

Die helvetischen Decken der Ostschweiz : Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse

Autor(en): **Trümpy, Rudolf**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **62 (1969)**

Heft 1

PDF erstellt am: **13.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-163692>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse

von RUDOLF TRÜMPY

Geologisches Institut der Eidg. Techn. Hochschule und der Universität, Zürich

ABSTRACT

The Helvetic nappes of eastern Switzerland (Lake Lucerne, Glarus Alps, Säntis-Churfirten group) represent a staple of coherent strip-sheets (décollement nappes). The several nappes are only digitations in one comprehensive thrust-mass. Nappes are geometric bodies defined in a type-section, and their characters may change rapidly along the strike; hence the nappe concept must undergo a certain relativation insofar as the individuality of nappes is concerned.

The geometrical pattern of the Helvetic nappes is analyzed, with comments on some critical points of correlation. The results are embodied in seven palinspastic sections and in a palinspastic map (drawn for the top of the Lower Cretaceous formations), showing the relative position of future structural units in the still undeformed sedimentary prism.

In the last part of the paper, an attempt is made towards kinematic interpretation. Four "phases" are distinguished, of which the last three, however, may merge into each other: 1) early movement of superficial slipsheets (especially flysch formations); 2) initial overfolding; 3) main thrusting (under high overburden); 4) late movements (under low overburden).

Phase 1) is Oligocene, 2) to 4) are essentially Miocene; gravity sliding is of importance in phases 1) and 4).

INHALTSVERZEICHNIS

I. Die Relativierung des Deckenbegriffes	106
1. Grundprobleme der Deckenkorrelation	106
2. Die helvetischen Decken der Ostschweiz als kohärentes Abscherungsdeckenpaket	107
3. Die Definition der Decken in einem kohärenten Paket.	108
4. Problematik der palinspastischen Rekonstruktionen.	110
II. Die tektonischen Einheiten der Helvetischen Alpen zwischen Brünig und Rhein	112
1. Vorbemerkungen	112
2. Elemente in autochthoner und parautochthoner Stellung	112
3. Elemente in subhelvetischer Stellung	114
4. Elemente in Glarner- und Mürtschen-Stellung	116
5. Elemente in Axen-Stellung	117
6. Elemente in Randketten-Stellung	119
7. Elemente in Drusberg-Stellung	121
8. Die «Wurzeln» der helvetischen Decken	123
III. Kinematische Fragen	123
1. Problemstellung	123
2. Mesozoische und eocaene Bewegungen	124
3. Die oligocaenen Divertikel	125
4. Die frühhelvetische Überfaltungphase	128
5. Die helvetischen Hauptphasen	130
6. Die späthelvetischen Stauch- und Gleitphasen.	131
7. Die Frage der jüngsten Bruchbewegungen	137
Schlusswort	137
Literaturverzeichnis	138

I. Die Relativierung des Deckenbegriffes

1. Grundprobleme der Deckenkorrelation

Wenn man die Literatur aus dem ersten Drittel dieses Jahrhunderts liest, so erhält man gelegentlich den Eindruck, die Geologen dieser klassischen Zeit der Alpenforschung hätten jeder Decke ihren eigenen, unverlierbaren Charakter zugesprochen und sie als ein konkretes Individuum betrachtet. Jede Decke war zudem mit einem eigenen tektonischen Willen begabt: die Monte Rosa-Decke bohrte sich in die Bernhard-Decke ein, die Silvretta-Decke walzte ihre Unterlage aus. Die logische Folge dieser Individualität der tektonischen Einheiten war der Versuch, sie in jedem Alpenquerschnitt zu identifizieren und ihre Verbreitung auf den schönen, bunten tektonischen Karten schweizerischen Stils darzustellen. Etwas überspitzt darf man sagen, dass die Geologen jener Zeit den LINNÉschen Artbegriff – *tot sunt species animalium plantarumque quot ab initio creavit infinitum Ens* – auf den Deckenbegriff übertragen hätten.

Dieses meist nicht explizit statuierte Konzept von der konkreten Identität der Decken beruhte eigentlich auf zwei Grundgedanken. Nach wie vor wirkte sich die Vorstellung ALBERT HEIMS aus, wonach jede Decke aus einer übersteigerten liegenden Falte hervorgegangen sei. ARGANDS Theorie der Embryonaltektonik schuf zudem eine feste und obligatorische Bindung zwischen den grossen Decken mit Kristallinkernen und bestimmten Faziesgürteln.

Diese beiden Grundpfeiler früher Alpensynthesen gerieten bald ins Wanken. Es zeigte sich, dass nur verhältnismässig wenige Decken als liegende Falten gedeutet werden konnten; namentlich RUDOLF STAUB hat darauf in vielen Arbeiten hingewiesen. Seit Beginn der Fünfziger Jahre ergaben stratigraphische Analysen, dass auch die embryonalen Faltungen im Frühstadium der Geosynklinalbildung, mindestens in der von ARGAND postulierten Form, in Frage gestellt werden mussten.

Heute fassen wohl alle Alpengeologen die Entstehung des Gebirges als eine bald stetige, bald unstetige Deformation eines inhomogenen Kontinuums auf und schreiben den einzelnen Decken keine festgefügt Individualitäten, namentlich aber keine kinematisch-mechanische Eigenständigkeit zu. Viele gehen so weit, dass sie die Möglichkeit der Deckenkorrelation überhaupt ablehnen und jeden Versuch zur geometrischen oder palaeogeographischen Verfolgung tektonischer Körper als überholten «Zylindrismus» kurzerhand abtun. Damit ist nun wieder gar nichts gewonnen. Die Alpen sind kein regelmässiger geometrischer Körper, sie sind aber auch kein Chaos; und wenn wir nur die Wahl zwischen diesen beiden Arbeitshypothesen hätten, so müssten wir die erste, als durch Verifikation von Prognosen kontrollierbare und daher fruchtbarere, vorziehen.

Doch hat der Deckenbegriff seinen absoluten Inhalt zweifellos verloren. Er muss differenziert und relativiert werden.

Im Prinzip sind alpine Decken auf Grund von vier Kriterien korreliert worden:

- 1) der Geometrie der tektonischen Körper,
- 2) der Fazies der mesozoisch-alttertiären, ev. auch jungpaläozoischen Sedimente,
- 3) des primären Charakters der Grundgebirgs-Serien,
- 4) des Grades und der Art der alpidischen Metamorphose.

Während in der klassisch-optimistischen Aera der Alpenforschung, etwa in den grossartigen Werken RUDOLF STAUBS, immer wieder eine obligate und einfache genetische Verknüpfung der vier Charaktere postuliert wurde, müssen wir sie heute in jedem Fall gesondert auf ihre Aussagekraft hin prüfen. Wohl bestehen Wechselbeziehungen zwischen ihnen, doch sind diese ausserordentlich komplexer Natur.

Direkte geometrische Korrelationen sind am ehesten in einem mittleren tektonischen Stockwerk möglich, etwa im Helvetikum oder in den höheren penninischen Decken. Im Gekröse der lepontinischen Tiefentektonik wie auch in der gravitativ verseuchten, oberflächlichen Unordnung der höchsten Elemente werden sie zweifelhafter. Die berechnete Kritik an ARGANDS geometrischen Synthesen ist weit über ihr Ziel hinausgeschossen; gewisse helvetische Falten lassen sich über 50 km weit unmittelbar verfolgen, und die auffallende Rückfaltungszone im Frontalteil der penninischen Hauptdecke kann als sicher analoge, wenn auch nicht unbedingt homologe Struktur in Ligurien, im Briançonnais, in der Vanoise, im Bagnestal, im unteren Avers und in den Tuxer Alpen erkannt werden. Immerhin gibt es zahlreiche andere Fälle, wo tektonische Körper ihre Konfiguration von Profil zu Profil tiefgreifend ändern; gerade in den helvetischen Abscherungsdecken der Ostschweiz findet man charakteristische Beispiele hierfür.

Die Faziesgürtel der mesozoischen Sedimente – in geringerem Mass die alttertiären Flyschtröge und nur mit grossem Vorbehalt die jungpaläozoischen kontinentalen Senkungsgebiete – bieten wohl die beste Handhabe für eine grossräumige Gliederung des Alpenkörpers. Die helvetische Miogeosynklinale, die Walliser Eugeosynklinale, die intraeugeosynklinale Schwelle des Briançonnais, die Piemont- Eugeosynklinale, der Schollengürtel des Unterostalpin und die komplexe Plattform der oberostalpinen und südalpinen Zone lassen sich über weite Distanzen verfolgen. Allerdings können auch sie ihren Charakter im Streichen ändern oder sogar völlig ausspitzen. So fehlt im westalpinen Querschnitt der Walliser Trog und im Tauernquerschnitt höchst wahrscheinlich der piemontesische.

Demgegenüber dürfte die Zusammensetzung der voralpidisch-metamorphen Grundgebirgs-Serien ein sehr unzuverlässiges Korrelationsmittel sein. Die Gesteinsverteilung hängt ja hier in erster Linie von der herzynischen Gebirgsbildung ab, deren Strukturen völlig schief zu den alpinen Leitlinien verlaufen können, wie z. B. OULIANOFF (1924) im Montblanc- und Aiguilles Rouges-Massiv oder METZ (1952) im steirischen Kristallindeckenland gezeigt haben.

Kaum ein heutiger Alpengeologe wird wohl noch versuchen, den Grad der alpidischen Metamorphose als Kriterium für Deckenkorrelationen heranzuziehen. Dies war aber nicht immer der Fall, und manche grundlegende Irrtümer der klassischen Alpensynthesen, wie etwa die Herleitung der Klippendecke aus dem Unterostalpin, basieren auf der Ansicht, die Metamorphose stelle einen primären Charakter bestimmter Faziesräume dar.

2. Die helvetischen Decken der Ostschweiz als kohärentes Abscherungsdeckenpaket

Das helvetische Deckenland zwischen Brünig und Rhein eignet sich besonders gut als Modell eines kohärenten Stapels von Abscherungsdecken.

Als kohärente Decken bezeichnen wir solche, bei denen – für eine gegebene Formationsgrenze – der Stirnrand einer höheren Decke unmittelbar an den Abrissrand der tieferen Decke anschliesst. Wenn wir solche Decken abwickeln, so ergeben sich zwischen ihnen keine Lücken, abgesehen von kleineren Profiltteilen, welche nicht aufgeschlossen oder durch die Erosion abgetragen sind.

Andere Beispiele kohärenter Deckenpakete bieten die Kleindecken des eigentlichen Briançonnais oder die Decken der nördlichen Kalkalpen (SPENGLER, 1953–59), bei welchen ja der Zusammenhang der im unteren Lechtal deutlich getrennten Lechtal-Decke und Allgäu-Decke in der Gegend von Warth, im oberen Lechtal, direkt beobachtet werden kann.

Bei inkohärenten Deckenpaketen stammen die einzelnen Decken aus z. T. weit voneinander entfernten Ablagerungsräumen, und im abgewickelten Querprofil müssen weite Strecken – in einigen Fällen über 100 km – zwischen die einzelnen Elemente eingesetzt werden. Damit wird auch die Abgrenzung der Abscherungsdecken gegeneinander unproblematisch, und innerhalb solcher Stapel kommt jeder Einzeldecke effektiv eine gewisse geometrisch-palaeogeographische Individualität zu. Ein inkohärentes Deckenpaket sind beispielsweise die präalpinen Decken, wo ultrahelvetische Decken, Niesen-, Klippen-, Breccien- und Simmen-Decke s.l. nicht direkt aneinander angeschlossen werden können, ferner die nordbündnerische Deckentrilogie Falknis-Sulzfluh-Arosa.

Dass die helvetischen Decken der Glarneralpen kohärent seien, wurde schon früh erkannt. So hat etwa ARNOLD HEIM (1916, S. 483) eine sehr aufschlussreiche Figur gegeben, und PAUL ARBENZ (1934) hat bereits klar formuliert, dass der der Kreide der Säntis-Decke zuzuordnende Jura in der Axen-Decke enthalten sei. Der von R. STAUB (1954, S. 26) erhobene Vorwurf der unberechtigten Schaffung einer Vielzahl von Deckennamen besteht deshalb kaum zu Recht.

Die Einheitlichkeit und Kohärenz der Glarner Schubmasse wurde dann namentlich von R. HELBLING (1938) in den Vordergrund gestellt. Eine starke Stütze erhielt sie durch den Nachweis, dass die Deckentrennungen – etwa diejenige zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke oder diejenige zwischen Mürtschen- und Axen/Gonzen-Decke – gegen SE gar nicht weit in die Verrucanomassen hineinziehen, sondern innerhalb dieser kompensiert werden (FISCH, 1961; HUBER, 1964; MARKUS, 1967; RYF, 1965, NIO, im Druck). Damit zeigt sich eindeutig, dass die gesamten Decken der Glarner Alpen einer zusammenhängenden Verrucanomasse angehören und dass ihre Trennungen, zumindest östlich des Panixerpasses, nicht einmal bis zum Deckenscheitel zurückgehen. Dies bedeutet auch, dass es eine einzige «Wurzel» der Glarner Decken geben muss und dass es nicht angeht, das Herkunftsgebiet dieser Decken etwa auf verschiedene Kristallinmassive verteilen zu wollen.

3. Die Definition der Decken in einem kohärenten Paket

Das Problem der Deckendefinition in einem kohärenten Paket ist von F. FREY (1965, S. 258–259) sehr klar formuliert worden:

«Die als «helvetische Decken» bezeichneten tektonischen Elemente werden durch Flächen, die weder den Faziesstreifen der Kreide noch gar jenen des Tertiärs parallel laufen müssen, aus dem «helvetischen Hauptkörper» herausgetrennt. Bei der Definition einer bestimmten Decke, eines heute

erfassbaren geometrischen Körpers also, kann daher nicht allein auf die fazielle Ausbildung ihrer Schichtreihe oder auch nur eines bestimmten Abschnittes davon in einem wahlweise festgelegten Querprofil abgestellt werden; für die Begrenzung einer Decke sind allein die Flächen massgebend, durch welche sie von anderen Einheiten geschieden wird. ... Betrachten wir aber eine einzelne Decke als einen räumlich erfassbaren ... Körper, so kommen wir notgedrungen zur Einsicht, dass es ... unter Umständen reichlich schwierig oder sogar unmöglich sein dürfte, eine einzelne Decke des helvetischen Ostens seitlich über einige oder gar Dutzende von Kilometern verfolgen zu wollen, ohne der Versuchung einer unheilvollen Verwirrung stiftenden Vermengung des geometrischen, jedoch auf die heutige Konfiguration bezogenen Deckenbegriffes mit dem geometrisch-paläogeographischen Begriff der Faziesstreifen zu erliegen. Ungeachtet der heute vorhandenen ... geometrischen Anordnung kann aber selbstverständlich aus faziellen Vergleichen auf die ursprüngliche gegenseitige Lage der tektonische Elemente geschlossen werden.»

Decken sind im wesentlichen geometrische Körper. Es sind Gesteinsstapel, die auf einer ursprünglich subhorizontalen Fläche gegenüber ihrem Liegenden um einen grösseren Betrag verschoben worden sind, wodurch es meist zur Überschiebung von älteren über jüngere Formationen kommt. Decken können sich aus liegenden Falten entwickeln; häufiger jedoch werden sie durch scharfe Überschiebungsflächen begrenzt. Diese können schichtparallel verlaufen oder schief durch die Schichtreihe schneiden, wobei ihr Verlauf oft durch Fazieswechsel oder durch präexistente Brüche gesteuert wird.

Wie lithostratigraphische Formationen, werden Decken in einem Typusprofil definiert. Noch viel rascher als jene verändern sie ausserhalb dieses Typusprofils ihren Charakter: ihre geometrische Form, ihren internen Deformationsstil (bzw. Metamorphosegrad), ihre Überschiebungsbreite, ihren horizontalen und vertikalen Umfang. Diese Veränderungen werden durch die wirkenden mechanischen Kräfte, aber auch durch die faziellen Wechsel der betroffenen Schichtreihe bestimmt.

Wenn wir zum Beispiel eine besonders weit verfolgbare Struktur nehmen, die Morcles-Decke, sehen wir sie im Rhonetal als mächtige, von der Wurzel aufsteigende und oben flachliegende Deckfalte, welche die Serie von Trias bis Oligocaen umfasst. Im Kandertal (Doldenhorn-Decke) ist sie eine Tauchfalte mit stark reduziertem Verkehrtchenkel; die Abscherung erfolgt auf den Tonschiefern des unteren Dogger. Im Lauterbrunnental (Jungfrau-Lappen), wo der Dogger geringmächtig wird und die mesozoische Schichtfolge mit dem Kristallin verhaftet blieb, wird dieses in den Faltenbau einbezogen; ebenso im Reusstal (Windgällen-Falte). Im Linthtal (Sandalp-Stirn) ist die Struktur kaum mehr als solche abzutrennen. Auf der andern Seite, im Arvetal, wo die gesamten subalpinen Ketten abgeschert wurden, gibt die Morcles-Decke ihre Eigenständigkeit auf und ist nur noch durch eine seichte Synklinale von den nordwestlich anschliessenden Falten der Bornes getrennt.

Der Charakter einer Decke wandelt sich von Querschnitt zu Querschnitt, und der im Typusprofil definierte Begriffsinhalt modifiziert sich sowohl nach Geometrie wie nach Fazies. Was wir westlich der Linth als «Mürtschen-Decke» bezeichnen, hing zwar geometrisch zweifellos mit der Mürtschen-Decke des Mürtschenprofils zusammen, umfasst aber einen anderen Schichtstoss und hat sich kinematisch anders verhalten.

Während in den Alpen die tektonischen Körper, die Decken, mit Namen bedacht werden, ist es in andern Gebirgen üblich, die Überschiebungsflächen (thrusts) mit solchen zu belegen. Für die helvetischen und viele penninische Decken ist dies kaum zu empfehlen, kommen doch hier ziemlich viele Deckfalten vor. Hingegen könnte die

Bezeichnung der Schubflächen in andern Gebieten der Alpen, z. B. im Gebirgsdreieck zwischen Nauders, Schanf und Ortler, von Vorteil sein.

Deckennamen sind – ausserhalb des Typusprofils – in einem relativistischen Sinn zu verstehen. Tektonische Karten herkömmlichen Stils können ziemlich irreführend sein, zu mindest in kohärenten Deckenstapeln, da die gleiche Farbe Gebilde ganz verschiedener Art bezeichnen kann. Zur Darstellung tektonischer Zusammenhänge eignen sich:

- 1) Geologische Karten, mit Einzeichnung der Überschiebungsflächen, kleintektonischen Strukturen usw.,
- 2) daraus abgeleitete Profile und Strukturdiagramme,
- 3) aus (1) und (2) entwickelte palinspastische (abgewickelte) Profile und Karten, welche die ursprüngliche Lage der tektonischen Einheiten im Raum darstellen. Die Karten müssen natürlich auf eine bestimmte Schichtgrenze bezogen werden.

L. U. DE SITTER (1939, 1954) hat dieses Prinzip für die Glarner Alpen erstmals erkannt und hat bereits schematische, aber im Prinzip richtige Profile gezeichnet. W. LEUPOLD hat (um 1942) erstmals palinspastische Karten der helvetischen Decken gezeichnet, die leider nicht veröffentlicht wurden, für uns und viele andere Mitglieder des Zürcher Institutes jedoch richtungsweisend waren. E. SPENGLER (1953–59) hat den bedeutendsten und bestfundierten Versuch unternommen, ein grösseres alpines Deckengebiet palinspastisch darzustellen. Eine für die palinspastische Denkmethode bahnbrechende Publikation ist erst in allerjüngster Zeit erschienen: diejenige von A. BALLY und Mitarbeitern (1966) über den Ostteil des kanadischen Felsengebirges.

4. Problematik der palinspastischen Rekonstruktionen

Für die Abwicklung einer Schicht in einem tektonisch komplizierten Gebiet kann man natürlich nicht schematisch mit dem Kurvenmesser eine aufgeschlossene oder konstruierte Schichtgrenze abmessen. Drei Faktoren bringen grosse Unsicherheiten in die palinspastischen Rekonstruktionen:

1. die interne Deformation (Streckung, Plättung, Stauchung) der Gesteine,
2. die Bogenform vieler tektonischer Elemente,
3. die Abschätzung der Grösse erodierter oder verborgener Deckenteile.

Die Gesteine mancher Teile der Glarner-Decken haben nach der diagenetischen Kompaktion (von der hier zu abstrahieren ist, da ja mindestens bei der miocaenen Gebirgsbildung die Gesteine schon in diagenetisch verfestigtem Zustand transportiert worden sind) eine bedeutende tektonische Plättung und Streckung erlitten. Im Bereich des Deckenscheitels kann sie Werte von der Grössenordnung 1:4 erreichen (s. z. B. NABHOLZ & VOLL, 1963, S. 793); gegen die Deckenstirn zu nimmt sie generell bis auf annähernd Null ab. Wenn man diese Plättung unberücksichtigt lässt, erhält man natürlich zu grosse Abwicklungsbreiten und zu kleine Mächtigkeiten.

Das Ausmass der Plättung kann aus der Deformation von Körpern bekannter Ausgangsformen (Ooide, Fossilien) errechnet werden, oder aber aus der Reduktion der als konstant angenommenen stratigraphischen Mächtigkeit. Beide

Verfahren habe ihre Tücken. Die Ausgangsmächtigkeit ist nie genau bekannt, und Modellkörper, wie Ooide, können sich, falls sie aus einem anderen Material bestehen als das umgebende Gestein, ganz anders deformieren als dieses. So kennen wir von der Tournelle oberhalb Verbier (Wallis, Koo. 582900/107150) sehr stark laminierte und auf schätzungsweise 1:5 geplättete, mitteltriadische Kalkmarmore, welche undeformierte dolomitisierte Schalen von kleinen Gastropoden führen. Zudem kann der Grad der internen Deformation innerhalb eines Gesteinskomplexes sehr rasch wechseln; kursorische Messungen können trotz aller scheinbaren Präzision zu voreiligen Schlüssen verleiten. Beim jetzigen, sehr unvollkommenen Stand der mikrotektonischen Erforschung der Glarner Alpen können wir deshalb nur überschlagsmässige Werte für den Faktor einsetzen, um welchen die Abwicklungsbreite verringert bzw. die Schichtmächtigkeit vermehrt werden muss.

Man kann die Abwicklungsbreite einer Formation auch bestimmen, indem man ihre Querschnittfläche durch die angenommene Normalmächtigkeit dividiert. Diese Methode haben in den Schweizer Alpen z. B. GÜNZLER-SEIFFERT (1941) sowie BADOUX & MERCANTON (1962) angewendet. Ein Nachteil dieser Berechnungsart liegt darin, dass in den palaeotektonisch instabilen Gebieten der alpinen Geosynklinalen die einzelnen Formationen grossen primären Mächtigkeitsschwankungen ausgesetzt sind. Doch kann sie in einem höheren tektonischen Stockwerk vorzuziehen sein, da dort kompetentere Gesteinspakete bei der Streckung meist in einzelne Stücke zerrissen werden, ohne dass es zu einer internen Deformation kommt. In den präalpinen Decken sind die Ooide, ausserhalb einiger Faltenschenkel, meist überhaupt nicht deformiert.

Eine andere Schwierigkeit bereitet die Bogenform mancher tektonischer Strukturen. So streichen die frontalen Falten der Glarner-Decke zwischen Ennenda und dem Sasberg NNE-SSW, und es geht natürlich nicht an, sie einfach normal zur allgemeinen Streichrichtung des Gebirges, d. h. gegen SSE, zurückzuwickeln. Andererseits wäre es gewiss falsch, anzunehmen, dass der gesamte Transport der Glarner-Decke von ESE gegen WNW gerichtet sei. Figur 4, S. 135 soll darstellen, wie wir uns, auf Grund der provisorischen kinematischen Analyse, den Transportweg eines Punktes in der Glarner-Decke vorstellen. Bei den Konstruktionen haben wir diesen Vorstellungen in qualitativer Weise Rechnung getragen, ohne jedoch Anspruch auf eine geometrisch beweisbare Lösung erheben zu wollen. Das Problem ist übrigens schwierig; nur schon die Abwicklung eines einfachen Gebirgsbogens, wie etwa des Juragebirges, wirft erhebliche theoretische Fragen auf.

Die dritte Unsicherheit schliesslich ergibt sich aus der Notwendigkeit, das Volumen und die Breite der aberodierten und verborgenen Deckenteile abzuschätzen. Hier lässt sich nun gar kein Rezept angeben. Solange uns sowohl Bohrungen als auch moderne Geröllanalysen der Nagelfluh- und Deckenschotterbildungen fehlen, sind wir auf das «tektonische Gefühl» des Alpengeologen angewiesen, auf jenes Mass von selbstkritischem Subjektivismus, welches unserer Wissenschaft erst die rechte Würze gibt. In unseren Abwicklungen haben wir im allgemeinen versucht, minimale Abwicklungsbreiten anzunehmen, ohne darin so weit zu gehen wie HANTKE, dessen Idiosynkrasie gegen die Annahme grösserer Erosionsbeträge sich in seiner Abwicklung (1961, S. 174) ebenso äussert wie in seinen schönen quartärgeologischen Arbeiten.

II. Die tektonischen Einheiten der Helvetischen Alpen zwischen Brünig und Rhein

1. Vorbemerkungen

Es ist nicht unser Ziel, hier eine neue «Synthese» der Glarner Alpen zu geben. Entgegen manchen neueren Autoren (HELBLING, STAUB, HANTKE) übernehmen wir im wesentlichen die Gliederung von ARNOLD HEIM, ARBENZ und OBERHOLZER, deren Einheiten in der Regel gut definiert sind und deren allgemeines Deckenschema bestehen bleiben kann. Einzig die Beziehungen zwischen diesen Decken müssen auf neuer Basis diskutiert werden. Die nachstehenden Bemerkungen sollen auch als Kommentar zu den palinspastischen Profilen (Tafel II) und der palinspastischen Karte (Fig. 1) dienen.

Wir werden uns hier im allgemeinen nur mit den miocaenen Baueinheiten der östlichen helvetischen Alpen beschäftigen, jenen also, welche den eigentlichen Hauptbewegungen der helvetischen Decken ihre Entstehung verdanken. Die im Oligocaen dem jeweiligen Vorland aufgeglichenen Flyschdivertikel verhalten sich bei der nachfolgenden Hauptfaltung wie scheinbare jüngste Schichtglieder des betroffenen Komplexes, ähnlich wie dies die ultrahelvetischen Decken im Gebiet der Diablerets tun (MERCANTON, 1963).

2. Elemente in autochthoner und parautochthoner Stellung

Das nördlichste autochthone Element der östlichen Schweizeralpen ist die Erstfelder Kuppel, welche im Linthal, wo allerdings der vortriadische Sockel verborgen bleibt, durch die Tierfehd-Kuppel vertreten ist. Die Aufwölbung der Taminaschlucht bei Pfäfers kann damit homologisiert werden. Keinesfalls zieht die Tierfehd-Kuppel gegen NE in das nicht existierende «Malmfenster von Netstal» (s. S. 132); von einem Abdrehen der Aarmassiv-Achsen gegen NE, wie es STAUB (1954) angedeutet hatte, ist nicht zu sehen. Der Nordrand des alpin deformierten Grundgebirges – und damit der eigentliche Nordrand der Alpen – dürfte etwa von Altdorf gegen Sargans ziehen; was nördlich davon liegt, ist durch alpine Decken aufgefülltes Molassebecken. Der ursprüngliche Südrand der subalpinen Molasse hat wahrscheinlich bis zur Tierfehd-Kuppel zurückgereicht (HABICHT, 1945); den heutigen Südrand der Molasse vermuten wir unter dem Klöntal.

Es läge nahe, die Erstfelder-Kuppel mit dem Gastern-Teilmassiv und dadurch (alpinktonisch gesehen) mit dem Aiguilles Rouges-Massiv zu verbinden, falls nicht in der Transversale des Haslitalles eine Ablösung der Strukturen stattfindet.

Die alpine Struktur des östlichen Aarmassivs wird durch die Limmern-Vättiser-Kuppel dominiert. Ihre frontale Digitation, die Windgällen-Falte, verschmilzt im Linthal, wie bereits angedeutet, mit der Hauptmasse. Die mesozoische Hülle ist im E (Calanda) in einige Kleindecken aufgespalten, im W (Kistenpass) dagegen in eine grössere Anzahl von kleineren Schuppen, z. T. mit Stirneinrollungen. Die vorderste dieser Schuppen, die Torkopf-Schuppe, ist stärker ausgeprägt (Überschiebungsbreite 1,5 km an der Tertiärbasis), und es ist möglich, sie mit der Hohfaulen-Decke des Reusstals zu vergleichen.

An einer tiefgreifenden und schon früh angelegten Linie, der Frisal-Störung (S. 128) ist die Limmern-Kuppel von den südlichen Schollen, dem Punteglias- und

dem Trunser-Teilmassiv abgetrennt. Im Tödigebiet ist die Sedimenthülle dieser südlichen Teilmassive grossenteils abgeschert und liegt heute in der subhelvetischen Griesstock-Decke sowie der helvetischen Wageten-Schuppe (S. 114). Weiter im E muss die weniger weit transportierte Tschopp-Decke, welche eine vermittelnde Stellung zwischen parautochthonen und subhelvetischen Einheiten einnimmt, von analogen Massivteilen abgerissen sein. Das Tamiser «Kristallin» (jungpalaeozoische

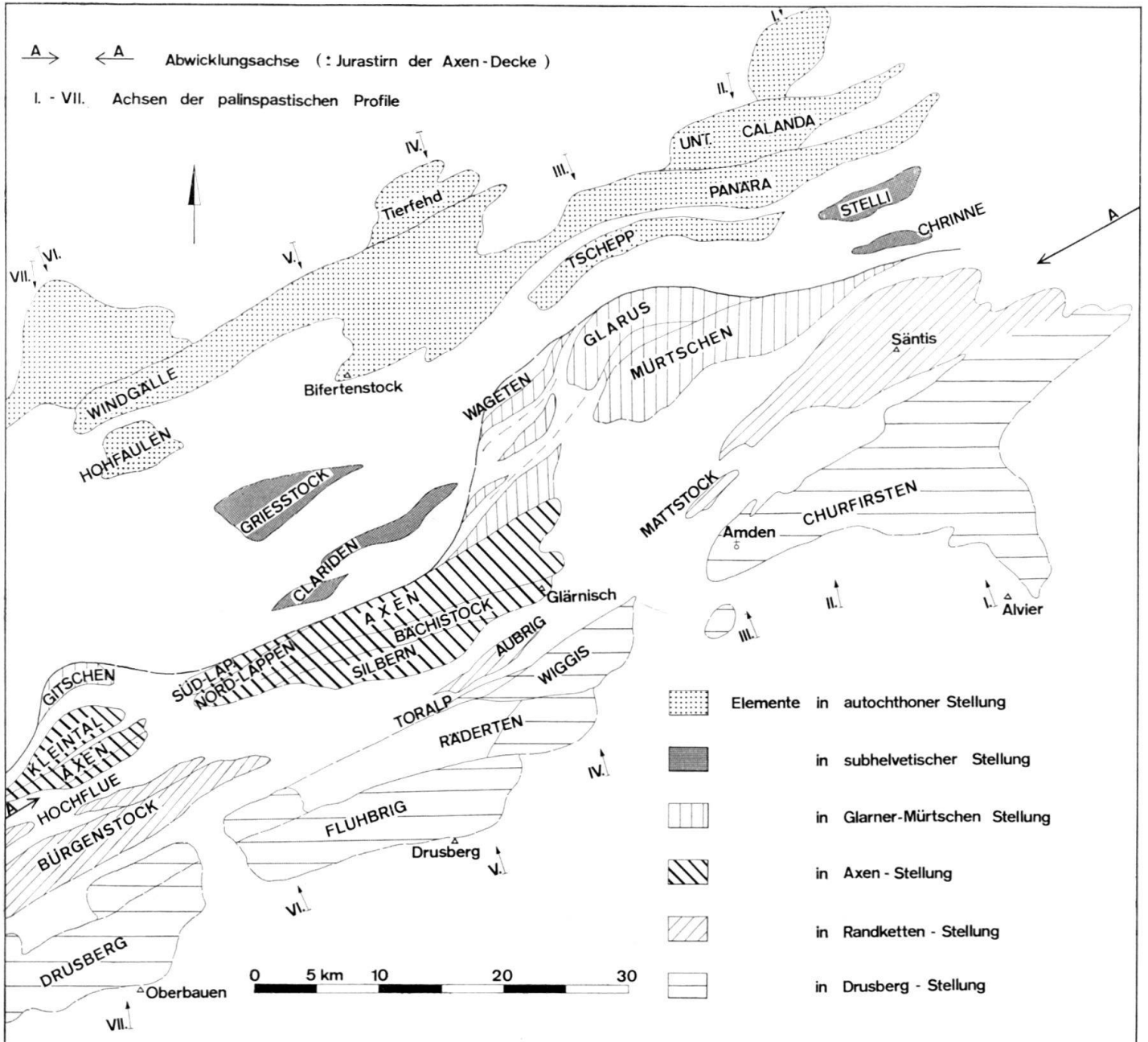


Fig. 1 Palinspastische Karte der Helvetischen Decken der Ostschweiz, auf dem Dach der Unterkreide-Formationen (Schrattenkalk).

Maßstab 1: 600 000. Zeichnung: E. Scheibner.

Vulkanite) kann als eine alpintektonische Fortsetzung von Punteglias- oder Trunser Massivlappen angesprochen werden.

Die komplexe Masse der Glarner Flyschdecken (nordhelvetischer Flysch, Blatten-grat- und Ragazer-Divertikel, Sardona-Decke) liegt im W über den autochthonen Elementen, im E mehr vor diesen. Sie hat sich bei der miocänen Gebirgsbildung wie ein jüngstes Glied der autochthonen Schichtfolge verhalten. Eine Herleitung von Blatten-grat- und Sardona-Divertikeln aus einer «parahelvetischen» Naht, wie sie von STAUB (1954) verfochten wurde, stösst auf so grosse fazielle und tektonische Schwierigkeiten, dass sie wohl kaum mehr ernstlich diskutiert werden muss (vgl. WEGMANN, 1961).

3. Elemente in subhelvetischer Stellung

Den Terminus «subhelvetisch» habe ich in meiner Jungfernpublikation (1945) vorgeschlagen, und zwar in rein geometrisch-deskriptivem Sinn, für unter der helvetischen Hauptüberschiebung mitgerissene Schuppen verschiedener Herkunft. Wie F. FREY (1965, S. 10) zu Recht kritisiert, haben verschiedene Autoren – darunter auch der Schreibende (1958) – diesen Begriff verwässert, indem sie von einer «subhelvetischen Fazieszone» und ähnlichem sprachen. Die subhelvetischen Scherben sind heterogener Abstammung; was sie verbindet, ist ihr «tektonisches Erlebnis» während der helvetischen Hauptphase.

Die grössten Vorkommen subhelvetischer Scherben finden sich in der Claridenkette (VON SCHUHMACHER, 1928; FREY, 1965). Ihr tiefstes Element ist hier die Griesstock-Decke, deren Schichtreihe westlich des Klausenpasses Malm bis Eocaen, östlich des Klausenpasses nur Malmkalke umfasst. Die Herkunft der Griesstock-Decke war bis vor kurzem umstritten; aber die Untersuchungen von P. KÄCH (im Druck) haben wohl eindeutig bewiesen, dass diese Decke von den südlichen Lappen des Aarmassivs, dem Punteglias- und Trunser-Lappen, abgeschert wurde. Auf die kinematischen Implikationen dieser Abscherung werden wir zurückkommen müssen (S. 128). Östlich der Kistenpass-Flem-Linie hat die Abscherung auch Teile des süd-aarmassivischen Kristallins («Hornblendegranit») mitgerissen; die Äquivalente der Griesstock-Decke liegen hier im Gipfelbau des Piz d'Artgas, des Crap Surtscheins und auf der Alp Ranasca. Am Piz d'Artgas sind sie mit einer höheren subhelvetischen Einheit, der Cavistrau-Decke, intensiv verschuppt. Jenseits der Querstörung des Panixerpasses tritt an die Stelle der Ranasca-Schuppen die Kleindecke des Tschopp, die ungefähr dem selben Faziesstreifen entstammt, nach ihrer tektonischen Stellung aber eher als paraautochthon angesprochen werden muss.

Allgemein wird die Schuppe der Wageten am Alpenrand der Griesstock-Decke zugeordnet. Dies mag faziesmässig berechtigt sein, da die Schichtreihe der Wagetenkette (Troskalk bis Taveyannaz-Sandstein) sehr gut das ursprünglich Hangende des Griesstock-Quintnerkalkes am Urnerboden darstellen könnte. Doch ist die tektonische Stellung der Wageten-Kette eine andere: sie ist mit der helvetischen Hauptdecke und über deren basaler Überschiebung verfrachtet worden. Logischerweise muss der Span der Wageten somit als ein Teil der eigentlichen helvetischen Decken bezeichnet werden. Im S-N gerichteten Querschnitt Punteglias-Urnerboden-Köpfler, der allerdings nicht genau normal zur Streichrichtung verläuft, finden wir somit ein

Beispiel, wie eine ursprünglich stratigraphisch zusammenhängende Schichtreihe auf drei geometrische Einheiten verteilt worden ist:

Grundgebirge bis unterster Quintnerkalk (Punteglias- und Trunser Teilmassiv):	autochthon,
Quintnerkalk (Griesstock-Decke):	subhelvetisch,
Troskalk bis Tertiär (Wageten-Schuppe):	helvetisch.

In den Brigelser Hörnern liegt über der geköpften Serie des Punteglias-Lappens eine verkehrte Schichtfolge von Verrucano bis Quintnerkalk, die Cavistrau-Decke; sie ist in die Mulde zwischen Punteglias- und Trunser-Lappen sekundär eingekeilt und eindeutig subhelvetischer Stellung, aber im Gegensatz zur süd-aarmassivischen Griesstock-Decke tavetschermassivischer Herkunft. Die «Glarner-Decke» der Claridenkette kann gut aus den jüngeren Schichtgliedern (Malm bis Eocaen) der Cavistrau-Decke abgeleitet werden. Der sehr komplizierte Bau der Claridengruppe ist von SCHUHMACHER (1928) und namentlich von FREY (1965) weitgehend abgeklärt worden. Trotzdem bleibt die ursprüngliche Stellung der verschiedenen isolierten Schuppen diskutabel. Mit SCHUHMACHER und im Gegensatz zu FREY möchten wir vermuten, dass die Langfirn-Schollen südlicherer Herkunft seien als die Gemsfahren-Kammerstock-Schuppe, und dass jene mit der Geisstritt-Schuppe verbunden werden könnten. Doch lässt sich weder die eine noch die andere These schlüssig beweisen. Die Frage ist nicht ganz gleichgültig, da sie das Problem der «frühhelvetischen Überfaltungsphase» tangiert (s. S. 129). Die Gipfelschuppe des Kammlistock möchten wir auf Grund ihrer Fazies mit ARBENZ (1912, 1934), LUTHER (1927) und SCHUHMACHER (1928) als ein subhelvetisches Element sehr südlicher Herkunft (Faziesstreifen der osthelvetischen Mürtschen-Decke oder der unteren Urirotstock-Decke) interpretieren.

Die höchsten subhelvetischen Elemente des Claridengebietes, die Fiseten-Orthalden-Schuppen FREYS, zeigen eindeutig mittelhelvetische Fazies. BRÜCKNER (1937, 1967) sieht sie als Verkehrtchenkel der Axen-Decke an, und diese Auffassung scheint heute wieder an Wahrscheinlichkeit zu gewinnen, falls wir eine frühhelvetische Faltungsphase annehmen (s. S. 129). Schliesslich muss der Lochseitenkalk unter der Glarner Hauptüberschiebung durchwegs als subhelvetisch bezeichnet werden, ganz gleich ob man ihn, mit ALBERT HEIM, als ausgewalzten Verkehrtchenkel einer primären Glarner-Falte oder, mit R. HELBLING, R. STAUB und den meisten neueren Autoren, als mitgerissenen Teil tieferer Decken deutet (vgl. S. 128).

Im mittleren Glarner Grosstal wird die Abtrennung der subhelvetischen Elemente von der helvetischen Glarner-Decke etwas problematisch. Dies gilt für die Schuppen des Sasberges in der Kärpfgruppe und für die basale Platte der Glärnischgruppe, welche nach ihrer tektonischen Stellung und ihrem Deformationsstil eine Zwischenposition einnehmen. Man kann sie am ehesten als helvetisch in bezug auf die Hauptphase, aber subhelvetisch in bezug auf die späte Stauch- und Gleitphase (s. S. 131) betrachten.

Ausserhalb des Gebietes zwischen Schächental, oberem Linthtal und Kistenpassgebiet sind, abgesehen vom Lochseitenkalk, nur wenige subhelvetische Scherben erhalten. Wir rechnen hierzu die Klippe der Krinne bei Ragaz und die Malmlinse des Weissberges im Engelbergertal.

Ein besonderes Problem betrifft die Anwesenheit subhelvetischer Scherben in der Calandagruppe. Wir denken hier besonders an die Malm- bis Oberkreide-Scholle des Pizalun bei Mastrils und an die Kreideschuppe des Stelli. OBERHOLZER (1933) und HELBLING (1938) deuteten diese Schollen als eingewickelter Ultrahelvetikum, was allein schon wegen der Fazies unwahrscheinlich ist. Andererseits ist die von HELBLING et al. später (1948, tektonische Karte) propagierte Zuordnung der Stelli-Schuppe zu den Mirutta-Schuppen (zwischen oberer und unterer Calanda-Decke) geometrisch unmöglich, da die erstere synform zwischen den beiden parautochthonen Einheiten ausspitzt (HELBLING, 1938, Tafel 1). Stelli und Pizalun sind:

- 1) zwischen die parautochthonen Schuppen eingewickelt (zumindest Stelli);
- 2) unter der helvetischen Hauptüberschiebung gelegen;
- 3) nord- bis mittelhelvetischer Fazies.

Man kann sie deshalb als subhelvetische Elemente deuten; ihr ursprüngliches Substrat könnte das Taminser «Kristallin» mit seiner altmesozoischen Hülle (Felsberger «Decke») sein, was sie in eine der Griesstock-Decke des Westens analoge (nicht homologe!) Stellung bringen würde. Eine andere Möglichkeit wäre die, Pizalun und Stelli als abgetrennte und nachträglich überfahrene Stirnteile der unteren bzw. der oberen Calanda-Decke anzusehen. Eine Neuaufnahme der Calandagruppe, mit Hauptaugenmerk auf faziellen und kleintektonischen Beobachtungen, ist dringend wünschbar.

4. Elemente in Glarner- und Mürtschen-Stellung

Glarner-Decke und Mürtschen-Decke sind frontale Teile der helvetischen Hauptdecke, deren Schichtreihe (Verrucano bis Eocaen) meist vollständig im Zusammenhang geblieben ist. In ihrer typischen Ausbildung sind sie an die Berge um das untere Linthtal, zwischen dem Ostende des Klöntaler Sees und dem Ostende des Walensees, gebunden; dies ist die Transversale, wo der Abscherungsrand der helvetischen Hauptdecke am weitesten nach N vorspringt.

Das Typusprofil der Glarner-Decke liegt in der Schiltgruppe bei Ennenda. Die von R. HELBLING (1938) vollzogene Aufspaltung in Schilt- und Gufelstock-Decke ist nicht gerechtfertigt (R. HUBER, 1964): diese Auftrennung ist ganz lokal und beruht darauf, dass der alte, schon mesozoisch angelegte östliche Rässegg-Bruch (GÜNZLER-SEIFFERT, 1952; SCHINDLER, 1959) beim Vormarsch der Mürtschen-Decke zu einer Überschiebung umgestaltet wurde. Die verkehrtliegende Elggis-Scholle, zu welcher auch die Grundkopf-Schuppe am Fuss des Wiggis gehört, wurde aus rückwärtigen Teilen der Glarner-Decke abgerissen; wir werden auf diese Erscheinung noch zurückkommen müssen (S. 132).

Gegen NE verliert die Glarner-Decke ihre jungmesozoischen Schichtglieder. Gegen SSW weicht die Verrucanofront der Decke scharf zurück; die Stellung der Sasberg-Schuppen und der Schichtfolge am Glärnischfuss wurde schon berührt. Die Cavistrau-Decke der Brigelserhörner war (in der helvetischen Frühphase) ein Teil der primären Glarner-Decke, ist aber in der Hauptphase unter der Hauptüberschiebung verblieben und somit heute subhelvetisch.

OBERHOLZER (1933) hatte die Trennung von Glarner- und Mürtschen-Decke weit in die Verrucanomassen hinein verfolgt und sie an die Grenze zwischen sernifitischem «Glarner»-Verrucano unten und phyllitischem «Mürtschen»-Verrucano oben verlegt. Ich war ihm hierin zunächst gefolgt (in BRÜCKNER et al., 1958), da ich den schiefrigen Verrucano mit Vulkaniten damals als generell älter ansah als den sernifitischen. FISCH (1961) und HUBER (1964) konnten aber in überzeugender Weise demonstrieren, dass eine solche tektonische Trennung im Sernftal nicht existiert. Dies bedeutet jedoch, dass die Auftrennung von Glarner- und Mürtschen-Decke nur die jüngeren Schichtglieder betrifft, dass die Überschiebungsbeträge umso geringer werden, je ältere Formationen wir berücksichtigen, und dass die Differentialbewegung innerhalb des Verrucano (durch relative Kompression des tieferen, relative Dehnung des höheren Anteils) kompensiert wird (Fig. 3, S. 134). Auf die für die Interpretation der Kinematik interessanten Beziehungen zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke im Schiltgebiet muss noch später eingetreten werden (S. 132).

Die Mürtschen-Decke umfasst in ihrem Typusprofil die Schichtreihe vom obersten Verrucano bis zum Eocaen. Westlich der Linth wird sie schmaler; sie ist hier ein parallelepipedischer, durch listrische Flächen herausgeschnittener Gesteinskörper. Die südliche Grenzfläche folgt nach SCHINDLER teilweise einer mesozoischen Verwerfung. STAUB (1954) hat die Forrenstock-Platte des Glärnisch von der Mürtschen-Decke der Schilt- und Wiggis-Gruppe abgetrennt und sie einer tieferen («Gufelstock») Einheit zugeordnet. Dies ist sowohl aus tektonischen Gründen wie auch wegen der Fazies (mächtige Zementsteinschichten, kein Troskalk, rauhwackenführende Trias) höchst unwahrscheinlich (SCHINDLER, 1959). Dagegen hat sich bei späten Bewegungen eine kleine, überfahrene Frontalschuppe, die nur am Ufer des Klöntalersees W von Rhodannenbergs aufgeschlossen ist, abgespalten. In einer dieser Rhodannenbergs-Schuppe analogen Stellung befindet sich vielleicht die Falte des Fli bei Weesen (ARNOLD HEIM, 1910–17; HERB, 1962).

Tektonisch müssen wir auch die Schuppe der Wageten in die Nähe der Glarner-Decke stellen, selbst wenn sie einem nördlicheren Faziesstreifen entspricht und wahrscheinlich östlich an die Kreide der Griesstock-Decke anschloss (s. S. 114). Im übrigen fehlt eine moderne stratigraphische Bearbeitung der Wageten-Schichtreihe.

Im Reusstal nimmt die Malm- bis Eocaen-Scholle des Gitschen eine der Glarner- und Mürtschen-Decke analoge Stellung ein, ohne dass sie der einen oder anderen dieser Einheiten direkt parallelisiert werden könnte. Nach ihrem Zurückweichen im Klausenpassgebiet, wo selbst mittelhelvetische Faziesabkömmlinge – Fiseten-Orthalden-Schuppen und Kammlistock-Gipfelschuppen – in subhelvetische Stellung gerieten, springt die Front der Abscherungsdecke westlich des Reusstals wieder vor, wenn auch weniger weit als im Linthquerschnitt.

5. Elemente in Axen-Stellung

Die Axen-Decke, deren Typusprofil zwischen Rophaien und unterem Riemenstaldertal liegt, umfasst die Hauptmasse der jurassischen Formationen zwischen Engelberger Tal und Linthtal. Diese grosse Jura-Decke führt in ihren Stirnpartien auch Kreideanteile sowie das Eocaen der schmalen Zone Sisikon-Pragelpass-Näfels,

welches LUGEON (1902) als Trennung zwischen «nappe inférieure de Glaris» und der «nappe supérieure de Glaris» benutzte. Von den rückwärtigen Teilen der Axen-Decke wurde die Kreide abgeschert und liegt teils in den «höheren Zweigdecken» des Silber- und Glärnischgebietes, teils, tektonisch selbständig geworden, in der Randkette der helvetischen Alpen.

Westlich des Engelberger Tales verschmilzt die Axen-Decke mit der Drusberg-Decke zur Wildhorn-Decke der Westschweiz (ARBENZ, 1907; MAZURCZAK, 1945). Östlich der Linth verliert sie ihre Kreideanteile an die Säntis-Decke, und das geometrische Äquivalent der Axen-Decke, die Gonzen-Decke (R. STAUB, 1954) enthält nurmehr die Schichtreihe von Verrucano bis Palfriesmergel.

Zwischen Urnersee und Linthtal ist die Abscherung der rückwärtigen Kreide der Axen-Decke im wesentlichen durch die fazielle Ausbildung der untersten Kreidestufe bedingt: wo der Öhrlikalk entwickelt ist, bleiben die Kreideformationen mit ihrer Juraunterlage solidarisch, wo dagegen mächtige Mergel des Valanginian s.l. auftreten, werden sie abgeschert. Die Abscherung von Kreidedecken ist besonders im Glärnisch- und Silbergebiet ausgeprägt. HANTKE (1961) hat zwar die Silber-Decke bis zum Kaiserstock und die Bächistock-Decke gar bis zum Urnersee verfolgt; doch verdienen diese kleinen Rückenschuppen der Axen-Decke den Namen «Decke» ganz bestimmt nicht mehr. Ihre Überschiebungsbreiten betragen weniger als 1 km.

Nord- und Südlappen der Axen-Decke überqueren noch den Urnersee. Westlich des Isentals keilen sie aus, und die Kreide des entsprechenden Faziesstreifens findet sich in einem Teil der Randkette (Niederhorn-Decke). An einer jüngeren Überschiebung (S. 136) sind tiefere Teile der Axen-Decke nachgerückt: die Urirotstock-Decken mit ihrem verkehrtliegenden Kreideschenkel, der «Kleintal-Serie» (ANDEREGG, 1940; SPÖRLI, 1966). Der Jura der Urirotstock-Gruppe entspricht grosso modo frontalen Teilen der Axen-Decke östlich der Reuss sowie einem etwas externeren, dort noch in der Mürtschen-Decke bzw. Kammlistock-Decke vertretenen Faziesstreifen. Die untere Urirotstock-Falte (Rimistock-Digitation) trug die Kreide der eigentlichen Axen-Decke. Ganz abwegig ist es, wenn HANTKE (1961) die obere Urirotstock-Falte (Walenstock-Digitation) der Drusberg-Decke zuordnen will. Untere und obere Urirotstock-Digitation schliessen direkt aneinander an (SPÖRLI, 1966; WYSS, mündliche Mitteilung), und der Jura der Walenstock-Digitation kann bestenfalls externen bis mittleren Anteilen der Randketten-Kreide (Pilatus-Hochflue) als ursprüngliches Substrat gedient haben.

Östlich der Linth bildet der Jura der Gonzen-Decke die schönen Faltschuppen des Seeztals (Taf. I); ebenso müssen südöstliche bzw. höhere Anteile der Verrucano-Trias-Lias-Folge südlich des Seeztals der Axen-Decke zugerechnet werden. Doch ist die Abtrennung von Mürtschen- und Axen-Decke hier nicht leicht. Wir legten (1949) die Grenzfläche in die Dogger-Synklinale von Hütten, was nur ganz wenig Verrucano bei der Mürtschen-Decke belassen hätte. MARKUS (1967) befürwortet mit guten Gründen eine Trennung in einem höheren Niveau, unter dem Prodkamm; auch diese Grenze zieht nicht weit in die Verrucano-Massen hinein (s. auch BRUNNSCHWEILER, 1959). Jedenfalls zeigt dieses Dilemma, dass die Trennung Mürtschen/Axen-Decke, wie diejenige Glarner/Mürtschen-Decke, im Verrucanostockwerk ganz untief wird. Dies gilt für die östlichen Glarner-Alpen; weiter westlich ist die helvetische Hauptdecke viel tiefer zerschlitzt, und wir glauben nach wie vor, dass die Liasreste

am Furggenhorn und am Panixerpass (WYSSLING, 1950) die Fuge zwischen Mürtschen- und Axen-Verrucano repräsentieren. Diese Zerschlitung äussert sich schon im westlichen Glarner Freiberg (AMSTUTZ, 1957; SCHIELLY, 1964).

Es ist denkbar, dass die von uns 1949 fälschlicherweise als Mürtschen/Axen-Fuge angesprochene Doggersynklinale von Hütten effektiv die Trennungsfläche zwischen der eigentlichen Mürtschen-Decke und der Walenstadter Zwischendecke sein könnte. Wegen der misslichen Aufschlussverhältnisse ist die Stellung dieses Elements problematisch; sogar seine Existenz ist – wohl zu Unrecht – in Zweifel gezogen worden (BRÜCKNER, 1940). Jedenfalls lässt sich die Walenstadter-Schuppe leichter als Rückenschuppe der Mürtschen-Decke denn als überfahrener Stirnteil der Axen-Gonzen-Decke interpretieren. Sie ist von der Gonzen-Decke scharf getrennt; bei Tschlerlach liegen Schiefer des unteren Dogger (Molser-Serie) über Quintnerkalk.

Grössere Schuppungen innerhalb der Axen-Decke südlich der Seez finden sich erst in den Verrucano-Trias-Lias-Schuppen der Guschagruppe (RICHTER, 1968). Profilkonstruktionen zeigen, dass sich die Hühnerkopf-Schuppe der Guscha zwanglos mit der Sennis-Schuppe im Malm-Dogger-Stockwerk verbinden lässt (s. Tafel I). Die Degradierung der Mürtschen-Decke zur Basis-Schuppe einer Axen-Decke s.l. (Klöntaler-Decke von R. STAUB) oder umgekehrt die Deutung der Axen-Decke als blosse Rücken-Digitation der Mürtschen-Decke («nappe du Mürtschenstock» von BOUSSAC, 1912) scheint uns nicht empfehlenswert. Die Trennung beider Decken ist mindestens so tief wie diejenige zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke, und in der Wiggisgruppe zeigen sie ganz unterschiedliches tektonisches Verhalten. Die Mürtschen-Decke zieht als einfache, nordfallende Platte bis Näfels, während die Axen-Decke in der schönen Berggestalt des Deyenstocks ihre Stirne findet. Die vor dieser Stirn liegenden Schuppen der Blankenalp, welche von einigen Autoren als Reste der Bächistock-Decke angesehen worden sind, interpretiert ROTH (1969) als mitgerissene Scherben aus der Mürtschen-Decke. Die Äquivalenz der westglarnerischen Axen-Decke mit der ostglarnerischen Gonzen-Decke wird auch dadurch dokumentiert, dass sich die Einwicklung der Drusbergdecke um die Axen-Stirn nicht nur am Deyenstock sondern, freilich in beschränkterem Ausmass, auch bei Lüsis findet (BRÜCKNER, 1940).

6. Elemente in Randketten-Stellung

Die Randkette (Sigriswilergrat–Schrattenfluh, Pilatus, Bürgenstock, helvetische Rigi, Aubrige, Mattstock, westlicher Nordsäntis) besteht aus Kreideschuppen und -falten mittelhelvetischer, aber im Einzelnen heterogener Herkunft, die über einem Kissen von komplexem «Randfisch» der Molasse aufliegen.

Nicht zur Randkette rechnen wir nordhelvetische Schubfetzen am Alpenrand (Wageten – Kapfenberg bei Weesen, Schuppe des Fli bei Weesen), obschon sie in ihrer heutigen geometrischen Stellung durchaus randkettenähnlich auftreten. Zwischen sie und die eigentlichen Randkettenelemente schalten sich in der palinspastischen Rekonstruktion Einheiten in Glarner – Mürtschen-Stellung und solche in subhelvetischer Stellung ein. Ganz befriedigend ist diese Abtrennung einer nordhelvetischen «Pseudo-Randkette» von der eigentlichen, mittelhelvetischen Randkette gewiss nicht, da die Definition nicht auf rein geometrischer Basis vorgenommen wird. Wollte man das geometrische Prinzip wirklich konsequent durchführen, so müsste

man ja schliesslich auch den völlig heterogenen, nordhelvetischen bis penninischen «Randflysch» der Randkette im weitesten Sinn zurechnen.

Wir brauchen die Stellung der eigentlichen Randketten-Elemente nicht im einzelnen zu analysieren, da dies HANTKE (1961) in hervorragender Weise getan hat (s. auch BUXTORF, 1910, 1924). Mit HANTKES Schlussfolgerungen gehen wir, mindestens was den Abschnitt zwischen Pilatus und Brunnen betrifft, vollkommen einig, auch wenn wir bezweifeln, dass etwa die Bürgenstock-Decke wirklich als geometrischer Körper der Silberndecke direkt homologisiert werden kann. Östlich der Schwyzer Alpen, in welchen die Randkette bis auf geringe Reste (Aubrige) fehlt, weil die Kreidesedimente des entsprechenden Faziesstreifens in Form der Bächistock- und Silberndecke zurückgeblieben sind, setzt die Randkette rasch wieder ein und entwickelt sich mächtig zum Faltenbündel des nördlichen Säntis. Bis zum Rotsteinpass (zwischen Säntis und Altmann) bleibt sie durch die Narbe des Gräppelensees von den südlichen Säntisfalten getrennt, welche mit der Drusberg-Decke der Churfürsten direkt in Verbindung stehen. Östlich des Rotsteinpasses jedoch wird diese Trennung bald illusorisch; Randkette und Churfürsten-Decke verschmelzen zu einer einheitlichen Säntis-Decke. Diese «Verwildhornung» der helvetischen Hauptdecke gilt auch für Vorarlberg, wo nur noch eine einzige helvetische Decke vorliegt. Ihre südlichen Anteile sind offenbar im Niveau des Doggers abgeschert, diejenigen nördlich der Mulde von Bezau (-Wildhaus) im Niveau der untersten Kreide.

An der Querstörung von Gamplüt (NNW Wildhaus) sind grössere frontale Teile des südlichen Faltenbündels, denen im E die schönen Berggestalten des Altmann und des Wildhauser Schafberges entsprechen, gegen W brutal abgerissen (s. KEMPF, 1966). Wir glauben, dass die westliche Fortsetzung des Schafberges bei einer späthelvetischen Anhebung der Churfürsten-Decke ausgequetscht wurde (s. S. 135). Der Mattstock, der rein stellungsmässig ein Relikt dieser ausgeschürften Zone sein könnte, wird auf Grund seiner Fazies einem etwas nördlicheren Streifen zugerechnet (HELBLING, 1938; HERB, 1962). Allenfalls könnte der zwischen dem Mattstock und der Durschlegi-Front der Churfürsten-Decke steckende Furgglen-Keil ein Palimpsest der Südsäntis-Falten sein.

Etwas problematisch ist noch die Stellung der Aubrige. Die von HANTKE vollzogene Gleichsetzung mit der Silberndecke ist nicht überzeugend, da Aubrig und Silberndecke weitgehend auf der gleichen Transversale liegen, ganz abgesehen davon, dass das primäre Fehlen der Silberndecke über dem Hinterglärnisch absolut unbewiesen ist. Fazial scheinen sich die Aubrige eher etwas südlicher einordnen zu lassen als die Silberndecke. Wir vermuten, dass es sich um eine abgerissene Frontalschuppe der Wiggis-Digitation der Drusberg-Decke handelt (vgl. W. BRÜCKNER, 1940).

So wie sich Randkette und Churfürsten-Decke am Rotsteinpass zur einheitlichen helvetischen Decke des östlichen Alpstein und der Vorarlberger Voralpen vereinigen, verschmilzt auch im W die Randkette, im speziellen die Niederhorn-Decke, an der Standfluh im Berner Oberland mit der Wildhorn-Decke. Südlichere Teildecken der Randkette schliessen sich schon weiter östlich der Drusberg- bzw. Wildhorn-Decke an. So ist bei Sarnen die Trennung zwischen dem Gewölbe des Muetterschwanderberges (Bürgenstock-Decke) und demjenigen der Hohen Brücke (Morschacher-Falte der Drusberg-Decke, westliches Äquivalent der Räderten-Digitation) zweifellos recht untief (s. BENTZ, 1948).

7. Elemente in Drusberg-Stellung

Die Drusberg-Decke umfasst die Hauptmasse der abgescherten südhelvetischen Kreide-Formationen. Als eigene Decke ist sie zwischen Brünig und Toggenburg individualisiert. W des Engelberger Tals verschmilzt sie mit der Axen-Decke, S des Thunersees auch mit der Randkette zur einheitlichen Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes. Am Rotsteinpass vereinigt sie sich im E wiederum mit der Randkette, jenseits des Rheins auch mit dem Gonzen-Jura zur einheitlichen Säntis-Decke des östlichen Alpsteins und der Vorarlberger Alpen.

Im Gebiet zwischen Sihltal und Obersee hat LUGEON (1902) drei Digitationen, die Wiggis-, Räderten- und Fluhbrig-Teildecken unterschieden, welche wegen des starken westgerichteten Axialgefälles jeweils SSW-NNE ziehende Gebirgskämme aufbauen. Diese These ist von allen späteren Geologen akzeptiert worden, doch hat sie HANTKE (1961) angefochten und die Trennungslinien als mesozoisch angelegte, SSW-NNE streichende Brüche gedeutet, hierin einer von GÜNZLER-SEIFFERT (1952) angedeuteten Idee folgend. Demgemäss lägen Fluhbrig, Räderten und Wiggis nicht hinter- bzw. übereinander, sondern nebeneinander; sie wären im wesentlichen aus dem selben Faziesstreifen herausgeschnitten und würden die selbe, nur durch Brüche versetzte Struktur repräsentieren.

Diese These HANTKES ist, in Anbetracht des im Gelände so prachtvoll sichtbaren Axialgefälles, nicht nur unwahrscheinlich, sondern sie wird durch die Feldbeobachtungen auch ganz direkt widerlegt. Nur einige Punkte seien erwähnt:

1) Die Grenzfläche zwischen Räderten- und Wiggis-Digitation fällt nicht, wie HANTKE auf seinen Profilen zeichnet, steil gegen SE, sondern flach gegen WNW. Dies geht aus der Intersektion der Schichtgrenzen wie auch aus den einzelnen Aufschlüssen (z. B. im Bachtobel bei Sulz, Koo. 716400/213800) eindeutig hervor. Auf dem Flyschrücken zwischen Schwändital und Oberseetal liegen noch bei Koo. 719600/217 750 Blöcke von Räderten-Kreidesteinen, die eine ganz bedeutende und flachliegende Überschiebung dieser Digitation beweisen.

2) Dasselbe gilt für die Grenze von Fluhbrig- und Räderten-Lappen im obersten Sihltal.

3) In den jeweils liegenden Einheiten sind in der Nähe der Überschiebungsflächen synklinale, z. T. allerdings schief (SW-NE) streichende Schleppungsfalten ausgebildet.

4) Die zerbrochene Risetten-Front der Wiggis-Digitation und die prachtvolle Bockmattli-Stirn der Räderten-Digitation zeigen gänzlich verschiedenen tektonischen Bau und können einander schon deshalb nicht gleichgesetzt werden.

5) Entgegen HANTKES Behauptung zeigt die Räderten-Digitation entschieden südlichere Kreidefazies als die Wiggis-Digitation (u. a. Mächtigkeitzunahme des Kieselkalkes, Vermergelung des unteren Schrattenkalkes); die Front der Räderten-Digitation schliesst faziell an den Südrand der Wiggis-Digitation an. Dasselbe Verhältnis besteht auch zwischen Fluhbrig und Räderten.

6) Die von HANTKE vollzogene Gleichsetzung des Gibel-Gewölbes (im unteren Muotatal) mit der Morschacher Falte ist absolut nicht überzeugend; ARBENZ' Parallelisierung (1934) mit der Fronalp-Niederbauen-Falte erscheint auf Grund der Vierwaldstätterseekarte, wo die Gibel-Falte deutlich über die abtauchende Morschacher Falte überschoben ist, weitaus plausibler. Man wird hier HANTKES neue Kartie-

rungen abwarten müssen. Jedenfalls lässt sich die Falte Seelisberg-Morschach auch auf Grund der Abwicklung (Tafel II) ganz zwanglos mit der Räderten-Digitation verbinden.

7) Eine unter der Fluhbrig-Digitation zwischen Muota und Wägital im Untergrund durchziehende Räderten-Morschach-Digitation liefert den einzig möglichen Raum, aus welchem die Kreide-Eocaen-Serien der äusseren Einsiedler Schuppenzone bezogen werden können.

Wir sehen keinen Grund, an der Existenz dreier Digitationen der Drusberg-Decke zwischen Sihltal und Linthtal zu zweifeln. Die einzige Stütze von HANTKES Umdeutung ist das Axiom: «Ein erosiver Abtrag ganzer Deckenteile ist höchst unwahrscheinlich» (loc. cit., S. 143).

Während die Räderten-Digitation sich wahrscheinlich bis nach Obwalden verfolgen lässt, streicht die Stirne der Wiggis-Digitation gegen SW zurück. Reste des ihr entsprechenden Faziesgürtels können in den Toralp-Schuppen des Pragelpassgebietes sowie im Randketten-Element der Aubrige vorliegen.

Am Südabfall der Brisenkette (Maisander) enthält die Drusberg-Decke auch noch oberjurassische Anteile (s. FICHTER, 1934). Ob man die höchsten Malmfalten der Karrenalgruppe der Axen-Decke oder, mit HANTKE, der Drusberg-Decke zuordnen will, ist diskutabel. Wir haben uns (Tafel II, Profil 5), für die erste Möglichkeit entschieden, da diese Falte des Höchturm und des Gipfelblocks der Schächentaler Windgälle mit der Liasfalte von Firnen (NE der Klausen-Passhöhe) verbunden erscheint; doch ist die zweite These durchaus vertretbar.

Die Aufspaltung der Drusberg-Decke in drei Digitationen ist auf das Gebiet W der Glarner Querkulmination beschränkt. N des Walensee-Seeztales liegt, zwischen Durchschlägi und Alvier, die einfache Platte der Churfirnen-Decke. Die Falte des Sichelkamms könnte abwicklungsmässig gut derjenigen am Brünnelistock entsprechen, was bedeuten würde, dass diese Falten vor der Aufgliederung der Drusberg-Decke durch die im oberen Wägital und oberen Oberseetal verlaufenden Störungen entstanden seien.

Kurz soll noch auf das Verhältnis zwischen Jura- und Kreide-Stockwerk in den Churfirnen eingegangen werden. Bekanntlich hat die Stirn der Kreide- (Säntis-) Decke die Lüsis-Stirn der Jura- (Gonzen-) Decke um ca. 11 km überfahren; hiervon wären allerdings einige Kilometer abzuziehen, da die Kreide des Nordsäntis ursprünglich auf südlichen Teilen des Mürtschen-Jura (Walenstadter-Schuppe) lag. In der Churfirnen-Gruppe ist nun das Jurastockwerk stark durch Faltung und Schuppung verkürzt, das Kreidestockwerk nur wenig – ein klassischer Fall von «plissement intercutané» (s. FALLOT, 1949). Diese Erscheinung lässt sich leicht erklären: die Gonzen-Decke wurde durch die Quintner-Kuppel der Mürtschen-Decke aufgehoben, während die Kreide der Säntis-Churfirnen-Decke darüber hinweg fahren konnte. Jedenfalls muss der Betrag der Differentialbewegung zwischen Jura- und Kreide-Stockwerk gegen SE immer geringer werden; im westlichen Fläscherberg ist der Kontakt schon beinahe stratigraphisch. Dies gilt auch für die südlichen Ketten des Vorarlberg, wo der Jura der Canisfluh praktisch konkordant mit den umhüllenden Kreideformationen gefaltet ist. Churfirnen- und Gonzen-Decke vereinigen sich also wurzelwärts, im Niveau der untersten Kreide, noch weit nördlich des Deckenscheitels, so wie dies auch – im Niveau des oberen Verrucano – Glarner- und Mürtschen-Decke sowie Mürtschen-Decke und Gonzen-Decke tun (s. S. 117 und S. 118).

Wir haben bereits angedeutet, dass sich die Randkette des Nordsäntis und die frontalen Teile der Churfirnen-Decke des Südsäntis östlich vom Rotsteinpass zu einer unteilbaren Säntis-Decke vereinigen. Wenn HANTKE (1961, Profile 35–37) auch hier noch in der Zentralschweiz definierte «Decken» ausscheiden will und dabei gezwungen wird, Deckentrennungen in ganz simpel gebaute Antiklinalen hinein zu verlegen, so führt er dadurch sein eigenes Korrelationsprinzip in höchst eleganter Weise ad absurdum.

8. Die «Wurzeln» der helvetischen Decken

Auf die Frage der helvetischen Deckenwurzeln möchten wir hier nicht eingehen, da wir diesem Problemkreis vor kurzem (1963) eine zusammenfassende Schrift gewidmet haben. Wir glauben, die gesamten helvetischen Decken (ohne Griesstock) von der Sedimentbedeckung des heute weitgehend verschluckten Tavetscher Massivs herleiten zu können. Für unsere Fragestellung ist es vor allem wesentlich, dass alle helvetischen Teildecken wurzelwärts zu einer einzigen Stamm-Decke verschmelzen.

Was bedeutet diese Narbe der «externen Wurzelzone»? Wir halten es nicht für ausgeschlossen, dass sie sich an der Nordgrenze des im Alttertiär – Eocaen und Oligocaen – fertig gebauten Hauptkörpers der Zentral- und Westalpen, d. h. der penninischen und ostalpinen Decken, bildete. Als dieser zentrale Block der Alpen endgültig konsolidiert war, von N her aber weitere Massen von Vorlandskruste unter den Alpenkörper nachrückten, entstand die nördliche Verschluckungszone Chur-Martigny und entwickelten sich daraus die im wesentlichen miocaenen helvetischen Decken.

Die Wurzelnarbe der palaeogenen Alpen liegt natürlich am Südrand des Gebirges. Theoretisch könnte man im südlichen Teil der Ostalpen noch eine weitere Narbenzone am Nordrand des kretazisch (insbesondere vorgosauisch) konsolidierten Blockes erwarten. Doch ist eine solche Narbe, falls sie überhaupt existierte, von den viel stärkeren palaeogenen und neogenen Bewegungen überwältigt worden. Wir würden sie etwa am Südrand des Tauernfensters suchen, doch ist dies vorderhand eine völlig in der Luft hängende Hypothese.

Zu diesen Überlegungen hat uns der Vergleich mit den Karpathen geführt, wo den jungkretazisch konsolidierten Zentralkarpathen die neogenen Flyschdecken der Externzone gegenüber stehen und wo die pieninische Klippenzone der oberflächliche Ausdruck einer solchen externen Narbe sein könnte.

Doch mit solchen Spekulationen verlassen wir endgültig den Boden der Deckengeometrie, den wir heute, dank der Arbeit vieler Generationen von Alpengeologen, im östlichen Helvetikum als einigermaßen gesichert ansehen dürfen. Die kinematische Deutung der geometrischen Verhältnisse, der wir uns nun zuwenden müssen, muss mit viel mehr Unbekannten rechnen.

III. Kinematische Fragen

1. Problemstellung

Blickt man von einem der Gipfel der südlichen Glarner Alpen auf den prachtvollen, messerscharfen Schnitt der Hauptüberschiebung, so kann man sich zunächst des Eindrucks fast nicht erwehren, dieses Gebirge müsse aus einem Guss entstanden sein. Aber obschon die kinematischen Verhältnisse in den Glarner Alpen einfacher

sind, als in den meisten andern Teilen der Alpen, bringt auch hier jede genauere Analyse Tatsachen ans Licht, die nur durch die Annahme mehrerer Bewegungsphasen erklärt werden können.

Wir sind allerdings noch weit davon entfernt, jede Bewegungsbahn und jede faltenartige Struktur eindeutig einer bestimmten Phase zuzuordnen zu können. Die kinematische (und damit auch die mechanische) Deutung der tektonischen Strukturen bleibt immer polymath. Im Prinzip hat schon ARBENZ (1934) die Bewegungsabfolge innerhalb der helvetischen Decken erkannt. Für Einzelgebiete haben BRÜCKNER (1943, Schächental), SCHINDLER (1959, Glärnisch) und SPÖRLI (1966, Urirotstock) verfeinerte Schemata publiziert. Alle diese Deutungen, wie auch diejenigen von GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1943) sind gut untereinander vergleichbar, so dass die Hauptzüge des Bewegungsablaufs wohl als gesichert gelten können. Eine der Hauptschwierigkeiten liegt natürlich darin, bei einer auf Grund der Geometrie eruierten Bewegungsabfolge zu entscheiden, ob es sich effektiv um verschiedene Phasen oder um gestaffelte Bewegungen innerhalb einer einzigen Deformationssequenz handelt.

Wir möchten hier vor allem versuchen, die Existenz verschiedenartiger und verschiedenalteriger Bewegungen an einigen Beispielen aufzuzeigen. Das gewählte «Phasenschema» soll keinesfalls als definitiv gewertet werden, namentlich soweit es die helvetische Früh- und Hauptphase anbelangt. Wir stützen uns dabei in erster Linie auf die kinematische Interpretation der tektonischen Grossformen. Kleintektonische Untersuchungen sind in den helvetischen Decken der Ostschweiz bisher nur stellenweise systematisch durchgeführt worden, trotz den bahnbrechenden Forschungen von ALBERT HEIM (1878); es wäre wohl verfrüht, die Resultate solcher stichprobenartiger oder lokaler Messungen verallgemeinern zu wollen. Hier liegt noch ein weites Feld für zukünftige Arbeiten.

2. Mesozoische und eocaene Bewegungen

Die Einsenkung der externen Miogeosynklinale der Alpen begann ziemlich genau an der Trias-Jura-Wende und verstärkte sich vom mittleren Lias an. Bis in die Kreidezeit verschob sich der Rand der Miogeosynklinale nur um 5 bis 8 km gegen N. Der Nordrand der helvetischen Schubmasse fällt im ostschweizerischen Sektor ungefähr mit dem Nordrand der mesozoischen, insbesondere unterkretazischen Miogeosynklinale zusammen. Einzig in der Transversale des unteren Linthtales sind in der Glarner Decke und dem Nordteil der Mürtschen-Decke Faziesstreifen mit geringmächtiger Schelf-Entwicklung der mesozoischen Formationen in die helvetischen Decken einbezogen worden: hier aber macht sich der Einfluss des jungpalaeozoischen, SW-NE verlaufenden «Glarner Grabens» bemerkbar, so dass die Abscherung nahe der Basis der mächtigen Verrucano-Gruppe erfolgen konnte. Das merkwürdige Vorspringen des Deckenrandes (s. Fig. 1, S. 113) kann also sehr gut durch die besondere Palaeogeographie dieses Abschnittes erklärt werden.

Auch im einzelnen wird der Verlauf der Bewegungsbahnen sehr weitgehend durch die Ausbildung der mesozoischen Sedimentserien gesteuert. Hierauf hat DE SITTER (1939) erstmals hingewiesen. So schert die Mürtschen-Decke dort von der Glarner Decke ab, wo in der triadischen Röti-Formation gegen S die evaporitischen Bildungen (heute Rauhacken) einsetzen. Die Kreidedecken (Bächistock, Silbern, Randketten-

Elemente, Drusberg-Decke) konnten sich nur dort von ihrer bei der Axen-Gonzen-Decke verbliebenen Jura-Unterlage losreissen, wo die unterste Kreide in der Fazies der Palfries-Mergel entwickelt war oder zumindest mächtigere Öhrlimergel aufwies (TRÜMPY, 1965). Wo die Öhrli-Formation in kalkiger Fazies ausgebildet war, blieben Kreide- und Juraserien tektonisch weitgehend solidarisch. Desgleichen wurden die jüngsten Kreideformationen nur dort in die frühen Divertikulationen einbezogen, wo mächtige Amdenermergel vorhanden waren; im N, wo die Amdenerschichten der vor-eocaenen Erosion, und im äussersten S, wo sie der Erosion vor Ablagerung der Wangschichten zum Opfer gefallen waren, blieben die obersten Kreideformationen sowie die Nummulitenschichten auf ihrem normalen Substrat.

Mesozoische Verwerfungen und Flexuren wurden im osthelvetischen Raum zuerst durch GÜNZLER-SEIFFERT (1941) vermutet und später durch TRÜMPY (1949), SCHINDLER (1959) und SIBYLLE DOLLFUS (1965) bestätigt (s. auch BAER, 1959). Sie sind im allgemeinen normal und antithetisch. Die Bewegungen an diesen Störungsflächen spielten vor allem im unteren und mittleren Jura, dann auch wieder in der Unterkreide, wo allerdings stellenweise der Verwerfungssinn umgekehrt wurde. Die kretazischen Störungen sind besonders aus dem Gebiet westlich der Linth bekannt (SCHINDLER, 1959, 1969; SPÖRLI, 1966), während sie merkwürdigerweise in der Säntis- und Churfirstengruppe bislang nicht nachgewiesen werden konnten. Besonders stark wirkten sie sich im Mittelhelvetikum westlich des Reusstals aus, was auf den palinspastischen Profilen (Tafel II, Profile 5 und 7) durch eine sprunghafte Mächtigkeitszunahme der Kreideformationen zum Ausdruck kommt. SCHINDLER hat eine ausgezeichnete Analyse der mesozoischen Brüche in der Glärnischgruppe gegeben und hat auch gezeigt, wie die alpinen Bewegungsbahnen durch diese präexistenten Schwächezonen gelenkt werden können.

Während die prä-obercampanen (vor-Wang) Schollenbewegungen bekanntlich auf den äussersten Süden des helvetischen Raumes beschränkt blieben, haben jüngere, eocaene Bruchstörungen eine viel grössere Verbreitung. Man kennt sie aus dem Autochthon des Kistenpassgebietes (Karte von HELBLING et al., 1948), aus dem Nord- und Mittelhelvetikum (BRÜCKNER, 1946), wie auch aus dem Südhelvetikum der Drusberg-Gegend (JEANNET, 1941; FREI, 1963). Diesen Brüchen sind auch flachwellige Faltungen zugeordnet, während solche bei den mesozoischen Störungen nicht bekannt sind. Wir können diese eocaenen Deformationen als Ausläufer der starken Faltungen, welche zur selben Zeit internere Teile der Alpen ergriffen haben, betrachten.

3. Die oligocaenen Divertikel

Die ältesten bedeutenderen Tangentialbewegungen in den östlichen helvetischen Alpen haben die oberflächliche Abscherung der «eingewickelten», «vorüberschobenen» oder besser «frühabgeglittenen» Divertikel von jungkretazischen und alttertiären, schieferreichen Formationen bewirkt. Diese inkompetenten Formationen sind auf ihr jeweiliges Vorland aufgefahren, das zu diesem Zeitpunkt in der Regel noch nicht von Faltungen, oder höchstens von flachen Wellungen, betroffen war. Bei den nachfolgenden, miocaenen Hauptbewegungen blieben diese in der Frühphase aufgeglittenen Divertikel passiv; sie übernahmen die Rolle der jüngsten stratigraphischen Glieder der helvetischen Schichtfolge (Substitution de couverture). Diejenigen

Divertikel, die am weitesten nach N gegliedert waren, kamen dadurch unter die spätere Hauptüberschiebung zu liegen; solche, die auf südlicheren Abschnitten der zukünftigen helvetischen Decken liegen geblieben waren, wurden auf deren Rücken verfrachtet.

Den Mechanismus dieser Abscherungen und die Herkunft der einzelnen Divertikel haben LEUPOLD (1937, 1943) und seine Schüler (BISIG, 1957; RÜEFLI, 1959; WEGMANN, 1961; HERB, 1962, FREI, 1963), sowie FORRER (1950) ausführlich diskutiert. Ob das höchste Flyschdivertikel, die Sardona-Decke, dem penninischen oder dem ultrahelvetischen (Gotthard-) Raum entstammt, lässt sich schwer entscheiden; falls die von RÜEFLI (1956) gefundenen Tonschiefer wirklich der Coroi-Serie (gotthardmassivischer Unterdogger) angehören, würde die zweite Lösung wahrscheinlicher. Der Ragazer-Flysch dürfte, auf Grund von Faziesanalogien mit der Liebensteiner Decke Vorarlbergs, dem ultrahelvetischen Raum zugeordnet werden dürfen, ebenso die Habkern- und Schlieren-Flyschdecken der Zentralschweiz. Auf den ersten Blick scheinen sich Sardona- und Schlieren-Serien recht fremd gegenüber zu stehen; doch ist es nicht undenkbar, dass man den jüngstkreatazischen Sardona-Flysch mit Kristallinkonglomeraten dem sogenannten basalen Schlierenflysch – namentlich den von GEIGER (1956) und FREI (1963) hierzu gerechneten Formationen in den Nidwaldner und Schwyzer Alpen – als zumindest analoge Bildung zur Seite stellen kann. Auch der Vergleich von Sardona-Quarzit und Guber-Sandstein sowie derjenige der Mörderhorn-Schichten des «Ilerdian» mit der Hauptmasse des Schlierenflyschs scheint uns nicht völlig abwegig; generell könnte der Sardona-Flysch aus einem schwellennäheren Teil des Beckens stammen, in dessen Zentrum der Schlierenflysch abgelagert wurde.

Die Herkunft der «eingewickelten» Blattengrat-Divertikel und der weitgehend analogen, aber noch auf dem Deckenrücken verbliebenen Wildhauser- und Einsiedler-Schuppenzone konnte, namentlich auf Grund eingehender Faziesanalysen, recht gut bestimmt werden. In der Ostschweiz steht hierfür praktisch der ganze Raum südlich der Silber-Decke und des mittleren Säntis zur Verfügung. In der Zentralschweiz, wo noch tertiäre Bildungen auf dem Drusberg-Rücken verblieben sind, muss die Abscherung der hier viel schmaleren und weniger weit transportierten Einsiedler-Schuppen vor allem im Bereich der Räderten-Digitation geschehen sein. Noch etwas externer Herkunft dürfte ein Teil der heterogenen Engelberger Schuppenzone sein (SCHUMACHER, 1949).

Während man bis vor einigen Jahren die südhelvetischen Blattengrat-Divertikel dem nordhelvetischen, «autochthonen» Sandsteinflysch noch scharf gegenüberstellte, haben die Untersuchungen von STYGER (1961) ergeben, dass auch bedeutende Anteile dieser jungeocaenen bis altoligoocaenen Flyschformationen in der frühen Divertikulationsphase abgeschert worden sind und dass ihre ursprüngliche Unterlage gar nicht der jetzige autochthone Sedimentmantel gewesen sein kann. Vielmehr müssen diese höheren Schuppen des nordhelvetischen Flyschs, insbesondere die Vorstegstock-Scholle, über dem Mesozoikum der späteren Glarner- und Mürtschen-Decke, wenn nicht gar der Axen-Decke gelegen haben. Dies bringt sie natürlich in die Nachbarschaft der Blattengrat-Divertikel, und es ist gar nicht erstaunlich, in den höchsten Flyschschuppen der Claridengruppe (FREY, 1965) oder im subalpinen Randflysch vor der Schrattenfluh Globigerinenschiefer südhelvetischen Typus («Fleckenmergel»), unterpriabonen, südhelvetischen Flysch und jüngsteocaenen Taveyannaz-Sandstein stratigraphisch miteinander verknüpft zu finden.

Bei der Heimweisung der nordhelvetischen Flyschdivertikel stösst man auf die Schwierigkeit, dass die Schichtreihe der Wageten-Schuppe wie auch der Griesstock-Decke bis in den Taveyannaz-Sandstein reicht. Dieser Streifen mit nicht abgeschertem Taveyannaz-Sandstein muss offenbar irgendwo innerhalb des nordhelvetischen Flyschraumes liegen. Man könnte vermuten, dass er südliche, deutlich allochthone Flyschdivertikel von nördlicheren (Hausstock-Muttenberg-Scholle) schied, welche gegenüber ihrem autochthonen Substrat nur wenig bewegt wären. Bei weiterer Ausspinnung dieser Gedankengänge könnte man dazu gelangen, nur die internen Divertikel den oligocaenen Aufgleitungen zuzuschreiben, die Abscherung der nördlichen Divertikel und auch der subalpinen Molasseschuppen jedoch in eine spätere Phase zu verlegen. Diese Hypothese wurde auch auf Tafel II angedeutet; doch möchten wir festhalten, dass sie vorderhand nur durch sehr wenige Tatsachen gestützt ist. Die Untersuchungen von SIEGENTHALER im Sernftal werden zweifellos weiteres Licht in diese Frage bringen.

Die *Mise en place* der oligocaenen Divertikel darf man sich wohl als einen lawinenartigen Vorgang vorstellen (womit nichts über die effektive Geschwindigkeit der Bewegungen ausgesagt werden soll). Bei der palaeogenen Hauptfaltung der internen alpinen Zonen wurden Abscherungsdecken – namentlich penninische Flyschdecken und kalkalpine Decken – auf ihr ungefaltetes Vorland abgeschoben. Dadurch wurde das hydrostatische Gleichgewicht in den Jungschichten dieses Vorlandes gestört, und sie rutschten jeweils ein Stück weiter vorwärts, dabei die höheren penninischen und ostalpinen Decken auf sich mittragend. Die Ankunft der inneralpinen Abscherungsdecken hätte also die Abscherung des Sardonaflieschs ausgelöst, diese wiederum diejenige der Blattengrat-Divertikel und schliesslich diejenige des nordhelvetischen Flyschs, zumindest der Vorstegstock-Scholle. Diese Vorgänge müssen unter geringer Überlastung und wahrscheinlich unter Mitwirkung von Schweregleitungen vor sich gegangen sein. Kleinstrukturen, die mit Sicherheit auf diese oligocaene Divertikulationsphase zurückgeführt werden können, sind durch die jüngeren Faltungen meist unkenntlich geworden; jedenfalls konnte sich kein Clivage entwickeln. Die Verteilung von Sardona-Ragazer-, Blattengrat- und nordhelvetischen Flyschdecken deutet darauf hin, dass es im künftigen helvetischen Bereich noch zu keinen grösseren Faltungen und Abscherungen im mesozoischen Substrat gekommen war. Dagegen ist es möglich, dass Sardona- und Blattengrat-Decken auf ein erodiertes Relief des «nordhelvetischen» Flyschs aufglitten.

Diese Bewegungen sind höchst wahrscheinlich mittel- bis oberoligocaenen Alters. Sie haben noch unteroligocaene Formationen, z.B. die Fischschiefer von Engi, erfasst; Gerölle von Einsiedler Nummulitenkalken, die aus solchen Divertikeln stammen müssen, erscheinen in den oberstampischen Nagelfluhen der Nordostschweiz (TANNER, 1944; HABICHT, 1945). Man wird die Divertikulationen im ostschweizerischen Helvetikum wohl direkt mit den viel bedeutenderen des westschweizerischen Ultrahelvetikums vergleichen dürfen, die im mittleren Stampian stattgefunden haben. BRÜCKNER (1943) setzt denn auch diese frühen Aufgleitungen der «ultrahelvetischen Phase» gleich. Ob diese Divertikulationen mehr oder weniger kontinuierlich abliefen oder ob es sich um zeitlich getrennte Einzelbewegungen handelt, vermögen wir nicht zu entscheiden.

4. Die frühhelvetische Überfaltungsphase

Zur Ausscheidung einer frühhelvetischen Überfaltungsphase wurden wir namentlich durch die Aufnahmen von P. KÄCH (1969 und Diss. im Druck) in den Brigelserhörnern bewogen. Die Brigelserhörner liegen unter der helvetischen Überschiebung der Hauptphase, sodass hier Strukturen der Frühphase fossilisiert blieben. Vor allem zwei Ergebnisse KÄCHS sind für die Deutung der Kinematik wichtig:

a) Eine südliche Scholle des Aarmassivs, heute sekundär in Punteglias- und Trunser Lappen aufgespalten, hat sich schon früh herausgehoben, während die Hauptmasse des aarmassivischen Kristallins (heute: Tierfehd- und Limmern-Kuppel) noch undeformiert blieb.

b) Der Vorstoss einer Decke (Cavistrau-Decke) von S her hat die Sedimenthaut von diesem frühen Aarmassivkeil («Proto-Aarmassiv») abgeschürft. Diese Sedimente liegen heute in der subhelvetischen Griesstock-Decke. Von der Cavistrau-Decke ist nur der sehr mächtige Verkehrtshenkel (Verrucano bis Quintnerkalk) erhalten.

Wir schliessen daraus, dass die Cavistrau-Decke den Charakter einer liegenden Falte hatte. Diese Decke sehen wir andererseits als eine primäre Anlage der helvetischen Glarner-Decke an. In der Tat fehlen auch in der Glarner Decke des Linthtales Anzeichen von solchen alten Faltenstrukturen nicht; ganz besonders deutlich sind sie am Westhang der Schönau, oberhalb Hätzingen (SCHIELLY, 1964). Auch wenn wir den Bau des Verrucanokernes der Glarner-Decke im Freiberg, namentlich auf Grund der noch unpublizierten Aufnahmen von NIO, etwas anders deuten möchten, als es SCHIELLY tut, ist hier die Existenz eines gut entwickelten Verkehrtshenkels der Glarner-Decke doch ganz eindeutig.

Durch die Beobachtungen KÄCHS ist ein alter Widerspruch in der kinematischen Deutung der Glarner Decken gelöst worden. Viele Autoren (so ARBENZ, 1934; STAUB, 1954; SCHIELLY, 1964; FREY, 1965) haben darauf hingewiesen, dass die tieferen helvetischen Decken offenbar an einem ost-aarmassivischen Vorsprung, einer «Tödi-Ecke», gebremst worden seien und haben auch das SSW-NNE-Streichen der Glarner-Decke im Linthtal mit diesem «ominösen Hindernis» erklärt. Dies schien zunächst schwer verständlich, da ja die Heraushebung des Aarmassivs jünger sein musste als der Deckenschub. Die Verhältnisse an den Brigelserhörnern zeigen nun, dass dieses Hindernis effektiv existierte: aber es war nur ein Teil (Punteglias-Trunser-Teilmassiv) des späteren Aarmassivs, und seine Hemmwirkung äusserte sich zur zu Beginn des Deckenschubes – eben während dieser frühen Faltungsphase. In der Hauptphase dagegen wanderten die Decken praktisch unbehindert über das tiefliegende Aarmassiv hinweg.

Dies führt nun aber dazu, das abnormale SSW-NNE-Streichen der Glarner-Decke im Linthtal als alt anzusehen und die Entstehung des berühmten «Glarner Bogens» (ARBENZ, 1913, 1934; STAUB, 1954) schon in diese frühe Überfaltungsphase zu verlegen. In der Hauptphase scheinen sich die helvetischen Decken, soweit sich dies bis heute beurteilen lässt, generell gegen NNW bewegt zu haben.

Auch die Stellung des Lochseitenkalkes muss neu diskutiert werden. Von ALBERT HEIM und seinen Schülern wurde er als ausgewalzter Liegendshenkel der helvetischen Faltendecke angesehen, von HELBLING und STAUB dagegen verschürften Teilen subhelvetischer Elemente, insbesondere der Griesstock-Decke, zugerechnet. Wenn aber die helvetischen Decken wirklich zunächst als Deckfalte angelegt worden

sind, gewinnt die HEIMSche These wieder an Wahrscheinlichkeit. An der SW-Ecke des Glarner Freiberges, unter dem Bützistock, Hahnenstock und Kalkstöckli, ist es ja praktisch unmöglich, Lochseitenkalk und verkehrtliegendes Mesozoikum der Glarner-Decke (Sasberg-Schuppe) gegeneinander abzugrenzen. An vielen Stellen liegt über den grossenteils oberjurassischen Kalkmyloniten gelber Dolomit, so etwa an der Käpfbrücke oder am Westgrat des Hausstocks. Wir glaubten lange, dass es sich hier um T-Dolomite handle, wie sie SPÖRLI (1966) von Schubflächen in der Urirotstockgruppe beschrieben hat; doch gleicht das Gestein, besonders am Hausstock, triadischem Rötidolomit so sehr, dass man doch eher an eine verkehrte Schichtfolge denken muss.

Sicher verkehrt liegt der Oberjura und Unterkreide umfassende «Lochseitenkalk der Axen-Decke» (BRÜCKNER, 1943) im Klausenpassgebiet (Fiseten-Orthalden-Schuppen, FREY 1965). Hier ist die Deutung als zurückgebliebener und ausgewalzter Mittelschenkel einer primären Deckfalte gewiss sehr naheliegend.

Ob die Clariden-Schuppen der ursprünglichen Stirne der Cavistrau-Decke, d. h. der primären Glarner-Decke, entstammen, oder ob es sich um externere, beim Vormarsch der Cavistrau-Decke abgeschürfte Elemente handelt, lässt sich schwer entscheiden, solange die gegenseitige Stellung der normal- und verkehrtliegenden Scherben der Claridenkette nicht eindeutig abgeklärt ist (s. S. 115). Jedenfalls kann der Bau dieser subhelvetischen Palimpseste nur verstanden werden, wenn wir erhebliche tektonische Deformationen vor der helvetischen Hauptphase annehmen.

Sicher ist jedenfalls, dass die Griesstock-Decke in dieser frühhelvetischen Überfaltungsphase von ihrem autochthon gebliebenen süd-aarmassivischen Substrat abgerissen wurde. Da die Schichtreihe sowohl im Schächental als auch an der Wageten noch Taveyannaz-Sandstein umfasst (S. 127), kann man vermuten, dass sich die ursprünglich nördlich des Griesstock-Raumes gelegenen, externen Divertikel des nordhelvetischen Flyschs erst zu diesem Zeitpunkt in Bewegung gesetzt haben. Dies müsste alsdann auch für die erste Abscherung der Schuppen der subalpinen Molasse gelten, deren ursprünglicher Ablagerungsraum sich ja offenbar bis auf die Erstfeld-Tierfeld-Pfäferser Kuppel zurück erstreckt hat (HABICHT, 1945). Die tektonischen Verhältnisse im Sernftal (OBERHOLZER, 1933; BISIG, 1957; SIEGENTHALER, mündl. Mitt.) zeigen, dass die dortigen Flyschmassen nach dem Auffahren der Blattengrat- und Sardona-Divertikel, aber noch vor der Ausbildung der helvetischen Hauptüberschiebungen stark deformiert wurden; auch diese Deformation müsste der frühhelvetischen Phase zugeschrieben werden.

In die selbe Periode fällt wahrscheinlich die Ablösung zweier kleinerer Divertikel, nämlich des «Flyschs» von Martinsmaad (WEGMANN, 1961) sowie der Schuppenzone des Klausenpasses (BRÜCKNER, 1943, BRÜCKNER et al., 1967; FREY, 1965). Die Mergelschiefer dieser beiden kleinen tektonischen Elemente sind auffallend intensiv und wirr zerknittert, während die Schiefer in den oligocaenen Divertikeln relativ ebenflächig sind.

Für die Datierung dieser Phase haben wir keine sicheren Anhaltspunkte. Falls die erste Abscherung der Molasseschuppen effektiv zu dieser Zeit erfolgte, müsste sie zumindest nach dem «Aquitane» stattgefunden haben. Im übrigen braucht diese frühhelvetische Überfaltungsphase von den helvetischen Hauptüberschiebungsphasen durch keinen zeitlichen Hiatus getrennt zu sein; es ist durchaus möglich, dass die Deformation mehr oder weniger kontinuierlich vor sich ging.

5. Die helvetischen Hauptphasen

Während dieser Phasen erfolgte der Haupttransport der helvetischen Decken. In der Frühphase waren sie in der Zentralschweiz noch hinter der Anlage des Aar-massivs stecken geblieben (Überschiebungsweite einige km?), und nur östlich dieses Spornes waren die Decken bereits um vielleicht 10–15 km vorgestossen. Der Horizontaltransport während der Hauptphasen dürfte 30–40 km betragen haben, die Krustenverkürzung (Annäherung von Aar- und Gotthard-Massiv) von Früh- und Hauptphase zusammen 30–35 km.

Diese grosse Überschiebung, längs einer wahrscheinlich subhorizontalen Fläche, hat die meisten Strukturen der helvetischen Decken geschaffen. Sie muss unter erheblicher Überlastung vor sich gegangen sein, so dass der Lochseitenkalk plastisch deformiert werden konnte. Der überlagernde Sernifit wurde im hinteren Sernftal und im südlichen St. Galler Oberland zum sogenannten «Plagioklasgneis» umgewandelt – vielleicht einer der ganz wenigen Fälle von echter Dynamometamorphose. Über der Lochseite mögen zur Zeit der Hauptüberschiebung 3 km helvetischer Verrucano und Mesozoikum, 1 km Flyschdecken und 1–2 km ostalpine Decken (inkl. Simmen-Decke, soweit sie nicht schon durch die stampische Erosion abgetragen war; s. SPECK, 1953) gelegen haben (zusammen 5–6 km). Die Ausbildung der besonders im unterliegenden Flysch sowie im Verrucano-, Trias- und Jura-Stockwerk ausgeprägten Schieferung ist im wesentlichen sicher der Hauptphase korrelat. Auch die sehr intensive Plättung und Streckung der Gesteine im Bereich des heutigen Deckenscheitels muss wohl ausschliesslich dieser Phase zugeschrieben werden. Der frühen Überfaltungsphase zugeordnete, ältere Schieferungsflächen sind bisher nicht mit Sicherheit nachgewiesen worden, doch kann man sie an einigen Orten, u. a. in den übel zerknitterten Hergenschiefeln der Claridengruppe, zumindest vermuten.

Bei der helvetischen Hauptphase wurde der Widerstand des in der Frühphase wirksamen «Proto-Aarmassivs» überwunden. Die neuen Schubbahnen wurden stellenweise in höherem Niveau angelegt als die ursprünglichen, wodurch Teile der primären Faltungsdecken sowie an deren Front abgescherte Scherben in subhelvetische Stellung gerieten; sie blieben entweder südlich des zukünftigen Deckenscheitels zurück oder gelangten unter der Hauptüberschiebung bis in die Gegend des hinteren Linthtals und des Schächentals. Die Deckenbewegung ging offenbar generell von SSE nach NNW; den «Glerner Bogen» versuchten wir (S. 128) als transportierte Struktur, als Erbstück der frühen Überfaltungsphase, zu deuten – was allerdings nur das Gewicht einer provisorischen Arbeitshypothese trägt.

Auch die Aufspaltung der Schubmasse in Teildecken sowie die Ausbildung der parautochthonen Schuppen ist offensichtlich während dieser helvetischen Hauptphase erfolgt. In einzelnen war der Vorgang sicher komplex, indem ursprüngliche Bewegungsbahnen inaktiv werden konnten und neue entstanden. Meist geschah dies in der Weise, dass tiefere und frontälere Deckenteile relativ gebremst wurden, so dass sich höhere und internere in deren Rücken abspalteten. Wir haben bereits betont (S. 117 und S. 122), dass diese Abspaltungen vor allem die jüngeren Formationen betreffen und dass die Trennungsflächen zwischen den Teildecken nicht weit gegen die Wurzel zurückreichen. Die komplexe Entwicklung von Schubbahnen ist durch SCHINDLER (1959) am Glärnisch sehr schön illustriert worden. Wir möchten diesen

Bewegungen aber nicht den Rang von eigenen Phasen zuerkennen, da sie gut durch eine mehr oder weniger stetige Deformation erklärt werden können. Dies gilt insbesondere für SCHINDLERS «frühhelvetische Phase», welche einfach dem Beginn der Deckenaufspaltung entsprechen kann. Dagegen ist es gut möglich, dass wir die Einwicklung der Drusberg-Decke unter die Axen-Stirn, welche am Deyenstock so auffällig ist und welche sich auch bei Lüsis wiederfindet (Tafel I), effektiv einer besonderen, etwas späteren Phase zuschreiben müssen (zweite helvetische Faltungsphase von BRÜCKNER, 1943). Hier ist ja nicht eine tiefere Teildecke gebremst worden, sondern die höheren, schon an Ort befindlichen Kreidemassen der Drusbergdecke. Bei dieser Reaktivierung der Axen-Überschiebung, bei welcher die Transportweite das Ausmass von wenigen Kilometern nicht überschritten hat, mag die Schwerkraft einen wesentlichen Einfluss ausgeübt haben (GAGNEBIN, 1949). Wahrscheinlich hatte nun bereits eine gewisse Hebung des Aarmassivs eingesetzt, und zwar im Westen stärker als im Osten. Dieser Sondervormarsch der Axen-Decke würde damit von der eigentlichen helvetischen Hauptphase zu den im folgenden zu besprechenden späthelvetischen Stauch- und Gleitphasen überleiten. BRÜCKNER ordnet Faltungen und Schuppungen im nördlichen Aarmassiv derselben Phase zu. Durch diese sind subhelvetische Decken (Griesstock, Kammlistock) und eine autochthone Schuppe (Hohfaulen) vor der Windgällen-Falte und sogar unter diese eingewickelt worden. Ganz analog dazu finden wir im E die Einwicklung der möglicherweise subhelvetischen Deckenreste des Stelli und des Pizalun zwischen die Kleindecken des Calanda (S. 116).

Die Datierung der helvetischen Hauptphase ist nicht leicht. Die helvetischen Decken sind dem (erodierten?) Rand der subalpinen Molasseschuppen aufgefahren, müssen also nach-oligoocaenen Alters sein. Die ersten Gerölle aus den eigentlichen helvetischen Decken sind aus Nagelfluhen des Helvetian bekannt geworden (LEUPOLD, TANNER & SPECK, 1942). Die helvetischen Hauptbewegungen sind im wesentlichen während des Miocaen erfolgt, ohne dass man in der Ostschweiz näher präzisieren könnte. Kaum haltbar ist jedenfalls die immer wieder aufgegriffene Meinung, die helvetischen Decken seien im Oligocaen, z.B. während der «helvetischen Phase» STILLES, entstanden.

6. Die späthelvetischen Stauch- und Gleitphasen

Diese Bezeichnung übernehmen wir von SCHINDLER (1959). Wir haben jedoch schon oben gesehen, dass gewisse Bewegungen, namentlich der Sondervorschub der Axen-Decke, zwischen der helvetischen Hauptphase und dieser Spätphase vermitteln können. Überhaupt dürfen wir ja die helvetische Bewegungsabfolge keinesfalls in ein starres Phasenschema zwingen wollen.

Immerhin scheint, mindestens östlich der Linth, ein grösserer Zeitraum zwischen der helvetischen Hauptbewegung und dieser späthelvetischen Phase zu liegen. In diese Zeitspanne fällt die Heraushebung des Aarmassivs und der erosive Abtrag grösserer Deckenteile (namentlich der überlagernden ultrahelvetischen und penninischen Flyschdecken, sowie natürlich der kalkalpinen Auflast). Die späthelvetischen Deformationen haben sich unter wesentlich geringerer Belastung vollzogen als diejenigen der Hauptphase. Ihre Bewegungsflächen sind deshalb durch Kakirite (tektonische

Breccien) gekennzeichnet, während diejenigen der Hauptphase von Myloniten (Lochseitenkalk u. a.) begleitet waren. Auch ist den späthelvetischen Bewegungen nirgends eine Druckschieferung zugeordnet.

In der späthelvetischen Phase wurde, zumindest nördlich des Deckenscheitels, die basale Überschiebungsfläche der helvetischen Schubmasse reaktiviert. Grossenteils wurde die gleiche Bahn wieder benutzt, was ja in Anbetracht des Kompetenzunterschiedes zwischen Flysch und Verrucano nicht weiter erstaunlich ist. Als Bewegungsbahn der Spätphase möchten wir die scharfe, mit Gesteinsmehl erfüllte Fuge, welche etwa an der Lochseite so deutlich ist, auffassen.

Besser lässt sich die Wirkung der Spätphase dort abklären, wo neue Schubbahnen angelegt wurden. Ein besonders lehrreiches Beispiel scheint uns der Bau der Schiltgruppe zu liefern (Fig. 2 und Fig. 3).

Die altbekannte, N-S streichende Murgsee-Verwerfung ist eine Horizontalverschiebung, die den E-Flügel (Mürtschenstock) um etwa 2 km nach N versetzt (FISCH, 1961; HUBER, 1964). Diese Horizontalverstellung ist jünger als die in der Hauptphase erfolgte Überschiebung der Mürtschen- auf die Glarner-Decke, da sie die tektonischen Zonen dieser Überschiebung, z. B. den Gürtel mit Verrucano der Mürtschen-Decke auf Trias der Glarner-Decke, versetzt (HUBER, 1964, Fig. 9, S. 108). HUBER hat auch nachgewiesen, dass die der Hauptphase zugehörigen Schieferungsflächen in der Nähe des Murgseebruches deformiert worden sind. Man sollte nun erwarten, dass dieser Bruch durch den Riegel zwischen Spanneggsee und Talalpsee zöge. Dies ist aber ganz eindeutig nicht der Fall; nach den Aufnahmen von OBERHOLZER und FREULER wie auch nach einer neuen Kartierung durch P. ALLENBACH (unpublizierte Diplomarbeit ETH, 1961) ziehen die Quintnerkalkbänder ungebrochen durch den Riegel. Für die Fortsetzung des Murgseebruches bleibt damit nur ein Ausweg: von \pm saigerer Stellung biegt er zu N-Fallen um und wird zur sekundären (späten) Überschiebungsfläche der Mürtschen-Decke unter dem Fronalpstock. Diese merkwürdige Störung hat also bewirkt, dass die Mürtschenstock-Fronalpstock-Masse die Schilt-Masse im W überfuhr, im E dagegen an ihr vorbei vorgeschoben wurde.

Da der Murgseebruch eindeutig den späthelvetischen Bewegungen zugeschrieben werden kann, liegt es nahe, auch die übrigen, N-S verlaufenden und linkssinnigen Horizontalverschiebungen der Glarner Alpen auf diese Phase zurückzuführen. Dies gilt im besonderen auch für die Horizontalverschiebung, welche durch das Glarner Unterland ziehen muss und an welcher der Ostflügel um ca. 1.5 km vorgeschoben wurde.

An der Basis der Mürtschenüberschiebung der zweiten, späten Phase finden sich prächtige Kakirite, z. B. am Netstaler Schlattbach (Koo. 724050/214000). Diese Überschiebungsbahn schnitt zwischen Netstal und Mollis durch die primäre Mürtschen-Decke der Hauptphase durch, sodass ein Teil von deren frontaler Verkehrtserie zur heute wieder normal liegenden Krähenberg-Scholle überdreht wurde (TRÜMPY in BRÜCKNER et al., 1967). Da die südlich und darüber anschliessende, verkehrtgelagerte Elggis-Scholle etwa im Gebiet des Schlafsteins von der Glarner-Decke abgerissen wurde, kann man den Verstellungsbetrag an dieser sekundären Gleitbahn auf ca. 3 km beziffern.

Mit solchen späten Vorstössen einer «sekundären Mürtschen-Decke» darf man gewiss auch die grossen Kakiritmassen von Obstalden in Verbindung bringen.

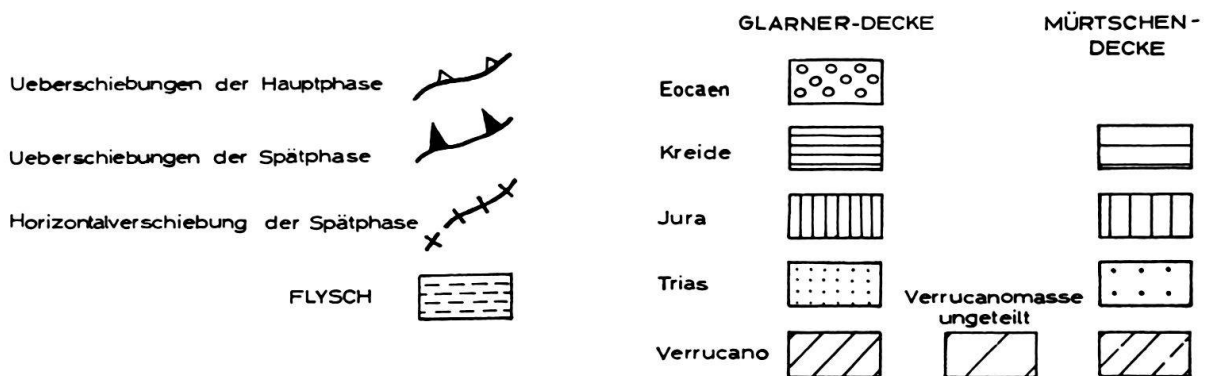
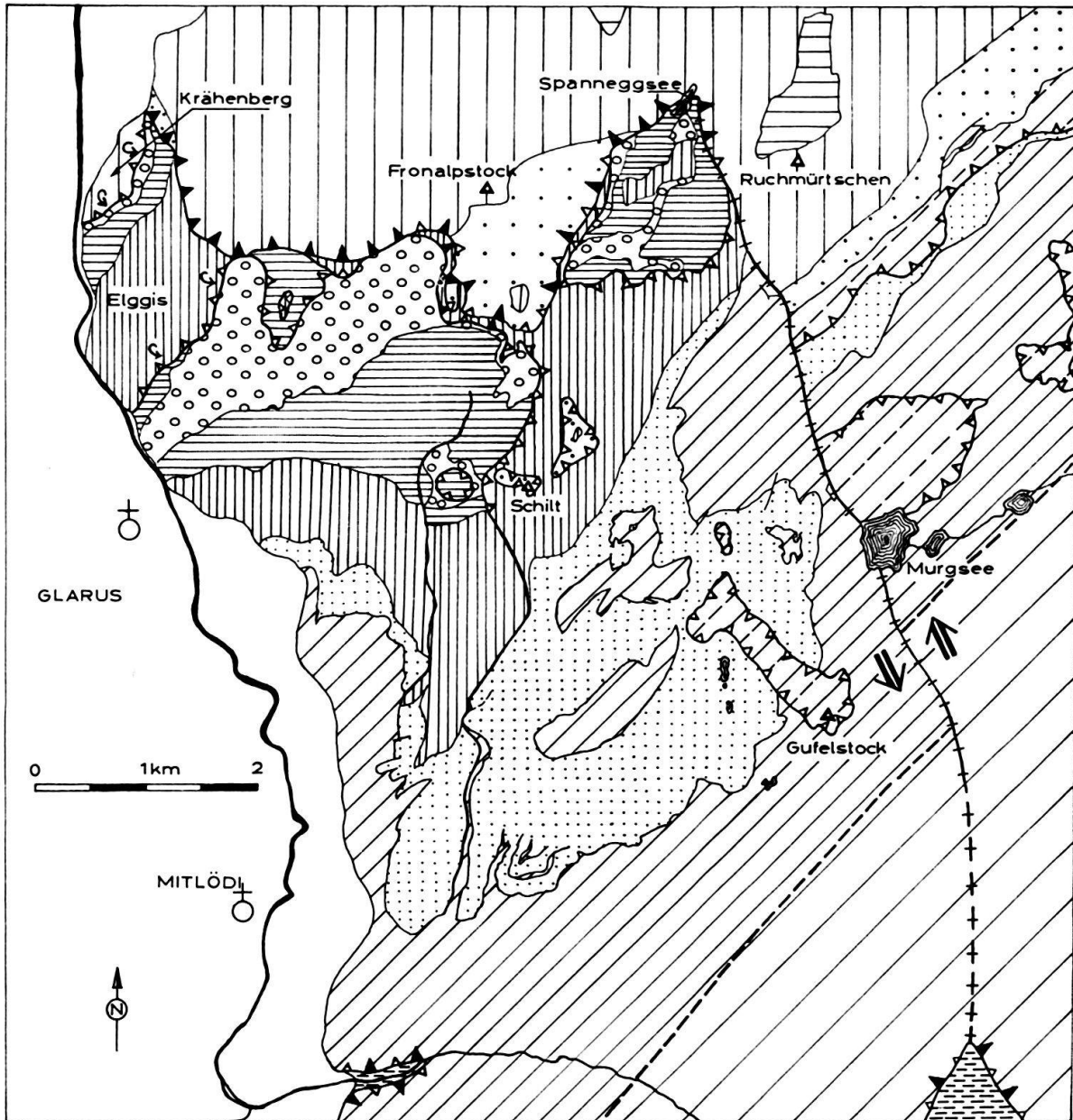


Fig.2 Tektonische Kartenskizze der Schiltgruppe 1:75 000. Nach J. OBERHOLZER, G. FREULER, R. HUBER.

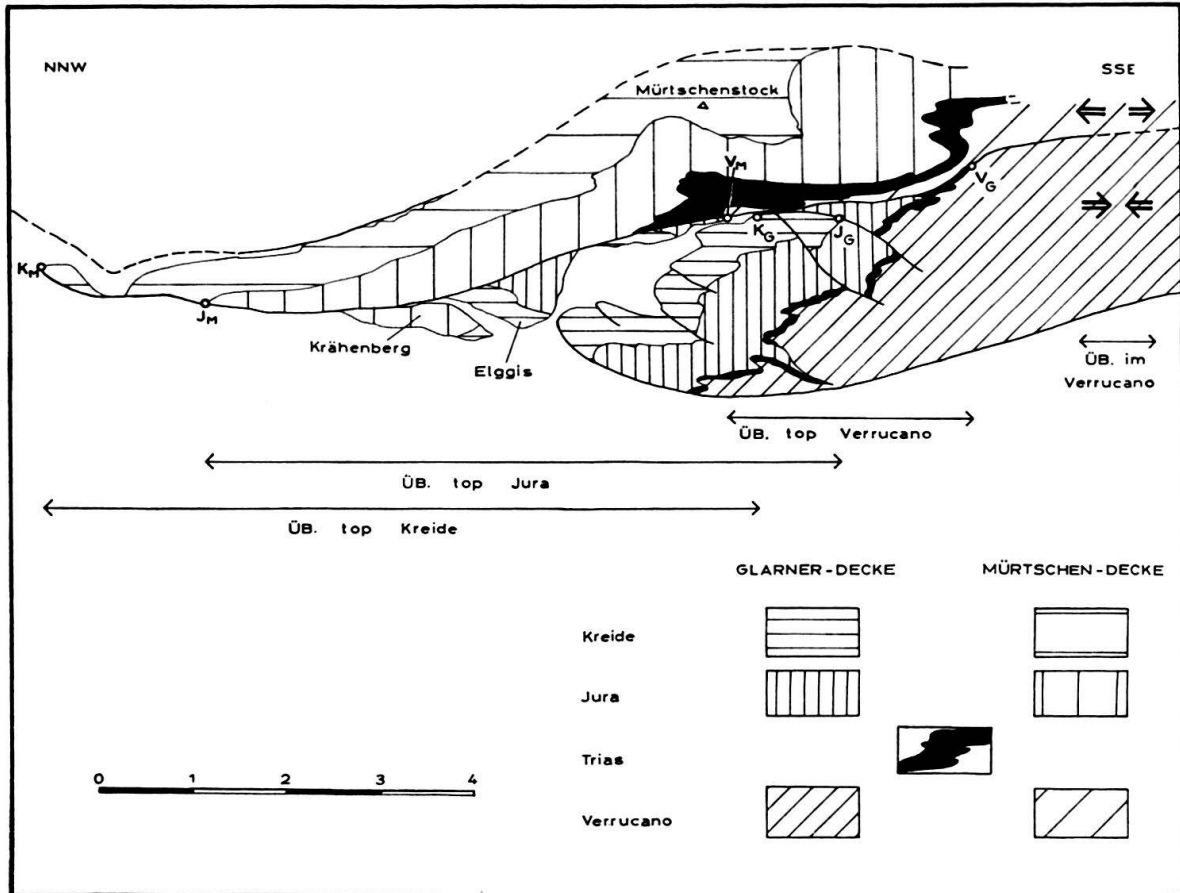


Fig.3 Schematisches Deckenprofil Gufelstock – Amden, zur Veranschaulichung der Überschiebungsbeiträge (ÜB) zwischen Glarner- und Mürtschen-Decke.

K_G, J_G, V_G: Abrisspunkte des Tops der Verrucano-, Jura- und Kreideformationen in der Glarner-Decke.

K_M, J_M, V_M: Stirnpunkte der gleichen Formationsgrenzen in der Mürtschen-Decke.

Aufschlüsse beim Tunnel der Kerenzerbergstrasse und an der neuen Walenseestrasse (beim Rasthaus) lassen eindeutig erkennen, dass es sich bei diesen Trümmern um tektonische Breccien und nicht etwa um Bergsturzschutt handelt; so sind die Kakirite z. B. von einem Netzwerk feiner Calcitadern durchzogen. An der Entstehung des so schwer erklärlichen Walenseetales mögen diese späten Gesteinszertrümmerungen gewiss mitschuldig sein. Die Kakirite von Obstalden gehören vielleicht zu einer Bewegungsbahn, an welcher die gesamten Churfirten um einen geringen Betrag (etwa 2 km?) nach N abgeglitten sind.

Noch viel unmotivierter als das Walenseetal ist das Klöntal. Auch hier hat SCHINDLER (1959) Trümmernmassen am Sackberg, welche früher als Bergsturz betrachtet worden waren, als tektonische Breccien gedeutet; doch sind die Aufschlüsse entschieden weniger beweiskräftig als etwa diejenigen bei Obstalden. Einem späten Vorstoss der Mürtschen-Decke um 2–3 km könnte man auch die Überführung einer abgetrennten Stirnscholle dieser Einheit bei Rhodannenber (Koo. 718200/210600) zuschreiben. Es wird hier nun allerdings schwierig, die Auswirkungen der spät-

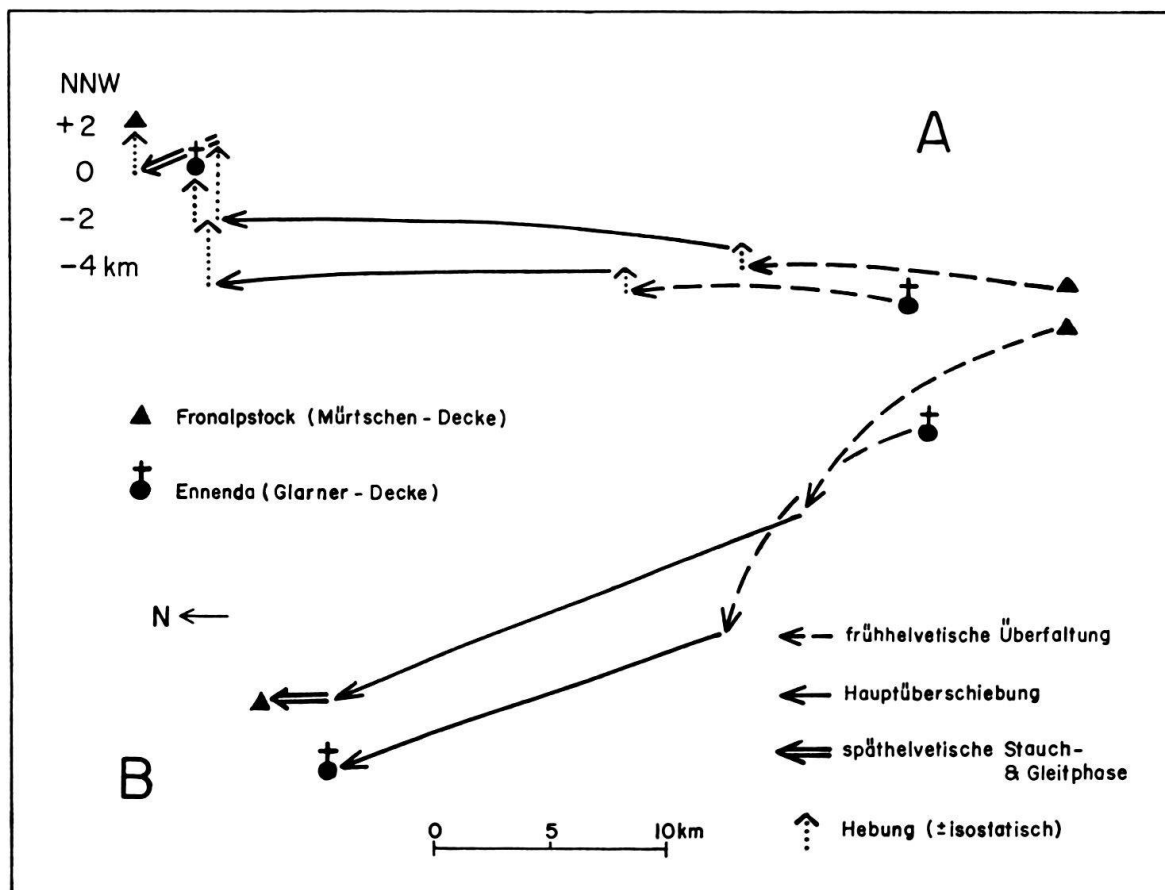


Fig. 4 Präsumptiver Weg eines Punktes in der Glarner-Decke (Ennenda) und in der Mürtschen-Decke (Fronalstock) in der helvetischen Frühphase, Hauptphase und Spätphase.

A Aufriss (NNW-SSE);
B Grundriss (N links).

helvetischen Stauch- und Gleitphase von denjenigen des Sondervorschubs der Axen-Decke zu trennen, welche die Einwicklung der Drusberg-Decke um die Deyen-Stirn herum verursacht haben und welche wir (S. 131) einer Nachphase der helvetischen Hauptbewegungen, BRÜCKNERS zweiter helvetischer Faltungsphase zugeordnet haben. Man muss sich überhaupt fragen, ob diese beiden Bewegungen scharf voneinander getrennt werden können. Jedenfalls weisen die jungen, mit Kakiriten verbundenen Bewegungsflächen am SE-Fuss des Glärnisch auf späte Vorschübe von Mürtschen- und Axen-Decke hin (SCHINDLER, 1959). Ausgedehnte Kakiritbildung zeigen auch die Liasreste am Etzelstock, im nordwestlichen Freiberg. Flach nordfallende Abschiebungen, welche im Gebiet um den Richetlipass die helvetische Hauptüberschiebungsfläche durchschlagen, möchten wir ebenfalls dieser späthelvetischen Phase zurechnen.

Endlich scheint uns im Alpstein ein sehr klares Beispiel späthelvetischer Stauungen vorzuliegen. T. KEMPF (1966) hat an vielen Beispielen illustriert, wie der fertige Faltenbau des Nordsäntis durch das Nachrücken der «Churfürstenfront» – der Zone Altmann-Wildhauser Schafberg – verschert worden ist. Dies äussert sich etwa im Bau des Lisengrates, oder auch darin, dass die Synklinalumbiegung der Mulde

M II von der steileren und späteren Rotsteinpass-Aufschubung diskordant abgeschnitten wurde, wobei der Synklinalkern zur merkwürdigen Antiform des Burstel überdreht wurde. Diese sekundäre Zerschering schon existierender Falten macht sich gegen E bis an die Marwies geltend; östlich davon verschmelzen die Randkette des nördlichen Alpstein und die Churfürstenfront des südlichen Alpstein, wie schon betont, zur einheitlichen Säntis-Decke.

Dieser Anschlag der südlichen Falten verstärkt sich gegen W, und bei Gamplüt wird schliesslich der ganze prächtige Faltenbau des Wildhauser Schafberges abgerissen und ausgequetscht. Nicht umsonst finden wir hier wieder grössere Massen von Kakiriten. An der Narbe des Gräppelensees stösst die Churfürstenfront direkt an mittlere Teile des Nordsäntis; dazwischen ist ein 3–4 km weiter Streifen ausgeschert worden, was etwa dem Betrag des späthelvetischen Anschubes entsprechen mag. Dabei kommt es auch zu Unterschiebungen der Wildhauser Mulde (Seewerkalkfenster bei Dreihütten) und zur Aufpressung des Untergrundes der Decke. Der Aufschluss von Amdenermergeln an der Strasse Gamplüt-Alpli (KEMPF, 1966, S. 69) kann am ehesten als Fenster der subalpinen «Randfisch-Zone» unter der Säntis-Decke interpretiert werden (vgl. Tafel I).

Gesamthaft können wir E der Reuss der späthelvetischen Stauch- und Gleitphase folgende Erscheinungen zuordnen:

- Horizontalverschiebungen, i. a. linkssinnig, mit Differentialbewegungen um einige Kilometer,
- Überschiebungen im Ausmass einiger km,
- Kakiritisierung bedeutender Gesteinspakete,
- Zerrungsbrüche, welche die Hauptüberschiebung durchschlagen.

Diese Phänomene sind offenbar auf den Nordabfall des Deckengewölbes beschränkt. Das Abgleiten von der sich heraushebenden Aarmassiv-Kuppel, unter Mitwirkung der Schwerkraft, scheint bei ihrer Entstehung die ausschlaggebende Rolle gespielt zu haben, und es ist nicht unbedingt notwendig, in dieser Phase überhaupt eine Krustenverkürzung anzunehmen (s. auch AMPFERER, 1934; OBERHOLZER & HEIM, 1934; GAGNEBIN, 1949).

Es ist auffallend, dass die grossen Kakiritmassen, vom Typus Gamplüt, Obstalden, Mullern, Etzelstock usw., welche wir als Ausdruck von sehr oberflächennahen tektonischen Bewegungen interpretieren müssen, eine «glarnerische Spezialität» darstellen und sich westlich des Klausenpasses nicht mehr finden. Während der helvetischen Hauptphase müssen wir ja umgekehrt annehmen, dass die Überlastung, wegen des Rückschwenkens des ostalpinen Bogens, von E gegen W geringer wurde. Man könnte diese Umkehr der tektonischen Tiefenlage natürlich gut auf die erosive Ausräumarbeit des Ur-Rheins während des oberen Miocän (Tortonian-Messinian) zurückführen.

In anderer Weise äussert sich die späthelvetische Deformationsphase in der Zentralschweiz. Bis ins Schächental legt die Glarner Hauptüberschiebung ihren grosszügigen Bogen, nur durch die Hebung des Aarmassivs deformiert. Aber schon im Urnersee-Querschnitt wird diese Fläche (an der Basis der Axen-Decke) steilgestellt, und eine neuere, tiefere, ebenfalls plane Schubfläche entwickelt sich an der Basis der spät nachgerückten Urirotstock-Decke. W des Jochpasses verbiegt sich auch diese

jüngere Fläche, und im Berner Oberland ist die Basisfläche der Wildhorn-Decke unter die Schuppen des Massivmantels eingewickelt. GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1943, 1945) verteilt diese spätalpine Faltung sogar auf zwei Phasen (s. auch MÜLLER, 1938).

Die Wirkungen dieser letzten echten Faltung, welche besonders auch die nördlichen Abschnitte des Aarmassivs s.l. ergreift, zeigen sich gegen E, wie gesagt, bis an den Urnersee. Ist es ein Zufall, dass wir in der gleichen Transversale auf das Ostende der Jurafalten, auf das Ende der Lägernkette bei Dielsdorf treffen? Es scheint uns gut denkbar, dass die letzte Deformation der helvetischen Zone und die Jurafaltung der gleichen Epoche angehören und dass sie beide im Pliocaen stattgefunden haben. Mindestens aber müssen die letzten alpinen Schübe nach dem Tortonian (oder Messinian?) erfolgt sein, da ja die gesamte Molasse noch mitdeformiert wurde. Auch im Bereich der helvetischen Decken fand der Anbau weiterer Gebirgstteile offenbar nicht nur von S nach N, sondern auch von E nach W statt.

7. Die Frage der jüngsten Bruchbewegungen

R. STAUB (1954) und namentlich C. SCHINDLER (1959, S. 114 u. a.) haben junge Bruchstörungen, die sehr oft den Glarner Tälern parallel laufen, als Auswirkungen einer allerjüngsten Bewegungsphase gedeutet. Diese Bewegungen sollen vom Sockel ausgehen und werden von STAUB in ein grosses, praktisch vom Roten Meer nach Island ziehendes Lineamentsystem eingeordnet.

Diese Interpretation scheint uns vorderhand fraglich. Es ist keine Stelle bekannt, wo diese steilen Brüche die Hauptüberschiebungsfäche durchschlagen. Die N-S-laufende Horizontalverschiebung des Glarner Unterlandes lässt sich nicht ins autochthone Substrat hinein verfolgen. In ganz analoger Weise ist ja die grosse Querstörung, welche zwischen Bex und dem Léman die präalpinen Decken im Rhonetal versetzt, auf diese Decken beschränkt; im autochthonen Sedimentmantel bei St. Maurice ist sie überhaupt nicht zu finden. Ein sicherer Nachweis von Sockelbrüchen nach Beendigung der Deckenbewegungen muss jedenfalls noch erbracht werden. Alle gut beobachtbaren Verwerfungen sind offensichtlich Bewegungen innerhalb der Decken zugeordnet. Die Bruchsysteme des Aarmassiv-Mantels schlagen ihrerseits nicht in die Decken durch.

SCHLUSSWORT

Zweck dieser Untersuchung war, die geometrische und kinematische Relativität des Deckenbegriffes an einem besonders einfachen Beispiel zu demonstrieren. Während der geometrische Bau der helvetischen Alpen zwischen Brünig und Rhein heute als weitgehend abgeklärt gelten kann, bleibt die kinematische Interpretation dieses Baues mehrdeutig und diskutabel.

Wir sind uns bewusst, dass eine solche Studie keine abgeschlossene Synthese darstellt, sondern nur einen weiteren Versuch auf dem Weg zu einem besseren Verständnis des Gebirgsbaues. Die palinspastischen Profile und die Ansätze zu einer kinematischen Analyse werden hoffentlich die Kritik meiner Kollegen und Schüler herausfordern. Viel bleibt zu tun: einige wichtige Gebiete müssen noch neu aufgenommen werden, die Fazieszusammenhänge der verschiedenen Formationen müssen mit modernen

Methoden untersucht werden, und die kleintektonischen Forschungen sollten mit gezielten Fragestellungen einsetzen. Der prachtvoll klare Deckenbau der Glarner Alpen wird schliesslich ein gutes Modell für die Diskussion der Deckenmechanik liefern. Einen vielversprechenden Anfang hierzu liefert der Artikel von K. HSU (1969).

Zahllos sind die Anregungen, die ich im Gespräch mit Lehrern und Fachgenossen, besonders mit Rudolf STAUB †, Wolfgang LEUPOLD und René HANTKE, aufnehmen durfte. Ervin SCHEIBNER verdanke ich die Zeichnung der Figuren und Tafeln. Mit Freude gedenke ich der Streitgespräche am Aufschluss, am Hüttentisch und am Laborplatz mit der jüngeren helvetischen Equipe, mit Uli BRIEGEL, Frank DIEGEL, Werner FISCH, Geoffrey D. FRANKS, Sibylle FRANKS-DOLLFUS, Rudolf FREI, Felix FREY, Hanspeter FUNK, René HERB, Robert HUBER, Peter KÄCH, Theo KEMPF, Otto LIENERT, Joel MARKUS, Swie-djin NIO, Hannes RICHTER, Werner RÜEFLI, Walter RYF, Hanspeter SCHIELLY, Conrad SCHINDLER, Christoph SIEGENTHALER, Bernhard SPÖRLI, Gerhard STYGER, Rudolf WEGMANN, Cyrill WYSS und einem halben Dutzend Diplomanden. Vor allem aber zehren wir immer wieder von den Forschungen der grossen Vorgänger. Dem Andenken von Paul ARBENZ, dem klarsten Denker unter den Schweizer Geologen der klassischen Epoche, von Arnold HEIM, dem eigentlichen Schöpfer der Faziesanalyse im Deckengebirge, und von Jakob OBERHOLZER, dem unermüdlichen Erforscher meiner Heimatberge, sei diese kleine Arbeit gewidmet.

LITERATUR

- AMPFERER, O. (1934): *Über die Gleitformung der Glarner Alpen*. Sitz. ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., I, 143/3, 4, 109–121.
- AMSTUTZ, CH. A. (1957): *Kleintektonische und stratigraphische Beobachtungen im Verrucano des Glarner Freiberges*. Eclogae geol. Helv. 50/1, 141–159.
- ANDEREGG, H. (1940): *Geologie des Isentals*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 77.
- ARBENZ, P. (1907): *Zur Geologie der Gebirge zwischen Engelberg und Meiringen*. Eclogae geol. Helv. 9/4, 464–483.
- (1912): *Der Gebirgsbau der Zentralschweiz*. Verh. schweiz. natf. Ges. 95/2, 95–122.
 - (1913): *Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 58/1, 2, 15–34.
 - (1934): *Die helvetische Region*. In: Geol. Führer Schweiz, 2: 96–120.
- BADOUX, H. & MERCANTON, CH.-H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes Médiannes du Chablais*. Eclogae geol. Helv. 55/1, 135–188.
- BAER, A. (1959): *L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar*. Bull. Soc. neuchâteloise des Sc. nat. 82.
- BALLY, A.W., GORDY, P.L. & STEWART, G.A. (1966): *Structure, Seismic Data, and Orogenic Evolution of Southern Canada Rocky Mountains*. Bull. Canadian Petroleum Geology 14, 3.
- BENTZ, F. (1948): *Geologie des Sarnersee-Gebietes (Kt. Obwalden)*. Eclogae geol. Helv. 41/1, 1–77.
- BISIG, W. (1957): *Blattengratflysch und Sardona-flysch im Sernftal nördlich der Linie Richetliplass – Elm – Ramintal – Grosse Scheibe*. Diss. ETH, Zürich.
- BOUSSAC, J. (1912): *Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique Alpin*. Mém. de la carte géol. de France.
- BRÜCKNER, W. (1937): *Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri)*. Verh. natf. Ges. Basel, 48, 77–182.
- (1940): *Die geologischen Verhältnisse an der Basis der Basis der Säntisdecke zwischen Wallenstadt und Wäggitäl*. Eclogae geol. Helv. 33/1, 5–25.
 - (1943): *Tektonik des oberen Schächentals (Kt. Uri)*. Beitr. geol. Karte Schweiz 80.
 - (1946): *Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz*. Eclogae geol. Helv. 38/2, 315–328.
 - (1956): *Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urnersees (Zentralschweiz)*. Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh. 102/3, 381–401.

- BRÜCKNER, W., HEIM, ARN., RITTER, E., STAUB, R. & TRÜMPY, R. (1958): *Bericht über die Jubiläumsexkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft durch die Glarneralpen*. Eclogae geol. Helv. 50/2, 509–528.
- BRÜCKNER, W., FREY, F. & TRÜMPY, R. (1967): *Exkursion Nr. 35: Glarnerland-Klausenpass (Näfels-Linthal-Aldorf)*. Geol. Führer Schweiz, 2. Aufl.: 649–693.
- BRUNNSCHWEILER, R.O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses*. Diss. Univ. Zürich.
- (1959): *Zur Verrucano-Trias-Tektonik der Glarnerdecken*. Eclogae geol. Helv. 52/2, 519–546.
- BUXTORF, A. (1910): *Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks*. Erläut. geol. Karte Schweiz, 9, 1–48.
- (1924): *Geologie des Pilatus*. Verh. schweiz. natf. Ges. 1924, 1–17.
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. 2. Ausg., Basel (Wepf).
- DOLLFUS, S. (1965): *Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein*. Eclogae geol. Helv. 58/1, 453–554.
- FALLOT, P. (1949): *Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-W.)*. Ann. Hébert et Haug, Livre Jubil. Ch. Jacob 7, 161–169.
- (1953): *Du rôle des décollements en tectonique*. «Scientia», 47me année, 6me série, 1–6.
- FICHTER, H.J. (1934): *Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 69, 1–128.
- FISCH, W. (1961): *Der Verrucano auf der Nordost-Seite des Sernftales (Kt. Glarus)*. Diss. Univ. Zürich.
- FORRER, D. (1950): *Zur Geologie der östlichen Wildhauser Mulde*. Ber. (Jb.) St. Gall natw. Ges. 73/1, 1–97.
- FRANKS, G.D. (1968): *A Study of Upper Paleozoic Sediments and Volcanics in the Northern Part of the Eastern Aar Massif*. Eclogae geol. Helv. 61/1, 49–140.
- FREI, R. (1963): *Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen*. Diss. ETH, Zürich.
- FREULER, G. (1925): *Geologie des Mürtchenstockes*. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N.F. 54/4.
- FREY, F. (1965): *Geologie der östlichen Claridenkette*. Vjschr. der naturf. Ges. Zürich 110/1.
- GAGNEBIN, E. (1949): *Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale*. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 80.
- GEIGER, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn-Arvigrat, Buochserhorn-Musenalp und Klewenalp*. Eclogae geol. 49/2, 407–452.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1942a): *Persistente Brücke im Jura der Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes*. Eclogae geol. Helv. 34/2, 164–172.
- (1942b): *Die Unterfläche der Wildhorn-Decke zwischen Kien und Aare*. Eclogae geol. Helv. 34/2.
- (1943): *Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland*. Eclogae geol. Helv. 36/2.
- (1945): *Probleme der Gebirgsbildung*. Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 3.
- (1952): *Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein*. Geol. Rundschau 40/2, 211–239.
- HABICHT, K. (1945): *Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallisch-appenzellischen Molassegebiet*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 83.
- HANTKE, R. (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1, 1–210.
- HANTKE, R. & TRÜMPY, R. (1965): *Bericht über die Exkursion A der Schweiz. Geologischen Gesellschaft in die Schwyzer Alpen*. Eclogae geol. Helv. 57/2, 609–618.
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Basel (Schwabe), 2 Bde. und Atlas.
- (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. Beitr. geol. Karte Schweiz, 1, 25.
- (1905): *Das Säntisgebirge*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 16.
- (1922): *Geologie der Schweiz. Band 2: Die Schweizer Alpen*. Leipzig (Tauchnitz).
- HEIM, ARN. (1905): *Zur Kenntnis der Glarner-Überfaltungsdecken*. Z. deutsch. geol. Ges. 57, Monatsber. 3, 89–118.
- (1910, 1913, 1916, 1917): *Monographie der Churfürsten-Mattstockgruppe*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F., 20/1–4.

- HEIM, ARN. (1916): *Über Abwicklung und Facieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizer-Alpen*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 61, 474–487.
- (1921): *Das helvetische Deckengebirge*. In: Alb. Heim: *Geologie der Schweiz* 2/1, 259–476.
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St.Galler Oberlandes und der Glarner Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 76/2, 69–125.
- (1948): *Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette*. Zürich (Orell Füssli).
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 114.
- HSU, K.J. (1969): *A Preliminary Analysis of the Statics and Kinetics of the Glarus Overthrust*. *Eclogae geol. Helv.* 62/1.
- HUBER, ROBERT (1964): *Etude géologique du massif du Gufelstock avec stratigraphie du Verrucano*. Diss. ETH, Zürich.
- JEANNET, A. (1941): *Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kt. Schwyz)*. Ber. schwyz, natf. Ges. 3 (1938/41), 3–24.
- KÄCH, P. (1969): *Zur Tektonik der Brigelserhörner*, *Eclogae geol. Helv.* 62/1.
- KEMPF, T. A. (1966): *Geologie des westlichen Säntisgebirges*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 128.
- LEUPOLD, W. (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein*. *Eclogae geol. Helv.* 30/1, 1–23.
- (1943): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein*. *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 247–291.
- LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J. (1942): *Neue Geröllstudien in der Molasse*. *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 235–246.
- LOMBARD, A., GANSSER, A. et al. (1962): *Guidebook for the International Field Institute: the Alps 1962*. Amer. Geol. Inst.
- LUGEON, M. (1902): *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. géol. France [4], 1, 723–825.
- LUTHER, M. (1927): *Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg*. Jb. phil. Fak. II Univ. Bern 7, 113–139.
- MARKUS, J. (1957): *Geologische Untersuchungen in den Flumser Bergen (St. Galler Oberland)*. Diss. Univ. Zürich.
- MAZURCZAK, L. (1945): *Zur Tektonik und Stratigraphie der Gruppe des Scheideggstockes bei Engelberg*. Diss. Univ. Bern.
- MERCANTON, C.H. (1963): *La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets*. Mat. carte géol. Suisse, N.F. 116.
- METZ, K. (1952): *Zur Frage voralpidischer Bauelemente in den Alpen*. *Geol. Rundschau* 40/2, 261–275.
- MÜLLER, F. (1938): *Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen (Berner Oberland)*. Mit Beiträgen von P. ARBENZ. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 74.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum, bei Ilanz (Graubünden)*. *Eclogae geol. Helv.* 56/2, 755–808.
- OBERHOLZER, J. (1908): *Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales*. *Eclogae geol. Helv.* 10/4, 531–555.
- (1919): *Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schilt- und Wiggisgruppe*. Vjschr, natf. Ges. Zürich 64/1, 2, 77–99.
- (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 28
- OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1934): *Zu Otto Ampferers «Gleitformung der Glarneralpen» und «Flimser Bergsturz»*. *Eclogae geol. Helv.* 27/2, 507–516.
- OCHSNER, A. (1921): *Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion*. Diss. ETH, Zürich.
- OULIANOFF, N. (1924): *Le massif de l'Arpille et ses abords*. Mat. Carte géol. Suisse, n.s. 54, 2e partie.
- RICHTER, H. (1968): *Die Geologie der Guschagruppe im St.Galler Oberland*. Diss. ETH, Zürich.
- ROTH, H.P. (1969): *Geologische Beobachtungen in der westlichen Wiggisgruppe (Kt. Glarus)*. *Eclogae geol. Helv.*, 62/1.
- RÜEFLI, W.H. (1956): *Ein Aufschluss von Aalénien-Schiefen im eingewickelten Glarner Flysch*. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 486–494.

- RÜEFLI, W. H. (1959): *Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstantal* (St. Galler Oberland). Diss. ETH, Zürich
- RYF, W. H. (1965): *Geologische Untersuchungen im Murgtal* (St. Galler Oberland). Diss. Univ. Zürich.
- SCHIELLY, H. (1964): *Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freiberges (Kt. Glarus)*. Mitt. natf. Ges. Glarus 12, 1–293.
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F. 107.
- SCHLATTER, L. E. (1941): *Neue geologische Untersuchungen im Säntisgebirge*. Ber. (Jb.) St. Gall. natw. Ges. 70.
- V. SCHUHMACHER, P. (1928): *Der geologische Bau der Claridenkette*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 50/4, 1–47.
- SCHUMACHER, J. (1949): *Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentral-schweiz)*. Mitt. natf. Ges. Bern, N.F. 7, 1–56.
- DE SITTER, L. U. (1939): *The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure*. Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. 42/5, 412–430.
- (1954): *Gravitational gliding tectonics, an essay in comparative structural geology*. Amer. Jour. Sci. 252/6, 321–344.
- SPECK, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung*. Diss. Univ. Zürich.
- SPENGLER, E. (1953–59): *Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen I-III*. Jb. Geol. Bundesanstalt, Wien, 1953, 1956, 1959.
- SPÖRLI, B. (1966): *Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe*. Diss. ETH Zürich.
- STAUB, R. (1954): *Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie*. Glarus (Tschudi), 182 p.
- (1961): *Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/3, 289–386.
- STAUB, W. (1911): *Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri*. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 32, 1–74.
- STYGER, G. A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertärbildungen in der Hausstock- und westlichen Käpfgruppe*. Diss. Univ. Zürich.
- TANNER, H. (1944): *Beitrag zur Geologie der Molasse zwischen Ricken und Hörnli*. Mitt. thurg. naturf. Ges. 33.
- TRÜMPY, R. (1945): *Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe*. Eclogae geol. Helv. 37/2, 405–408.
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 79/1, 1–193.
- (1955): *Wechselbeziehungen zwischen Paläogeographie und Deckenbau*. Vjschr. natf. Ges. Zürich 100/4, 218–231.
- (1958): *Remarks on the pre-orogenic History of the Alps*. Geologie en Mijnbouw, no. 10, N. S. 20, 340–352.
- (1960): *Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps*. Bull. Geol. Soc. America 71/6, 843–908.
- (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques*. Livre P. Fallot, (Soc. géol. France) 2, 419–428.
- TRÜMPY, R. & RYF, W. (1965): *Symposium sul «Verrucano»: Erläuterungen zur Exkursion in die Glarner Alpen*. Istituto di Geologia e Paleontologia Università, Pisa.
- WEGMANN, R. (1961): *Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kt. Glarus)*. Diss. Univ. Zürich.
- WIDMER, H. (1948): *Zur Geologie der Tödigruppe*. Diss. Univ. Zürich.
- WYSSLING, L. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss. Univ. Zürich.

Geologische Karten.

- ARBENZ, P. (1911): *Geologische Karte des Gebirges zwischen Engelberg und Meiringen, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 55.
- (1918): *Geologische Karte der Urirotstockgruppe, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 84.
- BUXTORF, A. (1910): *Geologische Karte der Pilatus-Bürgenstock-Rigihochfluhkette, Blatt 2: Bürgenstock, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 27a.
- (1913): *Geologische Karte der Pilatus-Bürgenstock-Rigihochfluhkette, Blatt 3: Rigihochfluh, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 29a.

- BUXTORF, A., TOBLER, A., NIETHAMMER, G., BAUMBERGER, E., ARBENZ, P., STAUB, W. (1916a): *Geologische Vierwaldstättersee-Karte, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 66a.
- Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200000*. Blatt 3: Zürich-Glarus (1950), Blatt 4: St. Gallen-Chur (1959), Blatt 7: Ticino (1955) Schweiz. Geol. Komm.
- HANTKE, R. (1967): *Geologische Karte des Kantons Zürich und seiner Nachbargebiete, 1:50000*. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 112/2.
- HEIM, ALB. (1905): *Säntisgebiet, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 38.
- HEIM, ARN. (1905): *Westende der Säntisgruppe, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 37.
- HEIM, ARN. & OBERHOLZER, J. (1907): *Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 44.
- & – (1917): *Geologische Karte der Alvier-Gruppe, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 80.
- HEBLING, R. et al. (1948): *Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25000 (mit Aufrissen und tektonischer Karte 1:100000)*. In: R. HELBLING (1948).
- OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 63.
- (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 117.
- OBERHOLZER, J. & HEIM, ALB. (1910): *Geologische Karte der Glarner-Alpen, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 50.
- OCHSNER, A. (1969): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000*. Blatt 1133, Linthebene.
- SCHARDT, H., MEYER, H., OCHSNER, A. (1924): *Geologische Karte des Wäggitales und seiner Umgebung, 1:25000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 108a.
- STAUB, W. (1911): *Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 62.
- WEBER, F. (1924): *Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50000*. Schweiz. Geol. Komm., Spez.-Karte 100A.
- Weitere geologische und tektonische Karten sowie grössere Profildarstellungen in:
 ARBENZ, 1934; BRÜCKNER, 1943; FICHTER, 1934; FREI, 1963; FREULER, 1925; FREY, 1965; GEIGER, 1956; HANTKE, 1961; ALB. HEIM, 1922; ARN. HEIM, 1910–1917; HELBLING, 1938; HERB, 1962; HUBER, 1964; JEANNET, 1941; KÄCH, 1969; KEMPF, 1966; LOMBARD et al., 1962; MÜLLER, 1938; RYF, 1965; SCHINDLER, 1959; SCHLATTER, 1941; VON SCHUHMACHER, 1928; SPÖRLI, 1966; R. STAUB, 1954; STYGER, 1961; WEGMANN, 1961; WYSSLING, 1950.

Manuskript eingegangen am 11. Dezember 1968

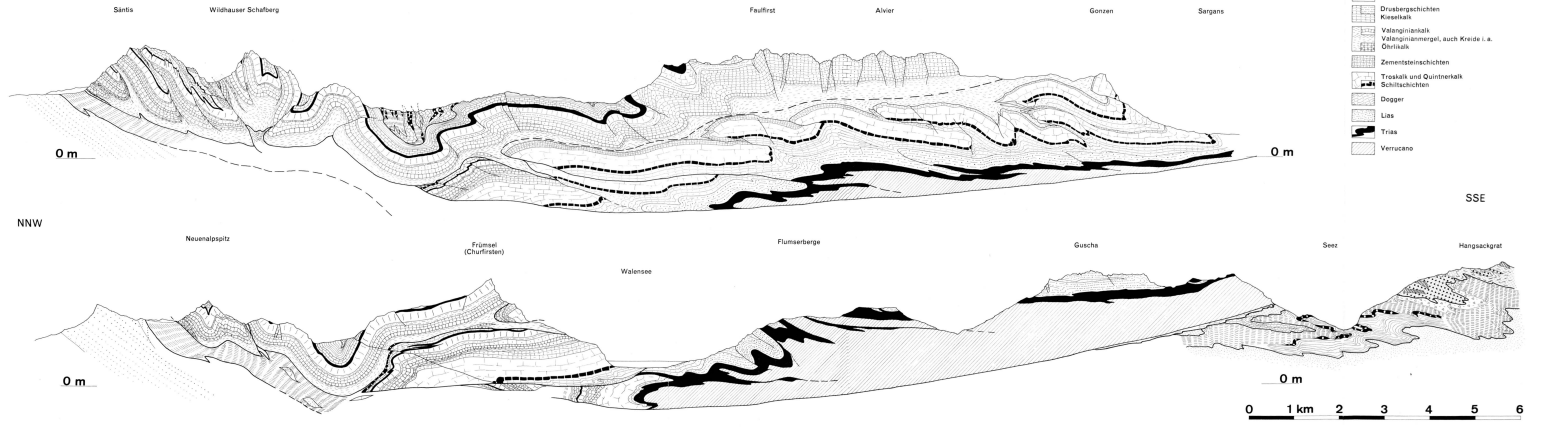
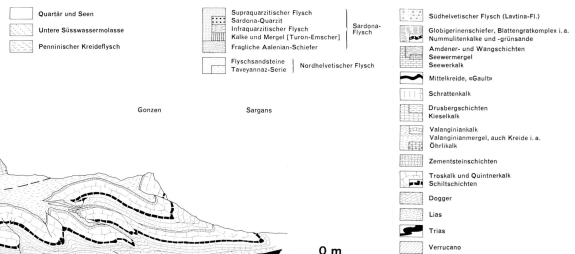
Referenzen zu den Profilen auf Tafel II

- Profil 1: Säntis-Alvier. Nach Tafel I, Profil A.
- Profil 2: Neuenalpispitz (Westsäntis)-Ringelspitz. Nach Tafel I, Profil B; und J. OBERHOLZER, 1939, Profile 5 und 6.
- Profil 3: Mattstock-Flimserstein. Siehe oberes Profil in LOMBARD et al., 1962, S. 114, und in TRÜMPY & RYF, 1965, S. 4¹).
- Profil 4: Bockmattli-Hausstock. Siehe unteres Profil in LOMBARD et al., 1962, S. 114, und in TRÜMPY & RYF, 1965, S. 4¹).
- Profil 5: Sihltal-Bifertenstock. Siehe HANTKE, 1961, Profile 16 und 17; F. FREY, 1965; P. KÄCH, im Druck.
- Profil 6: Brunnen-Windgälle. Siehe HANTKE, 1961, Profile 9 und 10; W. BRÜCKNER, 1943.
- Profil 7: Vitznauerstock-Schlossberg. Siehe HANTKE, 1961, Profil 7; ANDEREGG, 1940; SPÖRLI, 1966.

¹) Maßstab 1:75000 (nicht, wie irrtümlicherweise angegeben, 1:50000).

Geologisches Profil durch die helvetischen Decken des Seetales, der Churfürsten und der Säntisgruppe, 1:60 000

nach ARN. HEIM, J. OBERHOLZER, F. FORRER, R. HELBLING, R. HERB, T. KEMPF,
J. MARKUS, H. RICHTER, W. RÜEFLI
Zeichnung: F. Diegel, E. Scheibner



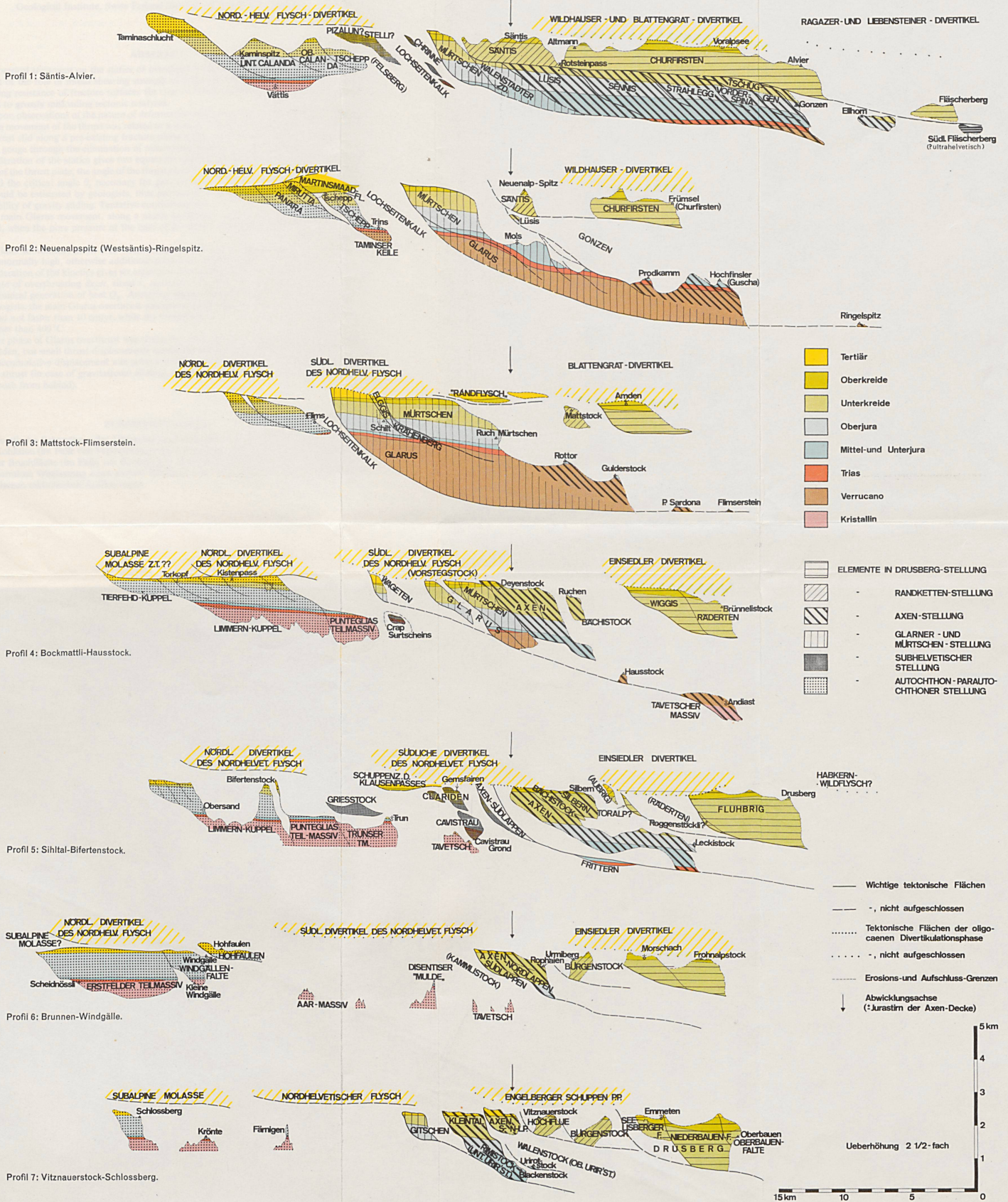
Palinspastische Profile durch die Helvetischen Decken der Ostschweiz

Horizontalmaßstab 1:250000; Vertikalmaßstab 1:100000 (Überhöhung 2 1/2-fach)

Zeichnung: E. SCHEIBNER

± NNW

± SSE



Profil 1: Säntis-Alvier.

Profil 2: NeuenaalpSpitz (Westsäntis)-Ringelspitz.

Profil 3: Mattstock-Fliemsenstein.

Profil 4: Bockmattli-Hausstock.

Profil 5: Sihltal-Bifertenstock.

Profil 6: Brunnen-Windgälle.

Profil 7: Vitznauerstock-Schlossberg.