltung oder Längsstörung. Beide Male wird die Richtung bezogen auf die Richtung des Generalstreichens. Gewiß gebraucht man vielfach gedankenlos z. B. „Überschiebung" oder „Verwerfung" teils für den Vorgang, teils für sein Ergebnis, also für überschobene Masse oder Schubfläche. Solch unlogischer Wortgebrauch erklärt, weshalb man den Vorgang der Längsstauchung der Alpen in dem von mir 1936, 312, gebrauchten Normalsinn als „Querstauchung" bezeichnen möchte, weil dadurch Querstrukturen entstanden sind (Fr. Trauth 1937, 563).

bei seiner Unterschiebung von N aufgewölbte Nordrand der südlich folgenden massiven Karbonatplatten-Decken von zumeist Berchtesgadener Fazies war.

In dem Schwächegebiet zwischen Berchtesgadener Plattenfazies zumeist im S und tirolisch-bayerischer Triasfazies im N, bzw. W hatte sich weithin, wenn auch nicht überall, gips- und salzführendes Haselgebirge sowie eine weniger mächtige, tiefermeerische Hallstätter Obertriasentwicklung von größerer Bewegbarkeit gebildet. Sie war zweifellos schon im Oberjura so ziemlich an Ort und Stelle, da ihre Gerölle sonst nicht in den Oberalmkonglomeraten von J. Kühnel 1928 und in den tithonischen Transgressionskonglomeraten unter dem Plassenkalk am Untersberg erscheinen könnten. Als Schwächezonen hatten sich diese Fazieszwischenstreifen schon während der Obertrias dadurch erwiesen, daß sie sich leichter nach abwärts zu den Hallstätter Meeres-Talmulden niederziehen ließen.

Auch bei der großen Oberjura-Unterkreide-Einengung waren diese tieferen Fazies-Zwischenstreifen zwischen i. a. südlicher und nördlicher Riffplattenfazies die schwächsten Stellen, an denen daher eine weithin reichende, wenn auch im Streichen wohl nicht ganz durchlaufende und bald etwas nördlicher, bald südlicher sich vertretende Abscherungs- und Unterschiebungsfläche aufriß. Die Unterschiebungsweite hielt sich, wie mehrfache Verankerung in Falten zeigt, in mäßigen Grenzen. Nach Aufwölbung und tiefer Abtragung der dabei durch Unterschiebung verdoppelten und mit ihrer ältesten Unterlage zutage getretenen Stirnteile stellte sich in dieser Schwächezone dann auch die ziemlich unregelmäßige Reihe der Gosaubecken ein. Anschließend mußte gerade hier im Alttertiär wegen verstärkt möglicher Einengung die Unterschiebung erneuert werden (Fr. Trauth 1937, 517). Die Wunde riß immer neu auf.

So wird die Mechanik wohl verständlich, denn zu der diagonalen Scherbruch-Anlage infolge Längszerrung kam die Gunst eines mit Salz, Gips und Ton besonders gleitfähigen Haselgebirgs-Stockwerks und als dritte Erleichterung für die Sprengung der kalkalpinen Platte deren alt-erdkundlich bedingte Schwächung in dem pelagischen Meeresmuldenstreifen der Hallstätter Obertrias zwischen den über 1—2 km mächtigen, flachmeerischen Kalk-Dolomit-Riffplatten. Stärkere Zertrümmerung in den herausgehobenen Streifen hatte besonders tiefe Abtragung bis auf das grundwassertragende Schuppenpolster der Untertrias ermöglicht, hatte Reliefsenken und Gosaumeerverbreitung mit Schutteindeckung begünstigt, welche dann wieder, vhm. leichter ausgeräumt, zu neuen Reliefsenkungen und Relief-Unterschiebungen in späterer Zeit führen mußten (oben, S. 232).

Schon immer war der nordjuvavische Streifen als Sonderbarkeit aufgefallen mit seinem geschlängelten Verlauf, dem gehäuften Auftreten von

Haselgebirge und Hallstattfazies zwischen den mächtigen Triasplatten, seinen Gosauschichten, ja O Hieflau sogar mit Tertiär, mit vermehrten Zertrümmerungen und Verschiebungen bei eigentümlich doppelgesichtiger Tektonik. Wir verstehen dies alles als Begleiterscheinungen einer baugeschichtlichen Schwächezone, welche „fortzeugend Schwaches mußte gebären".

8. Von der Schubweite der Decken.

Solange man — „anthropozentrisch"! — die Gebirge sich dort bilden lassen wollte, wo man sich selbst befand und nachprüfen konnte, nämlich zunächst der Erdoberfläche durch dort wirksame Kräfte, solange rechnete man mehr oder weniger bewußt mit gleichbleibender Verschiebungsweite aller Teile der angeblich über einen passiv-unbewegten Untergrund hinweggleitenden Decken. Entschließt man sich aber, belehrt durch allzu viele Unmöglichkeiten im ersten Fall, die bewegenden Kräfte in der Tiefe zu denken und die zurückbleibenden, passiven Mitglieder des Betriebes dabei nahe der starren, kühlen Erdoberfläche (Unterverschiebungstheorie), so werden auch für unsere Ableitung der Deckenschubweiten ganz andere Gesichtspunkte maßgebend.

Dann ist nämlich selbstverständlich, daß — abgesehen von möglichen Teilbewegungen der Decken selbst während der Einengung — der bewegte Untergrund unter der gleichen Decke*) sich von Ort zu Ort mit sehr verschiedenem Ausmaß verschieben kann und wird. Namentlich in dem bei uns so allgemeinen Fall der starren Triaskarbonatplatten oben und der Ton-, vielleicht Gips- und Salz-reichen, bzw. sehr feingeschichteten Bewegungsmasse z. B. der Alttrias unten ist dies zu bedenken. Die steife Hangendplatte wird Gesamtantriebe, die sie unten durch mitschleppende Reibung erhält, nicht so sehr durch Teilbewegung als durch Gesamtverschiebung an ihren Rändern gegenüber anderen Rändern weitergeben. Dagegen wird unten eine viel gleichmäßigere Einengung, etwa Teilfaltung, stattfinden.

Der Raum einer Narbe, in welchem hauptsächlich Massen nach abwärts verschwunden sind, wird sich durch steiler stehende Bewegungsflächen — falls nämlich spätere, andersgerichtete Bewegungen sie nicht umgelegt haben — mit einem gewissen spiegelbildlichen oder fächerförmigen Gefüge oder auch nur, bei Stauungen über diesem Raum, durch Anschoppung beweglicher Massen mit vielen Schuppungen auszeichnen. Die während der ersten Verschluckungszeit

*) Es ist klar, daß wir in diesem, unserem Fall der Unterverschiebung (Subfluenz) selbst die Zugeständnissen offene Begriffsbestimmung für „Decke" von H. P. Cornelius 1940, 274, ablehnen müssen und auch jetzt noch von „Decke" sprechen.

über der Narbe ausgeschobene Deckenplatte kann später durch weitere waagrechte Schübe abweichender Art noch verfrachtet worden sein, so daß man unter ihr vergeblich nach bezeichnenden Narbenstrukturen sucht. Auch kann die liegende Abschubfläche in Falten übergegangen sein.

Selbstverständlich aber wird man solche Narbenstrukturen zu Beginn unserer diesbezüglichen Erfahrungsbildung an entsprechenden Stellen suchen und finden müssen, falls nicht naheliegende Gründe das örtliche Fehlen begründen.

Wenn daher E. Spengler 1939, 243, und H. P. Cornelius 1940, 275, 278, die Anwendbarkeit meiner Unterverschiebungs-Gedanken abhängig machen von einem Hervorkommen der Narbenstrukturen überall dort, wo die aufwärts ausgeschobenen Decken im Streichen zu Ende gehen, so ist das eine Forderung, die auch ich mir gestellt hatte, bevor sich in mir jene Ansichten festigen konnten. Nur muß man auch bei der Beurteilung der Frage, ob eine Narbe vorliegen kann, ob sie dagewesen sein kann oder nicht, die ganze, weite Spanne der Möglichkeiten berücksichtigen. Wir werden nicht etwa nur nach einem, möglichst noch klaffenden, lotrechten Spalt suchen und bei dessen Abwesenheit ohne Rücksicht auf die nachweisbar immer verwickelter werdende Baugeschichte und auf den jeweils vorliegenden Gesamtbauplan die Narbe und damit jene Auffassung verneinen, die so vieles vereinfacht und mechanisch überhaupt erst verständlich werden läßt. Auf Einzelheiten wird in anderem Zusammenhang eingegangen.

Die Stellung zu diesen Fragen beherrscht von vornherein unsere Gedanken über die Deckenschubweiten. Damit sind wir gewiß nicht der Berücksichtigung bestimmter, in der Natur gemessener Mindest-Schubentfernungen enthoben. Aber in dem Bedürfnis hiebei ängstlich jedes Zuviel zu vermeiden, kam man m. E. auch nicht zu dem angestrebten, mechanisch möglichen Bild.

Es ist beispielsweise zwar richtig, die Mindest-Schubweite nach der weitesten Entfernung der Fenster einer Decke von ihren zugehörigen Deckschollen zu beurteilen. Aber über die Höchstweite des Schubes (der übrigens zu allem anderen auch noch temperamentsmäßig beeinflußt werden kann!) ist damit nicht das geringste ausgesagt, nur über die Weite der heute zufällig, bei gegebener, steiler oder flacher Lagerung, bei gegebenem Relief, gegebener Schubflächenverbiegung, ursprünglicher Decken-Mächtigkeit, Art und Dauer der Abtragung, schützender Versenkung u. v. a. des an der Erdoberfläche durchlöcherten, stirnnächsten Deckengebietes. Und doch liest man nicht selten, es würde genügen, der Decke die Schubweite dieser durchlöcherten Deckenstirnrandbreite zuzugestehen, oder den Gedankengang: Da wir für unsere Vorstellungen nur exakte Grundlagen verwenden können, und nur das wirklich

Beobachtete wahrscheinlich ist, bleiben alle darüber hinausgehenden Ansichten uferlose Meinungen.

Es ist aber für die Natur und damit für die Bildung naturentsprechend richtiger Anschauungen nicht maßgebend, was wir an unserer heutigen Erdoberfläche allein durch Beobachtung unmittelbar erschließen können, sondern welche Gesamtheit an Begleiterscheinungen und welche Ausmaße von diesen mit einem so grundumstürzenden Vorgang wie der deckenverschiebenden Gebirgsbildung mechanisch notwendig verbunden sein müssen. Sorgfältige, den jeweiligen Bildungsumständen möglichst entsprechende und unter Ausnützung jeder unmittelbaren und mittelbaren Nachprüfung verbesserte Schlüsse können und müssen ebenso wie die „exakten", in Wirklichkeit nie von Voraussetzungen und Schlüssen freien Beobachtungen gleichmäßig berücksichtigt werden. Dann ergibt sich, daß die wirklichen Schubweiten in gar keinem Verhältnis zur aufgeschlossenen Breite der Schubbahnen zu stehen brauchen, auch nicht zu gemessenen Mindest-Entfernungen.

Unrichtig scheint es mir methodisch auch zu sein, wenn man sagt: Eine Decke, die an zwei beobachteten Enden in Falten übergeht, kann nicht weiter vorgeschoben sein, als der größte Abstand ihrer Stirnlage von der Verbindungsgeraden zwischen beiden Endpunkten ausmacht. An unbewiesenen Voraussetzungen stecken ja in einem solchen Schluß: Die (nicht beobachtbare) Verbindungslinie zwischen den Deckenenden ist eine Gerade; diese „Gerade" war Ausgangslinie der aufreißenden Schubfläche; die Unterlage verengte oder verschob sich bei der Deckenbewegung nicht gleichfalls; ebensowenig verschmälerte sich die bewegte Decke; diesbezüglich schon lange bekannte Tatsachen haben für den vorliegenden Fall keine Bedeutung.

Beachtet will auch werden, daß die Schubweite nicht nur in der waagrechten Kartenebene, sondern auch in den schrägen oder senkrechten Schubflächenteilen gemessen werden will. Das hängt wohl mit der merkwürdig unnatürlichen Abtrennung der „radialen" von den „tangentialen" Bewegungsvorgängen zusammen, welche zu der abwegigen Abtrennung „epirogener" von „orogenen" Vorgängen führte. Und doch ist es schon ziemlich an der Zeit, sich die Bewegungen der Erdrinde nicht nur zeitlich ineinanderfließend, sondern auch körperlich vorzustellen!

Kehren wir wieder zu unserem Beispiel der Kalkalpen von Oberdonau zurück, deren Schubweiten ohne Auseinandersetzung mit vorstehenden Gedanken nicht gut zu beurteilen sind.

Entgegen späteren Ansichten, in diesem Gebirge lägen „Ultradecken" (siehe oben S. 188), von den Zentralalpen weither, jedoch ohne denkbare Mechanik (für ein Abgleiten fehlen genügende Anhaltspunkte!) über alles andere weg-

gefahrene Decken, konnten wir uns mit Gedanken von E. Haug, L. Kober 1912, 38 (Hallstätter Decke), F. Hahn 1913, O. Ampferer 1921, 132, F. Trauth 1937, auch 1936, 260 ff., erneut zu der klaren Folgerung bekennen, daß die Alttrias von Windischgarsten keine Ultradecke ist, sondern nur örtlich von N durch die tirolische Einheit unterschoben wurde.

Die Gründe — zu große Schubweite und zu rasches Schwinden derselben nach O und W — für die Ansicht, hier läge eine Ultradecke bei E. Spengler 1928, 15, gelten höchstens vom Standpunkt aktiver Beweglichkeit der Decken aus Wurzeln über verhältnismäßig ruhendem Untergrund. Denn die Mindestschubweiten bemessen sich, wie gesagt, nicht nach der größten Entfernung heute vorhandener Deckenränder von dem noch überschobenen Untergrund, sondern nach dem größten Wegunterschied zweier Punkte unter, bzw. über der Schubfläche. Die Schubweitenbestimmung schließt die Kenntnis der ganzen, im einzelnen sehr verwickelten Baugeschichte ein und wird daher befriedigend einstweilen überhaupt nicht zu lösen sein.

Man hat auch nicht viel davon, die einzige „überall durchgreifende" und nicht gänzlich abgescherte Decke als „Lechtal—Lunzer Decke" zu bezeichnen und zu sagen, die Kalkalpen seien in bezug auf den großen alpinen Deckenbau nur „sekundäre" Teildecken: Besser spricht man aus, was man sieht:

Die nördlichen Kalkalpen wurzeln auf einem von Ort zu Ort und Stockwerk zu Stockwerk durch Faltung und Verschiebung sehr verschieden eingeengtem Untergrund. Sie zeigen damit, nur in etwas kleineren Maßstäben, grundsätzlich doch nichts anderes, als was auch alle anderen alpinen (und außeralpinen) Decken bedeuten. Denn irgendwo sind sie alle zu Ende — soweit nämlich mit einem tieferen Bezugssystem verglichen werden kann.

Denken wir aber an die noch tieferen, magmatisch beweglichen Stockwerke mit zunehmender Reichweite ihrer Strömungsvorgänge und an die Verschiebbarkeit kontinental-salischer gegen salsimatische oder simatische Untergründe, so schrumpfen jene Bezugssysteme zu räumlich und zeitlich sehr bedingten Begriffen zusammen.

Dann kommen wir wieder einmal zur Folgerung des „Panta Rhei".

Zusammenfassung.

Das Fortstreichen der südbayerischen Flyschstufen und zahlreicher Einzelheiten im tektonischen Aufbau dieses ultrahelvetischen Kreideflysches nach Oberdonau wurde für mehrere Querprofile nachgewiesen.

Während ein Fortgehen der Flysch-Teildecken im O der Salzach noch nicht gesichert ist, konnte doch gezeigt werden, daß die südliche (Oberstdorfer) und, in besonders weit nördlichen Teilen, auch die nördliche (Sigiswanger) Flyschfazies in Oberdonau vertreten sind.

Die randliche Verstümmelung der helvetischen und der Flyschzone ist längs steiler Beschneidungsflächen womöglich noch schärfer als am bayerischen Alpenrand. Zum Unterschied von letzterem erscheinen, erstmalig im Gschliefgraben, dann allgemein vom Pechgraben ab, nach O als Aufschuppungen Teile der Flyschunterlage in Gestalt der Vorkommen von randostalpiner Trias und Jura sowie von vindelizischem Granit der subalpinen Klippenflyschzone.

Das Hereingreifen versteinerungsreicherer, sog. helvetischer Oberkreidefazies mit Buntmergeln und Eozän in den ultrahelvetischen Raum kann nach den vorliegenden Beobachtungen nicht durch Emporsteigen von Streifenfenstern eines helvetischen Untergrundes erklärt werden. Es beruht auf mehrfachem Übergreifen der normalen Ablagerungs-Bedingungen aus jenem „helvetischen" Nordraum in den ultrahelvetischen.

Solcher Fazies-Übergriff geschah schon einmal in der Gault-Zeit mit quarzitisch-glaukonitischen und Buntmergel-Sedimenten (Gaultflysch), und zwar nicht nur durch den ganzen ultrahelvetischen Raum, sondern auch durch den des Klippenflysches, der Ternberg-, Reichraminger und tirolischen Decke. Daher erscheint dieser Gaultflysch auch in den erosiv durchlöcherten Fenstern unter Alttrias, unter welcher er untergeschoben bislang von der Abtragung bewahrt geblieben war, z. B. in den Fenstern von Grünau und Windischgarsten.

Daß in diesen Fenstern aber nicht etwa der ultrahelvetische Flysch oder (im N) gar der helvetische Untergrund als tektonische Einheit hervorschaut, das ist schon bei Beachtung der Reihenfolge der kalkalpinen Decken klar. Es ergibt sich zweitens aus der Tatsache, daß bei Grünau und Windischgarsten in den Fenstern kein ultrahelvetischer Unterkreideflysch, sondern nur eine durch Brekzien teilweise flyschartige Unterkreide der Kalkalpen erscheint.

Der zweite große Fazies-Übergriff aus dem ultrahelvetischen Flysch geschah während der offenbar cenomanen Zeit des Hauptflyschsandsteins. Er reichte aber nur bis Grünau, nicht bis Windischgarsten.

Es folgte die Weiterentwicklung der großen Unterschiebungen von N her, welche aber zunächst die kalkalpin-inneren, also narben-nächsten juvavischen Decken untereinander schoben: Tirolische Südteile unter die Warscheneck—Gesäuse-Decke, die Reichraminger unter die tirolische Staufen-Höllengebirgsdecke. Die so verdoppelten Deckenstirnzonen hoben sich nachfolgend der scharfen Abtragung entgegen, bis Muschelkalk-Haselgebirge, ja bis in den Fen-

stern die untergeschobene Unterlage, teilweise mit Unterkreide- und Mittelkreideflysch, entblößt war.

In die Ausräumungsniederungen, welche im Emscher zu sinken begannen, drang das Gosaumeer und sammelte riesige Schuttmengen aller Korngrößen. Ihre Gerölle beweisen, daß auch damals noch erhebliche, kristallinpaläozoische Schwellen und Schubsohlen aus dem vindelizischen Untergrund emporragten, der seinerseits nichts anderes war als die nördliche Fortsetzung der nördlichen Grauwackenzone von heute. Das heißt, die kalkalpine Geosynklinale hatte sich im Erdmittelalter über dem Nordteil derjenigen des Erdaltertums niedergesenkt.

Nach mehrfachen orogenen Einengungen während der senonen Gosauzeit, welche im Dan die Flyschfazies von ihrer Kreide-Heimstätte im ultrahelvetischen Trograum her weit südwärts über die Kalkalpen (Liesenflysch), aber auch nordwärts in den „helvetischen" und dadurch faziell ultrahelvetisch werdenden Raum vordringen ließ, gab es vor- und nacheozän neue, scharfe Einengungen mit weiterer Faltung und Unterschiebung nun auch eozäner Anteile. Sie spielten sich zur Hauptsache weiter außen, im Bereich des Klippenflysches und des ultrahelvetischen und helvetischen Streifens ab, welche damals scharf untereinander geschoben und weiter gefaltet wurden.

Es ließ sich weiter zeigen, daß gerade in den mechanisch schwächsten Strichen der Faziesübergänge die Decken sich voneinander bevorzugt abspalteten und im Schmier-Stockwerk des Haselgebirges untereinander zu gleiten begannen. Dabei erleichterte eine Schar NO—SW-Brüche die Ablösung auch in der Waagrechten und zeigte mit ihrer diagonalen Lage eine Längszerrung gleichzeitig mit den großen Unterschiebungen an.

Durch jene Ablösungs-Möglichkeiten wurde das unterschiebende Vordringen von vier Hauptdeckenlappen (westlich der Saalach, Osterhorngruppe, Totes Gebirge, Warscheneck) nach S besonders begünstigt. Gleiches Vorrücken im Meridian von Weyerer Bögen—Buch-Denkmal brachte einen fünften, stärkst vorstoßenden Lappen dieser Art. Sein gesteigertes Vordringen bis gegen Hieflau ist durch die Unterschiebung und nachfolgende Heraushebung der Groß-Reiflinger Scholle und (im N) der Ternberger und Klippenflysch-Zone abgebildet. Dieser Lappen hatte wohl schon in der Unterkreide mit vindelizischen Granitschwellen-Aufragungen durch die Kalkalpen — vielleicht gleichzeitig mit dem Radmerbruch — südwärts einen Quer-Riß geführt. Der Riß erwies sich nachfolgend z. B. bei der Senkung und dem Eindringen des Gosaumeeres als Schwäche; aber auch in den wiederholten Zwischenzeiten der großen Stauchung längs dem Gebirge: Aus der N—S-Schwächenzone formten sich die Weyerer Bögen der Frankenfelser Decke.

Die bei allen Quereinengungen und Längsstauungen erzielten Unterschiebungen laufen aber immer wieder in die kalkalpinen Falten aus als die weniger kräftigen Auswirkungen der Raumnot. Als mechanische Vertretungen („vikariierend"), aber nicht als fortlaufend getrennte Deckeneinheiten können in den Kalkalpen, also in der Nordflanke des noralpinen Orogens, miteinander verglichen werden:

Westen (Südbayern-Tirol)	Osten (Oberdonau)
Allgäudecke (tiefbajuvarisch), unter:	Ternberg—Frankenfelser Decke, unter:
Tiefere Lechtaldecke (hochbajuvarisch), unter:	Reichraminger Decke mit Fenster von Grünau und Alm-Halbfenster, unter:
Höhere Lechtaldecke (tirolisch), unter:	Staufen—Höllengebirgsdecke mit Osterhorn-Gruppe, Totes Gebirge, Sengsengebirge. Im O fortsetzend mit Lunzer Decke, unter:
Inntaldecke, unter: Krabachjochdecke	Juvavische „Hochalpin"-Decken: Nordjuvavische „Hallstätter" Decken, Lammermasse u. a., unter: Reiter Alm—Steinernes Meer—Gamsfeld —Dachstein — Warscheneck — Haller Mauern—Gesäuseberge—Hochschwab.

Die südlichsten, höchsten und narbennächsten Teilausschiebungen wurden infolge des Staues über ihrer nordalpinen Narben-Unterlage auch von S aus, von der Südflanke des nordalpinen Orogens her, unterschoben; sie endigen also oft frei.

Bei dem Versuch einer verständlichen Gesamtmechanik kommen wir von selbst und zwangsläufig auf die Unterverschiebungstheorie, welche die Deutung der hangenderen Erdrindenstruktur im Rahmen der Ampfererschen Unterströmungslehre unternimmt.

Denn frühere Vorstellungen von Fern-Über-Schiebungen aus den Zentralalpen oder aus noch südlicheren Gebieten können überhaupt nicht als mechanisch vorstellbar angesehen werden. Ihnen fehlt ein irgendwie denkbarer Motor oben[1]). Ihnen fehlt eine mechanisch sinnvolle „Wurzel"-Mechanik, mit

[1]) Es ist daher nicht möglich, diese nappistische Meinung von früher zugleich mit der Subfluenz zu vertreten, wie H. P. Cornelius dies 1940 noch versuchte. Er scheint übrigens die gegenwärtige große Nachbarschaft von nord- und südalpiner Narbe als von jeher bestehend aufzufassen, nicht als allmählich geworden (1940, 303) und kommt daher zu einer mich nicht betreffenden Ablehnung, obwohl die Nappisten an der nicht größeren, sondern gleichgroßen Nachbarschaft ihrer „racines externes" und „internes" mechanisch nichts auszusetzen hatten!

deren angeblichen Wirkungen sie aber arbeiten möchten. Die Widersprüche gegen die Ergebnisse der neueren Erdphysik, wie gegen das von O. Ampferer festgestellte Festigkeitsverhalten sind offenkundig. Die Süd-„Überschiebungen" am Kalkalpensüdrand können nicht erklärt werden; ebensowenig die Steilheit und Geradlinigkeit weithin ziehender Störungsflächen, längs denen ohne Zweifel sehr große Massen verschwunden sind. Behauptung bleiben die angeblich von weiten Südgebieten abstammenden „Ultradecken", die in Wirklichkeit beidseitig über der schrumpfenden Narbe unterschobene Ausschiebungsdecken sind. Über die südjuvavischen und die anderen, der nordalpinen Narbe nahen, frei ausgeschobenen Decken wird an anderer Stelle zu sprechen sein.

Mit Unterverschiebung wird das von eingespießten Schuppen überreich durchsetzte Untertriaspolster des Haselgebirgs-Reibungsteppichs sogleich als Hauptabscherungsstockwerk verständlich, welches nicht einseitig im Gebirge liegt, sondern unter den von ihm verschobenen Teildecken von N nach S durchzieht.

So ordnen sich einer großartig-einheitlichen Gesamtmechanik schon heute recht klar alle Teilbilder der Bewegung ein: Die Faltungen und Unterschiebungen, die gleichzeitig auf Zerrung im Längsverlauf hinweisenden, steilen, diagonalen Blattsprünge bis zu den steilsten und tiefstreichenden Brüchen zunächst der Narbe, die „Narbenschnitte", wie sie z. B. im Gesäusegebirge durch die Hangenddecke durchbrachen. Die gesteigerten Hebungen und Abtragungen hängen notwendig mit den durch das Tauchgleichgewicht bedingten Folgen unterschiebender Verdoppelung zusammen. Die (exotischen) Fremdgerölle gehören zur Erscheinung des Deckenbaues, der — abgesehen von außenbürtiger Abtragung — hier allein das Verschwinden ehemaliger Schwellen erklärt.

Daß mit Faltung, Schub, Längszerrung, also mit Quer-Einengung in Zwischenzeiten mehrfach auch Längsstauchungen abwechselten, ist aus den Folgen, wie sie etwa an den Weyerer Bögen, in der weiteren Umgebung des L.-von-Buch-Denkmals, in den Gesäusebergen verwirklicht sind, erweisbare Tatsache. Ein Wechsel in der Hauptrichtung der Strömungen, in der örtlichen Angriffstiefe und Beanspruchungsstärke unter der Erdrinde kann solches leichter deuten als eine Anzahl bisher nicht bewährter Erklärungsversuche.

An immer wiederkehrenden Beispielen wurde gezeigt, daß aus solchen Wechseln verschiedener Bauzeiten teilweise sehr verschiedene und sich widersprechende Bewegungsbilder herstammen. So entsteht die Doppelgesichtigkeit vieler Störungen, besonders an Rändern von Baueinheiten.

Nicht nur unsere Vorstellungen von den Schubweiten, auch unsere ganzen tektonischen Begriffe müssen in ihrer räumlichen und zeitlichen Bedingt-

heit erkannt werden. So ging die „Vindelizische" Hocheinheit der jüngerpaläozoisch-alttriadischen Zeit mit den Teilsenkungen der alpin-mesozoischen Tröge, die von S auf sie vorrückten, zu Ende — ebenso wie der nördliche Teil der paläozoischen Geosynklinale durch seine alpine Umformung zu Ende ging. In den Teiltrögen wurde das vindelizische Land und der Grauwacken-Untergrund mit dem „randostalpinen" Trias- und Jura-Sediment belegt. Daran schloß sich in Tithon-Neokom die orogen bewegte Einsenkung des „ultrahelvetischen Raumes", der über dem randostalpinen Raum Platz nahm, ihn damit beendend — nicht ohne daß mit den neuen Muldenabsenkungen jeweils neue Einengungen verbunden gewesen wären.

Noch weiter gebirgsauswärts und zu einem nicht bekannten Zeitpunkt senkte sich neu der „helvetische Trog" ein, den die flyschbildende Gebirgsbewegung zur Senonzeit erreichte und verformte.

Schließlich sanken noch weiter außen, wohl schon über „germanischem" Bereich, d. h. nördlich des vindelizischen Untergrundes die Trogmulden der „Molassevortiefe", immer noch zusammen mit der großen Einengung. Zuerst sanken im S die Oligozän-gefüllten Schlier-Molasse-Mulden, später weiter nördlich diejenigen, welche sich mit miozänem Schlier füllten.

Zuletzt griff dieser orogene Vorgang hinaus bis dorthin, wo sich in letzten, der Böhmischen Masse abgerungenen Teilsenken der durch fortgesetzte Umlagerungen zu Quarz-Restschotter gewordene alpine Schutt im Zuge der pliozänen Urdonau ansammelte.

Dies alles können wir verstehen als Wirkung des weiter und weiter auswärts vorgreifenden Heranströmens von Vorlandsmassen, an der Erdoberfläche abgebildet in Gestalt sich niederbiegender und teilmuldender, alpinen Schutt in sich bergender Vortiefen, heran gegen die nordalpine Narbe. In ihr versank primär Masse in größere Tiefe („Sinkstrom") und im Massen- und Druckausgleich rückten seitliche Massen dafür heran, von Norden, aber ebenso von S her, wo heute stärker herausgehobene Gebirgsteile liegen.

Trotz aller Unterbrechungen durch anderweitige Beanspruchungen haben wir doch letzten Endes eine ungeheuer folgerichtige und „zielstrebige" Baugeschichte vor uns, als gälte es das allmähliche Wachstum eines Lebewesens. Es ist der Ablauf einer in ihrer großzügigen Einheitlichkeit wahrhaft majestätischen Mechanik.

Angeführte Schriften

Abel O.: Verhandlungen der Geolog. Reichsanstalt Wien, 1908, 1909.

Ampferer O.: Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. — Jb. Geol. Staatsanstalt Wien, 71, 1921, S. 117 ff.

Ampferer O.: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. — Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 1924.

Ampferer O.: Fortschritte der geologischen Neuaufnahme von Blatt Admont—Hieflau. — Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 76, 1926, S. 171—197.

Ampferer O.: Geologischer Führer für die Gesäuseberge. — Herausgegeben von der Geolog. Bundesanstalt Wien 1935.

Ampferer O. u. Stiny J.: Blatt Admont—Hieflau mit Erläuterungen. Geolog. Bundesanstalt Wien.

Brinkmann R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. — Sitz. — Ber. Preuß. Akad. d. Wiss. 31, Berlin 1936.

Cornelius H. P.: Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 92, 1940, 272—312.

Fugger E.: Blatt Salzburg mit Erläuterungen. — Geol. Reichsanstalt Wien 1903.

Fugger E.: Die oberösterreichischen Voralpen zwischen Irrsee und Traunsee. — Jb. Geol. Reichsanstalt Wien 53, 1903, S. 295—350.

Ganns O.: Zur Geologie des westlichen Toten Gebirges. — Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 87, 1937, S. 331—374.

Ganss O.: Zur Sedimentationsgeschichte und Entwicklung des westgalizischen Flysches. — Zeitschrift Lotos 87, 1939/40, Prag 1941.

Geyer G.: Über die Granitklippe mit dem Leopold-von-Buch-Denkmal im Pechgraben bei Weyer. Verh. Geolog. Reichsanstalt Wien 1904, S. 363—390.

Geyer G.: Über die Schichtfolge und den Bau der Kalkalpen im unteren Enns- und Ybbs-Tale. — Jb. Geol. Reichsanstalt Wien 59, 1909, S. 29—100.

Geyer G.: Über die Gosaubildungen des unteren Ennstales und ihre Beziehungen zum Kreideflysch — Verh. Geol. Reichsanstalt Wien 1907, S. 55—76.

Geyer G.: Aus den Kalkalpen zwischen dem Steyr- und dem Almtale in Oberösterreich. Ebenda 1910, S. 169—195.

Geyer G.: Über die Kalkalpen zwischen dem Almtal und dem Traungebiet. — Ebenda 1911, S. 67—86.

Geyer G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. — Ebenda 1913, S. 267—309.

Geyer G.: Über die Querverschiebung am Traunsee. — Ebenda 1917, S. 67—90.

Geyer G. u. Abel O.: Blatt Kirchdorf mit Erläuterungen. — Geol. Reichsanst. Wien 1916,

Geyer G. u. Abel O.: Blatt Gmunden und Schafberg. — Ebenda Wien 1922.

Geyer G. u. Vacek M.: Blatt Liezen mit Erläuterungen. — Ebenda Wien 1916.

Götzinger G. u. Vetters H.: Der Alpenrand zwischen Neulengbach und Kogl. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 73, 1923, S. 13 ff.

Götzinger K.: Zur Kenntnis der helvetischen Zone zwischen Salzach und Alm. — Verh. Geol. Bundesanstalt Wien 1937, S. 230—235.

Hahn F. F.: Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. — Mitteil. geol. Ges. Wien 6, 1913, S. 238—356.

Hießleitner G.: Zur Geologie des steirischen Erzberges. Jb. Geol. Bu. Wien 1929, S. 203—240.

Kober L.: Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. — Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien 88, 1912.

Kober L.: Bau und Entstehung der Alpen. — Verl. Gebr. Bornträger, Berlin 1923.

Kober L.: Der geologische Aufbau Österreichs. — Verlag J. Springer, Wien 1938.

Kraus E.: Der bayerisch-österreichische Flysch. — Abh. geol. Landesunters. München, Heft 8, 1932, S. 1—82.

Kraus E.: Über den Schweizer Flysch. — Eclogae Geol. Helvetia 25, 1932, 39—129.

Kraus E.: Der Abbau der Gebirge. I. Der alpine Bauplan. — Gebr. Bornträger Berlin 1936.

Kraus E.: Flyschähnliche Oberkreide auf den Kalkalpen. — Z. Deutsch. Geol. Ges. 93, 1941, S. 299—308.

Kraus E.: Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. — Geol. Rundschau 32, 1941, S. 288—303.

Kraus E.: Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch, Teil II. — N. Jb. Min. B.—Bd. 87, B, 1942, S. 1—243.

Kühn O.: Der Bau des Beckens von Windischgarsten und seiner Umrahmung. — Mitteil. Geol. Ges. Wien 30, 1937, S. 260.

Kühn O. u. Zinke G.: Die helvetische Kreide von Mattsee. — N. Jb. Min. B.—Bd. 81, B, 1939, S. 327—346.

Kühnel J.: Geologie des Berchtesgadener Salzberges. — N. Jb. Min. B.—Bd. 61, B, S. 447 ff., Stuttgart 1929.

Leuchs K.: Geologie von Bayern II. Bayer. Alpen. — Verlag Gebr. Bornträger Berlin 1927.

Lögters H.: Oberkreide und Tektonik in den Kalkalpen der unteren Enns. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, Heft XVI, 1937.

Lögters H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Leopold-von-Buch-Denkmals. — Jb. Oberösterr. Musealver. 87, 1937, S. 371—437.

Lorenz Th.: Geol. Stud. Grenzgeb. zw. helv. u. ostalp. Fazies. II. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. 12, 1901, S. 15.

Del Negro W.: Beobachtungen in der Flyschzone und am Kalkalpenrand zwischen Kampenwand und Traunsee. — Verh. Geol. Bundesanst. Wien 1933, 117—125.

von Pia J.: Geologische Studien im Höllengebirge und seinen nördlichen Vorlagen. — Jb. Geol. Reichsanstalt Wien 1912, S. 557—612.

Richter M. u. Müller-Deile G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (Obb.) und der Enns (Oberdonau). — Z. Deutsch. Geol Ges. 92, 1940, S. 416—430.

Richter W.: Sedimentpetrographische Beiträge zur Paläogeographie der ostalpinen Oberkreide. — Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg, Heft XVI, 1937.

Schwinner R.: Zur Geschichte der Ostalpentektonik. — Z. d. Deutsch. Geol. Ges. 92, 1940, S. 263—270.

Solomonica P.: Geologische Untersuchungen im Gebiete des Buch-Denkmals. — Mitt. Geol. Ges. Wien 26, 1933, S. 207—211.

Solomonica P.: Zur Geologie der sogenannten Kieselkalkzone am Kalkalpenrande bei Wien und der angrenzenden Gebiete. — Mitteil. Geol. Ges. Wien 27, 1934, S. 1—119.

Spengler E.: Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. — Verlag Gebr. Bornträger, Berlin 1924.

Spengler E.: Zur Frage des „Almfensters" in den Grünauer Voralpen. — Verh. Geol. Bundesanstalt Wien 1924, S. 157—164.

Spengler E.: Über die Länge und Schubweite der Decken in den nördlichen Kalkalpen. Geol. Rundschau 19, 1928, S. 1—26.

Spengler E.: Puchberg—Mariazeller Linie. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien 31, 1931, S. 487—530.

Spengler E.: Die nördlichen Kalkalpen. — In Schaffer, Geologie der Ostmark. Verlag Fr. Deuticke, Wien 1939, S. 202 ff.

Stiny J.: Zur südl. Fortsetzung der Weyerer Bögen. — Verh. Geol. Bu. Wien 1931, S. 220—230.

Tercier J.: Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. — Eclogae Geol. Helvetiae 29, 1936, S. 213—250.

Traub F.: Geologische und paläontologische Bearbeitung der Kreide und des Tertiärs im östlichen Rupertiwinkel nördlich von Salzburg. — Palaeontographica 88, A, Stuttgart 1938.

Trauth F.: Die Grestener Schichten der österreichischen Voralpen und ihre Fauna. — Beitr. z. Geol. u. Pal. Österreich-Ungarns XXII, 1909, S. 1—142.

Trauth F.: Über die Stellung der „pieninischen Klippenzone" und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 14, 1921 S. 105—264.

Trauth F.: Geologie der Umgebung von Ybbsitz. — In E. Meyer, Geschichte des Marktes Ybbsitz. 1928, S. 283—308.

Trauth F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien 29, 1936, S. 473—573. Wien 1937.

Erläuterungen zu den Abbildungen.

Gr Granit;

Trias: Bsq Buntsandsteinschiefer und Quarzit; W Werfener Schichten; y Gips; MK Muschelkalk; Gu Guttensteiner Kalk; RK Reiflinger Kalk; WK Wettersteinkalk Wd Wettersteindolomit; Lu Lunzer Sandstein; R Raibler Schichten; Rw Raibler Rauhwacke; OK Opponitzer Kalk; Hd Hauptdolomit; DK Dachsteinkalk; Dd Dachsteindolomit; ha Hallstätterkalk; PK Plattenkalk; KK Kössener Kalk; R Rhät;

Jura: Hi Hierlatzkalk; HL Hornsteinlias; LiK Liaskalk; Lif Liasfleckenmergel; Kl Dogger-Klauskalk; j Oberjura; ja Oberjura-Aptychenkalk; jh Oberjura-Hornstein; Ti Tithon; Pl Plassenkalk;

Kreide: n, ne Neokom; Cen Cenoman; go Gosauschichten; goK Gosaukalk; goM Gosaumergel; Kgl Konglomerat; r Roter Mergelschiefer; Fc Kreideflysch; nef Neokomfleckenmergel; $fcu_{4,5,6}$ Stufen des Unterkreideflysches; fq Flysch-Quarzitgruppe; fco Oberkreideflysch mit Stufen fco_1, fco_2; fs Hauptflyschsandstein; SK Flyschsandkalk; PK Piesenkopfkalk (= fco_2); l Leimernmergel;

Tertiär: e Paleozän und Eozän;

Quartär: μ Moräne; q Quartär; s Gehängeschutt.

Zu Abb. 6: Die gestrichelten Linien geben die Lage der geologischen Querschnitte von Abb. 1 bis 5 an. Weite Punkte: ultrahelvetischer Flyschgürtel; enge Punkte: Klippenflysch.

Zu Abb. 8: Dichte Schrägschraffur: juvavische Deckenreste. Senkrechte Schraffur: helvetischer Gürtel; einfache, dicke Striche: Schichtstörungen im allgemeinen; dicker Strich mit Eckchen an der Südseite: Unterschiebungsfläche (von N) der tirolischen Decke unter die nächst südlische (punktierte) Decke; dicker Strich mit Seitenstrichen Unterschiebungsfläche, Bewegung aus N, bzw. S je nach Stellung der Seitenstriche im S oder N.