

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 35 (1942)
Heft: 2

Artikel: Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein
Autor: Leupold, Wolfgang
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160263>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 17.01.2026

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

Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein.¹⁾

Von Wolfgang Leupold, Zürich.

Inhalt.

	Seite
Einleitung	247
I. Der Bau des Glarner Flysches	249
A. Die Stratigraphie des Sardonafliesches	252
B. Der Flysch von Martinsmad südlich über Elm	258
C. Der intermediäre oder Lavtinaflysch	260
D. Tektonische und fazielle Zusammenhänge zwischen Blattengrat- und Sardonafliesch	263
II. Die Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke der Nordschweiz	266
A. Übersicht	266
B. Der Einsiedler Flysch	268
C. Der Wäggitaler Flysch	270
D. Östliche Verlängerung des Wäggitaler Flysches	272
III. Fazielle und tektonische Beziehungen zwischen den Flyschmassen auf dem Rücken der nordschweizerischen helvetischen Hauptdecke und den darunter eingewickelten Flyschmassen (Glarner Flysch und subalpiner Randflysch)	273
IV. Überblick über die westliche Verlängerung der Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Decken in der Zentral- und Südwestschweiz	281
A. Tektonische Gliederung der Flyschmassen der Zentralschweiz	281
B. Herkunft der Wangschuppen und der Leimerenschuppen	282
C. Verhältnis der Leimerenfazies zur Schlieren-Gurnigel-Fazies	284
V. Zusammenfassung: Gliederung und Herkunft der Flyschmassen in der nördlichen Aussenzone der Schweizeralpen	286
Literatur	290

Einleitung.

Seit 10 Jahren befasst sich der Autor im Auftrage der Geologischen Kommission der S.N.G. mit Studien zur tektonischen und stratigraphischen Gliederung der Flyschbildungen in den zentralschweizerischen und nordostschweizerischen helvetischen Alpen. In drei Mitteilungen wurde über die bisherigen Ergebnisse in dieser Zeitschrift bereits einmal referiert (24, 25, 26). Zwei grössere Arbeiten, welche aus diesen Untersuchungen herausgewachsen sind, eine umfangreiche Studie zur Stratigraphie des alpinen und westeuropäischen Alttertiärs (Preisarbeit der Schläfli-Stiftung der S.N.G. für 1939) und eine zusammenfassende Arbeit über die schweizerischen Flyschbildungen konnten noch nicht publiziert

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission der S. N. G.

werden. Es seien im Nachstehenden nun nur die jüngsten Ergebnisse der Terrainstudien vorweggenommen, wobei auf die Resultate der beiden genannten, im Manuskript vorliegenden Arbeiten nur soweit eingegangen wird, als dies nötig ist, um die neuesten Ergebnisse in einen weiteren Rahmen zu stellen, wobei auf eine eingehende Begründung öfters vorläufig verzichtet werden muss.

In früheren Jahren hat sich der Verfasser hauptsächlich mit den Flyschregionen A 2 (vergl. nachstehende Tabelle), dem Leimeren-Flysch der Sattelzone, dem Einsiedler Flysch von Einsiedeln bis Wildhaus, und den Komplexen B I, 1 und B II, 1, dem Blattengratflysch und Ragazer Flysch des eingewickelten Flysches von der Zentralschweiz bis zum Rhein beschäftigt, also mit dem Flysch südhelvetischer Herkunft, und darunter vornehmlich mit derjenigen Ausbildung, welche durch das Vorkommen von untereocaenen Nummulitenkalken in Einsiedler Fazies charakterisiert ist. Die Resultate eines Teiles dieser Studien hatte er 1938 anlässlich einer Exkursion der S.G.G. in das Gebiet von Ragaz zu demonstrieren die Gelegenheit und im bezüglichen Exkursionsbericht (26) hat er sie letztmals zusammengefasst. Während drei Jahren war dann dem Autor jegliche Terrainarbeit durch die Mobilisation verunmöglicht und erst im vorigen Jahre konnte er dieselbe wieder aufnehmen, und zwar hat er sein Interesse nun zunächst auf die bisher am meisten vernachlässigten Komplexe gerichtet und sich bestrebt, möglichst rasch eine Übersicht zu gewinnen über Stratigraphie und Tektonik des sog. „Wildflysches“ der Nordostschweiz, d. h. der Komplexe A 3, B I, 2 und B II, 2. Die Resultate der Terrainkampagnen 1941 und 1942 in diesen Gebieten sollen im Nachstehenden kurz zusammengefasst werden.

Die Flyschregionen der Zentral- und NE-Schweiz können regional und tektonisch in die folgenden Komplexe eingeteilt werden, wobei unter Flysch stets der ganze Schichtstoss der oberkretazischen bis alttertiären Ablagerungen, vom Turon-Senon an aufwärts, verstanden wird, welcher in dieser Region vom mittleren Helvetikum an südwärts flyschartige Fazies annimmt. Auch oberkretazische Ablagerungen, wie die Amdenerschichten, werden also in diesem Sinne unter dem Begriff Flyschbildungen subsummiert.

(Anordnung der arabisch nummerierten Einzelkomplexe tektonisch von oben nach unten.)

A. Flysch auf dem Rücken der Helvetischen Hauptdecke der NE-Schweiz (Säntis-Drusberg-Decke, Verrucanodecke).

4. Flysch der praealpinen Decken?
3. Dem Deckenrücken und den beiden Flyschkomplexen 1 und 2 von weiter südlich aufgeschobener Flysch, sog. „Wildflysch“ p. p.: Penninischer Flysch, wie Wäggitaler Flysch, Schlierenflysch.
2. Zu der stratigraphischen Serie des Deckenrückens gehöriger, aber von seiner ursprünglichen Unterlage bereits abgeschobener und in sich zusammengeschuppter Flysch südhelvetischen Ursprungs: z. B. Einsiedler Flysch, Alptal-Gschwendstock-Unteriberg-Fläschlihöhe, Fliegenspitz-Wildhaus, Fähnern; analog auch: Leimerenflysch und Wangschichten enthaltender Flysch der Zentralschweiz.
1. Mit der älteren mesozoischen Serie der Decke noch in ursprünglichem stratigraphischem Zusammenhang stehender mittel- bis südhelvetischer Flysch: z. B. Flyschhülle des Aubriggewölbes, Amden p. p., usw.

B. Flysch unter der Helvetischen Hauptdecke.

I. Subalpiner Randflysch.

4. Stellenweise: unter die Randkette eingewickelter mittel-südhelvetischer Flysch vom Typus A 1, faziell nördlicherer Herkunft als B 1, z. B. Flibach oben (Oberfligade-Brand), Brüllisaubach N Klammeneggzug.
3. Verschleppter autochthoner oder parautochthoner Flysch (z. B. Tavayannazsandstein).
2. Penninischer Flysch.
1. Mittel- bis südhelvetischer Flysch, z. B. ein Teil des Einsiedler Flysches: Randliche Schuppenzone am Lauerzer See, am Sihlausee, im Flibach unten (Gufler etc.); analog auch Leimerenflysch und Flysch mit Wangschichten unter der Randkette der W-Zentralschweiz (Schrattenfluh).

II. Eingewickelter Glarner Flysch.

2. Penninischer Flysch: Sardonaflysch.
1. Südhelvetischer Flysch: b. Ragazer Flysch;
a. Blattengratflysch.

C. Parautochthoner Flysch.

Z. B. Flysch der Umhüllung der oberen Calanda-Decken.

D. Autochthoner Flysch.

Altdorfersandstein-Dachschieferkomplex und Stadschiefer (Globigerinenschiefer).

Hinsichtlich der bisherigen Resultate stratigraphischer Natur im Bereiche der südhelvetischen Flyschbildungen der NE-Schweiz kann ich zunächst insbesondere auf die Tafel XII in Lit. 26 verweisen, in welcher ich erstmals den Versuch gemacht habe, die Profile der südhelvetischen Flyschbildungen in einem Querprofil durch deren ursprünglichen Ablagerungsraum darzustellen.

I. Der Bau des Glarner Flysches.

Zunächst sei vorausgeschickt, dass ich unter dieser Bezeichnung im Folgenden immer nur die „eingewickelten Flyschkomplexe“ der Blattengratserie und des sog. Glarner „Wildflyschs“ verstehe, ohne den Altdorfersandstein- und Dachschieferkomplex, der sich heutzutage überall und ohne weiteres als „autochthoner Flysch“ von diesen höheren Serien abtrennen lässt. Der Name „Glarner Flysch“ als zusammenfassende Bezeichnung für die unter die helvetische Hauptdecke eingewickelten Flyschmassen drängt sich deshalb auf, weil andere Bezeichnungen, wie ultrahelvetischer Flysch, südhelvetischer Flysch, eingewickelter hochhelvetischer Flysch, sich alle als irgendwie nicht ganz zutreffend oder umfassend genug ergeben. Der Name Glarner Flysch sollte nur in diesem eingeschränkten Sinne, aber dann als Bezeichnung für diese eingewickelten Flyschmassen auf ihrer ganzen Längserstreckung verwendet werden, d. h. für die ganze Zone von Engelberg über den Surenenpass, Spirigen, Klausenpass, Kärpf-Hausstock-Gruppe, Vorab-Sardona-Gruppe, Weisstannental, Graue Hörner und Taminatal bis Ragaz.

Der „Glarner Flysch“ stellt, wie ich dies bereits in Lit. 26, p. 426—428, dargestellt habe, seinem tektonischen Bau nach ein Gebäude zahlreicher von S nach N dachziegelig aufeinandergetürmter Schuppen, teilweise weitausgezogener liegender Falten dar, welche, dem Verlauf der Überschiebungsfläche der Verrucanodecke angepasst, südlich des Deckenscheitels gegen S einfallen, nördlich desselben, gegen Glarus und Weisstannental, gegen N absteigen. Innerhalb dieses Schuppengebäudes haben die topographisch unten liegenden Schuppen nördlichere Herkunft, die topographisch am höchsten liegenden stammen aus dem südlichsten Faziesgebiete ab. Die Hintereinanderfolge der Ablagerungstreifen von NW nach SE ist bei der Aufeinandertürmung des Schuppenwerks von unten nach oben im allgemeinen gewahrt geblieben, nur teilweise finden durch gegenseitige Überholung von Schuppen oder eine vom autochthonen Untergrunde ausgehende sekundäre nochmalige Verschuppung des ganzen Gebäudes auch Verstellungen der Faziesreihenfolge statt.

Innerhalb des Schuppengebäudes können von oben nach unten die folgenden drei, tektonisch und faziell charakterisierten Stockwerke unterschieden werden, welche man als Grossschuppen bezeichnen könnte, denen räumlich von SW nach NE auch entsprechend aufeinanderfolgende Ablagerungsgebiete zugehörten:

- | | | |
|--|---|------------------------------------|
| 3. Der Sardonafliesch | } | Der Glarner „Wildfliesch“ auctorum |
| 2. Der Ragazer Flysch | | (OBERHOLZER, ARN. HEIM, BOUSSAC). |
| 1. Der Blattengratfliesch (Blattengratschichten OBERHOLZER, ARN. HEIM). | | |
| b. Der Lavtinafliesch (von OBERHOLZER noch zum „Wildfliesch“ gerechnet). | | |
| a. Der Blattengratfliesch s. s. | | |

Zu dieser Nomenklatur ist folgendes zu bemerken:

Ad 1. Der ursprüngliche Ausdruck „Blattengratschichten“ von J. OBERHOLZER (31—35) und ARN. HEIM (8, 9, 10) beruhte auf der Voraussetzung, dass es sich um eine mehr oder weniger einheitliche, durchlaufende Schichtreihe von alttertiären Flyschbildungen handle, mit zahlreichen, stratigraphisch eingeschalteten Nummulitenkalkbänken. Nachdem sich diese Vorstellung durch meine Beobachtungen seit 1937 (25) als irrig ergeben hat, ist auch der Ausdruck Blattengrat-Schichten irreführend und deshalb durch „Blattengratfliesch“ zu ersetzen. Die innerhalb dieses Komplexes neu eingeführte Unterabteilung „Lavtinafliesch“ wird nachstehend begründet werden.

Ad 2. Den Flyschschuppen der Umgebung von Ragaz, wie sie bereits in Lit. 26 ausführlich beschrieben wurden, kommt sowohl faziell wie tektonisch eine Zwischenstellung zwischen dem Blattengratkomplex und dem sog. „Wildfliesch“ zu. Diese Zwischenstellung ergibt sich zur Hauptsache bereits daraus, dass in diesem Komplex noch mächtige untereocaene Nummulitenkalkbänke vom Einsiedler Typus anwesend sind, dass sich aber der fazielle Charakter der begleitenden Schiefer der Oberkreide und des Alttertiärs durch Aufnahme grober klastischer Schichten bereits stark in der Richtung auf die eigentliche „Wildflieschfazies“, des Komplexes 3 hin verschoben hat. In der Kartierung OBERHOLZER's (32, 34) wurde dieser Komplex denn auch bereits dem „Wildfliesch“ zugerechnet, da das für OBERHOLZER's Ausscheidung der beiden Abteilungen entscheidende Kriterium in dem Gegensatz der sandsteinreichen Fazies des „Wildflieschs“ zu der fast sandfreien Fazies der Schiefermassen seiner Blattengratschichten bestand.

Ad 3. Für den sog. „Wildfliesch“ innerhalb des Glarner Flysches möchte ich den Lokalnamen „Sardonafliesch“ einführen. Dies darum, weil die alte

Bezeichnung „Wildflysch“, angesichts unserer heutigen Möglichkeiten einer auf Mikrofossilien basierten stratigraphischen und tektonischen Gliederung der Flyschmassen, zu einer nichtssagenden Allerweltsbezeichnung geworden ist. Wir wissen heute, dass die als „Wildflysch“ von den Autoren bezeichneten Serien sehr verschiedenen Alters sind, so dass in stratigraphischem Sinne „Wildflysch“ sehr Verschiedenes, von Oberkreide bis Priabon, bezeichnet, das unbedingt getrennt gehalten werden sollte. Wenn die Bezeichnung „Wildflysch“ nur noch in einem rein faziellen Sinne als fazielle Bezeichnung für Flyscharten mit ausgesprochen orogener Fazies, voll von echten einsedimentierten „exotischen“ Blöcken, gebraucht würde, so möchte die Weiterverwendung noch angehen. Doch steht es auch in dieser Hinsicht ausser Zweifel, dass öfters einfach sehr stark tektonisierte Flyschmassen mit mechanisch zerrissenen Bänken ebenfalls unter „Wildflysch“ subsummiert werden, so dass auch in fazielltem Sinne die Bezeichnung „Wildflysch“ absolut nicht eindeutig ist. Auch mechanisierte Teile des Dachschiefer-Altendorfer-sandstein-Komplexes wurden z. B. stellenweise für Wildflysch genommen.

Da der Gebirgsstock der Sardona ringsum aus dem „Glarner Wildflysch“ aufgebaut ist, verwende ich weiterhin den Lokalnamen „Sardona-flysch“ für diese oberste Abteilung des Glarner Flysches und zwar auf der ganzen Längserstreckung dieser Flyschzone.

Wie sich unten ergeben wird, handelt es sich zur Hauptsache um Oberkreide-flysch, wahrscheinlich bereits penninischer Herkunft, und es hat ebenso wenig Sinn, denselben als „Wildflysch“ zu unterscheiden, als wir etwa im Niesen- oder Prätigau-flysch von „Wildflysch“ sprechen, obwohl auch dort eine groborogene Fazies mit polygenen Gesteinen vorliegt, und ein „wilder“ Aspekt von Teilen auch dieser Serien nicht zu leugnen ist.

Zur Stratigraphie des Glarner Flysches sei zunächst aus meinen früheren Untersuchungen rekapituliert, dass die tiefere Masse des Blattengratflysches gebildet wird durch Schuppen und Falten aus einer viele Male repetierten, vorwiegend schiefrigen Serie, welche durch den ganzen Komplex denselben prinzipiellen Aufbau zeigt:

- | | | |
|------------|---|---|
| Alttertiär | { | 4. Fleckige, grüne, hellanwitternde Globigerinenmergel. |
| | { | 3. Nummulitenkalkbank, transgredierend über |
| | { | 2. Schwarze Mergelschiefer und Kieselkalke des Wangniveaus, oder in den tieferen Schuppen, wo dasselbe noch fehlt, direkt auf |
| Oberkreide | { | 1. Hellgraue Mergelschiefer mit <i>Globotruncana</i> und <i>Pycnodonta vesicularis</i> = Senon in der Fazies geschieferter Amdenermergel (Leistmergel). |

In Lit. 25 und 26 habe ich bereits ziemlich eingehend dargestellt, wie sich die Fazies der basalen Nummulitenbank des Tertiärs allmählich von den unteren nach den oberen Schuppen hin faziell verändert, indem die NW-Fazies der Gallensisgrünsande und -kalke, welche ganz den *Nummulites gallensis* ARN. HEIM enthaltenden Nummulitenschichten auf dem Deckenrücken (Aubrigfazies des Alttertiärs) entsprechen, gegen SE ersetzt werden durch typische untereocaene Nummulitenkalke vom Einsiedler Typus. Während in der Fazies der Gallenschichten basales Mitteleocaen auf Oberkreide transgrediert, schiebt sich also alpenwärts, ganz entsprechend der von J. BOUSSAC (4) postulierten Anordnung der Alttertiärhorizonte auf dem helvetischen Schelf, als nächstälterer Horizont an der Basis des transgressiven Alttertiärs Yprésien ein. Wie diese Ablösung sich vollzieht, habe ich in der am meisten rechts stehenden Kolonne meines Fazies-

querprofiles von 1938 (26, Taf. XII) bereits angedeutet: Das basale Mitteleocaen der Gallensishorizonte liegt dem Untereocaen der Einsiedlerkalke in der Grenzregion der beiden Fazies an einer Transgressionsfläche auf, welche durch Haematitisierung der unterliegenden untereocaenen Nummulitenkalke, oft durch einen eigentlichen Erzhorizont (Erzhorizont von Lauerz) markiert ist. Dieser Übergang lässt sich im Blattengratkomplex im Weisstannental und bei Elm am Blattengrat selbst, sowie in der westlichen Fortsetzung an den Nummulitenriffen von Spirigen im Schächental, sehr gut beobachten, aber auch in der Schuppenzone des Randflysches bei Lauerz. Im Weisstannental habe ich neuerdings stellenweise in diesem Transgressionsniveau des basalen Mitteleocaens auf dem untereocaenen Nummulitenkalk, mitten in den scheinbar einheitlichen Nummulitenkalkflühen, einen Glaukonitquarzit als Trennung aufgefunden. In der Richtung alpeneinwärts reduziert sich dieser obere, mitteleocaene Anteil am Aufbau der Einsiedler Nummulitenkalkbänke immer mehr und verschwindet zuletzt, anscheinend durch Übergang in die glaukonitische Basis der hangenden Globigerinenmergel.

Ferner habe ich bereits gezeigt, wie im Flysch von Ragaz ein allmählicher Faziesübergang aus dieser Ausbildung der normalen Blattengratserie überführt in die Fazies des sog. „Wildflyschs“. Dies geschieht zur Hauptsache durch die folgenden Veränderungen innerhalb der oben zusammengefassten Schichtreihe:

- a. Die basale Nummulitenkalkbank löst sich in mehrere Bänke von Echinodermen- oder Lithothamnienkalk im Globigerinenschiefer auf und wird schliesslich durch einen Glaukonitquarzit („Badöniquarzit“ des Val Lavtina (25, p. 7, Nr. 6 und 8) oder eine Kalksandsteinbank (Ragazer- oder Guschakopfsandstein, Lit. 26, Taf. XII, Kolonne IV) ersetzt.
- b. Auch der übrigbleibende Rest der Hauptnummulitenkalkbank liegt zum Schlusse nicht mehr transgressiv der Oberkreide auf, sondern es folgen darunter nochmals alttertiäre Globigerinenschiefer mit Kalksandsteinbänken und vor allem vielfach schwarze, ebenflächige Tonschiefer, in denen sich erstmals Lagen von grobem Konglomerat aus Kristallingeröllen einstellen.
- c. Die oberkretazischen Globotruncanenschiefer nehmen ebenfalls allmählich mehr und mehr Bänke von grauem Glimmersandstein und flyschähnlichen Kieselkalken auf, und zwar sowohl in dem hier durchgehend vertretenen Wangniveau, wie auch im tieferen Senon, das aus den Amdenermergeln des Blattengratkomplexes hervorgeht.

Seitdem die stratigraphische Unterteilung des Blattengratflysches und bereits auch diese ihre fazielle Verwandlung gegen SE hin feststand, habe ich nun abzuklären versucht, welches Profil der eigentlichen, typisch entwickelten Sardona-flyschserie zukommt, wie sie in den topographisch höchsten Teilen des Glarner Flysches verbreitet ist. Die entsprechenden Untersuchungen haben sich in den vergangenen zwei Jahren hauptsächlich auf die N-Seite der Vorab-Segnes-Sardona-Ringelkette und die W-Seite der Grauen Hörner gegen das Weisstannental erstreckt.

A. DIE STRATIGRAPHIE DES SARDONAFLYSCHES.

Die Aufhellung sowohl der stratigraphischen wie tektonischen Gliederung des unzweifelhaft, gleich dem Blattengratkomplex, in zahlreichen Schuppen und liegenden Falten aufeinandergetürmten Sardona-flysches erscheint zunächst wie die Auflösung einer Gleichung mit zwei Unbekannten.

Bereits 1938 hatte ich, auf Grund meiner damals noch vereinzelt Begehungen in den höheren Regionen des Glarner Flysches an der E-Seite der Piz Sol-Gruppe, erstmals eine solche Gliederung des Glarner „Wildflysches“ versucht; man findet sie zusammengefasst in der am meisten links stehenden Kolonne der damals gegebenen faziellen Übersichtstabelle der südhelvetischen Flyschbildungen (26, Taf. XII, 1. „Faziestypen“ und p. 424—425). Die damals angenommene prinzipielle Gliederung in Turonkalk („Seewerähnliche Kalke“ OBERHOLZER's), infraquarzitischen unteren Wildflysch, Sardonaquarzit und supraquarzitischen, oberen Wildflysch hat durch die neuen, weiter ausgedehnten Begehungen sich bestätigt und weiter verfeinern lassen.

Dabei hatte ich damals angenommen, dass der die Serie in zwei Teile gliedernde Sardonaquarzit ungefähr an der Oberkreide-Tertiär-Grenze gelegen sei, indem ich diese grobklastische Einschaltung korrelierte mit den Kalksandsteinen und Quarziten, welche als Guschakopfsandstein und Badönikuarzit die untereoocaenen Nummulitenkalke ersetzen und bis an den N-Rand des eigentlichen Sardonafliesch-Faziesgebietes ungefähr die Grenze Oberkreide-Alttertiär markieren. Für den infraquarzitischen Flysch bis hinunter zum untersenon-turonen Globotruncanenkalk habe ich dementsprechend bereits damals senones Alter angenommen, was sich kurz danach auch durch Fossilfunde hat bestätigen lassen.

Im Winter 1938—39 stellte ich nämlich in den zuletzt aufgesammelten Materialien aus der Umgebung der Piz-Sol-Hütte S.A.C. erstmals in einem Schliff eines Sandkalkes aus dem Wangähnlichen Teil des infraquarzitischen Flysches *Siderolites* fest. Hierdurch wurde meine bereits im Exkursionsbericht Ragaz 1938 ausgesprochene Vermutung bestätigt, dass im infraquarzitischen Flysch Wangäquivalente von Maestrichtalter zu sehen sind. Der Kriegsausbruch verhinderte mich zunächst, dieser wichtigen Entdeckung im Terrain nachzugehen.

Zu der nachstehend zusammengefassten Lösung des Problems der Stratiographie des Sardonafliesches gelangte ich schliesslich vor allem basiert auf die folgenden weitergehenden Beobachtungen und Überlegungen:

1. OBERHOLZER hat auf seinen Karten mit besonderen Signaturen innerhalb der eigentlichen Wildflyschgebiete (ohne Nummulitenkalke) ausgeschieden: Seewerähnliche Kalke und Sardonaquarzit. Die ersteren enthalten *Globotruncana linnei* und sind offenkundig turon-undersenonen Alters. Die in den Karten notierten Züge dieser Kalke sieht man nun im Terrain des öfteren von SE gegen NW hin rasch auskeilen und z. T. mit ausgesprochenen antiklinalen Umbiegungen gegen NW hin endigen (z. B. in Alp Falzüber und auf Alp Valtnov). Bei den Einschaltungen dieser Kalke handelt es sich also offenbar um antiklinale Einschaltungen in der Flyschserie und um die ältesten anwesenden Anteile derselben. Andererseits bilden in den Querprofilen des Sardonafliesches die Züge von Sardonaquarzit meistens von N gegen S hin sich verschmälernde Einschaltungen und endigen mancherorts in südlicher Richtung mit deutlichen Synklinalumbiegungen. Sehr schön lassen sich solche synklinale Einspitzungen von Sardonaquarzit an gewissen Stellen bereits der neuen Glarnerkarte (35) und den Profilen (34, Taf. 3, Prof. 9, vgl. auch p. 458) von OBERHOLZER entnehmen, so z. B. an den beiden Gräten beidseitig des Tälchens, das von Niedern (am Aufstieg zum Segnespass) nach der Martinsmad führt. Hier sieht man bereits aus der Karte deutlich, dass die von N eindringenden Einspitzungen von Sardonaquarzit auf die Gräte beschränkt sind und den Grund des Tälchens nicht erreichen, während sich im Terrain ausserdem ergibt, dass diese synklinal gelagerten Keile beidseitig von antiklinalen, aus dem Grunde des Tälchens gegen N emporstossenden Komplexen von Globotruncanenkalk begleitet werden. Zwischen die letzteren, antiklinalen Elemente und die synklinalen

Einspitzungen von Sardonaquarzit sieht man stets dieselbe charakteristische Serie sich einschalten, welche ich als infraquarzitischen Flysch bezeichnet habe. Denn es handelt sich offenkundig um ein konstantes stratigraphisches Schichtglied der Schieferserie, das älter ist als der Sardonaquarzit und jünger als die Globotruncanenkalke und in sich auch noch weiter stratigraphisch gegliedert werden kann.

Offenbar kommt demnach im Sardonafliesch nicht nur Schuppung, sondern auch Faltung in weitausholenden liegenden Falten vor, deren Umbiegungen wegen der allgemein dominierenden Druckschieferung schlecht zu sehen sind. Das oben genannte Problem mit zwei Unbekannten, einer stratigraphischen und einer tektonischen, kompliziert sich also einerseits dadurch, dass bei Anwesenheit eines solchen Faltenbaues nicht nur mit stratigraphisch aufrechten, sondern auch stratigraphisch verkehrten Serien gerechnet werden muss, während sich das Problem bei der Anwesenheit von lauter aufrechten, nur geschuppten Serien z. T. einfacher stellen würde. Doch erleichtert die Anwesenheit von Faltenbau andererseits auch wiederum in einem gewissen Sinne die gleichzeitige stratigraphisch-tektonische Analyse. So sieht man in den wilden, viele hundert Meter hohen Flyschwänden zwar manchmal keine deutlichen antiklinalen Stirnen von Globotruncanenkalk mehr, dafür aber öfters mehrere Bänder des auffallenden Sardonaquarzites übereinander, die sich in deutlichen Konvergenzen vereinigen. Es handelt sich bei genauer Verfolgung mit dem Feldstecher nur um ein einziges, zusammenhängendes Band von Sardonaquarzit, das weitausholende Harmonikafalten mit spitzwinkligen Scharnieren beschreibt. In solchen Fällen sieht man dann in den gegen N geöffneten Mulden des Sardonaquarzitbandes als Muldenkerne Teile der Schieferserie eingeschlossen, welche offenbar stratigraphisch jünger sind als der Sardonaquarzit, und das jüngste Schichtglied des Sardonaflieschs darstellen müssen. Genauere Betrachtung lehrt dann, dass es sich auch hier um stratigraphisch immer analog zusammengesetzte Schieferkomplexe handelt, welche sich von der bereits ausgeschiedenen Serie des infraquarzitischen Flysches in ihrer lithologischen Zusammensetzung deutlich unterscheiden und zufolge ihrer Lagerung über dem Sardonaquarzit die Bezeichnung supraquarzitischer Flysch verdienen. Auch dieser Komplex lässt sich noch weiter unterteilen.

Aber auch dort, wo offenkundig nur enge Schuppung, eine reine Aufeinandertürmung des Flysches in immer stratigraphisch aufrechten, mehr oder weniger vollständigen Serien vorherrscht, führt eine Art statistischer Betrachtungsweise schliesslich zu einer Lösung des Problems der stratigraphischen Gliederung innerhalb eines zunächst auch tektonisch unbekannten Baues. Das Verfahren ist demjenigen ziemlich ähnlich zu nennen, das in der Genetik schliesslich zur Herstellung der MORGAN'schen Genkarten der Chromosomen geführt hat. Findet man in der Aufeinanderfolge von durch Schuppung zustandegekommenen Profilen z. B. die Gesamtsukzession der lithologisch charakterisierten Schichtglieder c-d-a-b-c-d-a-b-a-b-c und so weiter, so ergibt sich schliesslich gewissermassen statistisch, dass die Schichtglieder a und b meist zusammen vorkommen und hintereinander folgen, selten aber getrennt sind; ebenso b und c usw.; auf diese Weise gelangt man zuletzt zu einem Urteil sowohl über die Lage der Schuppungsflächen innerhalb des ganzen Gebäudes, wie auch zu einer Zusammensetzung des stratigraphischen Normalprofiles der Serie, das durch die Sukzession a-b-c-d dargestellt werden muss.

Auch mit dieser Methode gelangte ich innerhalb des Sardonafliesches zu gewissen Resultaten, und nimmt man die aus den gefalteten Regionen hervorgehenden stratigraphischen Schlüsse hinzu — dass nämlich die Globotruncanenkalke die Basis der ganzen Serie, die Sardonaquarzite aber einen in der Mitte

derselben gelegenen Leithorizont bilden müssen — so gelangt man zu einer ziemlich gesicherten Vorstellung von der Zusammensetzung und Gliederung des stratigraphischen Normalprofiles des Sardonaflieschs, wie sie in der folgenden Tabelle zusammengefasst wird:

Sardonafliesch (Glärner „Wildfliesch“) von oben nach unten:

B. Supraquarzitischer Flysch.

11. Oberster sandsteinreicher Flysch, bestehend aus knorrigen, unregelmässigen Bänken von braunanwitternden, dunkelgrauen, feinkörnigen Flyschkalksandsteinen bis -kieselkalken, mit einzelnen Bänken von polygenen Flyschbreccien (eckige Dolomittrümmer über Kristallin dominierend, voll von Fetzen schwarzer Tonschiefer), das Ganze durchgehend durchschossen mit schwarzen, glimmerig-feinsandigen Tonschiefern. Schwarze Tonfetzen auf der zerspaltenen Oberfläche der Sandsteinbänke (Brotkrusten-Sandsteine). Aspekt der düstergrauen, feucht direkt schwarzen Wände aus der Ferne „wild“, schlecht gebankt, ohne Wandstufen. Mehrere hundert m.
10. „Siderolitesplatten“, regelmässig geschichtete, dickbankige Wechselfolge von gelb anwitternden, hellgrauen, fast dichten Flyschkalken und -Kieselkalken (worunter einzelne Lagen mit Fukoiden) und fein- bis grobkörnigen, graublauen Sandkalken mit grossen Muskovitfetzen auf den Schichtflächen, mit Bryozoën, einzelnen kleinen arenazischen Foraminiferen und *Siderolites*; alles in festen, dicken Platten, mit einzelnen glatten Mergelschieferlagen durchschossen. Der auch aus der Ferne betrachtet am regelmässigsten geschichtete Teil der Serie, wandstufenbildend. 50—100 m.
9. „Fukoidenschiefer“, Abteilung von sehr hell ockergelb anwitternden, hellbläulichen, sammtigen Mergelschiefern, auch typisch orange anwitternden dichten Kalken, alles erfüllt von schönen Fukoiden und Helminthoiden. Mit Einschaltung einzelner $\frac{1}{2}$ —2 m dicker Bänke von grauen, feucht fast schwarzen, mittelkörnigen, stark glimmerigen Arkosekalksandsteinen oder auch groben „granitischen“ Sandsteinen. Aus der Ferne ein sehr hell gelblich anwitterndes Band bildend, das deshalb mit der Abteilung 1—2 verwechselt werden kann. Mindestens 50 m.
8. „Oberer Ölquarzitkomplex“, typisch schokoladebraun anwitternde, graue bis grüne, dichte Ölquarzite in Bänklein von Dezimeterdicke, regelmässig durchschossen von kohlschwarzen, glatten Tonschiefern, in Lagen von 3—10 cm, angewittert immer mit rostroten Flecken auf den serizitisch glänzenden Schichtflächen. Gegen oben und unten durch Übergänge verknüpft, indem zuoberst noch einige Bänke von Schiefer mit Fukoiden und granitischem Sandstein, unten aber bereits Bänke von hellgrauem Quarzit eingeschaltet sind. Aspekt aus der Ferne schwarz. 40—50 m.
7. „Sardonaquarzit“, meist einheitliche Schichtstufe aus sehr grobgebanktem, grobkörnigem weissem Quarzit ohne andere Zwischenlagen; klaffende Schichtfugen und Klüfte mit wohlausgebildeten kleinen Quarzkriställchen besetzt. Typische Wandstufe von bis über 50 m Mächtigkeit bildend, aus der Ferne wegen Bedeckung mit *Lecidea geographica*, mit typischer grünlicher Anwitterung auch in einzelnen, aus dem Rasen herausragenden Blöcken zu erkennen. Der typische weisse Quarzit scheint auch auskeilen und seitlich durch 6 und 8 ersetzt werden zu können.

A. Infraquarzitischer Flysch.

6. „Unterer Ölquarzithorizont“, ein nicht überall festzustellender Übergang des Sardonaquarzithorizontes gegen unten, in der Zusammensetzung gleich dem oberen Ölquarzithorizont. Da die beiden Übergangshorizonte sich gleichen, ist es nicht überall leicht am einzelnen Aufschluss festzustellen, um welchen es sich handelt und ob die Sardonaquarzitlage sich in aufrechter oder verkehrter stratigraphischer Stellung befindet. Jedenfalls ist der untere Übergang nur mager entwickelt, um 10—20 m, und fehlt, eher als der obere, stellenweise gänzlich, wodurch dann der Sardonaquarzit mit scharfer Untergrenze seiner Unterlage 5—4 aufliegt; doch erhält man öfters den Eindruck, dass es sich dann um einen mechanischen Kontakt handle.
5. „Kristallinkonglomerate“, Komplex von kohlschwarzen, glatten, serizitisch glänzenden Tonschiefern, in welche grobklastischer kristalliner Detritus aller Kaliber eingesedimentiert ist, bald in einzelnen „exotischen Blöcken“ bis zu Kubikmetergrösse, bald in einzelnen faustgrossen Geröllen, bald als zentimetergrosse, reichlich in die Schiefergrundmasse eingestreute Brocken („Speckwürfelschiefer“). Stellenweise häufen sich die kristallinen Komponenten zu eigentlichen Konglomeratbänken von einigen Metern Mächtigkeit, bestehend aus einer Agglomeration von gut gerundeten Blöcken bis zu Metergrösse, fast ohne Zement. Kristallinmaterial überwiegend helle Orthogneise und Glimmerschiefer, in einer wenig charakteristischen, am ehesten an die Kristallinkerne der tief- bis mittel-penninischen Einheiten erinnernden Mischung.
4. „Unterer Sideroliteskomplex“, bestehend aus: sehr stark an Wangschiefer erinnernden, hellgrau anwitternden, stahlgrauen, und feinglimmerig-feinsandig rauhen, schalig brechenden Kalkmergel-Schiefern; Bänken von hellgrau anwitternden, glimmerigen, klirrenden Kalkplatten; Bänken von blaugrauen, hell anwitternden, völlig wangähnlichen Kieselkalken; ferner Kieselkalken, erfüllt von verkieselten Bryozoën; groben, grobglimmerigen Sandkalken mit *Siderolites*, in einzelnen meterdicken Bänken. Die ganze, stark schiefrige Abteilung macht durchaus den Eindruck einer faziellen Abwandlung der Wangschichten. Charakteristisch ist, dass die Mergelschiefer flasrig oder schalig geschichtet, nicht ebenflächig und serizitisch glänzend sind. Sie unterscheiden sich von den unterliegenden „Freudenbergschiefern“ 3 durch das Fehlen der Globotruncanen, sowie durch die Einlagerungen der grobklastischen Bänke.

Die Grenze der Komplexe 4 und 5 ist oft verwischt und es kommen Mischungen der Gesteinstypen vor, so dass Siderolites-Kalksandsteine auch noch zwischen den Schiefern 5 sich einschalten. Ein weiterer, in die Schichthöhe 4—5 gehöriger Gesteinstypus sind ferner auch feinschichtige, prismatisch zerfallende Sandsteinschiefer, bestehend aus sehr feinkörnigem Kalksandstein, der auf dem Querbruch immer fein gebändert ist, braungelblich verwittert und den „Schistes gréseux fauves“, den „Hogantschiefern“ ähnlich sieht.

4 und 5 zusammen über 100 m.

3. „Freudenbergschiefer“. Knorrige oder flaserige, sammtige, nicht glatte, hellgrau anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer mit Globotruncanen, mit Übergängen in Kieselkalk und einzelnen Bänken von grauem, grobem Glimmersandstein. Aus der Ferne grau, feucht schwarz. Mindestens 50 m.
2. „Globotruncanenmergel“. Knorrige oder knollige, sehr hell gelblichgrau anwitternde, hellgraue Kalkmergel, mit tonigmergeligen Häuten oder Zwi-

schenlagen, mit reichlich *Globotruncana linnei*. Der Fazies nach einem etwas tektonisierten und leicht metamorphosierten Seewerschiefer entsprechend. Aus der Ferne immer sehr helle, fast weisse Partien bildend.

1. „Globotruncanenkalk“. Hellbläulich anwitternder, bläulichweisser, dichter Kalk in Platten oder als klirrender Kalkschiefer, sehr seewerähnlich, mit *Globotruncana linnei*. Aus der Ferne ebenfalls hell, wandstufenbildend.

Mächtigkeit von 1—2 schwer anzugeben, im tektonisch nicht reduzierten Zustand mindestens 100 m.

Die vorstehende Gliederung des Sardonafliesches bezieht sich, was Einzelheiten betrifft, in erster Linie auf die Profile an der E-Seite der Sardona, in der Umgebung der Sardona-Hütte S.A.C. Doch konnte dieselbe allgemeine stratigraphische Unterteilung der Serie des Sardonafliesches in allen bisher untersuchten Gebieten des letzteren, mit nur geringfügigen Abweichungen in der Ausbildung der einzelnen lithologischen Glieder, festgestellt werden. Die Horizonte halten demnach weithin aus und sind durchaus kartierbar, wie sich aus den ersten Versuchen einer Kartierung der Sardonaflieschregionen auf der neuen Unterlage der Übersichtspläne 1:10000 des St. Galler Oberlandes ergeben hat.

Die basalen, bläulich angewitterten Globotruncanenkalke 1, mit *Globotruncana linnei*, welche OBERHOLZER als „Seewerähnliche Kalke“ ausgeschieden hat, können noch Turon sein, aber bis ins Untersenon reichen. Gegen oben gehen sie meistens in eine schon mergeligere Partie von hellgelblich anwitternden Globotruncanenschiefer, ebenfalls noch mit *Globotruncana linnei*, über, welche man wohl schon ins Untersenon stellen darf. Ob die nachfolgenden dunkelgrauen Globotruncanenschiefer mit Sandstein- und Kieselkalkeinlagerungen schon *Globotruncana stuarti* enthalten, habe ich noch nicht abgeklärt, auf jeden Fall gleicht dieser Schichtabschnitt völlig den „Mergelschiefern des östlichen Badtobels“ (34, p. 430) oder „Freudenbergschiefern“ (26) des Ragazer Flysches, welche *Globotruncana stuarti* enthalten und als unteres Maestrichtien anzusehen sind. In den OBERHOLZER'schen Karten figurieren meistens nur die Globotruncanenkalke 1 als seewerähnliche Kalke, die Globotruncanenschiefer 2 und 3 sind auf der Karte bereits in die allgemeine Wildflyschfarbe einbezogen.

In den nachfolgenden, nun mehr und mehr klastischen, flyschartigen Schichtabschnitten sind zunächst in Form von blauen Kieselkalken öfters völlig wangähnliche Gesteine eingeschaltet. Charakteristisch sind in diesem schwarzen Wangniveau die Einstreuungen von Kristallinmaterial, hellen Orthogneissen und Glimmerschiefern, bald in Form von einzelnen Geröllen, von cm-Grösse bis zu kubikmeter-grossen Blöcken, mitten im schwarzen Schiefer eingebacken, bald in einzelnen, mehrere m mächtigen Konglomeratbänken grösster Gerölle. Alle sog. „exotischen“ Blöcke der „Wildflyschgebiete“ von Glarus und im St. Galler Oberland entstammen diesem einen bestimmten stratigraphischen Horizont. Zwar kommen auch in den jüngsten Schichten des Sardonafliesches noch polygene Breccien, vor allem Dolomitbreccien mit Kristallinmaterial vor, doch ist dieses Material immer feiner. Überall liegen die groben Kristallinkonglomerate und -blöcke demnach in der unmittelbaren Unterlage der Sardonaquarzite; wenn man einen Zug des letzteren verfolgt, so kann man sicher sein, binnen kurzem in der Unterlage auch die charakteristischen Gerölle im schwarzen Schiefer und weiterhin innerhalb der letzteren oder in deren Unterlage einige Kalkbänke von Wangcharakter und daneben Sandkalke mit *Siderolites* aufzufinden.

Als wichtigstes Resultat ergibt sich, dass auch noch über dem Sardonaquarzit, von demselben getrennt durch das fast immer charakteristische Band von Fukoidenschiefern, ein zweiter Horizont von dickplattigen dichten Flyschkalken (meist ebenfalls noch mit Fukoiden) gefunden wird, in welchem Sandkalkbänder stets noch *Siderolites* enthalten. Ich habe immer wieder versucht, diese obere *Siderolites*-haltige Abteilung, etwa durch eine andere Interpretation der Tektonik, mit der unteren *Siderolites*-haltigen Partie in der Unterlage der Sardonaquarzite gleichzusetzen, doch ist eine solche Interpretation unmöglich. Wir müssen demnach schliessen, dass der Sardonaquarzit als eine gröber klastische Schichtstufe eingeschlossen ist in einer als Ganzes *Siderolites*-haltigen Flyschserie bedeutender Mächtigkeit. Der Sardonaquarzit stellt eine durchgehende, charakteristische Leitschicht innerhalb des Flysches von Ober-Maestrichtien-Alter dar. Meine frühere Interpretation, dass er innerhalb der Sardonaflieschfazies das Äquivalent des Guschakopfsandsteins und Badöniquarzites darstelle, welche ihrerseits im Ragazer Flysch als Reste der basalen Nummulitenkalkbank ungefähr die Oberkreide-Alttertiär-Grenze bezeichnen, muss demnach verlassen werden, und es fragt sich nun wiederum: 1. wo dann innerhalb der Serie des Sardonafliesches die Obergrenze der Kreide gelegen und 2. ob überhaupt noch Alttertiär in dieser südlichsten Fazieszone des Glarner Flysches vorhanden sei.

Hierauf kann zur Zeit nur geantwortet werden, dass diese Grenze noch oberhalb der Schichtabteilung des Sardonaquarzits gelegen sein muss und dass in dem oberen Teil 11 des supraquarzitischen Flysches bisher keine charakteristischen Mikrofossilien, also auf jeden Fall noch keine Nummuliten gefunden worden sind. Die noch viele hundert Meter mächtigen knorrigen Sandsteinschiefer des obersten Sardonafliesches haben sich bis jetzt als steril erwiesen; möglich, dass in denselben noch Alttertiär enthalten ist, doch müssen wir feststellen, dass wir in diesem oberen Teil des Flysches auch keine charakteristische Schichtgrenze mehr haben finden können, welche irgendwie als Transgressionsfläche an der Oberkreide-Alttertiär-Grenze gedeutet werden könnte. Hier sind die Untersuchungen noch zu vertiefen.

B. DER FLYSCH VON MARTINSMAD S ÜBER ELM.

Es muss in diesem Zusammenhang noch auf einen besonderen Fall hingewiesen werden. Im Profil Elm-Tschingelschlucht-Martinsmad-Piz Grisch (vergl. Karte 35 und 34, Taf. 3, Prof. 9) findet man über dem autochthonen Flysch und dem Blattengratflysch der Tschingelschlucht zunächst die bereits oben angeführte, in zahlreiche Falten gelegte Partie von Sardonafliesch, welche vom Alpdörfchen Niedern bis etwas über die Martinsmad-Hütte S.A.C. hinaufreicht. Von dort aufwärts bis an die Basis der Malm-Kreide-Platte der Vorab-Decke findet man zur Hauptsache stark serizitisierte Globigerinenmergel und -kalke, in welche mehrere Züge von Assilinengrünsandkalken mit *Ass. exponens* offenbar stratigraphisch eingeschaltet sind (vergl. 34, p. 431). Man könnte nun annehmen, dass diese, den obersten Stockwerken des Sardonafliesches aufgelagerten Schiefer eine weniger sandreiche und wilde Fazies der stratigraphisch jüngsten Teile des Sardonafliesches selbst darstellen und somit beweisen würden, dass in demselben noch mitteleocaene Horizonte enthalten sind. Doch ist dieser Schluss nicht zwingend, denn die tektonische Stellung dieser Schiefer ist noch unabgeklärt. Es besteht z. B. durchaus die Möglichkeit, dass hier der Blattengratflysch im Muldensack unter der Verrucanodecke um den Sardonafliesch, der die

innerste Kernfüllung dieses Muldensacks bildet, synklinal emporgebogen ist und quasi in verkehrter Lagerung, topographisch über dem Sardonaflysch und direkt unter der Überschiebung der Verucanodecke, nochmals zum Vorschein kommt. Oder sollten diese Globigerinenschiefer mit Assilinenbänken etwa zu den höheren parautochthonen Deckfalten gehören und zu parallelisieren sein mit denjenigen der Gegend von Fuorcla Raschiglius, die ich ebenfalls aus der Umhüllung einer höheren parautochthonen Falte ableiten möchte? Auf jeden Fall dürfen wir diese von OBERHOLZER zum Wildflysch gezogenen Schiefer noch nicht als einen Beweis für das Vorkommen von Alttertiär im Sardonaflysch ansehen, denn es wäre auf jeden Fall zunächst wahrscheinlicher, dass solches Tertiär untereocaene Nummuliten liefern und nicht normale helvetische Exponensgrünsande enthalten würde. Diese Verhältnisse sind erst noch abzuklären und eine tektonische Erklärung, welche annimmt, dass diese Schiefer nicht zum Sardonaflysch gehören, scheint mir zur Zeit wahrscheinlicher.

Es ergibt sich demnach, dass die Serie des Sardonaflyses zur Hauptsache oberkretazischen Alters ist. Sie zeigt dadurch grosse Annäherung an die Serie des Niesenflysches und des Prätigauflyses, wo im ersteren bisher kein Alttertiär (24, 28, 27a), im zweitgenannten nur geringmächtiges Alttertiär paleocaen-untereocaenen Alters festgestellt worden ist (1, 2, 3). In der Tat ergibt auch ein lithologischer Vergleich die grösste Ähnlichkeit in der Zusammensetzung des Sardonaflyses mit Teilen des Prätigauflyses. Teile der oberkretazischen Gyhrenspitz- und Aebigratschichten am Kreuz bei St. Antönien sind nach meinen Beobachtungen sowohl in den einzelnen Gesteinstypen, als deren Mischung, mit Teilen des Sardonaflyses sozusagen identisch. Die sehr bryozoenreichen, sideroliteshaltigen Sandkalke des Gipfels des St. Antönier Kreuzes, die darunterliegenden dunkelgrauen, wangartigen Schiefer in der E-Wand dieses Berges, gleichen den entsprechenden Gesteinen des Sardonaflyses auch im einzelnen in oft überraschender Weise. Auch zu den vom oberkretazischen *Siderolites*-Sandkalk der Gyhrenspitzserie nur mit einiger Übung zu unterscheidenden Kalksandsteinen des Ruchbergsandsteines mit ihren untereocaenen Nummuliten finden sich lithologisch analoge Gesteine im Sardonaflysch, aber ohne dass ich bis jetzt darin Nummuliten habe finden können. Bekanntlich gelang es ARNI (1—3) auch erst nach längerem Studium, diese alttertiären Partien von den oberkretazischen Teilen des Prätigauflyses zu unterscheiden. Die Verteilung dieses nur an einzelnen Stellen erkannten und offenbar nur geringmächtigen und nur stellenweise vertretenen Alttertiärs innerhalb des Prätigauflyses ist im Terrain zur Zeit noch unbekannt, und es ist angesichts dieser Schwierigkeiten durchaus verständlich, dass die Ansichten über die stratigraphische Einordnung des Ruchbergsandsteins mehrfach gewechselt haben. Entsprechend ist es auch durchaus im Bereiche der Möglichkeit, dass im oberen Teil der Sardonaflyschserie, über den Siderolitesplatten, noch Ruchberg-artige Gesteine mit kleinen Nummuliten enthalten sind, die ich bisher übersehen haben kann. Was aber andererseits im Prätigauflysch nach den bisherigen Kenntnissen fehlt, das ist ein Äquivalent der Sardonaquarzite.

Auf jeden Fall kann bereits konstatiert werden, dass die Analogien des Sardonaflyses mit dem benachbarten Prätigauflysch derart gross sind, dass diese beiden Flyschgebiete im Ablagerungsraum unmittelbar nebeneinander gelegen haben müssen. Man könnte direkt behaupten: Stünde man nicht vor der unausweichlichen Notwendigkeit, die helvetische Hauptdecke zwischen Ragaz und Maienfeld im Bereich der Alluvionen des Rheintales gegen E axial abtauchen

zu lassen, so wäre einer direkten Verbindung vom Sardonafliesch des Kalfeusentales zum Prätigaufliesch des Vilans nicht viel im Wege. Dies heisst jedenfalls so viel, als dass wir den Sardonafliesch als nördlichste Stirnpartie des penninischen Flysches ansehen dürfen. Diese wäre in der Vorphase der helvetischen Deckenbildung, zusammen mit der „Flyschhaut“ des unmittelbar nördlich benachbarten südhelvetischen Ablagerungsraumes (Blattengratkomplex) bereits auf das mittlere und nördliche helvetische Ablagerungsgebiet überschoben worden, um dann in der Hauptphase der helvetischen Deckenbildung, infolge der Durchspießung der helvetischen Hauptdecke durch diese ihr bereits aufgeschobenen Flyschdecken, zusammen mit dem Blattengratkomplex unter die letztere hineinzugeraten.

C. DER INTERMEDIÄRE ODER LAVTINAFLYSCH.

Bevor wir den Konsequenzen dieser Auffassung weiter nachgehen, haben wir noch einer weiteren Flyschabteilung uns zuzuwenden, deren Unterscheidung mir erst im vergangenen Sommer geglückt ist. Es fiel mir bei den Untersuchungen im Weisstannental, im Val Lavtina und auf Alp Scheubs, stets wiederum auf, dass an der Grenze des Blattengratkomplexes und des Sardonafliesches Sandsteinflyschpartien auftreten, welche sich in die festgelegte Stratigraphie der Schuppen des Sardonaflieschs nicht recht einordnen liessen. Dieser Flysch liegt in den einfachsten Profilen konkordant über dem Globigerinenmergel, welcher das stratigraphische Hangende des letzten, obersten Blattengrat-Nummulitenkalkzuges bildet, und wird von den tiefsten Schuppen des Sardonafliesches überlagert. Oft aber greift dieser Flysch zwischen die Schuppen des letzteren ein und man findet Partien davon derart unauffällig mitten zwischen die übrigen Schichten der Sardona-schuppen eingeschaltet, dass deren Schichtreihe mir an solchen Stellen zuerst auf eine nicht erklärliche Weise gegenüber dem sonst geltenden Normalprofil gestört erschien.

Es handelt sich dabei um eine Serie von grauen, gelbbraun anwitternden Flyschkieselkalken bis -kalksandsteinen eigentlich ziemlich banaler Fazies, welche in regelmässigen, bis zu $\frac{1}{2}$ m dicken Bänken gelagert und von tintenschwarzen, hellgrau anwitternden Tonschiefern durchschossen sind, die sich oft so ebenflächig präsentieren, wie die Dachschiefer des autochthonen Flysches. Fukoidenschiefer und dichte Fukoidenkalke sind häufig eingeschaltet. Es bestehen deshalb lithologische Ähnlichkeiten sowohl zum autochthonen Flysch als auch zu Teilen der Sardonaflieschserie, besonders der Stufe der wangähnlichen Gesteine 4—5 und zum Fukoidenschiefer. Das Ganze ist in der Tat oft wangähnlich zusammengestellt, aber sandiger und glimmeriger als die Wangäquivalente der oberen Schuppen des Blattengratkomplexes. Im Aspekt aus der Ferne handelt es sich um das am regelmässigsten gebankte und massivste, deshalb auch Wandstufen beträchtlicher Höhe bildende Element im Profil der aus Blattengratkomplex und Sardonafliesch aufgebauten Felswände. Insbesondere ist der Gegensatz zu den unterliegenden Schieferwänden des Blattengratflysches auffallend und von den Gesteinen des Sardonafliesches können aus der Ferne höchstens die Siderolitesplatten 10, weniger der Sardonaquarzit, damit verwechselt werden. In der Nähe habe ich diese Komplexe öfters zunächst für eine faziell zwischen Fukoidenschiefer und Siderolitesplatten stehende Ausbildung des mittleren Teiles der Sardonaflieschserie gehalten, wurde aber stutzig, als es sich ergab, dass dieses vermeintliche Schichtglied 9—10 des Sardonafliesches sich meistens nicht am richtigen Orte in die Schichtserie einschaltete.

Weitere spezielle Untersuchungen zeigten, dass dieser Flysch sich in der Tat fast überall, oft in grosser Mächtigkeit, oft nur in Spuren, in der Grenzregion von Blattengratkomplex und Sardonafliesch als ein besonderer, intermediärer Flyschkomplex einfügt. Man könnte zunächst glauben, derselbe stelle vielleicht einen Übergang zwischen den beiden Fazies dar, insbesondere einen Übergang der Wangschiefer der Blattengratfazies in die wangähnlichen Teile des Sardonafliesches, und man könnte vermuten, er entstamme einem besonderen intermediären Faziesbezirk und stelle auch tektonisch eine zum Blattengratkomplex und dem Sardonafliesch in Gegensatz zu stellende intermediäre Grossschuppe dar. In der Kartierung von OBERHOLZER findet man diesen Flysch, weil überwiegend ein Sandsteinfliesch, immer zum „Wildfliesch“ geschlagen, da sich OBERHOLZER bekanntlich an die Regel hielt, den „Wildfliesch“ dort beginnen zu lassen, wo Sandsteine sich reichlich in die Schieferserie einschalten.

Die Formation ruht in den einfachsten Profilen in ruhiger, konkordanter Lagerung den Globigerinenmergeln der obersten Blattengratsschuppe auf, wobei aber der Kontakt oft ein sehr scharfer ist, so dass man auch dadurch zunächst in der Auffassung bestärkt wird, dass sich hier die Hauptüberschiebungsfläche der Sardonafliesch-Grossschuppe auf den Blattengratkomplex befinde. Doch ergeben dann genauere Untersuchungen an dieser Grenze, dass doch auch stratigraphische Übergänge vom Globigerinenschiefer nach oben in diesen Sandsteinfliesch vorkommen und dass auch innerhalb des letzteren Komplexes, vor allem an der Grenze der Kalksandsteinbänke gegen die schwarzen, glatten Schiefer, bei genauem Nachsuchen immer wieder Globigerinen-haltige, sandige Schichten zu finden sind, wenn auch eine eigentliche Rekurrenz der grünlichen fleckigen Globigerinenschiefer sich nicht mehr einstellt. Neben Globigerinen enthalten diese sandigen Krusten der Kalksandsteinbänke nur kleine arenazische Foraminiferen, wie Textularien, einzelne Nodosarien usw.

Hiedurch bin ich zu der Überzeugung gekommen, dass es sich bei diesem Flyschhorizont um nichts anderes handelt, als um den jüngsten stratigraphischen Horizont des Normalprofils der Blattengratserie, einen Sandsteinfliesch, der am Ende der pelagischen Globigerinenabsätze einen oberen Abschluss der alttertiären Serie mit orogenem Fazieseinschlag darstellt. Wie alt diese jüngste Schicht der normalen Schichtreihe der Blattengratfazieszone ist, kann noch nicht gesagt werden, die unterliegenden Globigerinenmergel gehen aus dem oft etwas grünsandigen oberen Abschluss der Einsiedler Nummulitenkalkbänke mit Übergang hervor und da die höchsten, durch Nummuliten datierten Horizonte dieser Nummulitenkalkbänke als basales Mitteleocaen zu betrachten sind, so dürften die Globigerinenmergel einen Teil des restierenden Mitteleocaens vertreten. Ob dann der noch jüngere Sandsteinfliesch bereits jünger ist als die letztere Stufe, bleibt noch eine offene Frage, ist aber eher zu bezweifeln.

Im Grunde genommen käme unserem intermediären Flysch, da er ja nichts anderes als die jüngste Schicht der Blattengratserie darstellt, keine besondere Bezeichnung zu; weil aber dieser Komplex oft eine unabhängige Rolle spielt und wie eine Art selbständige Schuppe in grösseren Massen zusammengehäuft erscheint, ist es dennoch praktisch, dafür eine abkürzende Benennung zu besitzen, wofür ich den Namen Lavtinafliesch vorschlage, nach dem guten Profil z. B. in der Tristeliruns E und am Hühnerspitz W von Val Lavtina.

Dass diese obere Abschlusschicht des Normalprofils der Blattengratsschuppen bisher immer nur an der Obergrenze der obersten Schuppen des ganzen Blattengrat-Komplexes festzustellen war, kann zwei Ursachen haben:

1. ist die Schuppung in den tieferen Schuppen meistens so eng, dass auch die Globigerinenmergel zwischen den Schuppen meist nur in geringerer Mächtigkeit anwesend sind und stets sofort der Kreideschiefer der nächsthöheren Schuppe darüber folgt. Infolgedessen besteht in den tieferen Teilen des Schuppengebäudes des Blattengratkomplexes meist gar kein Platz für die Einschaltung dieser jüngsten Sandsteinflyschschicht als Trennung zwischen den einzelnen Schuppen. Erst an der Obergrenze der obersten Blattengratschuppe ist diese jüngste Schicht in grösserer Mächtigkeit erhalten; vielleicht haben sich hier auch die Sandsteinflyschanteile, welche zu dem gesamten Ablagerungstreifen des Blattengratkomplexes gehören, zusammengehäuft. Die Ursache für das ganze Phänomen wäre zunächst eine mechanische, nämlich dass sich der steifere jüngste Sandsteinflysch von der beweglichen Globigerinenmergelunterlage leicht abgelöst hat und deshalb in dem ganzen Schuppengebäude des Blattengratkomplexes mechanisch eine selbständige Rolle spielt und demselben heute quasi obenaufschwimmt.

2. Eine andere und im Grunde mit der erst genannten kombinierte Ursache ist die, dass die oberen Teile der Globigerinenschiefer innerhalb der Fazieszone des Blattengratkomplexes wohl erst allmählig gegen S hin in diese Sandsteinfazies übergehen, dass sich der orogene Fazieseinschlag im mitteleocaenen Anteil des Profils nicht nur gegen oben, sondern auch seitlich in südöstlicher Richtung verstärkt, wodurch Verlandung des Alttertiärs in dieser Richtung angedeutet wird. Dies würde ganz im Einklang damit stehen, dass wir bis heute im Sardonafliesch überhaupt kein Alttertiär gefunden haben und dass es — nach den Verhältnissen im Prätigaufliesch, wo wir höchstens noch Untereocaen kennen — überhaupt eher unwahrscheinlich ist, dass das Mitteleocaenmeer noch in diesen Bereich sich ausgedehnt hat.

Die Gründe, warum dieser besondere Flyschkomplex bis jetzt übersehen worden ist, sind jetzt klar. Bekanntlich ist der Sardonafliesch zusammen mit dem unterliegenden Blattengratkomplex in intensive gemeinschaftliche Falten gelegt, ja zusammen verschuppt, wie dies bereits aus Karte und Profilen von OBERHOLZER deutlich hervorgeht, aber nach meinen Untersuchungen in noch bedeutend intensiverem Ausmasse der Fall ist, als dies dort zum Ausdruck kommt. Lange „antiklinale“ Keile von Blattengratflysch dringen von unten her hoch in die Sardonaflieschmassen aufwärts, und umgekehrt sind die letzteren oft in tiefen Synklinalen in den Blattengratkomplex hineingelagert. Typisch ist in dieser Hinsicht z. B., wie aus der Karte und den Profilen von OBERHOLZER bereits zu entnehmen ist, das Profil Weisstannental–Alp Scheubs–Heubützlipass. Genauere Untersuchung zeigt nun, dass die von unten in den Sardonafliesch hinaufdringenden, leichtkenntlichen antiklinalen Keile von Globigerinenmergel des Blattengratflyschs in den meisten Fällen umhüllt werden von unserem intermediären Lavtinafliesch, der sich also durchaus als jüngste stratigraphische Schicht des Blattengratkomplexes darstellt. Insbesondere die schmalen Spitzen dieser antiklinalen Keile werden dann ausschliesslich von diesem Sandsteinflysch gebildet, der auf solche Weise tief zwischen den, von dieser sekundären Verfaltung unabhängigen, primären Schuppenbau des Sardonafliesches eindringt. Die ursprüngliche Überschiebungsfläche des Sardonafliesches auf den Blattengratkomplex wird durch diese intensive sekundäre Verfaltung und Verschuppung sehr verschleiert, und es ist verständlich, dass man zuerst, besonders solange das Normalprofil des Sardonafliesches selbst nicht unbedingt feststand, diese von unten her eindringenden Keile von Sandsteinflysch als zugehöriges Schichtglied des Sardonafliesches interpretierte. Dies besonders, wenn man noch hinzunimmt, dass infolge dieser sekundären Verschuppung Blattengratschiefer, intermediärer Sandsteinflysch und han-

gender Sardonafliesch von einer durchgehenden Druckschieferung durchzogen sind, welche alle Schichtgrenzen und tektonischen Hauptflächen undeutlich macht. Es ist unter diesen Umständen begreiflich, dass zunächst die Untergrenze des intermediären Flyschkomplexes gegenüber dem ihn normal stratigraphisch unterlagernden Globigerinenmergel als die bedeutendere Grenze erscheint, als die eigentliche Obergrenze des Blattengratflysches gegen den Sardonafliesch. Denn die Grenze Globigerinenmergel-Lavtinafliesch stellt an sich schon eine der markantesten Gesteinsgrenzen innerhalb der oberen Teile des Glarner Flysches dar und ist gerade darum noch lokal zu einer Scherfläche umgestaltet worden, die oft eine wichtige tektonische Grenze vortäuscht.

Nimmt man schliesslich noch hinzu, dass die ganze sekundäre Durchschuppung des Glarner Flysches von der autochthonen Unterlage ihren Ausgang nimmt, und dass auch die Grenze Blattengratkomplex-Altdorfersandstein oder -Dachschiefer intensiv verfaltet und verschuppt ist, so kann es geschehen, wie dies z. B. in Val Lavtina der Fall ist, dass auch noch antiklinale Keile von autochthonem Flysch nach oben in den Blattengratkomplex bis in die Nähe des intermediären Flysches vordringen. Sodass man dann, angesichts der beidseitigen lithologischen Ähnlichkeit, bei Betrachtung der unzugänglichen Flyschwände aus der Ferne, selbst vor Verwechslungen der beiden Flyscharten: autochthoner Flysch und Lavtinafliesch, auf der Hut sein muss. Eine Möglichkeit für eine Unterscheidung aus der Nähe liegt in den Fukoiden, welche im Dachschiefer des Autochthonen nicht bekannt sind.

D. TEKTONISCHE UND FAZIELLE ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN BLATTENGRAT- UND SARDONAFLYSCH.

Nachdem sich der intermediäre Lavtinafliesch nicht etwa als ein fazieller Übergang zwischen den noch unverkennbaren Amdener- und Wangschiefern des Blattengratkomplexes und der Flyschfazies der Oberkreide im Sardona-komplex, sondern als eine noch zur Blattengratserie selbst gehörige, jüngere, alttertiäre Flyschschicht ergeben hat, so scheinen die beiden Faziesentwicklungen der Blattengratserie und des Sardonafliesches sich wenigstens im Gebiete des Sernf- und Weisstannentales, noch recht fremd und ohne Übergänge gegenüberzustehen. Die Überschiebung des penninischen Sardonafliesches erscheint, obwohl durch nachträgliche Verschuppung im Einzelnen nicht leicht erkennbar, doch als eine bedeutende Trennungsfläche, an welcher zur Hauptsache kretazischer Flysch fremdartiger Fazies überschoben ist auf tertiären Flysch oder Globigerinenmergel und Nummulitenkalke der Blattengratschuppen, die noch deutlich dem südhelvetischen Faziesgebiet angehören, weil sie im Einsiedler Gebiet in völlig übereinstimmender Ausbildung auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke und in normalem stratigraphischem Verband mit deren Oberkreide bekannt sind.

Diese Gegensätze der beiden Serien sind aber nur im W des Gebietes, vor allem im Sernftal so stark und so deutlich. Schon in den obersten Blattengratschuppen des Weisstannentales sehen wir charakteristische Faziesveränderungen eintreten, und wenn wir uns in das Gebiet von Ragaz begeben, so wird der Faziesgegensatz immer mehr überbrückt, weshalb ich die Flyschschuppen von Ragaz zufolge ihrer sowohl faziell wie tektonisch intermediären Stellung zwischen Blattengratkomplex und Wildflysch eben als besonderes Stockwerk und spezielle „Fazieszone des Ragazer Flysches“ unterschieden haben möchte. Insbesondere betreffen diese faziellen Veränderungen gegen S hin zunächst die basale, transgressive Einsiedler Nummulitenkalkbank der obersten Blattengratschuppen. Diese

verwandelt sich aus einer bis 50 m mächtigen Kalkmasse bei Badöni im hinteren Val Lavtina in eine 15 m dicke Bank von rostigem, grobem, glaukonitischem Quarzsandstein, den Badöniquarzit, und schliesslich finden wir die Bank dort aufgelöst in mehrere kleine Bänklein von Echinodermenkalk mit kleinen Nummuliten oder auch Lithothamnienkalk mit *Discocyclus seunesi*, durchschossen mit schwarzen Schiefern. Dieselbe reduzierte Ausbildung beobachten wir auch in einem bisher unbekannten Fenster der Blattengratserie im Calfeusental hinter St. Martin. Überall wird hier die stratigraphische Unterlage durch noch ziemlich gut kenntliche schwarze Wangschiefer und -kieselkalke gebildet.

Da es sich bei diesen letzten Überresten der Einsiedler Nummulitenkalkriffe nur noch um die tiefsten untereocänen Anteile derselben und wahrscheinlich neu sich einschaltende paleocäne Horizonte handelt, so ist die Schichtlücke zwischen Wangschichten und Alttertiär hier vermutlich bereits weitgehend aufgefüllt, obwohl eine deutlich transgressive Auflagerung des Alttertiärs bis zu dieser Stelle des Faziesquerprofiles sicher noch besteht.

Bei Ragaz beobachten wir einen ähnlichen Übergang der Nummulitenkalke gegen S, nur hat sich hier die Fazies der unterlagernden Schichten bereits stärker verändert. An Stelle der Wangschiefer beobachten wir hier schon im Liegenden der noch mächtigen Einsiedler Kalkbänke durchaus flyschartige Schiefererien der Oberkreide, mit Kieselkalk- und Glimmersandsteinbänken in den obersten Globotruncanen-Schiefern. Diese Wangäquivalente werden gegen oben abgelöst durch Globigerinenmergel ebenfalls mit Kieselkalcken und schwarze Schiefer, die erstmals Kristallinblöcke und -konglomerate enthalten. Die Nummulitenkalke verlieren sich ebenfalls zuletzt in Form von Echinodermenkalkbänken in diesen schwarzen Schiefern, wobei die hangenden Schiefer über den Nummulitenkalkbänken aus Globigerinenmergeln bereits in den Typus der knorrigen sandsteinreichen Schiefer der obersten Abteilung des Sardonafliesches übergegangen sind. An Stelle der Nummulitenkalke scheint in einem Teil der Ragazer Schuppen der Discocyclus-haltige Guschakopfsandstein zu treten, der mit seinen groben Quarzkörnern viel mit dem Badönisandstein gemein hat. Seine Pflanzenreste zeigen uns, dass wir uns hier in der Nähe der Verlandungszone des Alttertiärs befinden.

Den Leithorizont der schwarzen Schiefer mit Kristallinkonglomeraten finden wir in der eigentlichen Sardonafazies wieder als unmittelbare Unterlage des Sardonaquarzites. Den letzteren mit dem Guschakopfsandstein zu parallelisieren, schien ursprünglich das Gegebene, doch ergibt sich heute, dass sich die Oberkreideserie offenbar nach SE und nach oben hin durch immer noch jüngere Maestrichtienhorizonte, wie Sardonaquarzit, Fukoidenschiefer und oberen Siderolithenhorizont, stratigraphisch komplettiert, Schichten, welche in der Ragazer Fazies scheinbar einfach noch fehlen, was durchaus möglich ist, da auch dort immer noch eine Transgressionslücke zwischen Oberkreide und Basis des Guschakopfsandsteins zu bestehen scheint. Die Entwicklung der Verhältnisse an der Oberkreide-Alttertiär-Grenze innerhalb des Ragazer Flysches kann im Einzelnen wegen der grossen tektonischen Komplikation immer noch nicht als völlig abgeklärt gelten.

Die Lücke in der Faziesabwicklung, der Faziessprung zwischen Blattengrat- und Sardonafliesch, erscheint im Querprofil von Ragaz aber auf jeden Fall bereits viel stärker aufgefüllt, als dies in der westlichen Region des Sernftales der Fall ist. Es scheint auch, dass die Richtungen der faziellen Verwandlung von Alttertiär und Oberkreide nicht ganz parallel gehen, indem im W die basale Nummulitenkalkbank bereits dort ein Stadium der Auflösung in kleine Bänklein erreicht, wo die kretazische Unterlage noch den Typus der normalen Wangschiefer

der Blattengratfazies zeigt; während andererseits im E bei Ragaz die Oberkreide als Unterlage noch mächtiger Nummulitenkalke vom normalen Einsiedler Typus bereits eine stark an die Sardona-fazies angenäherte Entwicklung zeigt. Die isopischen Zonen der Fazies der Oberkreide scheinen direkt N-S zu streichen, die stärksten Veränderungen der Fazies sich daher in W-E-Richtung zu vollziehen. Es ist dies ein Phänomen, das sich schon in der Oberkreide des mittleren und nördlichen Helvetikums der E-Schweiz beobachten lässt, indem die Amdener Fazies sich ja schon in der oberen Calandafalte einstellt, während der fast im selben Meridian liegende Säntis in seiner nördlichsten Falte noch Transgression von Assilinengrünsand auf Seewerkalk zeigt. Die helvetische Zone zeigt hier eben bereits in der Oberkreide eine prinzipielle Veränderung der Ablagerungsverhältnisse in der Längsrichtung, welche schon zu den heutigen tektonischen Verhältnissen am W-Rande der Ostalpen, an der Rheinlinie, in Beziehung zu setzen ist. Es ist dies ein Teil derselben Erscheinung, welche zuletzt das ganze Helvetikum in den Ostalpen eine Fazies annehmen lässt, welche man in den Schweizeralpen nur als südlichste Ausbildung des helvetischen Ablagerungsraumes kennt, so dass TERCIER (12) unter Verwendung des Ausdruckes von ARN. HEIM von einer Verlängerung der ultrahelvetischen Zone in den nördlichen Ostalpen gesprochen hat.

In dem östlichsten sichtbaren Querprofil des Glarner Flysches scheint demnach die Faziesentwicklung vom südhelvetischen zum penninischen Sardona-flysch nahezu kontinuierlich verfolgbar. Dass die Faziesräume des Ragazer Flysches und des Sardona-flysches sehr nahe aneinander grenzten, darüber herrscht kaum ein Zweifel. Wenn dagegen im W ein grösserer Faziessprung zu bestehen scheint, so hat dies seinen Grund darin, dass die Einschubrichtung im Sardona-flysch eine ziemlich ost-westliche, also offenbar unter ostalpinem Einfluss stehende ist. Die Grossschuppe des Sardona-flysches hat nun das tiefere, dachziegelig hintereinander geordnete Schuppengebäude des Blattengratkomplexes in westlicher Richtung ziemlich weit überfahren; die Schuppen des Ragazer Flysches, welche den Faziesübergang zwischen südhelvetischem und penninischem Flysch zeigen, sind im E darunter zurückgeblieben. Je weiter wir deshalb gegen W fortschreiten, um so grösser wird der Faziesgegensatz zwischen der Stirnregion des Sardona-flysches und den höchsten unmittelbar darunterliegenden Schuppen des Blattengratflysches. Auch rein geometrisch beobachtet man diesen Gegensatz: Während im Osten zwischen den Schuppen des Ragazer Flysches und den nachfolgenden Schuppen des Sardona-flysches kein Unterschied des Baustiles auffällt, sodass man auch in dieser Hinsicht keinen Grund hat, eine besondere Wildflyschdecke zu unterscheiden (25, p. 18), nimmt im Westen die Stirnpartie der Grossschuppe des Sardona-flysches gegenüber dem Schuppengebäude des Blattengratflysches schon viel eher den Charakter einer besonderen, in sich zwar ebenfalls stark geschuppten Flyschdecke an. Dies ist der Grund für das bereits aus der Kartierungsweise OBERHOLZER's deutlich zu entnehmende Phänomen, dass sich Blattengratkomplex und „Wildflysch“ im W, auf Blatt Glarus, leicht und widerspruchsslos ausscheiden liessen, während dies auf dem Blatt Linth-Rhein viel schwieriger möglich war.

II. Die Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke der Nordostschweiz.

A. ÜBERSICHT.

Aus diesen neuen überraschenden Resultaten hinsichtlich Stratigraphie und Herkunft des Sardonafliesches ergeben sich natürlich interessante Konsequenzen auch für die Flyschmassen, welche im Hangenden der Säntis-Drusberg-Decke der Zentral- und Ostschweiz gefunden werden und die der Verfasser seit vielen Jahren untersucht hat. Mit einigen Vergleichstouren habe ich im vergangenen Herbst versucht, einen Teil der sich in diesem Gebiete nun neu aufdrängenden Fragen abzuklären. Um diese letzten Beobachtungen aber in einen richtigen Rahmen zu stellen, muss kurz auf meine bisherigen Resultate in diesen Gebieten eingegangen werden, deren Darstellung im übrigen Sache der eingangs erwähnten, noch unpublizierten Arbeiten ist.

In der Zone zwischen Lauerzersee und Aubrig fehlt bekanntlich eine Randkette der Kalkalpen. Die Randschuppen der Pilatus-Teildecke und Bürgenstock-Teildecke verschwinden an der Rigihoehfluh und am Urmiberg, sie fehlen E vom Lauerzersee, und ein analoges Element setzt jenseits erst wieder 17 km NE mit dem kleinen Aubrig ein. Im zwischenliegenden Gebiet grenzt Flysch am Alpenrand unmittelbar an die Molasse und dehnt sich alpineinwärts auf 7 km Breite bis zur Stirnfalte der Drusberg-Teildecke (Fluhbrig-Waaggewölbe) aus. Dies ist das Einsiedler Flyschgebiet, in welchem der Randflysch mit dem Flysch auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke oberflächlich zu einer Masse zusammengeschweisst erscheint.

Wir können im Querprofil dieser Flyschmasse vom Alpenrand einwärts oder tektonisch von unten nach oben folgende Zonen unterscheiden:

a. Äussere Schuppenzone des Einsiedler Flysches: Lauerzersee (Schwanau-Ottenfels)-Schornen-Engelstock; Trittalp-Wassersprung-Kalchfluh, Kalch-Steinbach und Rustel-Eutal zu beiden Seiten des Sihlstauses, Hirzegg-Vordertal-Trepsental. Unterer Teil des Flysches im Flibach bei Weesen (Gufler, Tschingelstein, Bachstein).

Schichtreihe: Repetierte Schuppen aus Amdenerschichten, transgredierenden Nummulitenkalkbank, Globigerinenmergel und stellenweise zugehörigem Sandsteinflysch als Jüngstem. Der Fazies nach beginnt die Ausbildung der transgressiven basalen Nummulitenbank in den nördlichsten tiefsten Schuppen bei Lauerz mit Grünsand oder Kalk mit *Nummulites gallensis* HEIM (tiefstes Mitteleocaen) und führt durch verschiedene Übergänge zu den typischen Einsiedler Nummulitenkalkbänken über (transgredierendes Untereocaen, bei Steinbach auch Rest von Paleocaen an der Basis). Wangschichten sind noch keine anwesend; die ganze Fazieszone muss deshalb N der N-Grenze der Wangentwicklung eingeordnet werden.

Der zugehörige Sandsteinflysch, der sich stratigraphisch nach oben aus den Globigerinenmergeln entwickelt, ist wegen der engen Aufeinanderfolge der Schuppen nur stellenweise vorhanden, z. B. über dem Ottenfels am Lauerzersee und bei Ruostel am Sihlsee, möglicherweise aber andererseits in besonderen Zügen zusammengehäuft. Vermutlich besteht aber ein Teil dieser Sandsteinzüge aus Splittern des Wäggitaler Flysches, die zusammen mit den äusseren Schuppen des Einsiedler Flysches in die Stellung des subalpinen Randflysches gelangt wären und innerhalb des letzteren eine besondere Unterzone a_1 bilden würden (Feldrederligat z. T. ?).

b. Parautochthone Elemente, wie Wageten und Kapfenberg bei Weesen, oder auch nur durch die Überschiebung der helvetischen Hauptdecke verschleppter autochthoner oder parautochthoner Flysch (Taveyannazsandstein, Gruontalkonglomerat unter dem Urmiberg).

c. Randkette oder wo diese fehlt, Spur der Aufschiebungsfläche der Randkette, welche von unten her in den Flysch hinaufgreift. Dabei scheinen Urmiberg und Aubrig nicht genau in der gegenseitigen Verlängerung voneinander zu liegen, sondern gegeneinander verschoben zu sein. Die Aufschiebungsspur der Randkette des Urmibergs verläuft, sich gegen E verlierend, in den Flyschmassen etwas südlicher weiter alpenwärts als die des Aubrig. Die beiden Randkettenelemente sind einander auch sicher nicht tektonisch äquivalent; das im E neu auftauchende Randkettengewölbe des Aubrig scheint sich eher aus einer Verlängerung des Morschacher Gewölbes zu entwickeln, während der Urmiberg als Schuppe zwischen das letztere und den Rücken der Axen-Decke hineingehört. Zwischen die beiden Aufschiebungsspuren schaltet sich ein Teil des Komplexes *d* (siehe unten) ein.

Wo die Randkettenelemente aus dem Flysch empor tauchen, sind sie beiderseits mit eigenen Flyschhüllen versehen, die z. T. aus der zugehörigen Oberkreide samt Alttertiär bestehen, z. T. aus verschiedenen, auf dem Vormarsch von den helvetischen Decken verschleppten Elementen des Autochthonen oder Parautochthonen: Taveyannazsandstein und Gruontalkonglomerat unter dem Urmiberg. Im E entspricht diesen verschleppten Elementen an der Basis der Randkette die ganze Wagetenschuppe.

Das Aubriggewölbe besitzt eine beidseitig wohl ausgebildete Flyschhülle von Oberkreide und Alttertiär: Die auf Amdenerschichten transgredierende Nummulitenbank besitzt die Fazies der Gallensisgrünsande und die darauffolgenden Globigerinenmergel haben vielfach eine wiederum amdenerähnliche dunkelgraue Ausbildung.

Wo die älteren Gesteine des Aubriggewölbes untertauchen, besteht die Zone *c* nur aus dieser zugehörigen Flyschhülle, so z. B. in der östlichen Verlängerung des Aubrig gegen die „Scheidegg“ im sog. Leistmergelzug Trepsental-Oberurnen (37).

d. „Wäggitaler Flysch“: Sandsteinflyschzone, bestehend aus Flyschsandsteinen und -kieselkalken banaler Fazies, Fukoiden- und Helminthoidenschiefer und -kalk, polygenen Breccien und Kristallinkonglomeraten. Verlauf: Schwyz-Hochstuckli-Alptal-Spital-Schräh-S-Ende des Sihlstauses-In der Flüh-Nüssen-Schlierentobel-Wäggitaler See-Brüschstock-Oberseetal; östliche Fortsetzung?

e. Innere Schuppenzone des Einsiedler Flysches:

e1: Schuppenzone vor und unter der Front der Fluhbrig-Waag-Stirnfalte: Haggenegg N Mythen-Brunni im Alptal-Zweckentobel-Grat Furggelenstock-Butzifluh-Gschwendstock-Stöckweid-Nidlau-Karrenstock-Sihltalhütte-Brehmenrain E Fluhbrig.

Schichtreihe: Amdenermergel-untereocaene Einsiedler Nummulitenkalkbank (infolge transgressiver Auflagerung des mitteleocaenen oberen Grünsandes (Exponens-Grünsand = Steinbachfossilschicht) von oben her stark in der Mächtigkeit reduziert), Globigerinenmergel, jüngerer Sandsteinflysch mit polygenen Breccien.

e2: Schuppenzone auf und unmittelbar vor dem Stirngewölbe Fluhbrig-Waag: Stockfluh bei Unteriberg.

Schichtreihe: Amdenerschichten, Wangschichten, mächtige untereocaene Einsiedler Nummulitenkalkbank, und ihr transgressiv auflagernder jüngerer Quarzsandstein. Übereinstimmende Schuppen des Mützensteins, der Rotwand und des Muttsteins N Fluhbrig.

Die Sedimente der Schuppenzone *e* gehören zum normalen Sedimentmantel der Drusberg-Teildecke und sind davon nur ab- und zusammengeschoben. In die östliche Verlängerung dieser Zone gehören die oberkretazisch-alttertiären Schuppenmassen im Innern der Fliegenspitz-Wildhauser-Mulde, sowie des Fähnernetzgebietes (ohne Fähnernetzgipfelsandstein?).

f. Fidersberg-Spirstockzone: Südlichste Relikte von Alttertiär auf dem Rücken der Drusberg-Teildecke, in normalstratigraphischem Verband mit der unterliegenden Kreideserie: Krauterenwald E Fronalpstock, Spirstock S Ibergeregg, Seeblistöckli, Roggenegg, Fidersberg. Profil: Über Wangschichten transgressive untereocaene Einsiedler Nummulitenkalkbank, welche aber durch vor-mittelleocaene Erosion von oben her in ihrer Mächtigkeit stark, stellenweise bis auf 0 reduziert ist, darüber transgressiver Quarzsandstein, dann Globigerinenmergel, z. T. in der Fazies von Blockmergeln (mit Blöcken von Einsiedler Nummulitenkalk und aller Stufen der helvetischen Kreide bis hinunter zu den Drusbergschichten), zuoberst Spirstock-Gipfelsandstein mit polygenen Breccien (Priabon?).

B. DER EINSIEDLER FLYSCH.

Die Schuppen der äusseren und der inneren Schuppenzone des Einsiedler Flysches gehören offenbar faziell sehr nahe zusammen. Als erste Handhabe für die fazielle Abwicklung der Schuppenzonen und deren Hintereinanderordnung im ursprünglichen Ablagerungsraum kann die Fazies der Oberkreide dienen: Schuppen, welche die untereocaenen Nummulitenkalkbänke in Transgression auf Amdenerschichten enthalten, sind offenbar N von denjenigen einzuordnen, welche solche Nummulitenkalke auf Wangschichten transgredierend enthalten. Auf die sehr interessanten Faziesübergänge und -veränderungen, welche sich im Faziesquerprofil innerhalb der Ausbildung der Einsiedler Nummulitenkalkbänke vollziehen, kann hier nicht eingegangen werden, ohne weiter auf die Stratigraphie dieses Untereocaens und Paleocaens einzutreten. Dies wird Sache der eingangs erwähnten, im Manuskript vorliegenden Arbeiten sein. Es kann hier nur gesagt werden, dass diese Faziesverwandtschaften eine exakte Hintereinanderordnung der Schuppen in allen Zonen des Einsiedler Flysches gestatten, woraus eine genaue Rekonstruktion des Ablagerungsraumes des Einsiedler Flysches abgeleitet werden kann.

Es muss auf jeden Fall angenommen werden, dass der ganze Ablagerungsstreifen der äusseren und inneren Schuppenzone des Einsiedler Flysches sich noch N von den Relikten der Zone *f* einschieben muss, die noch auf ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage fixiert geblieben sind.

Die Grenze der ausschliesslich Amdenermergel zeigenden gegen die im obersten Teil Wangfazies zeigende Ausbildung der Oberkreide zieht sich im Gebiet der nicht verschobenen Relikte der Zone *f* gerade durch den Fidersberg, wo man im jüngsten Teil der Oberkreide, unmittelbar unter der transgredierenden Nummulitenkalkbank, eine Art faziellen Überganges von der Amdener- in die Wang-

fazies findet. Einen ähnlichen Übergang findet man in den vom Rücken der Drusberg-Deckfalte wenig abgeschobenen Schuppen der inneren Zone des Einsiedler Flysches am Gschwendstock. Die Schuppen der äusseren Zone zeigen noch nirgends Anklänge an Wangfazies und sind noch nördlicher einzuordnen. Ein Vorkommen eines typischen Einsiedler Nummulitenkalkes bei Brehmenrain E unter der Fluhbrigfalte, schon in der Synklinale zwischen Räderten- und Fluhbrig-Teildecke, zeigt an, dass auch der Rücken der Räderten-Decke bereits innerhalb der nördlichsten Teile der Einsiedler Faziesentwicklung fällt.

Es ist zu beachten, dass uns auf dem Rücken der Säntis-Drusberg-Decke, von ihrer Stirn am Aubrig, wo wir noch Alttertiär in stratigraphischem Verband mit ihrer Kreide kennen, südwärts bis an den heutigen Erosionsrand dieser Kreide am Drusberg, bereits eine Abwicklungsbreite von 15 km zur Verfügung steht, auf welcher Strecke nur vereinzelte Relikte von Einsiedler Nummulitenkalk in stratigraphischem Verband mit der Kreide gefunden werden, sodass uns der ganze übrige Raum zur Einlogierung des Faziesbezirks der Schuppenmassen mit Einsiedler Nummulitenkalken zur Verfügung bleibt. S von Drusberg bleiben bis zum Vorderrheintal mindestens noch weitere 15 km des Deckenrückens zur Verfügung zur Unterbringung weiterer Streifen des südhelvetischen Flysches, welche ihrer Fazies nach S der Relikte Fidersberg-Spirstock beheimatet sein können.

Was die stratigraphisch jüngsten Schichten des Einsiedler Flysches betrifft, so beobachtet man eine Zunahme der klastischen Fazies in südlicher Richtung. Die Schuppen der äusseren Zone *a* zeigen über dem oberen Grünsand der Nummulitenkalkbank noch mächtige Globigerinenmergel, welche bei Eutal zu einer Zone von 800 m Querprofilbreite zusammengehäuft sind. Aber auch hier findet man schon Übergänge in Sandsteinflysch, wo die Schuppung nicht zu eng ist, so dass die jüngsten Schichten erhalten sind und nicht, wie dies gewöhnlich der Fall ist, bereits wieder von den Amdenerschichten der nächst höheren Schuppe abgeschnitten werden. Der zugehörige Sandsteinflysch scheint sich oft mechanisch von den tieferen Schichten getrennt zu haben und er findet sich dann für sich zusammengehäuft.

In der Südzone wird, wie A. JEANNET (17, 18, 19) beschrieben hat, der untereocaene Nummulitenkalk durch einen hangenden transgressiven Quarzithorizont, in welchem aufgearbeitete untereocaene Nummuliten vorkommen, abgeschnitten. Dieser Transgression mitteleocaenen Alters ging eine Erosionsperiode voraus, in welcher die untereocaenen Kalke z. T. völlig abgetragen wurden. Auf den Quarzit folgen die Blockmergel, welche zufolge der Transgression ganze Blöcke von untereocaenem Einsiedler Nummulitenkalk neben Blöcken aus allen Horizonten der helvetischen Kreide bis hinunter zu den Drusbergsschichten enthalten. Die Blockmergel enthalten ausserdem neben aufgearbeiteten untereocaenen Nummuliten der Einsiedler Kalke auch reichlich Exemplare von *Assilina exponens*, welche aber ebenfalls einen aufgearbeiteten Eindruck machen, so dass die Datierung dadurch nicht eindeutig ist. Möglicherweise handelt es sich um jüngstes Mitteleocaen. Am Gipfel des Spirstocks transgrediert darüber mit sichtbarer Winkel diskordanz ein Sandstein, wiederum unter Aufarbeitung der im liegenden Mergel enthaltenen Nummuliten. Diese jüngste Sandsteinformation, welche bereits Priabon darstellen könnte, nimmt bald polygene Sandsteine mit viel Kristallintrümmern auf. Solche findet man auch in der inneren Schuppenzone *e* des Einsiedler Flysches an manchen Stellen noch ziemlich dicht über dem Dach der Einsiedler Nummulitenkalke. Die Serie des Einsiedler Flysches scheint also wenigstens in der Südregion nach oben mit Flyschsedimenten grob-orogener Facies zu endigen.

Diese sind ihrer stratigraphischen Stellung nach offenbar äquivalent dem intermediären Sandsteinflysch, dem Lavtinaflysch im oberen Teil des Blattengratkomplexes.

C. DER WÄGGITALER FLYSCH.

Dieser mächtige Sandstein-Helminthoidenflyschkomplex ist dem Einsiedler Flysch offenkundig aufgeschoben. In der tektonischen Karte von OBERHÖLZER (34, Taf. 8) finden wir zwar die äussere Zone des Einsiedler Flysches mit der hier zu betrachtenden Zone zusammen in der schwarzen Farbe der „Wildflyschdecke“ zusammengefasst, die inneren Zonen des Einsiedler Flysches dagegen in der Signatur der Drusberg-Decke dargestellt. KRAUS (22) hat wohl erstmals die Masse des Wäggitaler Flysches deutlich abgeschieden und ihre deckenartige Überschiebung auf die Unterlage postuliert; und zwar schon deswegen, weil seiner Ansicht nach dieser Flysch kretazisch war, also älter als der unterliegende, Nummulitenkalke enthaltende Einsiedler Flysch. Nach seiner Meinung bildet der Wäggitaler Flysch die westliche Verlängerung der Sigiswanger Decke des Allgäus. Die Annahme kretazischen Alters beruhte zunächst durchaus auf lithologischen Analogieschlüssen nach den dortigen Verhältnissen, hat sich aber nun durch Mikrofossilien in unerwarteter Weise bestätigen lassen.

Nach der Entdeckung der Sideroliten im Sardona-flysch fand ich unter den Materialien von Herrn Dr. A. OCHSNER aus dem Wäggitaler Flysch, die derselbe mir in verdankenswerter Weise demonstrierte, ebenfalls einen Sandkalk mit *Siderolites*. Eine kurze Begehung, die ich danach zur Bestätigung dieses Fundes im Wäggitaler Flysch unternahm, zeigte mir, das *Siderolites*-haltige Sandkalke, welche mit denjenigen der Sardona faziell nahe übereinstimmen, in diesem Flyschkomplex häufig sind. Überhaupt stimmt die lithologische Zusammensetzung der Serie des Wäggitaler Flysches in gewissen Partien mit derjenigen des Sardona-flysches völlig überein. Es kommen in den Niveaux mit *Siderolites*-Sandkalken dieselben Fukoiden-Helminthoiden-Gesteine vor wie in der Sardona, und auch wangähnliche Schiefer und Kristallinkonglomerate, wie sie in den schwarzen Schiefen des Sardona-flysches 4—5 eingeschaltet sind, haben eine grosse Verbreitung. Allein bis jetzt habe ich keine Äquivalente des Sardonaquarzites sehen können.

Allerdings stimmt nicht der gesamte Wäggitaler Sandsteinflyschkomplex in seiner Ausbildung mit dem kretazischen Teil des Sardona-flysches überein. Grosse Partien, besonders im Schlierenbachtobel des westlichen Wäggitals, bestehen aus gutgebankten Flyschsandsteinen mit kohligen Resten und Kieselkalcken, durchschossen von schwarzen Tonschiefen, wie sie in dieser regelmässigen, gut geschichteten Weise in der Sardona-flyschserie kaum vorkommen. Es ist sehr wohl möglich, dass diese Gesteine zwar mit zum Wäggitaler Flysch gehören, aber dass es sich hier um alttertiäre Anteile der Serie handelt, die im Sardona-flysch nicht mehr in derselben Weise entwickelt sind, jedoch faziell etwas an den Lavtinaflysch erinnern und stark mit dem Schlierenflysch Obwaldens übereinstimmen.

Die Sandsteinflyschmasse zieht sich mit gleichbleibender Zusammensetzung vom Wäggital über das Sihltal in die Gruppe Schräh-Spital und über das Alptal ins Hochstuckli-Haggen-Gebiet, wo man ihren Querschnitt an der Strasse Schwyz-Sattel wieder studieren kann. Die Stratigraphie dieser westlichen Profile habe ich noch nicht untersucht. Dies und eine genauere Untersuchung im Wäggital selbst, wo meine Begehungen sich sozusagen nur auf Stichproben beschränken, wird die nächstliegende Aufgabe sein.

Um eine praktische Bezeichnung zur Hand zu haben, werde ich in Zukunft für die ganze hier betrachtete Flyschzone die Bezeichnung „Wäggitaler Flysch“ verwenden. Diese Flyschmasse ist ohne Zweifel mit dem Sardonafliesch sehr nahe verwandt und man geht wohl nicht zu weit, wenn man auch für den Wäggitaler Flysch eine Herkunft aus dem nordpenninischen Flyschtrogl postuliert. Es ist nur zu beachten, dass die Zone Wäggital-Schwyz bereits bedeutend W von der Sardona und noch weiter W vom Prätigau entfernt liegt, so dass wir es auf jeden Fall mit einer westlicheren Entwicklung des penninischen Flysches zu tun haben.

Die Auflagerungsfläche des Wäggitaler Flysches auf seine Unterlage ist durch verschiedene nachträgliche Vorgänge gestört und der Überschiebungscharakter dadurch verschleiert worden. Bei der Gliederung der Säntis-Drusberg-Decke in die 3 grossen Deckfalten ist die aufliegende Decke des Wäggitaler Flysches mitverfaltet und in die Mulde zwischen Wiggis und Räderten und auch in diejenige zwischen Räderten und Fluhbrig eingewickelt worden, wie dies schon KRAUS gezeichnet hat. Die Schuppen des Muttsteins, der Rotwand und des Mützensteins (innerste Zone *e2* des Einsiedler Flysches) liegen dem Wäggitaler Flysch in stratigraphisch normaler Stellung auf, sie sind wohl noch späterer Entstehung. Auch im Grat zwischen Sihltal und Alptal erscheint der Wäggitaler Flysch unter die Schuppen der inneren Zone des Einsiedler Flysches (Gschwendstock-Bützifluh) hineingewickelt.

Der Nordrand des Wäggitaler Flysches wird gebildet durch das nachträglich von unten aufgestiegene Gewölbe des Aubrig. Da die durchspiessende Aufwärtsbewegung des Aubrig gerade ungefähr an der Grenzfläche Äussere Zone des Einsiedler Flysches-Wäggitaler Flysch erfolgte, erscheinen diese beiden Zonen auf der Strecke, wo das Aubrigelement *c* als Randkette vorhanden ist, voneinander getrennt, wo es gegen W verschwindet, kommen sie im Alptal in unmittelbarem Kontakt.

An der Strasse Schwyz-Sattel liegt deshalb bei Burg und gegen den Engstock der Wäggitaler Flysch immer noch unmittelbar der äusseren Zone des Einsiedler Flysches auf.

Hier und überall sonst ist es nicht leicht, den Wäggitaler Flysch, wo er im unmittelbaren Hangenden des Einsiedler Flysches auftritt, zu unterscheiden von denjenigen Sandsteinhorizonten, welche als jüngstes Schichtglied zur Serie des Einsiedler Flysches selbst gehören. Ob deshalb in einzelnen Sandsteinzügen der äusseren Zone des Einsiedler Flysches zum letzteren gehöriger Sandsteinflysch oder aber in den Randflysch geratener Wäggitaler Flysch zu sehen ist, bleibt noch zu untersuchen (z. B. Sandsteinzüge von Wilerzell bis zum Feldrederligrat).

Partien der Sandsteinzone des Feldrederligrates N unter der Wageten dürften aber mit ihrem Gehalt an Fukoidengesteinen höchst wahrscheinlich dem Wäggitaler Flysch angehören. Die Superposition der Elemente Einsiedler Flysch-Wäggitaler Flysch hat deshalb bereits bestanden, als die hangenden Flyschmassen auf dem Deckenrücken nachträglich durch die Durchspiessung des Aubrig durchschert wurden, sodass dabei auch Teile des Wäggitaler Flysches mit in die Position des Randflysches geraten konnten.

Die in der östlichen Verlängerung des Urmiberges anzunehmende Aufschiebungsfläche scheint, wie oben gesagt, nicht in derselben Nut zu verlaufen wie die Aubrigaufschiebung und zielt bei Seewen mitten in die Sandsteinflyschmasse des Hanges von Haggen hinein. Hierdurch gerät hier ein Teil des Sandsteinflysches ohne Zweifel in die tektonische Position des subalpinen Randflysches.

D. ÖSTLICHE VERLÄNGERUNG DES WÄGGITALER FLYSCHES.

Östlich vom Wäggital zieht sich der Sandsteinflysch in die Oberseemulde, ein anderer Zweig vielleicht noch unter den Friedlispietz hinein, d. h. wiederum unter die Randkette der helvetischen Hauptdecke. Was hier noch Wäggitaler Flysch, was zur Drusberg-Säntis-Decke gehöriger helvetischer Flysch ist, bleibt noch abzuklären. Weiterhin könnte man die Verlängerung des Wäggitaler Flysches in der Amdener- und Wildhausermulde erwarten.

Doch ist es mir nach meinen eigenen bisherigen Beobachtungen in diesen letztgenannten Gebieten, die ich allerdings seit meiner Entdeckung des kretazischen Alters des Sardonafliesches nicht mehr zu revidieren die Gelegenheit hatte, noch unklar, welche Flyschteile hier mit dem Wäggitaler Flysch parallelisiert werden könnten. Der in der Amdenermulde und der Fliegenspitzenmulde enthaltene Sandsteinflysch enthält allerdings auch Fukoiden, doch sind diese auch im alttertiären Lavtinaflysch ja sehr verbreitet. Sandkalke von der Art der *Siderolites*-verdächtigen Gesteine habe ich nicht finden können. Ausserdem enthält der Flysch der Amdenermulde die höchst auffallenden Einlagerungen von roten und grünen Tonschiefern (siehe Karte ARN. HEIM, 12, und 9, p. 65), die in Verbindung mit bunten, granitischen Sandsteinen und Konglomeraten von grünem Granit auftreten; eine Gesteinskombination, wie sie mir nur aus dem Priabon der Sattelzone, dort aber in höchst ähnlicher Ausbildung bekannt ist. Diese Gesteine haben nichts zu tun mit Couches-rouges-ähnlichen senonen Foraminiferenmergeln, sind auch kaum mergelig und völlig fossilieer. Die Hauptmasse des Flysches bilden stellenweise schwarzgraue, schalig brechende Mergelschiefer mit Sandsteinbänkelein, Ölquarziten und polygenen Breccien, wie sie im „Wildflysch“ der südwestschweizerischen Alpen verbreitet sind. In der Fliegenspitzenmulde spielen alttertiäre Globigerinen-Fleckenmergel eine grosse Rolle, z. T. in tonigerer und sandigerer Ausbildung und mit Übergängen zu den vorigen Gesteinen. Die von ARN. HEIM dort gefundenen kristallinen „exotischen Blöcke“, welche er z. T. aus den Leistmergeln beziehen wollte, stammen meiner Meinung nach alle aus diesem alttertiären Teil der Flyschformation, deren Fleckenmergelsynklinalen oft in einer Weise in die Amdenermergelunterlage eindringen, dass nur genauestes Studium Kreide und Tertiär trennen kann.

Im ganzen handelt es sich um eine Mischung von Gesteinstypen, wie sie nicht dem gutgeschichteten oberkretazischen Wäggitaler Flysch, sondern durchaus dem „Wildflysch“ des südwestschweizerischen „Ultrahelvetikums“ entspricht, und die ich auch hier für einen aus den mitteleocaenen Globigerinenschiefern nach oben hervorgehenden, zur Hauptsache vielleicht schon priabonen, groborogenen Flysch halte. Was die Zugehörigkeit dieses Flysches betrifft, so scheint er mir in der Wildhausermulde und der Fliegenspitzenmulde stratigraphisch unmittelbar zu der Kreideunterlage dieser Mulden zu gehören, d. h. zu den Amdenerschichten, die ihrerseits, wie ARN. HEIM feststellte, hier bereits flyschartig sind und Kieselkalkbänkelein und Ölquarzite, aber m. M. nach kein Kristallinmaterial enthalten.

Es handelt sich folglich hier meiner Ansicht nach um eine Leimeren-artige Faziesentwicklung in ostschweizerischer Abänderung, d. h. um eine aus Oberkreide und vor allem Priabon sehr lückenhaft zusammengeschweisste Serie, wobei das letztere ohne Zwischenschaltung einer basalen transgressiven Nummulitenkalkbank stratigraphisch unmittelbar der Oberkreide aufruht. Der Unterschied gegenüber der SW-schweizerischen Leimerenserie besteht nur darin, dass die Schichtlücken doch nicht so gross sind, indem hier die priabone „Wild-

flyschserie“ nicht unmittelbar dem Turonkalk, sondern der mächtigen, mergeligen Oberkreide der Amdenerschichten aufruht.

In der Fliegenspitzmulde sind mit dem höheren Teil des Flysches am Fliegenspitzgrat auch Linsen von Wangschichten und Nummulitenkalke vom Einsiedler Typus verknüpft. Hier handelt es sich um Flyschmassen, die aus Regionen S des Leistkamms in die Fliegenspitzmulde hineingeglitten sind und nun deren innerste Muldenfüllung ausmachen. Solche abgeglittene Flyschmassen mit Einsiedler Nummulitenkalken eines südlichen Faziestypus erfüllen auch den Kern der Wildhausermulde weiter östlich, wie ich bereits in Lit. 25 beschrieben habe. Die grosse Masse von Sandsteinflysch E Wildhaus gegen Zollhaus (13), welche auch die Unterlage der Grabser Klippe bildet, entspricht ihrem lithologischen Charakter nach stark dem Lavtinaflysch und dürfte, zu diesem Einsiedler Flysch gehöriger, jüngerer alttertiärer Sandsteinflysch sein. Diese ganze Füllung der Wildhausermulde ist zwar ortsfremd, dürfte aber nicht sehr weit hergekommen und bereits auf den unmittelbar S benachbarten Rückenteilen der Churfürsten beheimatet sein. Nur ihre obersten Schuppen enthalten bereits Wangschichten (Sömmerigkopf).

Die ganzen, auf dem Deckenrücken tektonisch etwas verschobenen Flyschmassen des Inhalts der Wildhausermulde, mit untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalken schliessen sich vermutlich unmittelbar S an die nicht verschobenen Flyschteile der Fliegenspitzmulde und Amdenermulde an, in welchen älteres, früher anwesendes Alttertiär auf einer aufragenden Schwelle durch die Priabontransgression eventuell wieder entfernt worden ist, ähnlich wie dies für die Leime-renfazies der SW-Schweiz stellenweise bewiesen ist.

Dass der Gipfelsandstein der Fähnern mit seinen Fukoidenmergeln der östlichen Fortsetzung des Wäggitaler Flyschzuges angehört, konnte bisher durch keine *Siderolites*-Funde bewiesen werden; es ist daher immer noch möglich, dass es sich um einen Lavtinaflysch-ähnlichen, alttertiären Komplex handelt, der stratigraphisch zu seiner Unterlage, dem Einsiedler Flysch der tieferen Fähnerschuppen gehört. Die letzteren ihrerseits sind nichts anderes, als die durch disharmonische Faltung nur wenig von ihrer Unterlage abgeschobenen Oberkreide-Alttertiär-Hüllen der südlicheren Säntisfalten inkl. Hohkasten-Teildecke.

Meiner Ansicht nach ist also eine Fortsetzung des Wäggitaler Flysches gegen E bis an den Rhein bisher nicht mit Sicherheit gefunden; die Mulden zwischen Churfürsten und Randkette liegen vielleicht schon zu hoch, als dass dieses höchste Flyschstockwerk heute noch darin erhalten geblieben wäre.

III. Fazielle und tektonische Beziehungen zwischen den Flyschmassen auf dem Rücken der nordostschweizerischen helvetischen Hauptdecke und den darunter eingewickelten Flyschmassen (Glarner Flysch und subalpiner Randflysch).

Hinsichtlich des Mechanismus, durch welchen Flyschmassen südhelvetischen bis penninischen Ursprungs unter den Schlitten der helvetischen Hauptdecke haben geraten können, sind a priori zwei verschiedene Hypothesen möglich:

A. Man kann sich vorstellen, dass beim Überschiebungsvorgang und Vormarsch der helvetischen Hauptdecke selbst, vor allem wenn sich derselbe nach gleittektonischer Mechanik wenigstens im letzten Akt auf einer absteigenden Bahn vollzogen hätte, die in der Schichtreihe obenaufliegenden beweglichen ober-

kretazisch-alttertiären Flyschmassen der Bewegung des Deckenkörpers jeweils vorausgeeilt wären. Diese Flyschmassen hätten vor der Front der Decke liegende Depressionen, vor allem die Depression am Aussenrande der Schüttung des autochthonen Flysches (Altdorfersandstein-Gruontalkonglomerat), derart ausgefüllt und ausgeebnet, dass sie vom nachrückenden Hauptkörper der Decke jeweils überfahren worden wären. Ein solcher Vorgang könnte nicht nur einmal, sondern mehrfach hintereinander während des Deckenvormarsches sich vollzogen haben, so dass nicht alle eingewickelten Flyschmassen ein und demselben derartigen Vorgang ihre Lage unter dem Deckenschlitten verdanken müssten.

B. Man kann aber als eine zweite Hypothese auch annehmen, der Vorgang der helvetischen Deckenbildung sei zum mindesten in zwei getrennten Phasen verlaufen, indem zunächst in einer Vorphase die bewegliche Flyschhaut des südhelvetischen Faziesgebietes und des anschliessenden nordpenninischen Flyschtroges unter der Wirkung höherer tektonischer Elemente — wofür als Motor die ostalpinen Decken in Frage kommen — von ihrer zu der Zeit noch in Ruhe befindlichen stratigraphischen Unterlage abgeschoben, quasi vor der Front dieser höheren vorrückenden Massen zusammengebürstet worden seien. Diese mechanisch selbstständigen Flyschmassen wären in dieser Vorphase des helvetischen Faltungsvorganges auf den Rücken der noch in Ruhe verharrenden Sedimente der mittelnordhelvetischen Schelfregion aufgeschoben, ja bis über die Zone des nachmaligen Aarmassivrückens hinweggeschoben worden. Erst danach wären in der helvetischen Hauptphase auch die älteren Sedimente des süd-mittelhelvetischen Ablagerungsraumes in Bewegung geraten; und zwar hätte sich dabei zunächst an der Grenze des nördlichen (Autochthon) und mittleren helvetischen Ablagerungsraumes innerhalb der helvetischen Schichtreihe eine schief nach N aufsteigende listrische Fläche angelegt, welche heute die Schubbahn an der Basis der helvetischen Hauptdecke bildet. Die Hauptscherfläche hat auch die hangenden, bereits in der Vorphase aufgeschobenen Flyschmassen durchschert, welche solchermassen in zwei Teile zerschnitten worden sind. Hievon würde der nördliche Teil beim Vormarsch der Decke auf diese Weise unter die neu angelegte Schubbahn geraten, der südliche auf dem Deckenrücken passiv mitverfrachtet worden sein.

Der Vorgang, durch welchen südlichere und höhere Massen unter die Überschiebungsbahn der helvetischen Hauptdecke hineingeraten sind, wäre nach dieser Vorstellung nicht als Einwicklung im gewöhnlichen Sinne, sondern als eine Dekkendurchschörung oder Deckenverschuppung zu beschreiben.

C. Als dritte Hypothese käme ein eigentlicher Einwicklungsvorgang in Frage, worunter ich wesentlich einen Vorgang verstehe, bei dem tektonisch höhere Massen durch eine als Überfaltung oder Überrollung zu bezeichnende Bewegung unter die Front von tieferen tektonischen Massen hineingeraten. Ein solcher Vorgang ist nicht unbedingt zweiphasig zu nennen, denn es genügt, dass während eines kontinuierlichen Überschiebungsvorganges die Vorwärtsbewegung in den höheren tektonischen Massen früher abklingt als in den tieferen, um solche Einwicklungen durch Überrollung zu erzeugen. Als Einwicklungen dieser Art möchte ich z. B. die Vorgänge ansehen, durch welche die hochhelvetischen tektonischen Elemente der südwestschweizerischen helvetischen Alpen, Plaine-Morte-Bonvin-Decke (Tour d'Anzeinde) und die penninische Laubhorn-Decke unter die Front der tieferen helvetischen Decken eingewickelt wurden („Ultrahelvetikum“ zwischen Diablerets- und Morcles-Decke am Pas de Cheville, usw.). Obwohl eine weitgehende Analogie zum Glarner Flysch darin besteht, dass auch hier Teile der südhelvetisch-nordpenninischen Fazieszonen

unter die aus den nördlicheren helvetischen Fazieszonen hervorgegangenen tektonischen Einheiten hineingeraten sind, so dürften doch die mechanischen Prozesse in beiden Fällen nicht die gleichen gewesen sein. Die drei unteren helvetischen Decken der SW-Schweiz sind übertriebene liegende Falten, und nicht Abscherungsdecken, wie die NE-schweizerische helvetische Hauptdecke; und die eingewickelten höheren Elemente haben um die Front der sie überrollenden tieferen Einheiten herum einen kontinuierlichen Zusammenhang zu eigenen Wurzelzonen beibehalten.

Nach meiner Ansicht kann keine dieser drei mechanisch-geometrischen Hypothesen für sich allein und ausschliesslich die heutige Disposition der nordostschweizerischen Flyschmassen erklären; jeder der drei Vorgänge hat aber an der Erzeugung der uns heute vorliegenden Verhältnisse mitgewirkt.

Was zunächst die Hypothese A betrifft, so lässt sich eine Entstehung der heutigen Disposition der Flyschmassen ausschliesslich infolge und während eines kontinuierlichen Vorschubes der helvetischen Hauptdecke deshalb nicht annehmen, weil wir ja gewisse Teile derselben sowohl unter dieser Decke wie auf deren Rücken als penninischen Flysch ansehen müssen. Auch wenn wir die *Mise en place* der Flyschmassen nach gleittektonischem Mechanismus als eine Art sackungs- oder lawinenähnlichen Vorgang während des Vorschubes der helvetischen Hauptdecke erklären wollten, so müssten wir annehmen, dass wenigstens die penninischen Flyschmassen zunächst in einer Vorphase auf die südhelvetische Region überschoben worden seien, um dann beim Vormarsch der helvetischen Hauptdecke zusammen mit den südhelvetischen Flyschmassen abzugleiten. Wir benötigen auf jeden Fall die Annahme einer Vorphase, welche in letzterem Falle als eine noch rein penninische Vorphase der helvetischen Faltung beschrieben werden könnte.

Wären nun alle südhelvetischen Flyschmassen mit dem ihnen auflagernden penninischen Flysch nach Hypothese A während der Überschiebung der helvetischen Hauptdecke en bloc nach N abgeschoben worden oder abgeglitten, dann müssten zunächst die nördlichsten beweglichen Teile des helvetischen Flysches, zusammen mit Teilen des auflagernden penninischen Flysches der Decke vorausgeeilt und unter den Schlitten geraten sein. Es müssten dann, wenn Randflysch und Glarner Flysch einer einheitlichen derartigen vorausgeeilten Flyschmasse ihre Entstehung verdanken sollten, im Randflysch die nördlichsten Faziesregionen des vormarschierten helvetischen Flysches, im Blattengratkomplex die nächstsüdlicheren enthalten sein, an beiden Orten kombiniert mit Teilen der aufliegenden penninischen Flyschmasse. Auf dem Deckenrücken wären die an den Blattengratkomplex anschliessenden südlichsten Fazieszonen des südhelvetischen Flysches nachgerückt. Wenn wir die helvetischen Anteile des Randflysches mit 1, den Blattengratflysch mit 2 und den helvetischen Flysch auf dem Deckenrücken mit 3 bezeichnen, so müssten sich die Fazieszonen dieser tektonischen Elemente im ursprünglichen Ablagerungsraum in der Reihenfolge 1—2—3 aneinanderfügen, woran sich dann die Fazies des penninischen Flysches 4 reihen würde. Eine solche Disposition stimmt aber mit den tatsächlich zu beobachtenden Faziesverwandtschaften nicht überein. Wir beobachten innerhalb des Glarner Flysches einen ziemlich genau und kontinuierlich zu verfolgenden Übergang der Fazies vom südhelvetischen Blattengratflysch zum penninischen Sardona-flysch, d. h. von 2 unmittelbar nach 4. Dass sich zwischen Blattengratflysch und Sardona-flysch in der ursprünglichen Disposition im Ablagerungsraum etwa noch Faziesstreifen einfügen sollten, welche wir heute im Randflysch oder im Profil des Sihltales in der

äusseren und inneren Zone des Einsiedler Flysches beobachten, das ist sehr unwahrscheinlich. Dem widerspräche schon die Tatsache, dass die höchsten Schuppen des Blattengratkomplexes mächtige Wangschichten zeigen; Randflysch, äussere und ein Teil der inneren Einsiedlerzone aber nur Amdenerschichten. In der Äusseren Zone des Einsiedler Flysches beobachten wir zudem in den höchsten Schuppen eine viel nähere Verwandtschaft der Fazies der Einsiedler Nummulitenkalkbänke zu derjenigen der Inneren Zone des Einsiedler Flysches als z. B. zu den tiefsten, nördlichsten Schuppen des Blattengratkomplexes. Ferner bestehen von der Inneren Zone des Einsiedler Flysches die nächsten faziellen Beziehungen zu den auf dem Rücken der Drusberg-Teildecke ortsfest gebliebenen Alttertiärrelikten der Fidersberg-Spirstock-Zone.

Als ursprüngliche Hintereinanderordnung der heute räumlich getrennten Komplexe muss also im Prinzip angenommen werden: Äussere Zone des Einsiedler Flysches (Randflysch) — Innere Zone des Einsiedler Flysches — Fidersberg-Spirstockzone — Blattengratflysch — Ragazer Flysch — Penninischer Flysch. Was den letzteren betrifft, so kann auf Grund fazieller Argumente allein z. Z. noch nicht ausgemacht werden, ob der Sardona-flysch N oder S des Wäggitaler Flysches einzuordnen ist.

Die in der Hintereinanderfolge der Zonen des Einsiedler Flysches zu beobachtenden Faziesverwandtschaften sind so eng, dass man sich auch nicht vorstellen kann, auf welche Weise z. B. ein so breiter Ablagerungsstreifen, wie wir ihn für die Abwicklung des Blattengratflysches benötigen, irgendwie aus dem Innern des Faziesstreifens des Einsiedler Flysches herausgeschnitten sein könnte. Im Gegenteil beobachtet man eigentlich im Faziesquerprofil des Blattengratflysches genau dieselbe vollständige Faziesverwandlung wie auf dem Deckenrücken im Einsiedler Flysch. Die Fazies der tiefsten Blattengratschuppen zeigt dieselben Gallensisgrünsandkalke, wie sie am Aubrig und bei Lauerz am N-Rand des Einsiedler Flysches vorkommen. Der Ablagerungsstreifen des Blattengratkomplexes beginnt also im NW mit dem selben Faziesstreifen, wie die Äussere Zone des Einsiedler Flysches. Von da an durch die Schuppen des Blattengratflysches in SE-licher Richtung durch das Faziesprofil fortschreitend, beobachtet man genau denselben Austausch der früh-mitteloceänen Nummulitenkalke mit *N. gallensis* durch die untereoceänen Nummulitenkalke und dieselbe langsame Veränderung in der Ausbildung der letzteren, wie wir sie im Einsiedler Flysch von NW nach SE beobachten. Wir können deshalb sagen, dass der Blattengratflysch inkl. Ragazer Flysch dieselben isopischen Zonen enthält, welche im Einsiedler Flysch auf dem Deckenrücken enthalten sind.

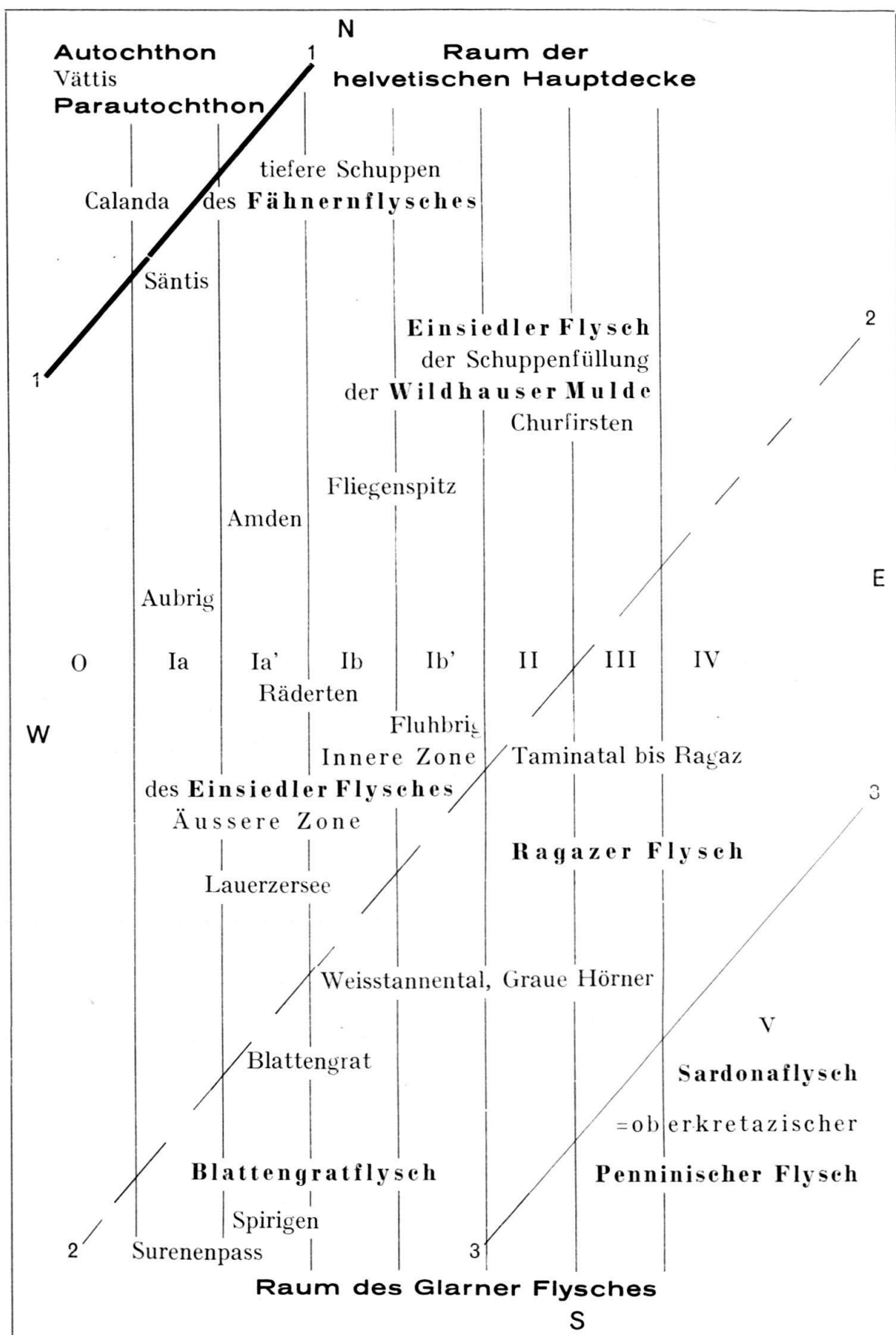
Diese Ähnlichkeit der Faziesabfolge innerhalb des Blattengratkomplexes und des Einsiedler Flysches kann nicht etwa durch eine ursprüngliche Wiederholung ähnlicher Faziesstreifen an anderer Stelle des Ablagerungsraumes erklärt werden. Sondern wir müssen zugeben, dass der Ablagerungsraum, aus dem der Flysch des Blattengratkomplexes herausgeschnitten ist, irgendwie so seitlich und in der unmittelbaren Verlängerung des Ablagerungsraumes des Einsiedler Flysches gelegen haben muss, dass sich dieselben isopischen Zonen aus dem einen Raum unmittelbar in den anderen fortsetzten. Man könnte unter diesen Umständen geneigt sein anzunehmen, dass der Raum des Blattengratflysches in der alpinen Streichrichtung seitlich, d. h. nordöstlich neben demjenigen des Einsiedler Flysches gelegen habe. Ein solches Verhältnis ist aber nicht gut möglich, da wir auch E vom Sihltal noch Einsiedler Flysch auf dem Deckenrücken finden, über Wildhausermulde und Fähnern bis hinaus ans Rheintal. Im Querprofil Fähnern-Wildhaus

beobachten wir noch stets dieselbe vollständige Faziesabfolge auf dem Deckenrücken, wie im westlichen Querprofil des Einsiedler Flysches oder im Blattengrat- und Ragazer Flysch. Da aber derselbe Ablagerungsstreifen nicht wohl an zwei Orten zugleich anwesend sein kann, so können wir den Blattengratkomplex auch nicht NE des Gebietes des Einsiedler Flysches des Sihltales einordnen.

Dies ist aber auch nicht nötig, denn die Lösung dieses Dilemmas liegt in einem bekannten Phänomen, das ja schon J. BOUSSAC beobachtet hat, nämlich der schiefen Überkreuzung der Isopen des Alttertiärs mit der helvetischen Faltenrichtung. Die Isopen weichen von der helvetischen Faltenrichtung, wenn wir der letzteren gegen NE folgen, gegen links, d. h. gegen N hin ab. Noch mehr als in den von BOUSSAC so genau untersuchten Zonen der SW-Schweiz lässt sich dieses Phänomen nach meinen Untersuchungen an den isopischen Zonen der südhelvetischen Bezirke der NE-Schweiz beobachten. Ich habe bereits oben darauf hingewiesen, dass die isopischen Zonen der Entwicklung der helvetischen Oberkreide in der Gegend des Rheintales direkt N-S verlaufen und auch die isopischen Zonen der Ausbildung des Alttertiärs, insbesondere der Fazieszonen der untereocänen Einsiedler Nummulitenkalke, laufen angenähert in dieser Weise, vielleicht noch etwas mehr gegen NNE. Dies heisst aber soviel, dass jeder mit helvetischem Faltenstreichen aus dem Ablagerungsraum herausgeschnittene Streifen nicht eine einheitliche Fazies, sondern, wenn man in seiner Längsrichtung fortschreitet, eine ganze Reihe isopischer Zonen des Flysches von W nach E nebeneinander geordnet enthält. Auf diese Weise ist es möglich, dass der Blattengratkomplex ursprünglich SE, alpenwärts, seitlich neben den auf dem Deckenrücken beheimateten Einsiedler Flyschmassen des Sihlquerprofiles gelegen hat und trotzdem, in Schuppen aufgehäuft, wieder ganz dieselbe Faziesabwandlung zeigt. Die isopischen Zonen des Einsiedler Flysches setzten sich südlich in das Gebiet fort, aus welchem der Blattengratkomplex stammt. Es steht nun auch von seiten der Faziesverhältnisse nichts mehr im Wege, dass die heutigen tektonischen Komplexe in einem NW-SE-Profil durch den ursprünglichen Ablagerungsraum sich in folgender Weise hintereinander ordnen: Einsiedler Flysch-Blattengratkomplex-Sardona-flysch. Ein Profil senkrecht zum helvetischen Streichen stellt aber kein Profil senkrecht zu den isopischen Streifen des Ablagerungsraumes dar; ein solches müsste mehr W-E laufen. Das Profil durch den Einsiedler Flysch-Wildhauser Flysch auf dem Deckenrücken und das Profil durch den Komplex Blattengrat-flysch-Ragazer Flysch stellen meiner Auffassung nach in einem wahren Querschnitt W-E durch den Ablagerungsraum, senkrecht zu dessen isopischen Zonen, zwei parallele Profilkulissen dar, die nicht hintereinander geordnet werden können. Die ursprüngliche Anordnung der tektonischen Komplexe im Ablagerungsraum könnte etwa in erster Annäherung mit umstehendem Karten-Schema des letzteren dargestellt werden.

Die *Mise en place* der Flyschmassen der NE-Schweiz können wir uns nach dieser Klärung auch der faziellen Zusammenhänge wie folgt vorstellen:

In einer Vorphase der helvetischen Faltung wurde eine aus der Flyschhaut des äussersten südhelvetischen und des benachbarten penninischen Flyschtroges bestehende Flyschdecke gegen NW verschoben. Die Front des penninischen Flyschanteils (Sardona-flysch) überholte dabei etwas die im Vorfeld zusammengeschürften südhelvetischen Anteile (Blattengratkomplex); auch war der Einschub dieser höchsten Flyschmassen unter verstärktem Einfluss des ostalpinen Motors vielleicht etwas stärker E-W gerichtet als in den tieferen Schuppen, sodass die



Überholung des Blattengratkomplexes vor allem in Richtung gegen W stattfand. Während der Haufen des helvetischen Flynches bis über das heutige Aarmassiv hinweggefegt wurde, rückten hinten immer südlichere Teile (event. Wäggitaler Flysch) über das noch ruhig liegende Gelände des mittelhelvetischen Schelfgebietes nach. Danach vollzog sich bei der Hauptphase der helvetischen Deckenbildung die Deckendurchscherung in bereits beschriebener Weise und führte zur Überföhrung der heute als Glarner Flysch vorliegenden, sogenannt „eingewickelten“ Flyschmassen.

Für alle übrigen Phänomene der heutigen Disposition der Flyschmassen in der NE-Schweiz möchte ich die Ursache nicht mehr in dieser ersten Phase der helvetischen Faltung, sondern in der Hauptphase selbst suchen, der die helvetische Hauptdecke selbst ihre Mise en place verdankt. Die übrigen Verschiebungen der Flyschmassen, die für mich nurmehr Begleiterscheinungen dieser Überschiebung der Hauptdecke selbst sind, können ungefähr wie folgt sich vollzogen haben:

1. Teilphase: Mit dem Vorrücken der Säntis-Drusberg-Decke und der Entwicklung ihrer Rückenfallen (Räderten-Teildecke, Drusberg-Teildecke) gelangten die südlichsten Teile der vorerst mit ihrer Kreideunterlage im normalen Verband gebliebenen Flyschmassen des Deckenrückens relativ zu ihrer Unterlage in eine selbständige Bewegung. Es betrifft dies vor allem den mit mächtigen beweglichen Amdenerschichten versehenen Oberkreide-Tertiär-Mantel der Drusberg-Teildecke, welcher als eine mächtige „Flyschlawine“ der Front der Drusberg-

Kartenschema des helvetisch-nordpenninischen Ablagerungsraumes der NE-Schweiz, mit den isopischen Zonen der oberkretazisch-alttertiären Flyschbildungen.

0-IV NNE-SSW-streichende isopische Streifen der faziellen Ausbildung des helvetischen Alttertiärs (Nummerierung übereinstimmend mit Lit. 26, Taf. XII, I., Einzelheiten siehe dort).

0 = Zone der nordhelvetischen Grünsande mit *Assilina exponens* (Mittleocaen).

Ia = Zone der Grünsande mit *Nummulites gallensis* ARN. HEIM (basales Mittleocaen), transgressiv auf Amdenerschichten.

Ia' = Zone der Kalke mit *Num. gallensis* (basales Mittleocaen), transgressiv auf Amdenerschichten.

Ib = Zone der normalen untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke, transgredierend auf Amdenerschichten.

Ib' = Zone der Einsiedler Nummulitenkalke, transgredierend zumeist auf Wangschichten.

II = Zone der nicht mehr transgressiven untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke über einer Basis untereocaener Schiefer und zumeist bereits flyschartiger Oberkreide (Typus Pfäfers).

III = Zone des Ausklügens der untereocaenen Nummulitenkalke in den untereocaenen Schiefen, letztere meist über bereits wildflyschartigem Wangniveau.

IV = Zone mit Ragazer- oder Guschakopfsandstein an Stelle der untereocaenen Nummulitenkalke.

V = Zone des überwiegend oberkretazischen Penninischen Flynches (volle Ausbildung des Sardonaflynches).

1—1 SW-NE-streichende Ausbisspur der nachmaligen basalen Überschiebungsfläche der helvetischen Hauptdecke (Säntis - Drusberg - Verrucanodecke).

2—2 SW-NE-streichender Stirnrand des von der vor-helvetischen Flyschabschiebung erfassten südhelvetischen Gebietes (= Ausbisspur der basalen Schubfläche der Decke des Glarner Flynches).

3—3 SW-NE-streichende Ausbisspur der basalen Scherfläche der Grossschuppe des penninischen Sardonaflynches.

Teildecke (Fluhbrigstirnfalte) sozusagen vorausläuft, dabei die bereits in der Vorphase überschobenen penninischen Flyschmassen des Wäggitaler Flysches auf dem Rücken mittragend. Ob man sich diesen Vorgang, wie es nicht unwahrscheinlich ist, einfach als eine gleittektonische Verselbständigung der beweglichen Flyschmassen des Deckenrückens vorstellen will oder noch als einen eigentlichen Überschiebungsvorgang, macht keinen wesentlichen Unterschied. Der Einsiedler Flysch zwischen Vierwaldstättersee und Linth ist zur Hauptsache die weiter vorgezogene Umhüllung der Drusberg-Teildecke, vielleicht noch mit zusammengefügten Rückenteilen auch des Mantels der Räderten-Teildecke.

Im E stellt die Schuppenfüllung der Wildhauser Mulde mit ihren Amdenerschichten, Einsiedler Nummulitenkalken und mächtigen Fleckenmergelmassen eine analoge, nicht sehr weit vom Rücken der südlichen Drusberg-Decke abgeschobene Flyschmasse dar. In ähnlicher Weise sind auch die tieferen Schuppen des Fähnerrnflysches (vielleicht ohne den Gipfelsandstein dieses Berges) nichts anderes als die mechanisch verselbständigten Oberkreide-Alttertiärhüllen aller südlichen Sämtisfalten inklusive Hohkasten-Teildecke, die sich in disharmonischer Faltung von ihrer ursprünglichen stratigraphischen Unterlage entfernt haben.

2. Teilphase: Auf dem Rücken dieser nur unweit und bereits in engem tektonischem Zusammenhange mit der Ausbildung der Rückenfallen der Decke von ihrer Unterlage abgewanderten südhelvetischen Flyschmassen lag als passive Fracht die ihnen in der 1. Phase überschobene Decke des Wäggitaler Flysches. Die weitere Ausbildung der grossen liegenden Teilfalten des Deckenrückens Räderten und Drusberg hat bewirkt, dass die Schuppenmasse des Einsiedler Flysches in die Mulde zwischen diese beiden Teildecken „eingewickelt“ wurde und im Kern der Einwicklungsmulde liegt, wie dies im Querschnitt des Sihl- und des Wäggitaler Flysch gut zu sehen ist, von der Entwicklungsbewegung ebenfalls erfasst, der Wäggitaler Flysch. Diese Einwicklung wurde von KRAUS im Profil Fig. 2 von Lit. 22 durchaus richtig gezeichnet. Falls die Sandsteinflyschmassen im Oberseetal noch zum Wäggitaler Flysch gehören, so hat eine ähnliche Einwicklung auch unter der Stirn der Räderten-Teilfalte stattgefunden. Bei diesen Vorgängen auf dem Deckenrücken handelt es sich um echte Einwicklungsvorgänge, die nach dem mechanischen Schema der Hypothese C, d. h. durch Überrollungsbewegungen zustande kamen, von denen die bereits abgefahrene „Flyschlawine“ nachträglich betroffen wurde.

Weiter im E hat in der Wildhausermulde zwar keine eigentliche Einwicklung der hangenden Flyschmassen mehr stattgefunden, doch sehen wir immerhin die Schuppen des Wildhauser Flysches passiv tief in die Wildhauser Synklinale eingemuldet, wie wenn sie einfach das jüngste Schichtglied der Kreideserie der Sämtis-Churfürsten-Platte darstellten. Auch hier ist die relative Verschiebung der südhelvetischen Flyschmassen des Deckenrückens den letzten Deformationen dieses Rückens selbst vorausgegangen.

3. Eine letzte Teilphase der Deformation der Flyschmassen auf dem Deckenrücken steht im Zusammenhang mit der Schlussphase der helvetischen Deckenbildung, der Entstehung der Randkette der Sämtis-Drusberg-Decke. Diese letzte Deformation der hangenden Flyschmassen verläuft nun wahrscheinlich nach dem Schema A: Die Front der helvetischen Hauptdecke fährt über die ihr bereits vorausgeeilten Flyschmassen hinweg. Da die letzteren am Molasserand gebremst wurden, kann man sich mechanisch leicht vorstellen, dass die Hauptbewegungszone sich etwas alpenwärts verlegte und zu einer Auf-schiebung der steiferen Kreidestirn der Hauptdecke auf die vorausgeeilten Flysch-

massen führte. So entstand die Zone des subalpinen Randflysches, in welche wir vom Vierwaldstättersee bis an den Rhein einen Teil des Einsiedler Flysches und wahrscheinlich auch des hangenden Wäggitaler Flysches einbezogen sehen.

Man hat hier offenbar mechanisch-geometrisch eher einen Vorgang nach dem Schema A als nach dem Schema B vor sich, d. h. eine Überfahung der vorausgeeilten Rückenmassen der Decke durch die Decke selbst, ohne dass deshalb eine Zweiphasigkeit des Vorganges, im Sinne eines zeitlichen Unterbruchs in der Bewegung, angenommen werden muss.

IV. Überblick über die westliche Verlängerung der Flyschmassen auf dem Rücken der helvetischen Decken in der Zentral- und Südwestschweiz.

A. TEKTONISCHE GLIEDERUNG DER FLYSCHMASSEN DER ZENTRALSCHWEIZ.

Bei Schwyz bildet die Sandsteinmasse des Wäggitaler Flysches als Unterlage der Mythen offenbar die Kernfüllung derselben grossen Längsmuldung der Zentralschweiz Schwyz-Buochs-Obwalden, in welcher im W die Schlierensandsteinmasse gelegen ist. Es besteht kaum ein Zweifel, dass die letztere als westliche Fortsetzung des Wäggitaler Flysches zu betrachten ist, mit dem einzigen Unterschied, dass hier der alttertiäre Anteil, den wir in einem Teil des Wäggitaler Flysches nur vermuteten, dominiert und durch Nummuliten nachgewiesen ist.

Legen wir in der westlichen Zentralschweiz (Obwalden) ein Querprofil durch die Flyschmassen, so gelangen wir vom Alpenrand einwärts zu folgender prinzipieller Zonengliederung:

1. Subalpine Molasse.
2. Subalpiner Randflysch (vergl. Lit. 7).
 - a. Partien von Leimerenfazies und „Wildflysch“ mit exotischen Kristallinblöcken, Schürflingen aus südhelvetischem Mesozoikum, nur W vom Hohgant und wiederum am Pilatus (Malmlinse nach Buxtorf). Östlichste, auskeilende Fortsetzung der Préalpes externes der SW-Schweiz.
 - b. Partien mit Leimerenfazies, vor allem grünen priabonen Fleckenmergeln mit aufgearbeiteten Eocaen- und Untereocaenfaunen (Grobsandfazies von KAUFMANN (20, 7)), mit Turonkalklinsen als Ältestem.
 - c. Wangschürflinge mit darauf transgredierenden mitteleocaenen Lithothamnien- und Alveolinenkalken (südliche Fazies der Complanatakalk), darüber Globigerinenmergel und Quarzitbank.
 - d. Schürflinge von Taveyannazsandstein, zumeist dicht unter 3 in den Flysch eingeschuppt.
3. Randkette Pilatus-Schrattenfluh-Hohgant samt zugehörigem auflagerndem Alttertiär: Complanatakalk, Hohgantschiefer, Hohgantsandstein, Schimbergschiefer, Stadschiefer, letztere durch Wängenkalk als Priabon datiert.
4. Wangschürflinge und Complanatakalk S unmittelbar über der Platte der Randkette, deren Priabonmergeln auflagernd; z. B. S vom Schimberg. Ein ganzer Linsenzug von mittelhelvetischem Nummulitikum mit Complanataschichten zieht über dem Stadschiefer am SW-Fuss des Pilatus gegen die Kleine Schliere hin, abgeschürft aus Zone 7.

5. Es folgt ein Stockwerk aus Schuppen mit Leimerenfazies, bestehend aus Linsen von Globotruncanenkalk und -Schiefer und priabonem Flysch, dieser gemischt aus grünen Globigerinenfleckenmergeln und schwarzen sog. „Wildflyschmergeln“ in enger Wechsellagerung. Diese Zone wurde öfters für die stratigraphische Basis des Schlierenflysches genommen, ist aber als ein besonderes tektonisches Stockwerk aufzufassen, auf welches erst die Schlieren-Decke überschoben ist. Z.B. Profile von Junkholz bei Flühli, zwischen Schafmatt und Feuerstein (4, p. 515—516), Leimeren (40).
6. Der Schlierenflysch, unten beginnend mit den echten schwarzen Schlierenmergeln, dann in die sandsteinreiche Masse übergehend, von welcher wir wissen, dass sie in den oberen Partien durch Nummuliten als Unter-eocaen datiert ist (41, 24).
7. Am inneren, südöstlichen Erosionsrand der Schlierenflyschmasse kommen Reste der Schuppenstockwerke 3 und 4 unter der ersteren neuerdings zu Tage. Die tiefere Unterlage, welche im Becken des Sarnersees entblösst ist, wird gebildet durch die Flysch-Schuppenzone von Obwalden. Sie besteht aus zahlreichen isoklinalen Schuppen aus Oberkreide (Seewerschiefer—Amde-nermergel) — Nummulitenbank (mitteleocaener Complanatakalk-Exponens-grünsand) — Pectinitenschiefer — Quarzitbank — Stadschiefer. Das Schuppengebäude wird durch das Gewölbe der Hohen Brücke in zwei Teile geteilt: die Schuppenzone von Kerns im N und von Sachseln im S. Die Schuppenmassen beider Zonen gehören, wie dies Buxtorf betont hat, unmittelbar zur unterliegenden tieferen helvetischen Kreide der ganzen Synklinalzone zwischen Muetterschwandgewölbe und Niederbauengewölbe; die Schuppenmassen sind demnach, entsprechend auch der Fazies der Nummulitenbildungen, durchaus lokalen, mittelhelvetischen Ursprungs und nur infolge der Beweglichkeit der Oberkreide von ihrer Unterlage etwas ab- und zusammengeschürft worden.

B. HERKUNFT DER WANGSCHUPPEN UND DER LEIMERENSCHUPPEN (2, b & c; 4, 5).

Die Stockwerke 2b und 2c des subalpinen Randflysches unter der Randkette sind durchaus ähnlich den Stockwerken 4 und 5 über der Randkette. Es besteht kein Zweifel, dass es sich bei 2b und 2c nur um Teile von 4 und 5 handelt, die, bereits aufeinander gelagert, bei der späten Durchspießung der hangenden Flyschmassen durch die Randkette untief unter dieselbe eingewickelt wurden.

Was die Herkunft dieser Stockwerke betrifft, so ist die Heimat der Wangschuppen mit Complanatakalk in der Ausbildung von Lithothamnienkalk, geringmächtigen Pectinitenschiefern und einer nachfolgenden Hohgant-ähnlichen Quarzitbank auf dem südlichen Rücken der Wildhorn-Drusberg-Decke von Unterwalden zu finden, gerade etwa dort, wo uns heute noch die südlichsten Erosionsrelikte von Wang und Alttertiär auf dem Deckenrücken erhalten sind. Die N-Grenze der Wangschichten mit darauf transgredierenden mitteleocaenen Complanatakalken in Form von Lithothamnienkalk ist auf dem Deckenrücken von E nach W durch die Punkte markiert: Heitliberg N Brisen, Waseneggli S Niederrikenbach, Gummen SW Dallenwil, Giswil. Es ist bereits auf dem Deckenrücken zu beobachten, wie Schuppen aus dieser Fazieszone unter der Basis der Klippen nach N verschleppt worden sind: H. Haus hat bereits auf die Analogie aufmerksam gemacht, welche besteht zwischen 1. dem verschleppten Vorkommen von Wangschichten und Lithothamnienkalk mit Alveolinen bei Gören SE Stans, unter

dem Stanserhorn; 2. dem Vorkommen S des Schimberges und 3. den Wang-Complanatakalk-Schuppen im Randflysch unter der Schrattenfluh. Die Herkunft dieser Schuppen vom südlichen Rücken der Drusberg-Wildhorn-Decke ist unzweifelhaft.

Auch die Heimat der nachfolgenden Leimerenschuppen ist nicht so weit südlich zu suchen, wie man vielleicht denken möchte, sondern durchaus noch auf dem Rücken der Wildhorn-Drusberg-Decke. Bereits unter den Giswilerstöcken treffen wir an der Grenze Wang-Alttertiär merkwürdige Verhältnisse (41), indem der Complanatakalk teilweise bereits durch den hangenden Quarzit aufgefressen worden ist, der dann unmittelbar auf die Wangschichten zu liegen kommt. An anderen Stellen schneidet durch Wängenkalk als Priabon definierter Globigerinen-schiefer dicht auf die Wangoberfläche herunter.

Die starke Entwicklung der Hohgantschichten des nördlichen Helvetikums ist offenbar nur auf ein gegen S wiederum begrenztes schmales Becken beschränkt und ihre grosse Mächtigkeit nimmt in südlicher Richtung sehr rasch ab, es bleibt nur die geringmächtige Quarzitbank zunächst noch an ihrer Stelle übrig. Aber auch diese wird gegen S hin abgeschnitten und das Priabon in Form fleckiger Globigerinenmergel kommt unmittelbar mit den Wangschichten in Kontakt, genau wie dies in der Sattelzone von Adelboden der Fall ist. Nur hat sich diese Fazieszone hier bereits nordwärts bis auf den Rücken der Drusberg-Wildhorn-Decke verschoben, indem, nach einer persönlichen Mitteilung von Herrn Prof. ARBENZ, am Durrengrat N über Lungern, in einer Synklinale, welche noch N der Wilerhornmulde einzuordnen ist, Globigerinen-Fleckenmergel bereits unmittelbar auf Wangschichten liegt. Gegen S hin werden offenbar auch die Wangschichten durch die Priabontransgression rasch abgetragen, sodass die Globigerinen-Fleckenmergel mit turonem Globotruncanenkalk in Berührung kommen können, wodurch dann eben die typische Zusammenstellung der Leimerenserie erreicht wird. Damit dies zustande kommen kann, müssen wir annehmen, dass S von der Zone maximaler Prae-Wang-Erosion der südhelvetischen Kreide, wo die Wangschichten auf der südhelvetischen Schwellenregion bis auf die tiefere Kreide übergreifen (Wilerhornmulde), die Oberkreide sich wieder so weit ergänzt, dass neuerdings seewerartige Turonkalke erhalten sind.

Dass in dieser südlichen Zone auch hier ursprünglich Untereocaen vom Einsiedler Typus anwesend war, ergibt sich aus der Aufarbeitung von untereocaenen Nummuliten in die Grobsandfazies des priabonen Flysches, der aus dieser Zone abgeschoben und unter die Randkette eingeschuppt worden ist.

Es ergibt sich hieraus neuerdings die Unzweckmässigkeit der Bezeichnung „Ultrahelvetikum“, indem wir, ähnlich wie für die Doggermassen Männlichen-Grosse Scheidegg, auch für die jüngeren Horizonte scheinbar ein Übergreifen der sog. ultrahelvetischen Fazies auf den südlichen Rücken der Drusberg-Decke konstatieren, wenn wir weiter gegen E fortschreiten. Der ganze Unterschied zwischen den Hautes-Alpes calcaires und der Zentral- und E-Schweiz ist aber nur ein geometrisch-tektonischer, und besteht darin, dass nämlich diese südhelvetischen Fazieszonen im W in Form besonderer hochhelvetischer Decken (Plaine Morte-Bonvin, Tour d'Anzeinde) auf dem Rücken der Wildhorndecke überschoben vorliegen, im E aber noch in den einheitlichen Rücken der Drusberg-Säntis-Decke einbezogen sind.

C. VERHÄLTNIS DER LEIMERENFAZIES ZUR SCHLIEREN-GURNIGEL-FAZIES.

Der Faziessprung zwischen der Leimeren-Fazies und derjenigen der aufliegenden Schlierenflyschmasse erscheint zunächst sehr gross: Auf der einen Seite priaboner Flysch unmittelbar auf Turon, auf der anderen Seite eine mächtige Sandsteinmasse, die in ihren oberen Teilen noch untereocaenen Alters ist, also wenigstens in diesen Teilen eine fazielle Abwandlung der untereocaenen Einsiedler Nummulitenkalke darstellt. Zwischen diesen beiden Ausbildungen scheint keine Möglichkeit eines direkten Überganges zu bestehen, sodass man geneigt sein könnte, eine breite Lücke in der Faziesabwicklung zwischen diesen beiden Elementen anzunehmen und den Schlierensandstein für bedeutend südlicherer Herkunft zu halten als die Leimerenschuppen. Derselbe Gegensatz herrscht zunächst in analoger Weise auch innerhalb der eng aufeinanderfolgenden Schuppen der Adelbodener Sattelzone, wo die tektonisch tieferen und ursprünglich nördlicheren Teile die Ausbildung der Wangschuppen mit nachfolgendem priabonem Flysch oder der Leimerenschuppen, Turon mit nachfolgendem transgressivem Flysch zeigen, während die tektonisch höchsten Schuppen südlichster Herkunft über den mächtigen Doggermassen des Aalénien des Cols unmittelbar untereocaenen Schlierensandstein zeigen, der offenbar, wie nun auch LUGEON anzunehmen geneigt ist, direkt auf diesen Dogger, ja im Meilleret-Flysch nach LUGEON's (28, 29, 30) Ansicht bis auf die Trias hinunter transgrediert.

Dieser grosse Faziesgegensatz beruht auf der Anwesenheit einer südhelvetischen Schwellenregion, die sich in diesem westlichen Gebiete der helvetischen Zone seit dem Jura bemerkbar gemacht hat, aber besonders vor Ablagerung der Wangschichten, während des älteren Eocaens und während des Priabons, kräftigen Hebungsbewegungen unterworfen war. Nachdem bereits die Wangschichten stellenweise bis auf den Malm hinuntergreifen, konnte die Erosion bei den späteren Bewegungen während des Alttertiärs leicht den Dogger erreichen. Die Zone mit tief hinunter transgredierenden Wangschichten liegt am N-Rand der Schwelle, die Zone der Leimerenfazies und des südwestschweizerischen priabonen „Wildflyschs“ enthält, unmittelbar südlich anschliessend, die orogenen Ablagerungen des Schwellenrückens der Priabonzeit. Dagegen halte ich den Schlierensandstein für eine direkt südlich der Firstlinie der Schwelle, gegen den Nordpenninischen Trog hin gebildete Schüttung von Schutt aus südhelvetischem Material der Schwelle selbst. Gegen S geht der Schlierensandsteintrog ohne Grenze in den Trog des Niesenflysches über, der nördliche und der südliche Teil sind nur geometrisch heute in die Niesen-Decke einerseits und in die internen und externen Teile des Schlierensandsteins der Sattelzone und des Berra-Gurnigelflysches andererseits auseinander getrennt worden.

Während die südlichen Teile dieses nordpenninischen Flyschtroges zur Hauptsache schon während der Maestrichtzeit mit grobem Schutt penninischer Herkunft aufgefüllt worden sind, blieb der nördliche Teil gegen den S-Abfall der südhelvetischen Schwelle hin noch offen und wurde erst im Laufe des Untereocaens definitiv mit Sandsteinflysch aufgefüllt, dessen Mächtigkeit gegen die Schwelle hin sehr rasch abnehmen dürfte.

Nur der Trennung des südhelvetischen und nordpenninischen Troges durch die ziemlich schmale, scharf ausgeprägte südhelvetische Schwellenregion und der verschiedenen Faziesentwicklung an beiden Hängen der Schwelle ist der scheinbar so grosse Faziesgegensatz zuzuschreiben, der in der Zentralschweiz zwischen dem Schlierensandstein und seiner tektonischen Unterlage von Leimerenschuppen

besteht. Die beiden Regionen grenzten aber im Ablagerungsraum unmittelbar aneinander.

Durch genauere Analyse gelangen wir übrigens dazu, in der SW-Schweiz auch zwischen diesen beiden so gegensätzlichen Ausbildungen die nötigen faziellen Zwischenglieder zu finden: 1. kann festgestellt werden, dass schon in der Sattelzone Kalksandsteine mit *Siderolites* auftreten, die eine Annäherung an die Oberkreidefazies des Niesenflysches darstellen; 2. war offenbar auch N des Schlierensandsteins ursprünglich Untereocaen vorhanden, das jetzt, infolge von Bewegungen zwischen Untereocaen und Priabon, in den priabonen Wildflysch aufgearbeitet erscheint; 3. gibt es eine Region, wo die von Norden gegen die südhelvetische Schwelle ansteigende Priabontransgression diese noch gegen S hin etwas überschritten hat und so mit der Flyschfüllung des nordpenninischen Flyschtroges in Berührung kommt. Dies ist die Region der Voirons, wo nach den Untersuchungen von AUG. LOMBARD (27) der tiefere Teil der dem Gurnigelsandstein entsprechenden Voironssandsteine von Sandstein mit untereocaenen Nummuliten gebildet wird, worauf eine Konglomeratzone und dann wiederum ein höherer Sandstein folgt, der solche untereocaenen Nummuliten aufgearbeitet enthält neben priabonen Nummuliten, die sein eigentliches Alter anzeigen. Hier haben wir eine Stelle vor uns, wo die Füllung des priabonen südhelvetischen Flyschtroges wegen tiefer oder inzwischen veränderter Lage der südhelvetischen Schwelle noch gegen Süden hin transgressiv auf die untereocaene Füllung des Nordpenninischen Flyschtroges übergegriffen hat. Es bleibt abzuwarten, ob sich solche Verhältnisse bei weiteren Studien auch im Berra-Gurnigel-Gebiet und im Schlierengebiet selbst noch auffinden lassen, was an sich nicht der Fall zu sein braucht, da die Verhältnisse in den Voirons nur lokal gegebenen Bedingungen auf der südhelvetischen Schwelle ihre Entstehung verdanken können.

Offenkundig gehört die Schlierensandsteinmasse nach den Beobachtungen in den Préalpes internes stratigraphisch zu der Masse des Aalénien des Cols und damit zur Laubhorn-Decke, d. h. einem nach R. STAUB und LUGEON bereits penninischen Element. Man könnte sich auch für die Zentralschweiz leicht vorstellen, dass die höchsten Doggermassen der Zone Männlichen-Grosse Scheidegg-Hochstollen bereits die ursprüngliche stratigraphische Unterlage des Schlierensandsteins vorstellen. Die ausgewalzten Schuppen der Leimerenzone und der Zone der Wangschuppen mit transgredierenden Complanataschichten im Querprofile durch die Schlierenmulde beanspruchen keinen sehr breiten Ablagerungsstreifen des Rückens der Wildhorn-Drusberg-Decke. Die Schlierenmasse scheint Oberkreide und Alttertiär der unmittelbar vor ihr liegenden südhelvetischen Fazieszonen der Leimerenausbildung und eines Teils der Wangentwicklung bei ihrer Überschiebung in zwei Grosschuppen vor sich hergeschoben zu haben. Der Frontalteil dieser beiden, bereits aufeinander gelagerten Schuppenstockwerke wurde bei der Durchspiessung der Randkette in einem späten Stadium der Hauptphase des helvetischen Überschiebungsvorganges untief unter die Randkette eingewickelt. Dies ist durchaus analog der späten Einbeziehung des Einsiedler Flysches in den Randflysch, infolge Durchspiessung des Aubrig-Gewölbes. Der südlichere Teil der beiden Stockwerke wurde durch die nachfolgende Schlierenmasse überfahren und zu einer dünnen Schuppen- und Linsenzone ausgewalzt, welche im ganzen Umkreis der Schlierenmulde deren unmittelbare tektonische Unterlage bildet.

Ein ganz ähnliches Verhältnis besteht übrigens auch weiter südwestlich an der Basis der Gurnigel-Berra-Masse. Auch hier bildet eine Schuppenzone

von Leimerenflysch und „Wildflysch“ am Alpenrand die Unterlage der grossen Sandsteinmassen. Ich möchte diese „Wildflyschzone“ keineswegs mit TERCIER (39) als stratigraphische Unterlage des Berraflysches ansehen, denn ihre Gesteine sind wohl jünger als der letztere. Deshalb möchte ich auch hier den „Wildflysch“ als ein besonderes tektonisches Stockwerk betrachten, abstammend aus der unmittelbar N vom Gurnigelsandstein gelegenen Fazieszone des Rückens der südhelvetischen Schwelle. Dieser Schwellenflysch enthält denn auch viele Blöcke aus der südhelvetisch-nordpenninischen mesozoischen Sedimentserie und die Frage, ob nicht auch die sog. „exotischen“ Kristallinblöcke dem Untergrunde dieser Schwelle selbst entstammen, scheint mir heute um so eher diskutabel, als der Meilleret-Flysch bereits bis auf die Trias hinunter transgrediert. Es sei in diesem Zusammenhange nochmals daran erinnert, dass am Innenrand des Pelvouxmassivs das Priabon direkt auf Kristallin transgrediert und dass ausserdem der Pelvoux eine gegenüber den Aussenmassiven Mont Blanc-Aare bedeutend einwärts liegende Zone darstellt, welche nach R. STAUB (40, 1942, p. 6 ff.) dem Gotthardmassiv und damit zonenmässig dem Ablagerungsraum der helvetischen Hauptdecke der Schweizeralpen entspricht. Es ergibt sich daraus, dass die Kristallinkeile an der Innenseite des Pelvoux (La Madeleine, Croix de Cibouï), wo das Priabon auf Altkristallin transgrediert, sehr wohl als südliche Verlängerung der südhelvetischen Schwelle der westlichen Schweizeralpen angesprochen werden könnten.

Umgekehrt könnte dann vermutet werden, dass sich ähnliche Zonen mit Priabontransgression auf Kristallin auch im Gebiete der südhelvetischen Schwelle der südwestlichen Schweizeralpen befunden haben, und dass aus solchen Narben das sogenannte exotische Kristallin des südwestschweizerischen „Wildflyschs“ aufgearbeitet wäre. Wir kennen ein Beispiel der kristallinen Basis der hochhelvetischen Serien nur in der Granitlamelle der Forêt de l'Essert (LUGEON 1926), ohne dass dort die Beziehungen zu den Sedimenten offenbar ganz klar sind; es ist durchaus möglich, dass solche Narbenstellen heute im Gebiete der Schweizeralpen in der Wurzelzone der hochhelvetischen Decken tief unter der penninischen Front verborgen und der Beobachtung nicht zugänglich sind.

V. Zusammenfassung: Gliederung und Herkunft der Flyschmassen in der nördlichen Aussenzone der Schweizeralpen.

Entlang der ganzen Aussenzone der Schweizeralpen beobachten wir als ein durchgehendes tektonisches Element eine Sandsteinflyschdecke, welche ihrerseits die Klippen-Decke und die übrigen präalpinen Decken auf ihrem Rücken trägt. Denn Wäggitaler Flysch, Schlierenflysch, Niesenflysch und Gurnigel-Berra-Flysch inkl. Voironflysch gehören offenbar ein und demselben ausgedehnten tektonischen Element an, das nur in der SW-Schweiz infolge des Einsetzens des besonderen präalpinen Bogens oberflächlich eine räumliche Zweiteilung in eine Innenzone des Niesen und eine Aussenzone Gurnigel-Berra zeigt. Wie sollen wir dieses tektonische Element einheitlich benennen? Dies hängt einigermaßen davon ab, wo wir im ursprünglichen Ablagerungsraum die penninisch-helvetische Grenze ziehen wollen. In der SW-Schweiz wird die Laubhorn-Decke und das Element des Aalénien des Cols neuerdings bereits zum Penninikum gezogen. Der Gurnigel-Berra-Flysch und der Schlierenflysch gehören jedenfalls nahe zu diesen tektonischen Einheiten, die den ursprünglichen stratigraphischen Untergrund enthalten, auf dem diese Flyschmassen sich abgelagert haben. Es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass alle diese Sandsteinmassen sich schon südlich der südhelvetischen

Schwellenregion abgelagert haben, und dass sich ihr Ablagerungsraum ohne Grenze mit demjenigen des Niesenflysches zu einem Flyschtrogl vereinigt, der an der südhelvetischen Schwelle seine N-Grenze findet. In fazieller Hinsicht scheint es mir das Einfachste, wenn wir das ganze Gebiet S dieser Schwelle bereits als penninischen Ablagerungsraum beschreiben.

In der NE-Schweiz, wo wir keine Trennung in Niesen- und Gurnigel-Berra-Decke mehr haben, zeigt die Fazies der entsprechenden Flyschmassen sowohl auf dem Deckenrücken wie auch in dem eingewickelten Teil unter derselben faziell sehr starken Anklang an die Schichtreihe des Prätigauflysches; das Alter ist wie dasjenige des Niesenflysches zur Hauptsache Maestrichtien.

Angesichts dieser Zusammenhänge dürfen wir unsere ausgedehnte Flyschdecke als nordpenninische Flyschdecke zusammenfassen.

Unter der letzteren finden wir überall südhelvetische Flyschmassen, welche mehr oder weniger aus ihrer ursprünglichen Heimat abgeschoben sind. In der NE-Schweiz sind diese südhelvetischen Flyschmassen, mit Ausnahme derjenigen südöstlichsten Teile, welche in einer Vorphase bereits vor der Stirn der penninischen Flyschdecke vorausgeschoben worden sind (Blattengrat-Komplex), zur Hauptsache erst später, in Zusammenhang mit der Ausbildung der helvetischen Hauptdecke in Bewegung geraten. Es geschah dies mehr in der Form lokaler „Flyschlawinen“, deren Ausbildung bereits einen engeren Zusammenhang mit der tektonischen Gestaltung des Deckenrückens, seinen Falten und Teildecken zeigt, die sich folglich erst relativ spät während des helvetischen Überschiebungsvorganges ausgebildet haben. Es handelt sich um einen extremen Grad disharmonischer Faltung, der in Zusammenhang steht mit der ausserordentlich starken Entwicklung des Senons in Form der mechanisch sehr beweglichen Amdenerschichten. Die von der stratigraphischen Unterlage abgewanderten Schuppenmassen von Amdenerschichten mit Einsiedler Nummulitenkalk und tertiärem Flysch sind zwar auf dem Rücken der helvetischen Hauptdecke vom Vierwaldstättersee bis an den Rhein allenthalben zu verfolgen, dennoch handelt es sich aber nicht um eine im Streichen aushaltende mechanische Einheit, welche etwa als südhelvetische oder hochhelvetische Flyschdecke zusammengefasst werden könnte. Es ist besser, nur vom Einsiedler Flysch des Sihltales, von Wildhaus, der Fähnern usw. zu sprechen.

Auch in der Zentralschweiz finden wir auf dem Deckenrücken noch solche lokal und disharmonisch zusammengeschobene Schuppenmassen, welche mit der starken Entwicklung der Amdenerschichten in Zusammenhang stehen und geometrisch völlig denjenigen des Einsiedler Flysches analog sind. Es sind dies die Schuppenmassen, welche die Kernser und Sachseler Mulde erfüllen; an Stelle der Einsiedler Nummulitenkalke sind hier nur die Nummulitenkalkriffe der viel nördlicheren Ausbildung der Complanatakalk getreten. Die eigentlich südhelvetischen Flyschmassen zeigen in der Zentralschweiz schon eine bedeutend stärkere Abschürfung von ihrer Unterlage: es sind dies die Flyschschuppen mit Wanglinsen und Complanatakalk und die Leimerenschuppen, die über die eben erwähnten mehr lokalen Schuppenmassen hinweg über den ganzen nördlicheren Rücken der Drusberg-Wildhorn-Decke der Zentralschweiz ausgebreitet liegen. Sie könnten, abgesehen davon, dass sie nur eine Art dünnen Schuppenschleiers bilden, schon viel eher als eine hochhelvetische oder südhelvetische Flyschdecke bezeichnet werden. Offenbar sind sie bereits frühzeitig in Zusammenhang mit der Überschiebung der Schlierenmasse auf das südliche Helvetikum entstanden und bei deren weiterem Vordringen zu weitausholenden Schuppenmassen an ihrer Basis ausgewalzt worden.

Die Leimeren- und Wangschuppen auf dem Deckenrücken sind daher geometrisch eher dem Blattengratkomplex vergleichbar; nur mit dem Unterschied, dass diese vor der Front der penninischen Flyschdecke zusammengebürsteten südhelvetischen Flyschmassen in der Vorphase offenbar in diesem Sektor entweder nicht mehr frühzeitig genug oder nicht mehr weit genug nach Norden auf das nordhelvetische Vorland überschoben worden sind, als dass sie nachmals unter den Schlitten der helvetischen Hauptdecke hätten geraten können.

Auch die Front der penninischen Flyschdecke (Schlierenflysch) ist in diesem Sektor ja stärker zurückgeblieben und wir finden dementsprechend zwischen Engelberger Aa und Kander, entlang dem wurzelwärtigen Erosionsrand der helvetischen Hauptdecke (Jochpass – Grosse Scheidegg – Kleine Scheidegg – Sefinenfurgge), keinen eingewickelten „tiefhelvetischen“ Flyschkomplex von der Art des Glarner Flysches mehr.

In der SW-Schweiz sind die südhelvetischen Flyschmassen zur Hauptsache mit ihrer stratigraphischen Unterlage in Verband geblieben und gemeinschaftlich damit zu besonderen „hochhelvetischen Decken“ deformiert worden. Sie liegen uns heute in der Sattelzone und der Zone externe in engem Verband mit den zahlreichen Schuppen südhelvetischen Mesozoikums vor.

Wenn wir demnach die Flyschmassen der Aussenzone der Schweizeralpen gliedern wollen, so erkennen wir — abgesehen vom Flysch der höheren präalpinen Decken, auf welchen wir hier nicht eingetreten sind — nur eine grosse Flyschdecke einheitlicher Natur, die penninische Flyschdecke. Was zwischen deren Basis und der helvetischen Unterlage liegt, ist uneinheitlich, je nach dem Sektor verschieden. Im SW wird dieses Zwischenstockwerk gebildet von den hochhelvetischen Decken Plaine morte–Bonvin (Tour d'Anzeinde), der Préalpes internes und externes und dem dazu gehörigen Flysch.

In der NE-Schweiz stellen die völlig „eingewickelten“ Flyschmassen des Glarner Flysches mit ihrer Beteiligung von südhelvetischem Flysch ein Analogon zu den hochhelvetischen Decken dar.

Wir können sie unter der Bezeichnung Glarner Flyschdecke zusammenfassen. Sie bildet nichts anderes als den aus südhelvetischem und penninischem Material kombinierten Stirnteil der in der Vorphase überschobenen penninischen Flyschdecke.

Auf dem Deckenrücken der helvetischen Hauptdecke finden wir hier das Zwischenstockwerk an der Basis der penninischen Flyschdecke nur durch Flyschschuppenmassen mehr lokaler Herkunft gebildet, welche nicht den Namen einer einheitlichen hochhelvetischen Flyschdecke verdienen.

Sowohl die Bildung der Glarner Flyschdecke wie diejenige der hochhelvetischen Decken der SW-Schweiz geht derjenigen der helvetischen Hauptdecken voraus, sodass es bei der Überschiebung der letzteren im NE zu Deckenverschuppung, im SW zu Einwicklungen kommt. Doch gehören die hochhelvetischen Decken der SW-Schweiz und die Glarner Flyschdecke zwei verschiedenen Faltenbogen an. Dabei beginnt die Ausbildung des östlichen Faltenbogens der vor-helvetischen Glarner Flyschüberschiebung wohl unter ostalpinem Einfluss etwas früher und ist früher vollendet als die Ausbildung der hochhelvetischen Decken der SW-Schweiz. Zwischen den beiden Bogen liegt das Gebiet der Zentralschweiz, wo die südhelvetischen-penninischen Flyschmassen nicht mehr so weit oder nicht mehr so frühzeitig auf den nordhelvetischen Raum überschoben worden sind, und wo aus diesem Grunde der tief eingewickelte Glarner Flysch bei Engelberg gegen W endigt. Alle südlichen Flyschmassen bleiben hier, abgesehen von der späten Einwicklung in den Randflysch, auf dem Deckenrücken der Drusberg-

Wildhorn-Decke liegen, bis im Berner Oberland der neue Bogen der hochhelvetischen Decken und die Einwicklung der letzteren unter die helvetischen Decken einsetzt.

Hinsichtlich des subalpinen Randflysches bin ich zu der Vorstellung gelangt, dass die dortige Einwicklung südhelvetischen und penninischen Flysches unter die Stirn der helvetischen Hauptdecke nicht in Zusammenhang gebracht werden darf mit der tiefen Einwicklung der Glarner Flyschdecke, sondern es handelt sich um eine andere, späte Phase der „Einwicklungen“, bei welcher die Stirn der helvetischen Hauptdecke in der Schlussphase ihrer Mise en place einen Teil der ihr auflagernden Flyschmassen noch überfahren hat. Offenbar sind die letzteren in einem der Brandungsphase unmittelbar vorausgehenden Moment der Deckenstirn etwas vorausgeeilt und so geschah es, dass die ursprünglich dem Stirnrande am nächsten gelegenen Teile der hangenden Flyschmassen zuletzt noch untief unter den Schlitten der Decke hineingeraten sind. Geometrisch handelt es sich um eine im Querprofil nicht sehr weit reichende Verschuppung der helvetischen Hauptdecke mit den ihr bereits auflagernden Flyschmassen. Dementsprechend besteht der subalpine Randflysch unter der Randkette in jedem Sektor des Alpenrandes zur Hauptsache aus Flyschmassen, welche mit denjenigen identisch sind, welche man unmittelbar hinter der Randkette auf dem Deckenrücken findet, nämlich im E aus Einsiedler Flysch und Wäggitaler Flysch, in der Zentralschweiz aus Flysch mit Wanglinsen und Leimerenflysch.

Es handelt sich demnach bei der Entstehung der heutigen räumlichen Lagerung der Flyschmassen der NE-Schweiz gar nicht um einen zeitlich und räumlich einheitlichen Vorgang, sondern um das Resultat verschiedener Teilvorgänge, für welche verschiedene mechanische Ursachen und verschiedene Bewegungsmodi in Frage kommen. ARN. HEIM (10) gebührt bekanntlich das Verdienst, für die Erklärung der Lagerung der Flyschmassen der NE-Schweiz das Phänomen der Einwicklungen herangezogen und eine Zweiphasigkeit des Überschiebungsvorganges, eine der helvetischen Deckenbildung vorausgehende Flyschdecken-Überschiebung, postuliert zu haben. Noch stets ist die letztere Annahme zur Erklärung eines Teiles der Lagerung, für die besondere Situation des Glarner Flysches, unausweichlich. Wir sehen allein, dass wir heute angesichts der schwierigen Probleme der Faziesabwicklung, mit der einheitlichen Mise en place von einer oder mehreren tektonischen Flyscheinheiten grösseren Ausmasses, nach Art der seinerzeit von ARN. HEIM supponierten „Wildflyschdecke“ (10), nicht mehr auskommen, sondern dass es sich um bedeutend kompliziertere Verhältnisse handelt, die nicht nur durch einen zweiphasigen, sondern durch mehrphasige Überschiebungs- und Abschiebungsvorgänge erklärt werden müssen.

Für die zeitliche Gliederung dieser Vorgänge haben wir gewisse Anhaltspunkte in den Vorlandsedimenten, wie aus einer in diesem Heft erschienenen Studie (26a) über Molassegerölle hervorgeht. Die Anwesenheit von Geröllen aus Gallensiskalken im Gruontalkonglomerat (4, Taf. VIII) zeigt, dass die Front der Glarner Flyschdecke zur Zeit der Bildung der Abschlusschichten des autochthonen Flyschschuttfächers (Lattorfien) bereits die Höhe des heutigen Aarmassivrückens erreicht hatte. Gleich danach wurde diese Füllung des autochthonen Flyschtroges selbst von der Flyschdecke an einer ausgesprochenen Reliefüberschiebungsfläche, welche in den Profilen OBERHOLZERS sehr schön zum Ausdruck kommt, überfahren. Zur Zeit der stampisch-chattischen Nagelfluhschüttungen der subalpinen Molasse dürfte die Glarner Flyschdecke bereits fast den heutigen Alpenrand erreicht haben, sodass sie größtes Material direkt in diese Schuttkegel liefern konnte. Die Glarner

Flyschdecke, mit den ihr hinten aufhockenden präalpinen Decken, bildete das unmittelbare Hinterland der stampisch-chattischen Nagelfluhdeltas der NE-Schweiz. Ich nehme an, dass die alpenwärtigen Ränder dieser Schuttkegel ursprünglich auf die Front der Glarner Flyschdecke hinaufgegangen sind. Mit der nachfolgenden Überschiebung der helvetischen Hauptdecke, der Ausbildung der Deckendurchscherungen an der Randkette, und der Überschiebung der Nagelfluhschuppen haben sich diese ursprünglichen Dispositionen gründlich verwischt.

Literatur.

1. ARNI, P., Foraminiferen des Senons und Untereocaens im Prätigauflysch. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N.F., 65, 1933.
2. — — Über die Stratigraphie des Untereocaens und einige Nummuliten des Ruchbergsandsteins. Eclogae geol. Helv., 28, 1935.
3. — — Über die Nummuliten und die Gliederung des Untereocaens. Eclogae geol. Helv., 32, 1939.
4. BOUSSAC, J., Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. p. servir à l'explic. d. l. Carte géol. France, 1912.
5. BUXTORF, A., Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigihochnfluhkette in 1 : 25000. Erl. z. geol. Karte d. Schweiz, 14, 1916.
6. BRÜCKNER, W., Die geologischen Verhältnisse an der Basis der Säntis-Decke zwischen Wallenstadt und Wäggital. Eclogae geol. Helv., 33, 1940.
- 6a. EUGSTER, H. Exkursion ins Fähnernetgebiet, in: A. LUDWIG, H. EUGSTER & E. BÄCHLER, Berichte über die Exkursion der Schweiz. Geol. Ges. im St. gallisch-appenzellischen Molasseland, im Fähnernet- und Wildkirchligebiet, 1930. Eclogae geol. Helv., 24, 1930.
7. HAUS, H., Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt. Bern). Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 75, 1937.
8. ARN. HEIM., Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. Schweiz. Pal. Ges., 35, 1908.
9. — — Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe, I. Teil: Einleitung und Stratigraphie vom Tertiär bis zur mittleren Kreide. Dazu Atlas I. Teil. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 20, 1910.
10. — — Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 31, 1911.
11. — — Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnernetgruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 53, 1923.
12. HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J., Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 25000. Geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 44, 1907.
13. — — & — — Geologische Karte der Alviergruppe, 1 : 25000. Geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 80, 1917.
14. HELBLING, R., Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen: II. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen, dazu Atlas. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 76, 1938.
15. HUBER, K., Die Sattelzone von Adelboden (Diss. Bern 1932). Mitt. Bern. natf. Ges., 1933.
16. JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, P. DAMIAN, Stratigraphische Profile des Nummulitkums von Einsiedeln. Ber. d. Schwyzer natf. Ges., 1932—35, 1935.
17. JEANNET, A., Excursion de la Soc. géol. suisse dans les Alpes de Schwytz (Mythen, Iberg, Sihltal), 20—24 août 1935. Eclogae geol. Helv., 28, 1935.
18. — — Sur des cassures nummulitiques dans les Alpes de Schwytz (Suisse centrale). C. R. somm. Soc. géol. France, Nr. 6, 1939.
19. — — Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kt. Schwyz). Ber. d. Schwyzer natf. Ges., 3, 1938—40.
20. KAUFMANN, FR. J., Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen etc. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 24, I. Teil, 1886.

21. KRAUS, E., Der nordalpine Kreideflysch. Geol. u. Pal. Abhandl., Berlin 1932.
22. — — Über den Schweizer Flysch. Eclogae geol. Helv., 25, 1932.
23. — — Über den ultrahelvetischen Kreideflysch. Eclogae geol. Helv., 28, 1935.
24. LEUPOLD, W., Neue mikropalaeontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. Eclogae geol. Helv., 26, 1933.
25. — — Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein (Vorläufige Mitteilung). Eclogae geol. Helv., 30, 1937.
26. — — Die Flyschregion von Ragaz. Bericht über d. Exkursion d. Schweiz. Geol. Ges. 1938 und Ergebnisse neuer Untersuchungen im Glarner Flysch. Eclogae geol. Helv., 31, 1938.
- 26a. LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J., Neuere Studien über Molassegerölle. Eclogae geol. Helv., 35, 1942.
27. LOMBARD, AUG., Géologie des Voirons. Denkschr. d. Schweiz. natf. Ges., 74, 1940.
- 27a. — — Observations sur la nappe du Niesen dans le territoire de la feuille Wildstrubel-Est de la Carte nationale de la Suisse au 1 : 50 000. Eclogae geol. Helv., 35, 1942.
28. LUGEON, M., Quelques faits nouveaux des Préalpes internes vaudoises (Pillon, Aigremont, Chamossaire). Eclogae géol. helv., 31, 1938.
29. — — Atlas géologique de la Suisse, 1 : 25 000, feuille 19, Diablerets. Note explicative, 1940.
30. LUGEON, M. & GAGNEBIN, E., Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes. (Bull. labor. géol., minéral., géophys. et d. Musée géol. d. l'Univers. de Lausanne, 72, 1941.) Mém. Soc. vaudoise sc. nat., 7, 1941.
31. OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB., Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1 : 50 000. Geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 50, 1910.
32. OBERHOLZER, J., Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Schweizeralpen. Eclogae geol. Helv., 14, 1917; Verh. Schweiz. Natf. Ges. in Zürich, 1917.
33. — — Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50 000. Geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 63, 1920.
34. — — Geologie der Glarneralpen. Mit Atlas. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 28, 1933.
35. — — Geologische Karte des Kantons Glarus, 1 : 50 000. Geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte Nr. 117, 1942.
36. OCHSNER, A., Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion (Diss. E. T. H. Zürich 1920). Separatdruck Horgen 1921.
37. — — Über den „Leistmergel“-Zug Trepsental-Oberurnen (Kt. Glarus). Eclogae geol. Helv. 28, 1935.
38. RICHTER, M., Die Fährnermulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreidenummuliten. Geol. Rundschau, 16, 1925.
39. ROLLIER, L., Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes suisses orientales. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 53, 1923.
40. STAUB, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. natf. Ges. Zürich, 82, 1937; 1. Fortsetz.: ibid., 87, 1942.
41. TERCIER, J., Géologie de la Berra. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 60, 1928.
42. — — Les Faciès du Crétacé supérieur et du Nummulitique dans la région de Habkern. Eclogae geol. Helv., 21, 1928.
43. — — Sur l'extension de la zone ultrahelvétique en Autriche. Eclogae geol. Helv., 29, 1936.
44. VONDERSCMITT, L., Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 50, 1923.

Manuskript eingegangen den 25. Januar 1943.

