Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 76 (1983)

Heft: 1: Zentenarfeier der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft

Artikel: Bericht über die Jubiläumsexkursion "Mechanismus der Gebirgsbildung" der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982

Autor: Funk, Hanspeter / Labhart, Toni / Milnes, A. Geoffrey

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165354

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 10.12.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 76/1	Seiten 91-123	8 Textfiguren 1 Falttafel	Basel, März 1983

Bericht über die Jubiläumsexkursion «Mechanismus der Gebirgsbildung» der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in das ost- und zentralschweizerische Helvetikum und in das nördliche Aarmassiv vom 12. bis 17. September 1982

Von HANSPETER FUNK[1]), TONI LABHART[2]), A. GEOFFREY MILNES[1]), O. ADRIAN PFIFFNER[3]), URS SCHALTEGGER[2]), CONRAD SCHINDLER[1]), STEFAN M. SCHMID[1]) und RUDOLF TRÜMPY[1])

Teilnehmer

Albat Hans Martin (Wuppertal, BRD)
Blanc Bernhard (Winterthur)
Briegel Ulrich (Zürich) (14.-17.9.)
Dessau Gabor (Pisa, Italien)
Eichenberger Marc (Bern)
Flück Werner (Basel)
Frey Felix R. (Calgary Alta, Kanada)
Fumasoli Max (Altdorf) (15.-17.9.)
Funk Hanspeter (Zürich) (12.9.)
Heitzmann Peter (Bern)
Jaffé Felice (Genève)
Jemelin Laurent (Basel)
Kasch Karl-Wilfried (Dortmund)
Kradolfer Urs (Zürich)
Krayss Edgar (St. Gallen)
Labhart Toni P. (Wabern) (17.9.)
Liedholz Johannes (Berlin) (12.-14.9.)
Milnes A. Geoffrey (Zürich) (15.-16.9.)
Nio Swie-Djin (Huis ter Heide, Niederlande) (12.-15.9.)
Pavoni Nazario (Adliswil)
Pfiffner O. Adrian (Neuchâtel)
Rothenfluh Max (Altdorf)
Schaer Jean-Paul (Neuchâtel)
Schaltegger Urs (Bern) (17.9.)
Schindler Conrad (Oetwil am See) (14.-17.9.)
Schmid Stefan (Zürich)
Schoop Ralph W. (Hannover, BRD)
Schroeter Pierre (Zürich) (13.9.)
Seger Felix (Emmenbrücke) (12.-14.9.)
Trümpy Rudolf (Zürich) (12.-15.9.)

Einleitung

S. M. SCHMID

Ziel dieser Exkursion war es, einen für die Entwicklung der Ideen über den Mechanismus der Gebirgsbildung wichtigen Teil der Alpen zu besuchen und an Ort und Stelle einen Bezug herzustellen zwischen den Arbeiten unserer Vorläufer einerseits und Resultaten neuester tektonischer Untersuchungen andererseits. Obwohl Albert Heims Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung

[1]) Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.
[2]) Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Baltzerstrasse 1, CH-3012 Bern.
[3]) Institut de Géologie de l'Université, 11, rue Emile-Argand, CH-2000 Neuchâtel.

(1878) unter anderem die bereits für viele seiner Zeitgenossen unverständliche Theorie der Glarner Doppelfalte enthielten, besticht dieses grosse Werk durch die einmalige Qualität der Beobachtungen und vor allem durch das Bestreben, über das rein Beschreibende hinaus zu einem fundamentalen Verständnis geologisch-tektonischer Prozesse zu gelangen.

Dieser Bericht verzichtet auf eine Aufzählung der von uns besuchten Lokalitäten. Er ist grossenteils thematisch abgefasst und soll dem Leser auch den Einstieg in die ältere und neueste Literatur erleichtern.

12. September 1982

Tektonik des Säntis, das Jura-Stockwerk am Gonzen und die Überlagerung der helvetischen Decken östlich des St. Galler Rheintals

H. P. Funk, O. A. Pfiffner, R. Trümpy

Route: Carfahrt von Zürich nach Appenzell-Wasserauen, Luftseilbahn nach Ebenalp, Fussmarsch Richtung Schäfler mit Abstieg über Altenalp-Seealp nach Wasserauen, Fahrt nach Sargans und Mels (Aussicht oberhalb Mels)

1. Das Säntisgebirge

a) Einführendes (O. A. Pfiffner)

Im Querschnitt Appenzell-Sargans-Chur lässt sich das Helvetikum in drei grosse Einheiten gliedern. Zuunterst liegt das Infrahelvetikum, welches sämtliche tektonischen Einheiten unter der Glarner Hauptüberschiebung umfasst. Über der Hauptüberschiebung folgen die eigentlichen helvetischen Decken, welche in diesem Querschnitt durch die Säntis-Überschiebung zweigeteilt sind (Fig. 1 und Pfiffner 1981): Der Untere Glarner Deckenkomplex umfasst mit Ausnahme der Glarner Decke s.s. und der Mürtschen-Decke nur vorkretazische Schichtglieder, während der Obere Glarner Deckenkomplex ausschliesslich aus Kreide-Tertiär-Abfolgen besteht (Churfirsten-Säntis-Gebiet).

b) Historisches (R. Trümpy)

Der Alpstein war eines der bevorzugten Arbeitsgebiete von Arnold Escher, dessen Karte (1878) aber erst nach seinem Tode erschien. Seine Feldbeobachtungen wurden durch Casimir Moesch im entsprechenden Beitragsband (Escher & Moesch 1878) zusammengestellt. Moesch hat zwar eine grosse Menge von Fossilien gesammelt bzw. sammeln lassen, besass aber wenig Verständnis für die Tektonik. Der Schrattenkalk (Caprotinenkalk), der «Gault» (von Murchison 1849 richtiger als «Gault and Upper Greensand» bezeichnet) und der Seewerkalk waren schon damals bekannt, wogegen das «Neocom» erst später, besonders durch Arnold Heim, gegliedert werden konnte. Die Karte von Albert Heim und der prachtvolle Beitragband (1905) blieben bis vor kurzem die einzige Gesamtdarstellung dieses reizvollen Faltengebirges.

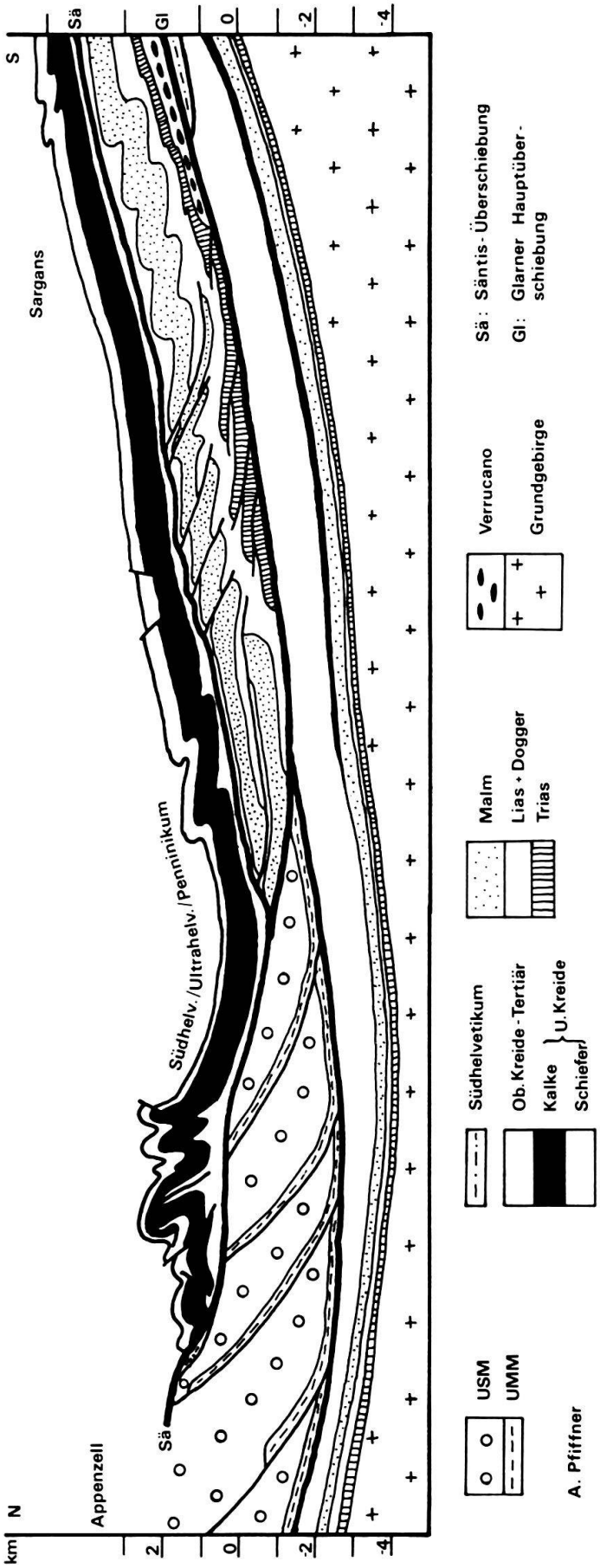


Fig. 1. Profil Appenzell–Sargans: Die Säntis-Überschiebung trennt den Oberen vom Unteren Glarner Deckenkomplex und ist eine klassische Décollementstruktur (O. A. Pfiffner).

c) Das neue Atlasblatt Säntis (H.P. FUNK)

Das neue Atlasblatt Säntis bedeckt das einzige Gebiet der Schweiz, von welchem nun die dritte Bearbeitung im Maßstab 1:25000 vorliegt (nach A. ESCHER VON DER LINTH 1878 und ALB. HEIM 1905).

Wesentliche Verfeinerungen zeigen sich in der stratigraphischen Gliederung der Molasse (Habicht, Spörri) sowie der Wildhauser Schuppenzone (Forrer). Völlig neu gestaltet wurde auch die Schuppenzone von Brülisau (Eugster, Langenegger). Eine Anpassung an die topographischen Blätter der Landeskarte der Schweiz gestattete eine Erweiterung gegen Osten. Die Bearbeitungen stammen von Fröhlicher (Rheintal) sowie Blaser und Allemann (Schellenberg in Liechtenstein).

Der Westteil des Säntis, welcher auf den Spezialkarten ebenfalls enthalten war, fehlt auf dem neuen Atlasblatt, welches knapp 2 km westlich des Säntisgipfels begrenzt ist.

In der Säntisdecke liegen die Verbesserungen vor allem in der detaillierteren Gliederung der Stratigraphie im Liegenden des Schrattenkalkes. Daneben wurden neu auch die Überschiebungslinien und einzelne Faltenachsen dargestellt (Schlatter, Fröhlicher, Eugster, Kempf, Langenegger, Funk).

Es wurde die Anregung gemacht, in Zukunft auf den Atlasblättern die Ausbisslinien von Auf- und Überschiebungen durch rote statt blaue Farbe markanter hervorzuheben und gegenüber den Brüchen durch unterschiedliche Strichdicke zu betonen.

d) Zur Tektonik des Säntisgebirges (O.A. PFIFFNER)

Die Tektonik des Säntisgebirges ist gegeben durch einen intensiven Faltenbau (KEMPF 1966; MEESMANN 1926 und SCHLATTER 1941). Die Falten lassen sich meist über beträchtliche Distanzen verfolgen und führen z.T. in Überschiebungen über oder aber werden von verschiedenartigen Brüchen durchschnitten. Figur 2 ist ein Horizontalschnitt auf dem Niveau 1500 m ü.M., der das Zusammenspiel zwischen Falten und Brüchen veranschaulicht.

Bei den Falten kann sich die Geometrie im Querschnitt längs der Faltenachsen allmählich und kontinuierlich ändern. So entwickelt sich z.B. die Hoher Kasten-Antiklinale von einer stehenden Falte am Sax-Schwende-Bruch nach Osten zu einer überkippten Falte und diese schliesslich zu einer liegenden Falte mit einer Überschiebung auf dem Verkehrtschenkel. Andererseits leitet die Altmann-Antiklinale (Fig. 2) durch eine Falten-Überschiebung-Übergangszone rasch in eine Überschiebung über. Die Falten können schliesslich ihre Querschnittsgeometrie abrupt an Querbrüchen ändern. So wird aus dem offenen Gewölbe der Ebenalp (Girenspitz-Antiklinale) eine Isoklinalfalte im Bereiche der Altenalp, oder im Beispiel der Schafberg-Antiklinalen (Fig. 2) endet eine Falte vollständig an einem Querbruch.

Bei den Brüchen gilt es zu unterscheiden zwischen Querbrüchen, Längsbrüchen und Überschiebungen. Die *Querbrüche* im Säntisgebirge sind zum grössten Teil deformationslose Brüche, d.h. scharfe Schnitte ohne jegliche Deformation des Nebengesteins. Dies zeigt sich daran, dass oft keine messbaren Abweichungen im Streichen der nahezu senkrecht stehenden Schichten in der Nähe des Bruchkontaktes festzustellen sind. In einigen Fällen, z.B. am Sax-Schwende-Bruch, kam es zur

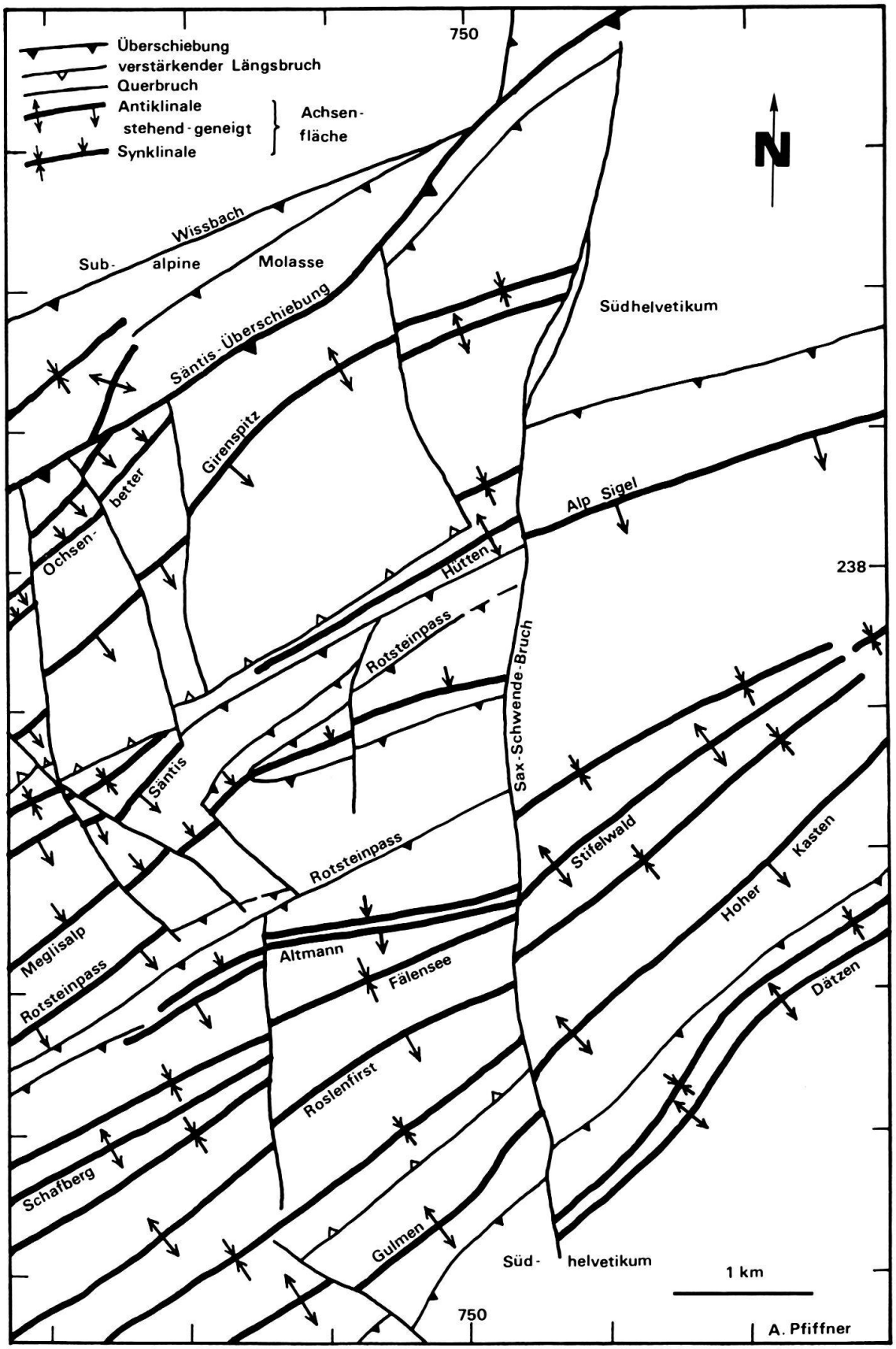


Fig. 2. Horizontalschnitt auf der Kote 1500 m ü. M., welcher das Zusammenspiel von Falten, Überschiebungen, Längs- und Querbrüchen zeigt (O. A. Pfiffner).

Bildung von Klemmpaketen, d.h., die Bruchfläche splittert sich lokal in zwei oder mehrere Flächen auf und die oft linsenförmigen Pakete dazwischen sind stark deformiert, wobei die Schichtung häufig um 90° gedreht ist. Diese deformationslosen Brüche unterscheiden sich in ihrer Art von den Deformations- oder duktilen Brüchen, wie sie in tieferen Stockwerken auftreten. So erfahren z.B. die Faltenachsen am Murgsee-Querbruch im Unteren Glarner Deckenkomplex infolge Schleppung im Nebengestein eine Ablenkung von bis zu 60° (PFIFFNER 1981), oder an der Kunkelspass-Querstörung im Infrahelvetikum (PFIFFNER 1978) sind Faltenachsen und Schieferung um nahezu 90° abgedreht. Bei den *Längsbrüchen* gilt es zu unterscheiden zwischen solchen, welche die durch die Faltung bedingte Einengung verstärken (verstärkende Längsbrüche) und solchen, die sie abschwächen (Dehnungsbrüche; ALB. HEIM 1921). Die verstärkenden Längsbrüche sind nordfallend, so dass sie eine südgerichtete Überschiebung der Antiklinalen bewirken (Fig. 1). So ist auch die Girenspitz-Antiklinale im Gebiet Ebenalp–Altenalp von einem verstärkenden Längsbruch begleitet, der an einem Querbruch westlich des Sax-Schwende-Bruchs abrupt endet (Fig. 2).

Da nun Falten seitlich in Überschiebungen und Schuppenbau überleiten und sowohl Falten, Überschiebungen als auch verstärkende Längsbrüche an Querbrüchen ihren Baustil abrupt ändern oder ganz aufhören (Fig. 2), ist man gezwungen anzunehmen, dass alle diese erwähnten Phänomene gleichzeitig aktiv waren. Eine Ausnahme hierzu bildet die spektakuläre gefaltete Rotsteinpass-Überschiebung, die u.a. die von der Ebenalp aus in der Marwees-Nordwand vorliegende mehrfache Repetition der Kreidekalke verursachte (Fig. 1 in MILNES & PFIFFNER 1980). Andere Ausnahmen liegen in der früh (Pizol-Phase, s.u.) angelegten Basalüberschiebung des Südhelvetikums und in der Säntis-Überschiebung in ihrer spätesten Phase der Aktivität vor.

2. *Die Churer Störung*

R. TRÜMPY

R. Trümpy erläutert kurz die penninischen und ostalpinen Berge jenseits des Rheintals und weist auf das Problem der «Churer Störung», der eigentlichen Westalpen-Ostalpen-Grenze, hin. Sie entspricht einerseits einer markanten Axialflexur, anderseits aber einer realen Trennungslinie: Östlich dieser Linie, in den Ostalpen und den Karpaten, fehlen die externen Kristallinmassive, und die Hauptmasse der oberostalpinen Decken blieb offenbar primär östlich der Churer Störung. Diese Linie ist aber nicht mit einem Metamorphosesprung verbunden. Auch lassen sich die Säntisfalten im Prinzip über das Rheintal in den Vorarlberg weiterverfolgen. Die wirkliche Bedeutung dieses Lineaments ist noch ganz ungewiss. Der hohe geothermische Gradient im Rheintal und im Einzugsgebiet der Therme von Vättis ist bemerkenswert.

ALBERT HEIM (1891, S. 151) hat den Unterschied der beiden Rheintalseiten eher unterschätzt; für ihn gehörte der Rätikon zum Nordflügel der Glarner Doppelfalte, und das Silvretta-«Massiv» war eine Art Pendant zum Aarmassiv. Es blieb DIENER (1891) vorbehalten, eine Gliederung der Alpen nach Faziesbereichen zu versuchen – auch wenn Dieners tektonische Ansichten über das Walensee–Seez-Tal unhaltbar sind.

3. Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes

O. A. PFIFFNER

Im Seeztal-Querschnitt stellt die Säntis-Überschiebung eine klassische Décollement-Struktur dar. Die spektakulären Falten am Sichelkamm und am Sichli falten die Kreideserien des Oberen Glarner Deckenkomplexes und klingen nach unten in den Palfris-Schiefern aus. Der darunterliegende Malm des Unteren Glarner Dekkenkomplexes zeigt ausgesprochenen Schuppenbau im Norden und Faltenbau im Süden. Hier klingen Überschiebungen und Falten nach oben in den Palfris-Schiefern aus (Fig. 1). Die Säntis-Überschiebung verläuft somit innerhalb der Palfris-Schiefer, deren Mächtigkeit zwischen 15 m und 300 m schwankt. Die Faltenachsen im Malm und in der Kreide fallen mit bis zu 30° gegen ENE ein, aber die Transportrichtung längs der Säntis-Überschiebung war Süd-Nord, also deutlich schief zu den Faltenachsen (PFIFFNER 1981).

Die Großstrukturen im Malm des Unteren Glarner Deckenkomplexes setzen sich nicht alle in die tieferen Schichtglieder fort, da die schiefrigen Partien im Unterlias und Unterdogger stellenweise zu disharmonischen Strukturen führten. Am deutlichsten wird diese Disharmonie im Niveau der Trias (PFIFFNER 1981). Wenn man den Unteren Glarner Deckenkomplex als Ganzes betrachtet, so bildet die Trias im Osten (südlich Mels) eine ostvergente Grossfalte, deren Achse nach Norden einfällt. Gegen den Walensee dreht diese Falte nach Nordwesten ab und ist am Walensee Ost-West verlaufend und nordvergent. Weiter westlich drehen die Achsen nach Südwesten ab, und am Saasberg (westlich Linthal) liegen westvergente Falten vor, deren Achsen wiederum nach Norden einfallen. Im Innern dieses Faltenbogens ist eine sehr konstant Nord-Süd orientierte Streckungslineation anzutreffen. Die regional verbreitete Schieferung liegt an der Basis der helvetischen Schubmasse parallel zur Hauptüberschiebung, wird mit zunehmender Distanz von der Überschiebung aber allmählich parallel zu den Achsenebenen der Falten und parallel zu den internen Überschiebungen. Die internen Überschiebungen verlaufen in den mehr schiefrigen Gesteinsschichten parallel zur Schichtung, während sie in den mehr massigen Schichten (z. B. Malmkalke) einen Winkel von nahezu 45° zu derselben bilden. Dies zeigt sich sehr eindrücklich am Beispiel der Basalüberschiebung der Gonzen-Schuppe, welche den Übergang vom Schuppenbau zum Faltenbau darstellt (Fig. 1, und Fig. 5 in PFIFFNER 1981).

13. September 1982

Infrahelvetikum und Glarner Hauptüberschiebung

O. A. PFIFFNER, S. M. SCHMID, R. TRÜMPY

Route: Luftseilbahn Flims-Cassonsgrat, Fussmarsch zum Segnaspass und Abstieg nach Elm

1. Einführendes

O. A. PFIFFNER

Die Glarner Hauptüberschiebung mit einem maximalen Überschiebungsbetrag von etwa 40 km trennt die helvetischen Decken vom darunterliegenden Infrahelve-

tikum. Im Segnasgebiet bestehen die helvetischen Decken ausschliesslich aus Verrucano, während weiter westlich im Panixerpassgebiet Relikte von Trias und Lias zu verzeichnen sind. Das Infrahelvetikum umfasst das Aarmassiv mit seinem mesozoisch-tertiären Sedimentmantel und die süd- und ultrahelvetischen (oder exotischen, d.h. von weit her eingeglittenen) Einheiten. Das Aarmassiv, und besonders sein Sedimentmantel, sind relativ stark und z.T. mehrphasig deformiert. Hierbei kam es zur Ausbildung von Überschiebungen, deren maximale Transportbeträge im Falle der parautochthonen Einheiten gering (meist weniger als 2 km) und im Falle der allochthonen Einheiten beträchtlich (5–10 km) sind (PFIFFNER 1977, 1978).

2. *Die Tektonik des Infrahelvetikums*

O. A. PFIFFNER

Der tektonische Bau des Infrahelvetikums ist gegeben durch einen intensiven Falten- und Kleindeckenbau (BÜRGISSER & FELDER 1974, PFIFFNER 1977, 1978). Im Gebiet östlich der Panixerpass-Querstörung stellen die Basalüberschiebungen der Calanda- und der Tschep-Decke relativ tiefe Trennungen dar, in deren Liegenden gehäuft kleinere Deckenpakete (z.B. Orglen und Mirutta-Schuppen) auftreten. Die Überschiebungsvorgänge sind mit Faltungen verknüpft, wobei ein Teil dieser Falten echte Biegungsfalten sind, verursacht durch Verspannung einer kompetenten Schicht (PFIFFNER 1980). Die Achsen der Grossfalten zeigen ein ausgesprochenes Axialgefälle gegen Osten am Ostende des Aarmassivs, eine Depression in der Gegend des Panixerpasses und eine Kulmination bei Vättis. Ein Horizontalschnitt zeigt, dass die exotischen Einheiten in einem Nord–Süd-Trog in dieser Depression liegen (GROSHONG et al. 1982). Die Internstruktur der exotischen Einheiten ist recht komplex, und man sieht namentlich beim Abstieg vom Segnaspass gegen Elm, dass z.B. das Streichen in den Ölquarziten im Sardona-Flysch schief zum regionalen Streichen verläuft.

3. *Deformationsphasen und Metamorphose im Glarner Profil*

O. A. PFIFFNER, S. M. SCHMID

Eine strukturgeologische Analyse ergibt folgende Abfolge von Deformationsphasen (PFIFFNER 1977, 1978, 1982, MILNES & PFIFFNER 1977, 1980): In einer ersten Phase, der Pizol-Phase, erfolgte das Eingleiten der exotischen Einheiten, möglicherweise als Schweregleitung. In die nächste Phase, die Cavistrau-Phase, fällt eine Faltung, die zu grossräumigen, liegenden Falten führte. Hierzu zählt die Cavistrau-Decke, die Teil einer westvergenten Falte ist, die ihrerseits wahrscheinlich einen Teil der «embryonalen helvetischen Decken» darstellt. Sie geriet im späteren Verlauf der Orogenese unter die Glarner Hauptüberschiebung und wurde wieder verfaltet. Die nächstfolgende Phase, die Calanda-Phase, verursachte eine durchdringende Schieferung, die parallel zu den Achsenflächen und den Überschiebungen ist. Die Isograden der schwachen Metamorphose im Bereich der Glarner Alpen (FREY et al. 1973) schneiden die Strukturen der Calanda-Phase (GROSHONG et al. 1982). Stilpnomelan und Chloritoid überwachsen die Calanda-Schieferung (BÜRGISSER & FELDER 1974, PFIFFNER 1982). Die Ruchi-Phase schliesslich beinhaltet eine im

wesentlichen postmetamorphe Runzelschieferung, die besonders intensiv im Liegenden der Glarner Hauptüberschiebung entwickelt ist. Die Illitkristallinität in Verrucano und darunterliegendem Flysch zeigt im Bereich der Glarner Freiberge eine inverse Metamorphosezonierung an (M. Frey, pers. Mitt.). SCHMID (1975) nimmt an, dass während der Ruchi-Phase etwa 35 km Horizontaltransport an der Hauptüberschiebung anzusetzen sind, zeitlich nach der Calanda-Phase und dem Höhepunkt der Metamorphose. MILNES & PFIFFNER (1977) korrelieren nur die finale Phase der Hauptüberschiebung (10–15 km) mit der Ruchi-Phase. Erstere Auffassung postuliert einen zeitlichen Hiatus zwischen Calanda- und Ruchi-Phase, letztere sieht die Hauptüberschiebung als kontinuierlich von der Calanda- in die Ruchi-Phase überleitenden Prozess. Die Resultate einer radiometrischen Datierung von Illiten durch Hunziker und Frey sind leider noch immer unveröffentlicht, so dass über die absolute Datierung der Deformationsphasen hier noch nicht diskutiert werden kann. Spekulative Datierungsversuche sind in SCHMID (1975) und MILNES & PFIFFNER (1977) zu finden.

Die gut sichtbaren Dehnungsbrüche an den Tschingelhörnern versetzen die Hauptüberschiebung geringfügig und sind eindeutig jünger. Die Bogenform der Hauptüberschiebung wird aber als primär aufgefasst (SCHMID 1975, PFIFFNER 1977), eine späte Verbiegung im Gefolge differenzieller Hebungen des Aarmassives müsste nicht nur die Überschiebungsfläche, sondern auch die ältere Calanda-Schieferung verbiegen, was nicht der Fall ist.

4. Die Glarner Hauptüberschiebung

O. A. PFIFFNER, S. M. SCHMID

Im Profil Piz Grisch–Tschingelhörner ist vom Cassonsgrat aus besonders gut zu sehen, wie die relativ steiler südfallende Calanda-Schieferung der mesozoischen Kalke von der Hauptüberschiebung diskordant abgeschnitten wird. Erst in den letzten Metern unter der Hauptüberschiebung kommt es zu einer asymptotischen Schleppung der Schieferung in die Lagerung der jüngeren Hauptüberschiebung. Lokal (unter Piz Grisch und Flimserstein) versteilt sich die Calanda-Schieferung in Annäherung an die Hauptüberschiebung, keinesfalls haben wir es also mit einer gegen die Hauptüberschiebung zunehmenden einfachen Scherung des gesamten Infrahelvetikums zu tun. Dieselbe Beobachtung wurde auch im Bereiche des Glarner Flyschs im Sernftal gemacht (SCHMID 1975).

Am Cassonsgrat kann der fliessende Übergang von infrahelvetischer Kreide in den 1–2 m mächtigen Lochseitenkalk beobachtet werden. Erst innerhalb des Lochseiten-Kalkmylonits ist ein asymptotisches Anschmiegen der Foliation an die Überschiebung festzustellen, was darauf hindeutet, dass dieser Mylonit eine gegenüber den infrahelvetischen Kalken erhöhte Fliessfähigkeit besitzt. PFIFFNER (1982) diskutiert die Mikrostrukturen (lichtoptisch und elektronenmikroskopisch) im erwähnten Übergang in den Lochseitenkalk. Er beobachtet korninterne Deformation durch Zwillingsbildung, gefolgt von Versetzungskriechen, begleitet von dynamischer Rekristallisation in den Kalken unter dem Mylonit. Anhand mikrostrukturelle Kriterien wird die Paläo-Differentialspannung auf in der Grössenordnung von 1 kbar liegend bestimmt.

Gegen den Mylonit hin aber sind die Körner weniger geplättet, trotz der Zunahme der Verformung (PFIFFNER 1982), was auf einen anderen Deformationsmechanismus, das Korngrenzgleiten (superplastisches Fliessen, SCHMID et al. 1977), hinweist. Zusätzliche Kriterien für diesen Deformationsmechanismus liefern die geringe kristallographische Einregelung an einer am Ringelspitz gesammelten Mylonitprobe (SCHMID et al. 1981) und die nachträgliche Rotation von verzwillingten Körnern in einer Probe vom Flimserstein (GROSHONG et al. 1982). Nachträgliche Zwillingsbildung im Mylonit (BRIEGEL & GOETZE 1978, PFIFFNER 1982) deutet auf einen letzten hohen Spannungspuls am Schluss der Bewegungen hin. Von den während der Hauptüberschiebung herrschenden niedrigen Spannungen wird noch die Rede sein (14. September).

Ein weiterer Deformationsmechanismus im Infrahelvetikum, den HEIM (1921) als «Lösungsumsatz» bezeichnete (eigentlich dem modernen Ausdruck «Drucklösung» vorzuziehen), kann in den Bürgen-Schichten am Grat nach Segnas Sura beobachtet werden in Form angelöster Nummuliten und Assilinen.

An einigen Stellen im Süden der Kulmination der Hauptüberschiebung, im höhermetamorphen Bereich, ist der Lochseiten-Kalkmylonit marmorähnlich ausgebildet, und hier kann man in diesen Gesteinen eine Schieferung und eine schwache Streckungslineation beobachten (in Figur 3 schematisch angedeutet im unteren

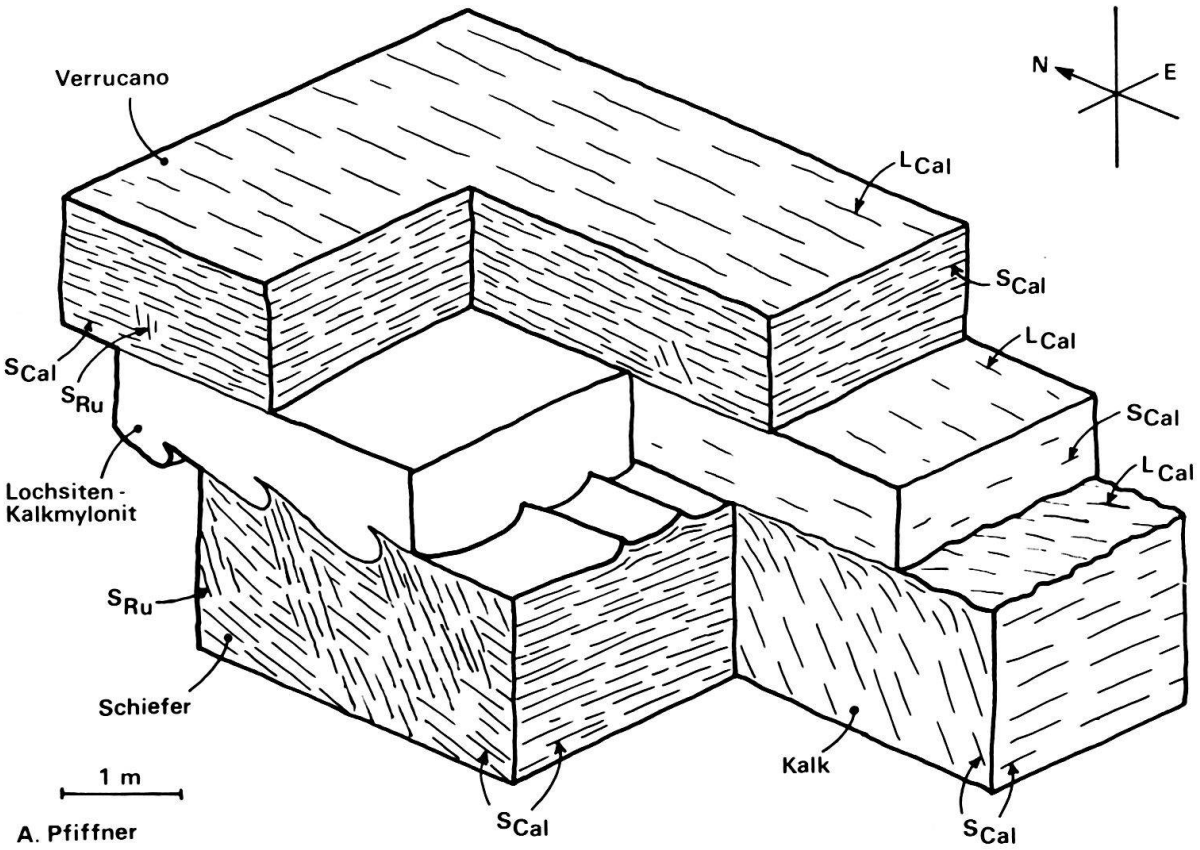


Fig. 3. Schematisches Blockdiagramm, das die geometrischen Verhältnisse von Schieferungen (S) und Streckungslineation (L) zur Glarner Hauptüberschiebung zeigt; Cal = Calanda, Ru = Ruchi (O.A. Pfiffner).

Teil), die der Ausbildung nach mit solchen der Calanda-Phase zu vergleichen sind. Ansonsten ist innerhalb des Lochseiten-Kalkmylonits eine Laminierung von hellen und dünnen Bändern vorhanden, die im Detail sehr kompliziert verfaltet sind (Knetstruktur von Alb. Heim). Die hellen Bänder erinnern an Calcitäderchen, und ihre Grenze zu den dunklen, feinkörnigeren Bändern ist hie und da durch einen Stylolithen markiert. Im untern Teil des Mylonits sind die Laminae oft konkordant mit den Walzen verfaltet, während die Laminierung im oberen Teil vielfach parallel zur ebenflächigen Obergrenze verläuft.

Wo der Lochseitenkalk schiefrige Gesteine (Tertiär oder Flysch) überlagert, kommt es zur Ausbildung der von Heim beschriebenen Walzen (HEIM 1921, SCHMID 1975 und Fig. 3) an der unteren Grenzfläche des Lochseitenkalks. Die Geometrie dieser Walzen deutet eigentlich auf ein im Vergleich zum Flysch «kompetenteres» Verhalten des Mylonits. Das in der Strukturgeologie leider übliche Gleichsetzen von «Kompetenzunterschieden» mit Viskositätsunterschieden steht im Widerspruch zur Feststellung, dass der Mylonit fliessfähiger ist als der Flysch. Obwohl eine plausible Deutung dieser Walzen (in der Westwand des Atlas im grossen Maßstab, an der Lochseite in kleinerem Maßstab zu beobachten) noch aussteht, darf doch festgehalten werden, dass sie nicht im Sinne von Viskositätsunterschieden gedeutet werden können.

Nur ein Teil des Lochseitenkalks ist ein in situ vom infrahelvetischen Kalk abgeleiteter Mylonit. Das Panorama der Tschingelhörner (vgl. die prachtvollen Ansichten von OBERHOLZER 1933) zeigt einen südwärts abbrechenden Kalkkeil (gesicherter Malm und Kreide?), der vor oder zu Beginn der Hauptüberschiebung auf das Tertiär aufgeglitten ist (eine ähnliche subhelvetische Kalkmasse liegt am Foostock vor, der vom Grat nordöstlich des Segnaspasses sichtbar ist). Interessanterweise sind auch hier nur die obersten 1-2 m mylonitisch. Typisch für die Gebiete nördlich der Kulmination ist der «allochthone», 1-2 m mächtige Lochseitenkalk, eingeklemmt zwischen Verrucano und Flysch, den man sich als an der Hauptüberschiebung regelrecht «verschmiert» vorstellen muss. Als Mylonitlieferanten kommen somit a) infrahelvetische Kalke, b) früh abgeglittene Scherben und c) Kalke an der Front der Verrucanomasse in Frage.

Die Calanda-Schieferung im Verrucano über dem Lochseitenkalk verläuft subparallel zur bogenförmigen Hauptüberschiebung, ebenso die Achsenebenen von Isoklinalfalten im Verrucano unter dem Piz Segnas, vom Cassonsgrat aus gut sichtbar. Die Hauptüberschiebung bewirkt also eine Winkeldiskordanz der Calanda-Schieferung zwischen Verrucano und Infrahelvetikum, die von Süd nach Nord zunimmt. Diese Zunahme der Diskordanz ist durch die Bogenform der Hauptüberschiebung bedingt (Fig. 2 in SCHMID 1975).

5. *Historisches*

R. TRÜMPY

Nach dem Mittagessen erinnert R. Trümpy an die frühe Entdeckungsgeschichte der Glarner Überschiebung.

Wie R. STAUB (1954) im lesenswerten historischen Kapitel seines Glarner Buches ausführt, hat schon HANS-CONRAD ESCHER (1809) die Auflagerung der

Grauwacke (d.h. des Verrucano) auf den Alpenkalk (d.h. mesozoische Kalke) gesehen. Er wurde dann aber durch den geologischen Papst jener Epoche, LEOPOLD VON BUCH (1810), eines Besseren belehrt: «Grauwacke gehört zur Übergangsformation und darf und kann nie auf Alpenkalkstein ruhen» (VON BUCH 1867, Bd. 2, S. 52).

Klar erkannt wurde dann die Glarner Überschiebung durch ARNOLD ESCHER (1841, 1846). Mittlerweile war das Alter der wichtigsten Formationen festgelegt worden, namentlich durch Nummuliten und Fische im «Flysch», Ammoniten in den mesozoischen Kalken über und unter dem Verrucano. Es unterliegt keinem Zweifel, dass Escher damals an *eine* grosse Überschiebung dachte (Zitat aus ESCHER 1846 in STAUB 1954, S. 137–138). Auch THEOBALD teilt noch 1866 diese Auffassung, indem er den Verrucano des Glarner-Bündner Grenzkammes ohne weiteres mit demjenigen der Grauen Hörner verbindet.

Wie sein Vater seinerzeit – 1803 – Leopold von Buch über den Panixerpass führte, so begleitete Arnold Escher 1848 dessen ungleich aufgeschlosseneren Nachfolger auf dem Stuhle Petri, Sir Roderick Impey Murchison, von Elm her über den Segnespass. Die klarste Darstellung von Eschers Ansichten findet sich bei MURCHISON (1849, S. 246–248, vgl. Fig. 4):

"... The lowest visible strata are schists and Glarus slates [nordhelvetischer Flysch], the continuation of those containing fishes, and with them sandy calcareous grits and limestones with green earth [Glaukonit] and nummulites [Blattengrat-Serie]. These bands plunge directly into and under the mountain, or to the S.S.E., and are overlain by a very quartzose variety of the flysch [Sardona-Quarzite] ... On the sloping surface of these grits we detected a few loose fragments of limestone with Inoceramus and Belemnites [seewerkalkartige Kalke der Sardona-Decke, von Prof. Liedholz auf der Exkursion zu Recht mit den Liebensteiner Kalken von Vorarlberg verglichen] ... We positively sat upon the peaks of flysch with one leg in the Grisons and the other in Glarus ... This limestone [Lochseitenkalk, 'apocryphal limestone'] is ... continuously superposed to the flysch ... over a great area, including the peaks of Hanstock [Hausstock], Linterberg [Leiterberg], and Kärpfstock. ... I had ... proof that the rocks underlying the solid limestone, with its cover of talc schist, were really of supracretaceous age, for we found in them both nummulites and the same teeth of fishes which characterize the flysch in many other tracts ... I was convinced that

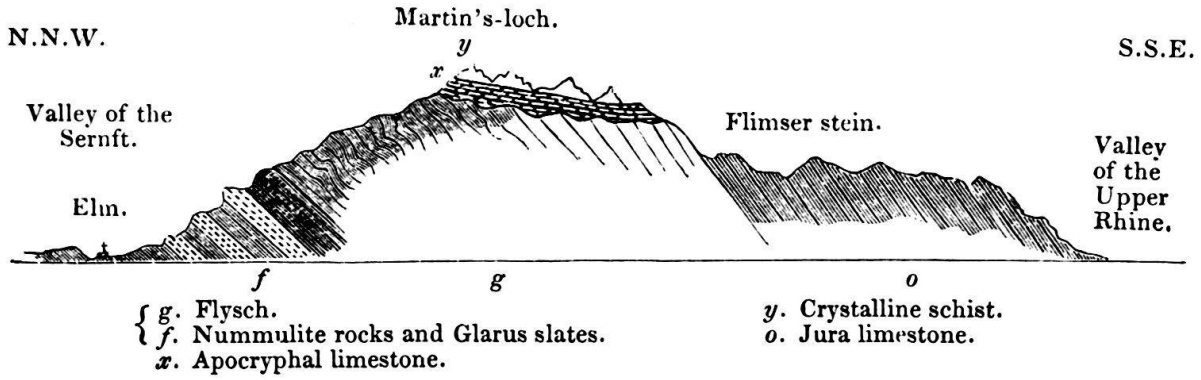


Fig. 4. Das Profil der Tschingelhörner aus MURCHISON (1849).

M. Escher was correct in his delineations ... But it became necessary to admit, that the strata had been inverted, not by frequent folds, as on the sides of the lake of Altorf or in the Hoher Sentis, but in one enormous overthrow; so that over the wide horizontal area above-mentioned, the uppermost strata which might have been lying in troughs or depressions due to some grand early plication [Calanda-Phase!], were covered by the lateral extrusion over them of older and more crystalline masses [Metamorphosen-Inversion durch die Ruchi-Phase!] ..."

Es besteht also kein Zweifel: ESCHER (bis 1848) und THEOBALD (bis 1866) sahen eine einzige grosse Überschiebung (one enormous overthrow). Von wem nun stammt die abstruse, geometrisch und kinematisch unmögliche Hypothese der «Glarner Doppelfalte»?

STAUB (1954), in seiner Verehrung für Arnold Escher, hat sie dem von ihm ungeliebten Albert Heim zugeschrieben, und sein Schüler R. TRÜMPY (1980) ist ihm hierin blindlings gefolgt. Diese Ansicht ist aber falsch. Escher hat an der Jahresversammlung der SNG in Neuenburg 1866 eindeutig die Idee der Doppelfalte vertreten: «Cette singulière disposition ne peut s'expliquer, d'après M. Escher, que par deux recourbements des couches inférieures au verrucano des hauteurs même du col [Panixerpass], de telle sorte que ces couches auraient à peu près la forme d'une paire de lunettes, dont les verres seraient éocènes et la monture en verrucano ...». 1866 war Albert Heim 17 Jahre alt. Auch in den «Erinnerungen» von EDUARD SUESS (1916, S. 422) wird das Konzept der Doppelfalte eindeutig Escher zugeschrieben. Ich verdanke den Hinweis auf diese Stelle in Suess' Werk A. Celâl Sengör (Istanbul).

Escher muss die Doppelfalte also irgendwann zwischen 1848 - der Wanderung mit Murchison über den Segnaspass - und 1866 - der Jahrestagung in Neuenburg - konzipiert haben. Dieser These schlossen sich A. BALTZER (1873), G. THEOBALD (1869) und vor allem ALBERT HEIM (1878, 1891) an. Durch die glänzende schriftliche und zeichnerische Darstellung von Heim wurde die Doppelfalte gegen Ende des 19. Jahrhunderts zur Ecclesia triumphans; sie erhielt ihre Konsekration durch das Protokoll von Mitgliedern der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach der Exkursion vom August 1890 (HEIM 1891, S. 212).

Der Kritiker waren vorerst wenige. M. VACEK (1881, 1884) glaubte, dass der tertiäre Flysch dem Verrucano, dem Lochseitenkalk und den darunterliegenden, paläozoischen «Kalkphylliten» angelagert sei. A. ROTHPLETZ (1894, 1898) sah dagegen Bruchüberschiebungen verschiedener Vergenz sowie Grabenbrüche in den Haupttälern. Er erkannte als erster, dass die braun anwitternden Schichten am Flimserstein der Kreide und nicht, wie Albert Heim aufgrund seiner Faltentheorie und einer angeblichen «Ostrea marshi» meinte, dem Dogger angehörten.

M. BERTRAND schliesslich kam in einer sehr konzilianten und abgewogenen Notiz (1884) wieder auf das Konzept einer einzigen, von Süden gegen Norden gerichteten Überschiebung und wurde so zum Bahnbrecher der Deckenlehre.

Albert Heim reagierte in recht unterschiedlicher Weise auf diese Kritiker. Vacek, dessen These natürlich leicht zu widerlegen war, wurde ausführlich abgekanzelt (man lese das wunderschöne Streitgespräch auf der Wichlenalp, HEIM 1891, S. 182, vorzugsweise mit Wiener und St. Galler Akzent). Rothpletz' Ansichten mussten eingehender diskutiert werden; Heim gesteht ihm dann immerhin zu, seine Publika-

tionen seien vergleichbar «mit einem polygenen Conglomerate. Unter den Geröllen desselben finden wir: Einzelne richtige, das bisher Bekannte ergänzende Beobachtungen, viele falsche Schlüsse, viel leeren Wortstreit ...», und als Bindemittel dieses «Conglomerates» findet er «Widerspruchsgeist und Animosität» (HEIM 1895, S. 35). Dagegen nimmt Heim Bertrands Arbeit kaum zur Kenntnis.

Kaum ein Jahrzehnt, nachdem Heim unter seinen Panegyrikus der Doppelfalte die Worte «Einen langen Athem hat die Wahrheit» gesetzt hatte, verhalfen SCHARDT und nach ihm LUGEON der Deckenlehre zum endgültigen Durchbruch. 1902 trat auch Heim, in seinem ergreifenden Brief an Lugeon, zur neuen Lehre über.

14. September 1982

Die Geologie des Glarnerlandes

S. M. SCHMID, R. TRÜMPY

Route: Elm-Lochseitenterrasse von Sool, Berglistüber am Klausenpass ob Linthal, Urnerboden und Klausenpass

1. Die «Flysch»-Einheiten im Glarnerland

R. TRÜMPY

Die heutige Gliederung des «Glarner Flyschs» in den nordhelvetischen Flysch (parautochthone Bedeckung des Aarmassivs) einerseits und die «früh abgeglittenen» (Pizol-Phase) Divertikel der südhelvetischen Blattengratserie sowie der ultrahelvetischen Sardona-Flyschdecke (exotische «Flysche») andererseits verdanken wir den Arbeiten von WOLFGANG LEUPOLD (1937, 1942) und seiner Mitarbeiter (BISIG 1957, RÜEFLI 1959 und WEGMANN 1961). Da die exotischen «Flysche» grösstenteils südlicherer Herkunft sind als die darüberliegenden helvetischen Decken, haben wir es hier mit einer klassischen Ausnahme zur oft angenommenen Regel zu tun, dass südlichere Faziesbereiche allgemein tektonisch höher liegen müssen.

Alle drei Einheiten stehen an beim Abstieg vom Segnaspass nach Elm, schöne Detailaufschlüsse des nordhelvetischen Flyschs können am Ausgang des Chrauchtals oberhalb Matt und in den Schieferbrüchen von Engi (jüngste oligozäne Schichtglieder des nordhelvetischen Flyschs) besichtigt werden. Die Schiefer von Engi lieferten die berühmte, von WETTSTEIN (1886) verformungsanalytisch und paläontologisch bearbeitete Fischfauna.

2. Die Lochseite

S. M. SCHMID

Der vielbesuchte Aufschluss der Glarner Hauptüberschiebung an der Lochsite (oder Lochseite) ob Schwanden ist fast so etwas wie ein Heiligtum der Alpengeologie und ist eng mit dem Namen von ARNOLD ESCHER verbunden, von dem schon die Rede war. Es ist dies der am leichtesten zugängliche Aufschluss der Überschiebung, er ist aber nicht ganz repräsentativ, indem ein dünnes Septum, von Gesteinsmehl begleitet, innerhalb des Lochseitenkalks besonders gut ausgebildet ist. Dies verleitet

den Besucher, den Überschiebungskontakt in diesem Septum zu sehen, das aber nur die allerletzten Bewegungen unter Sprödbedingungen aufgefangen hat.

Für ALB. HEIM (1878, 1921) war die spektakuläre Fliessfähigkeit des Lochseitenkalks eines der vielen Beispiele dafür, dass Gesteine im Festkörperzustand «latent plastisch» sind, sofern der «Gebirgsdruck» (lithostatischer Druck) hoch genug ist. Er hatte gegen die damals übliche Lehrmeinung anzukämpfen, dass Gesteine sich nur im unkonsolidierten Zustand duktil verformen lassen. Kataklase und «Ummineralisation» (Sammelbegriff für «Drucklösung» und metamorphe Umkristallisation) waren die einzig akzeptierten Deformationsmechanismen für Festgesteine. In seiner Theorie der «Dislokationsmetamorphose» (HEIM 1921) fügt Heim diesen beiden bekannten Mechanismen die Plastizität hinzu, «eine innerliche Verschiebung ohne Zerbrechen, ohne Zerstören der Festigkeit» (HEIM 1921, S. 61), und er «kann sich des mächtigen Eindruckes nicht erwehren, dass wenn die Dislokation sich nur mit Bruchdeformation hätte begnügen müssen, die Alpen in einen Schutt- und Pulverhaufen auseinandergefallen wären» (HEIM 1921, S. 96).

Heims Interpretation der Glarner Hauptüberschiebung im Sinne einer Doppelfalte entspricht wahrscheinlich seiner Aversion gegen Überschiebungen im Sinne von Bruchphänomenen. BERTRAND (1884) hingegen schreibt: «Il n'est guère de géologue français qui, en présence de figure 1 [Heims Glarner Profil], ne songera à une faille et ne désignera de ce nom l'ensemble du phénomène ...» Im grossen Maßstab liegt für Bertrand eine Überschiebung, also eine Diskontinuität, vor. Die Translation des Überschiebungsblocks geschieht nach Bertrand aber durch plastisches Fliessen des Lochseitenkalks, in diesem Punkt ist er also durchaus den Ideen HEIMS (1878) gefolgt. Kataklase, das heisst Zerbrechen unter Verlust der Kohäsion, ist auf das schon erwähnte Septum beschränkt, das nur die letzte Phase der Translation auffing.

Obwohl die Deckenlehre sich schliesslich durchsetzte, blieb die Mechanik von Überschiebungen noch lange ein Rätsel, da leicht gezeigt werden kann, dass der zu erwartende Reibungswiderstand so gross wäre, dass die Festigkeitsgrenze im Überschiebungsblock überschritten würde, bevor der Block sich überhaupt bewegt (SMOLUCHOWSKY 1909). Erst HUBBERT & RUBEY (1959) gelang die Lösung dieses mechanischen Paradoxons, indem sie auf die Erniedrigung des Reibungswiderstandes im Zusammenhang mit dem Porendruck hingewiesen haben.

HSÜ (1969) hat aber erneut darauf hingewiesen, dass im Falle der Glarner Hauptüberschiebung die Translation des Überschiebungsblocks durch pseudoviskoses Fliessen des Lochseitenkalks kontrolliert wird. Die basale Scherspannung ergibt sich also nicht aus dem vom Porendruck abhängigen Reibungswiderstand, sondern aus dem Fliesswiderstand des pseudoviskosen Lochseitenmylonits. Die Fließspannung lässt sich ableiten aus experimentell beobachteten Fliessgesetzen von der Form $\dot{\gamma} = f(T, \tau)$, Gesetze, welche die Verformungsgeschwindigkeit $\dot{\gamma}$ mit der Temperatur T und der Scherspannung τ verknüpfen. SCHMID (1975) schätzte die minimale Verformungsrate auf 10^{-10} sec^{-1}, eine Grösse, die sich aus der Annahme ergibt, dass 35 km Translation in maximal 10 Millionen Jahren ausschliesslich durch einfache Scherung in einem Meter Lochseitenkalk aufgefangen wurden. Diese Annahme stützt sich auf die Ansicht, dass die Interndeformation im Flysch und in den helvetischen Decken vernachlässigt werden kann zum Zeitpunkt der Überschie-

bung, dass sie also älter ist (Calanda-Phase). Mit den damals zur Verfügung stehenden Labordaten ergab sich aus einer Extrapolation des Fliessgesetzes von schnellen, experimentellen Verformungsraten (minimal 10^{-6} sec^{-1}) zu den viel langsameren geologischen Verformungsprozessen eine viel zu hohe basale Scherspannung von über 1 kbar (SCHMID 1975); das mechanische Paradox war also in anderer Form wiederum da, weil bei dieser hohen basalen Scherspannung der Überschiebungsblock zerbrechen müsste.

Aufgrund neuer Laborversuche an Solnhofener Kalk (ähnliche Korngrösse und mechanisches Verhalten wie der Lochseitenkalk) bei höheren Temperaturen (SCHMID et al. 1977) wurde aber klar, warum diese Extrapolation scheiterte: Bei langsamen Verformungsraten und niedrigen Spannungen (Natur) sind andere Deformationsmechanismen, und damit auch Fliessgesetze, zu erwarten als im Labor. Diese neuen Experimente zeigten, dass unter den Bedingungen an der Hauptüberschiebung Korngrenzgleiten (Superplastizität) zu erwarten ist, eine Erwartung, die durch mikrostrukturelle Studien (PFIFFNER 1982, SCHMID 1982, 1983) erhärtet wurde.

Dieser Mechanismus der Superplastizität ist extrem korngrössenabhängig, und je nach Korngrösse ist eine basale Scherspannung zwischen 100 bar (bei 6 μm Korngrösse) und 4 bar (1 μm) zu erwarten (SCHMID 1982). Die extreme Fliessfähigkeit des Lochseitenkalks ist also auf seine extrem kleine Korngrösse (z. T. weniger als 1 μm in den dunklen Lagen) zurückzuführen. SCHMID (1983) diskutiert ein Modell, das die mit der Deformation zunehmende Herabsetzung der Fließspannung (strain softening) durch die Abnahme der Korngrösse im Gefolge dynamischer Rekristallisation postuliert.

3. Die Geologie des Glarner Haupttals

S. M. SCHMID, R. TRÜMPY

Die Terrasse von Sool bietet einen guten Einblick in die Glärnischgruppe und auch auf das Schiltplateau. Die Korrelation beider Talseiten ist vor allem erschwert durch den Umstand, dass das primäre Westende des Verrucano-Troges in seiner heutigen, transportierten Lage mit dem Glarner Haupttal ungefähr zusammenfällt. In bezug auf den ursprünglichen Ablagerungsraum springt die Hauptüberschiebung nach Westen hin von der Basis des mächtigen Verrucano in die Trias (die ältesten Schichtglieder der Axen-Decke). Dieser altbekannte Faktor ist sicher mitverantwortlich für das abnormale Streichen (NE–SW am Fuss des Glärnisch, am Saasberg gar N–S) der Falten. Eine bedeutende junge Querstörung muss also nicht postuliert werden.

Am Schilt erkennt man die kleine Gipfelkappe von Trias und Dogger der Mürtschen-Decke auf den Malmkalken des Schiltplateaus (Glarner Decke), ferner sehr deutlich die beiden Brüche, welche die zurückgebliebene Scholle der Rässegg begrenzen. GÜNZLER-SEIFFERT (1952) hat erstmals darauf hingewiesen, dass diese Verwerfungen älter als die alpine Hauptdeformation sein müssen, bei welcher der untere (westliche) zu einer Untervorschiebung (lag), der obere zu einer Überschiebung umgestaltet wurde. SCHINDLER (1959) hat mesozoisches Alter der Rässegg-

Brüche postuliert, in Analogie zu den Verhältnissen am Glärnisch. NAEF (unpublizierte Diplomarbeit ETH, 1979; Publikation in Vorbereitung) fand nun im Spannegg-Fenster eozäne Konglomerate und Brekzien in Verbindung mit dem unteren Rässegg-Bruch.

Auf eine nähere Beschreibung der Geologie sei hier verzichtet, und es sei auf die Monographie von OBERHOLZER (1933) hingewiesen, die auch wunderschöne kolorierte Ansichten enthält. Die Detailgeologie am Glärnisch wurde von SCHINDLER (1959) untersucht, eine kinematische Analyse und eine palinspastische Abwicklung der Glarner Decken wurden durch TRÜMPY (1969) erstellt.

4. Urnerboden und Klausenpass

S. M. SCHMID, R. TRÜMPY

Die basale Überschiebung der infrahelvetischen Griesstock-Decke auf das Tertiär ist am Berglistüber (Klausenpaßstrasse oberhalb Linthal) prachtvoll aufgeschlossen (FREY 1965, 1967). Die Basis des Malmkalks über dem Tertiär ist zu einem Lochseitenkalk mylonitisiert, Kalkmylonite sind also nicht auf die Glarner Hauptüberschiebung beschränkt.

Die Überschiebungsfläche der Axendecke entspricht geometrisch und kinematisch der Glarner Hauptüberschiebung. Die im nördlichen Glarnerland strukturell tieferen helvetischen Decken (Glarner und Mürtschen-Decke) keilen in südlicher und westlicher Richtung aus, ihre faziellen Äquivalente sind hier am Klausenpass in infrahelvetischer Position (Clariden-Elemente).

Figur 5 zeigt, wie die Achsenebenen der vom Urnerboden aus sichtbaren Lias-Dogger-Falten rückwärtig an der Basalüberschiebung abgeschnitten werden, so dass man auch hier geneigt ist, die Interndeformation der Axen-Decke einer älteren Deformationsphase (Calanda-Phase) und zumindest einen Grossteil der Deckentranslation der jüngeren Ruchi-Phase zuzuordnen. Die Überschiebungsfläche selber wird auch hier am Klausenpass von einem Lochseitenkalk-Mylonit begleitet, der die Trias direkt unterlagert. Ein eigentlicher Verkehrtschenkel fehlt. Schuppentektonik dominiert im Malmstockwerk der Ortstockgruppe, wobei die Überschiebungen durch duktile Deformation in den Schiltschichten und in den hier mächtig ausgebildeten Zementsteinschichten aufgefangen werden.

Die Verhältnisse südlich des Klausenpasses sind äusserst kompliziert und harren immer noch einer modernen Bearbeitung mit Ausnahme des von FREY (1965) bearbeiteten Gebietes. Für ALBERT HEIM (1878) war dieses Gebiet eine wichtige Stütze der Doppelfaltentheorie. Er sah im Malmkalk der Balmwand (Griesstock-Decke) den verkehrten Mittelschenkel der «Nordfalte» und glaubte, am Griesstock die gegen Süden gerichtete Gewölbestirn zu erkennen. Nachdem Jakob Oberholzer über der Balmwand (wo Heim Dogger annehmen musste) Nummuliten gefunden hatte, korrigierte HEIM (1906) in einer sehr schönen kleinen Arbeit seine früheren Ansichten.

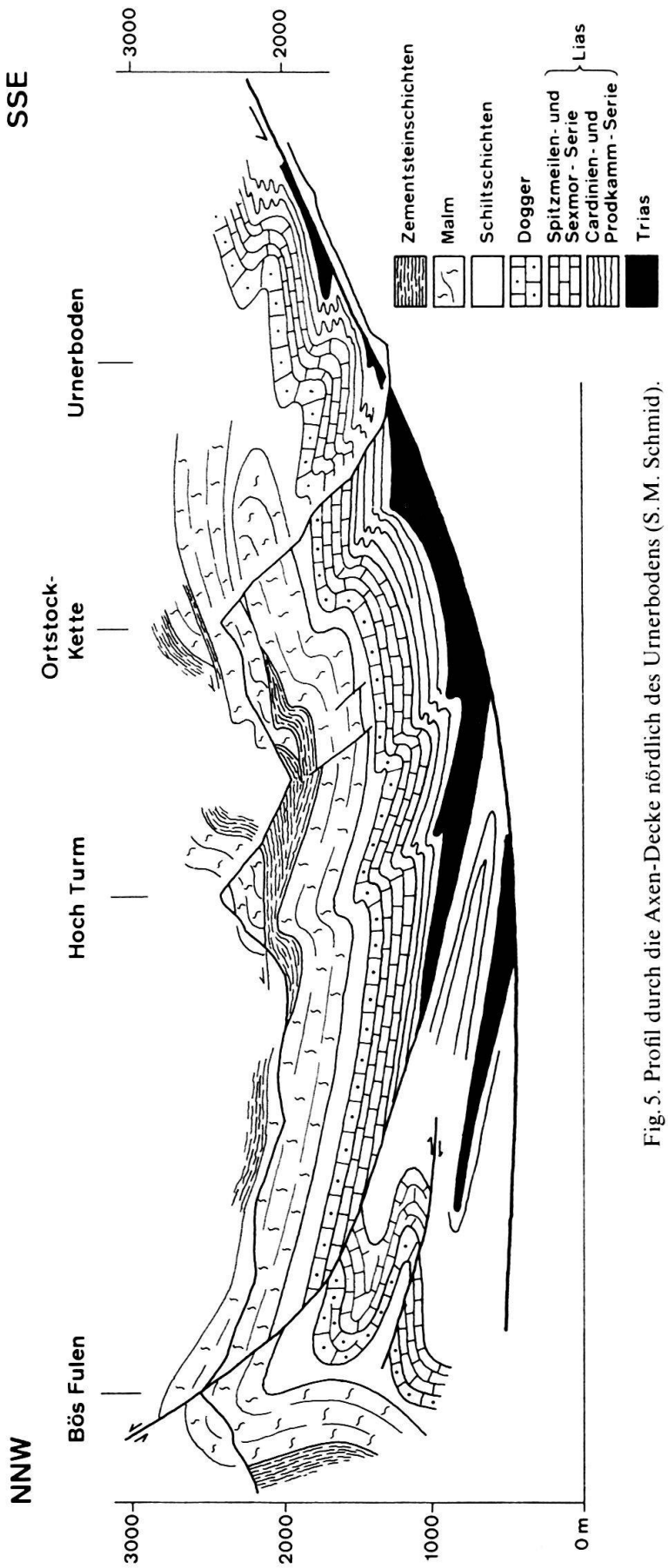


Fig. 5. Profil durch die Axen-Decke nördlich des Urnerbodens (S. M. Schmid).

15. September 1982

Der Reusstalquerschnitt und die zentralschweizerischen Klippen

C. SCHINDLER, S. M. SCHMID, R. TRÜMPY

Route: Klausenpass-Flüelen, Schiffahrt nach Treib, Bahnfahrt auf den Seelisberg, Abstieg nach Bauen, Bauen-Maderanertal

1. Der Reusstalquerschnitt

S. M. SCHMID

Die klassischen Übersichtsprofile im Geologischen Führer von 1934 (basierend auf den Arbeiten von P. Arbenz und A. Buxtorf) zeigen, dass sich die zu beiden Seiten des Urnersees prachtvoll aufgeschlossenen Grossfalten in der Drusberg-Decke mühelos korrelieren lassen, eine späte Querstörung ist also nicht anzunehmen (vgl. Tafel).

Viel komplexer sind die Verhältnisse in der südlich angrenzenden Axen-Decke: Die durch Detailaufnahmen von ANDEREGG (1940), BRÜCKNER (1956) und SCHINDLER (1969) sehr genau bekannten Strukturen der Axen-Süd- und -Nordlappen mit der berühmten dazwischenliegenden Axenmättlimulde lassen sich wohl im Prinzip über den Urnersee hinweg korrelieren. Im Detail sind die Faltenstrukturen aber stark an Brüchen verschert und komplex aufgebaut (SCHINDLER 1969), lokal treten abnormale Streichrichtungen auf (wie unter anderem das anlässlich der Exkursion beobachtete NNE-SSW-Streichen in den Drusbergschichten des Axen-Südlappens südlich von Isleten zeigte).

Sehr gut sichtbar ist ein sehr flach nordfallender Bruch auf der Ostseite des Urnersees, südlich von Flüelen: Der in der Axenmättlimulde antiform umbiegende Schrattenkalk im Hangenden wird relativ zum verkehrtliegenden Bethliskalk und Kieselkalk im Liegenden nach Süden versetzt (Tafel). Es ist dies eine der «Untervorschiebungen», wie sie aus der Urirotstockgruppe durch die Arbeit von SPÖRLI (1966) bekannt sind. Während SCHINDLER (1969) dazu neigt, diesen Bruch als synsedimentär anzusprechen, möchte S. Schmid ihn eher in Zusammenhang sehen mit den «Untervorschiebungen» der Urirotstockgruppe und diese Brüche gesamthaft als Manifestation späthelvetischer Bewegungen an flachliegenden Dehnungsbrüchen interpretieren.

Die Basisüberschiebung der Axen-Decke lässt sich vom Klausenpass bis zum Urnersee weiterverfolgen. Sie springt nach Norden hin, und bedingt durch die Intersektion auch nach Westen hin, in immer höhere stratigraphische Niveaus: Am Franzenstock nordöstlich Flüelen hat sie das Niveau des Malms erreicht, am Urnersee selber das Niveau des Öhrlikalks. Erst im frontalen Teil der Axen-Decke stellen sich also grössere Verkehrtserien in Form der beiden Axenlappen ein. Diese werden von einer höheren Teildecke überfahren, nämlich in Form der von SCHINDLER (1969) mit der Bächistock-Teildecke parallelisierten Kreideschuppen am Rophaien. HANTKE (1961) postulierte die Abspaltung der Randkette nördlich des Vierwaldstättersees von höheren Teildecken der Axen-Decke s. l. Die flachliegenden Achsenebenen der deckeninternen Falten (vgl. Fig. 5) weisen gegen den Urnersee hin zunehmendes Nordfallen auf, was schliesslich zur Situation mit der bekannten

antiformen Synklinale des Axenmättlis führt. Eine in westliche Richtung und auch im Profil gegen Norden hin zunehmende Versteilung ist auch für die basale Überschiebungsfläche der Axen-Decke festzuhalten, am Urnersee fällt diese Überschiebung mit über 45° nach Norden ein. Noch steiler wird das Einfallen der im Muotatal noch flach nordfallenden Basisüberschiebung der Drusberg-Decke, die schliesslich in fast vertikaler Lagerung den Urnersee quert (Tafel).

Diese nach Westen hin zunehmende Versteilung von deckeninternen Strukturen einerseits und Überschiebungsflächen andererseits dokumentiert eine im Reusstalquerschnitt nun sehr bedeutend werdende späthelvetische Tektonik mit relativer Absenkung und Kippung der frontalen Axen-Decke.

Der Übergang von flach südfallenden Achsenebenen der deckeninternen Falten in der Urirotstock-Decke in die tauchenden Falten der Axen-Süd- und -Nordlappen ist auch im N–S-Profil auf der Westseite des Reusstals zu beobachten (SPÖRLI 1966). In diesem Profil hat BREITSCHMID (1982) eine Metamorphose-Inversion dokumentiert; die Linien gleichen Metamorphosegrades schneiden die deckeninternen Grossfalten. Es sind dies also der Situation im Glarner und St. Galler Querschnitt sehr ähnliche Verhältnisse (FREY et al. 1973, GROSHONG et al. 1982), welche die Einordnung von deckeninterner Deformation bzw. Deckentranslation in die Calanda- bzw. Ruchi-Phasen wahrscheinlich machen. Das Kreidestockwerk hat sich aber in diesem Profil völlig vom Jurastockwerk losgelöst. Sofern man den Axen-Südlappen mit der südlich des Gitschen stirnenden Antiklinalumbiegung im Malm parallelisiert, erscheint der Axen-Südlappen als die an einem steil nordfallenden Dehnungsbruch hinuntergesetzte und verkippte frontale Stirnfalte im Kreidestockwerk mit nordfallender Achsenebene (Tafel). Auf der Westseite des Reusstals vollzieht sich der Übergang von normaler Lagerung der Achsenebenen in gekippte Lagerung abrupt, zudem ist nicht mehr von einer gemeinsamen Überschiebungsfläche von Jura- und Kreidestockwerk auf das Tertiär zu sprechen.

Wir haben es also im Reusstalquerschnitt mit bedeutenden jungen Bewegungen zu tun, welche den in den Calanda- und Ruchi-Phasen angelegten Deckenbau überprägen im Sinne einer Absenkung und Kippung der Axenlappen sowie einer Hebung der rückwärtigen Teile der helvetischen Decken und des Aarmassivs mit seiner Bedeckung. Als Ursache dieser späthelvetischen Bewegungen kommt nicht in erster Linie die üblicherweise angenommene differentielle isostatische Heraushebung des Aarmassivs in Frage, die ja nirgends in Form von Staffelbrüchen dokumentiert ist, sondern eine späte Phase (post-Ruchi) kompressiver Tektonik, begleitet von aktiver Krustenverkürzung im kristallinen Sockel des nördlichen Aarmassivs.

TRÜMPY (1969) sieht in der bekannten Verfaltung der Basis der Wildhorn-Decke im Berner Oberland eine Manifestation späthelvetischer Kompressionstektonik und weist darauf hin, dass das Ostende dieser späten Kompression im Reusstalquerschnitt vielleicht nicht zufällig mit dem Ostende des Juragebirges bei Dielsdorf, d.h. in der nördlichen Verlängerung des Urner Reusstals, zusammenfällt. Aktive Krustenverkürzung im Aarmassiv führte auch zu der Windgällenfalte (5. Tag). Diese verfaltet die früher angelegte (Calanda-Phase) Überschiebung des Malmkalks der infrahelvetischen Hohfaulen-Decke (BRÜCKNER 1943) und klingt in östliche Richtung gegen die Claridengruppe hin aus. Dies macht eine Zuordnung auch der Windgällenfalte zu dieser späthelvetischen Phase (HEIM 1921) zumindest möglich.

A.G. Milnes und O.A. Pfiffner betrachten die Windgällenfalte als älter (vgl. 16. September).

Die Zone von Intschi (C. SCHINDLER)

Die Zone von Intschi südlich Amsteg (Quarzporphyre und fragliches Karbon) war während des Baus der Nationalstrasse grossartig aufgeschlossen (SCHINDLER 1972), heute sind aber nur noch wenige Details zu sehen. Bemerkenswert dürfte im Hinblick auf die Einwurzelung der Windgällenfalte das Verhalten der mässig steil südwärts fallenden, ENE-WSW streichenden Scherflächen sein. Sie bewirken ein z.T. kräftiges Aufschieben der jeweiligen Südflanke im steilstehenden Kristallin. In den inkompetenten Gesteinen der Intschi-Zone sammelten sich diese Teilverschiebungen und ergaben somit ein steiles Aufschieben der Südseite parallel der Schieferung.

2. Historisches zur Geologie der Klippendecken

R. TRÜMPY

Die Stratigraphie der zentralschweizerischen Klippen wurde zunächst verständlicherweise mit derjenigen der umliegenden helvetischen Kreideberge verglichen. Arnold Escher sah im Sandkalk des Doggers Neocom, in den Malmkalken Schrattenkalk - auch wenn er deutlich auf Unterschiede hinwies - und in den Couches rouges, deren Alter er aufgrund von Inoceramen und Foraminiferen richtig deutete, eine rote Abänderung des Seewerkalks. 1874 bestimmte P. de Loriol von Franz Josef Kaufmann und Kaplan Joller gesammelte Fossilien von Hüetleren, am Buochserhorn, als unterjurassischen Alters (KAUFMANN 1875). Schon 1876 konnte Kaufmann, in seiner berühmten Schrift über die fünf neuen Jurassier, die Stratigraphie der Schwyzer, Nidwaldner und Obwaldner Klippen weitgehend abklären; auch das Vorkommen von Trias wurde klar erkannt. Natürlich deutete er diese Berge als Klippen im eigentlichen Sinne des Wortes: «Als stumme Zeugen der grossartigsten Veränderungen schauten sie empor über das Kreidemeer und die tertiären Gewässer; selbst die letzte Hebung der Alpen haben sie überstanden.»

Diese These blieb lange unwidersprochen. Auch VACEK (1884) stützt seine Anlagerungshypothese in den Glarner Alpen ausdrücklich auf die vermeintliche Situation an den Mythen. Am Ende des Jahrhunderts erbrachten QUEREAU (1893) in den Schwyzer, HUGI (1900) in den Obwaldner Klippen den Nachweis, dass die Klippengesteine flach auf den Flysch überschoben seien. Allerdings suchten sie die Herkunft dieser Decken vorerst im Norden, in einer «vindelizischen» Sutur, aus der auch die «exotischen» Gerölle der Molasse herstammen sollten. Die Ableitung aus dem Süden und die Verbindung mit den Préalpes Romandes waren aber schon von SCHARDT (1893, 1898) erkannt worden. Im Terminus «Klippen» tönt noch die alte Auffassung von Franz Josef Kaufmann nach. Beim heutigen Gebrauch des Wortes müssen wir unterscheiden zwischen «schweizerischen» Klippen - Erosionsresten einer Decke, «structural outliers» - und «slowakischen» Klippen - Megaboudins oder Olistolithen, die subvertikal in jüngeren Gesteinen stecken (ANDRUSOV & SCHEIBNER 1968).

16. September 1982

Windgällengebiet

A. G. MILNES, O. A. PFIFFNER

Route: Bristen-Golzern-Windgällenhütte-Stäfelifirn-Unteres Furggeli-Oberchäseren-Golzern-Bristen

1. Allgemeine Geologie

Das Windgällengebiet liegt am Nordrand des Aarmassivs, wo das Grundgebirge und seine autochthone Sedimentbedeckung intensiv verfaltet sind. Die folgende Zusammenfassung basiert auf den detaillierten Beschreibungen von SIGRIST (1947), FRANKS (1968) und SCHENKER (1980). Das Grundgebirge umfasst folgende drei Einheiten (Fig. 6):

Die *Windgällen-Vulkanite* enthalten ein ganzes Spektrum vulkanogener Gesteine (ignimbritische Rhyolithe, subvulkanische Mikrogranite, Tuffe und Tuffite, Tonschiefer und Schlammstrombrekzien) und werden als Überreste eines ausgedehnten Vulkanfeldes gedeutet, das im Oberkarbon grosse Teile des zukünftigen Aarmassivs bedeckte (FRANKS 1968).

Der *Erstfelder Gneis* ist wahrscheinlich die alte Unterlage der vulkanischen Gesteine und besteht aus migmatitischen Gneisen, Agmatiten und Amphiboliten. Eine Rb-Sr-Altersbestimmung gab für diesen Gneis ein Alter von etwa 300 m.y. (WÜTHRICH 1963).

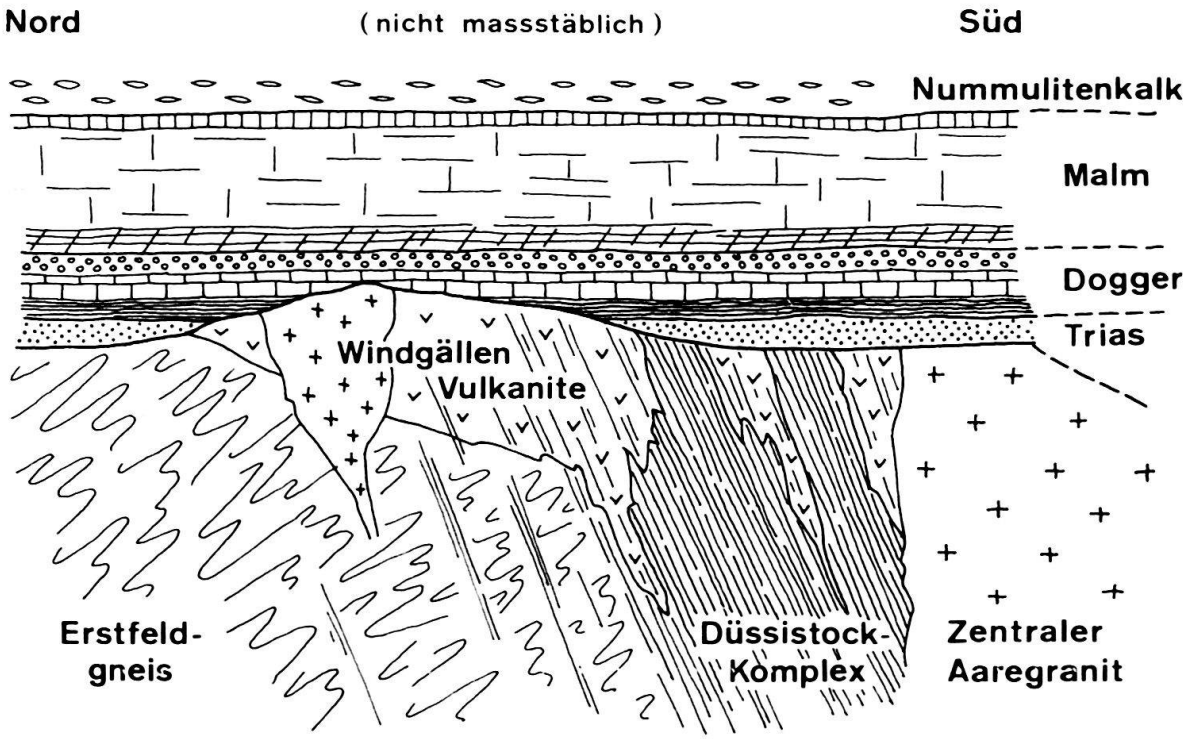


Fig. 6. Rekonstruktion des Windgällengebietes im Eozän (vor der alpinen Orogenese) mit Zusammenfassung der mesozoischen Stratigraphie und der prämesozoischen Beziehungen im Grundgebirge (A. G. Milnes).

Der *Düssistock-Komplex* wird aus serizitischen Gneisen und Schiefern sowie von amphibolitischen und porphyrartigen Einschaltungen aufgebaut. Er enthält stark deformierte Äquivalente der Windgällen-Vulkanite und des Erstfelder Gneises. Gemäss FRANKS (1968) ist diese intensive Überprägung zumindest teilweise einer prätriassischen, aber postoberkarbonen Deformationsphase zuzuordnen (die Schieferung wird namentlich von undeformierten Graniten des Zentralen Aaregranits diskordant abgeschnitten).

Die Sedimentbedeckung des Grundgebirges ist gekennzeichnet durch geringe Mächtigkeiten und grosse Schichtlücken. Im Bereiche des Windgällengebietes transgrediert meist der Dogger (Sandsteine und Tonschiefer der Bommerstein-Serie) direkt auf das Grundgebirge. Die Trias setzt nach Norden und Süden allmählich ein, der Lias und der untere Dogger fehlen durchwegs («Windgällen-Rücken»). Bemerkenswert ist die Ausbildung des Blegi-Ooliths, der an mehreren Stellen zur Eisengewinnung abgebaut wurde und dessen Ooide sich gut eignen für die Bestimmung des Verformungszustandes (s.u.). Die Kreide fehlt vollständig, so dass über dem Malm (Troskalk) direkt die eozänen Bürgen-Schichten folgen («Nummulitenkalk»).

2. *Historisches*

Die Windgällen spielten eine besondere Rolle in der Geschichte der Alpengeologie. Der Eruptivcharakter vieler der Kristallingesteine scheint die am Anfang des 19. Jahrhunderts gängige Theorie des jungen, intrusiven Ursprungs der Zentralmassive eindeutig unterstützt zu haben (von Buch, de Beaumont, Pallas, Lusser, Studer). Bis 1872 war dies immer noch die vorherrschende Lehrmeinung (STUDER 1872). Doch gerade zu dieser Zeit waren die Untersuchungen von Albert Heim im Windgällen-Tödi-Gebiet im Gange, die diese Theorie endgültig zu begraben vermochten (Kartierung 1868–1874, angefangen von Arnold Escher und Theobald, fertiggestellt von Alb. Heim). In «Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung» (1878) beweist HEIM auf überzeugende Weise, was seitdem nie mehr angezweifelt worden ist, nämlich dass die Zentralmassive das alte Grundgebirge der Sedimente darstellen, das während der alpinen Orogenese mitdeformiert und überprägt wurde. Obschon oft infolge der Doppelfalten-Hypothese verschmäht (siehe 13. September), ist der «Mechanismus» in anderer Hinsicht ein Meisterwerk: Es enthält den ersten Versuch, die Erscheinungsformen der Gesteinsdeformation systematisch und vollumfänglich zu beschreiben und zu interpretieren (MILNES 1979). Erst volle hundert Jahre später wurden Heims Beobachtungen im Windgällengebiet bestätigt, erweitert und ausgearbeitet. Diese neueren, z.T. unpublizierten Arbeiten, zusammen mit anlässlich von Geländekursen der ETH Zürich gesammelten Daten, bilden die Basis der nachfolgenden Zusammenfassung.

3. *Tektonik und Strukturgeologie*

Die Tektonik des Windgällengebietes ist in den Figuren 7 und 8 zusammengefasst. Die Windgällen-Synklinale ist die unterste einer Reihe von liegenden Grossfalten in dieser Region. Das Scharnier ist auf dem Niveau des Kontaktes Grundgebirge/Sedimente sehr komplex und taucht leicht nach Osten ein, um unter dem

Hüfifirn zu verschwinden. Nach Westen aber entwickelt sich die Axialzone zu einer wichtigen Scherzone innerhalb des Aarmassivs. Sie kann über Bristenstäfeli und Intschi (am Abend des 15. September besucht) in die Färnigen-Mulde verfolgt werden. Die Windgällen-Synklinale besitzt eine ausgeprägte Achsenebenenschieferung. Im Verkehrtschenkel verläuft diese im allgemeinen subparallel zur Schichtung, im Normalschenkel aber, sowie auch in der darüberliegenden Windgällen-Antiklinalen, schneidet sie die Schichtung deutlich. Eine durch deformierte Fossilien, Ooide, Agglomerat- und Brekzienkomponenten deutlich markierte Streckungslineation ist weit verbreitet. Sie fällt relativ konstant nach SSE ein, verläuft aber überall schief zu den Ost-West verlaufenden Grossfaltenachsen. Diese geometrischen Beziehungen verlieren ihre Regelmässigkeit im «Scharnier» der Windgällen-Synklinale am Kontakt Grundgebirge/Sedimente. Hier ähnelt der Gesteinskomplex einer Megabrekzie mit isolierten Blöcken von Malm und Dogger in einer Grundgebirgsmatrix (wie z. B. beim Aufstieg gerade unterhalb der Windgällenhütte beobachtet werden konnte). In dieser Megabrekzie kommen auch die vielen Quarzadern vor, die nach SCHENKER (1980) zur Zeit der Windgällen-Faltung gebildet worden sind. Anhand einer Vererzung in einer dieser Quarzadern konnte SCHENKER (1980) mit Hilfe des Zinkblende-Geobarometers die Drücke auf 2,1 ± 0,7 kbar schätzen, was einer Tiefe von 6 bis 11 km entspricht. Mikrothermometrische Messungen an fluiden Quarzeinschlüssen ergaben Temperaturen von 300 bis 400 °C (SCHENKER 1980). Verfolgt man die Achsenebenenspuren der Grossfalten auf die Südseite des Maderanertals, so ergibt sich, dass die Vulkanite auf der Südseite des Maderanertals ziemlich genau der Windgällen-Antiklinalen entsprechen; es scheint, dass die

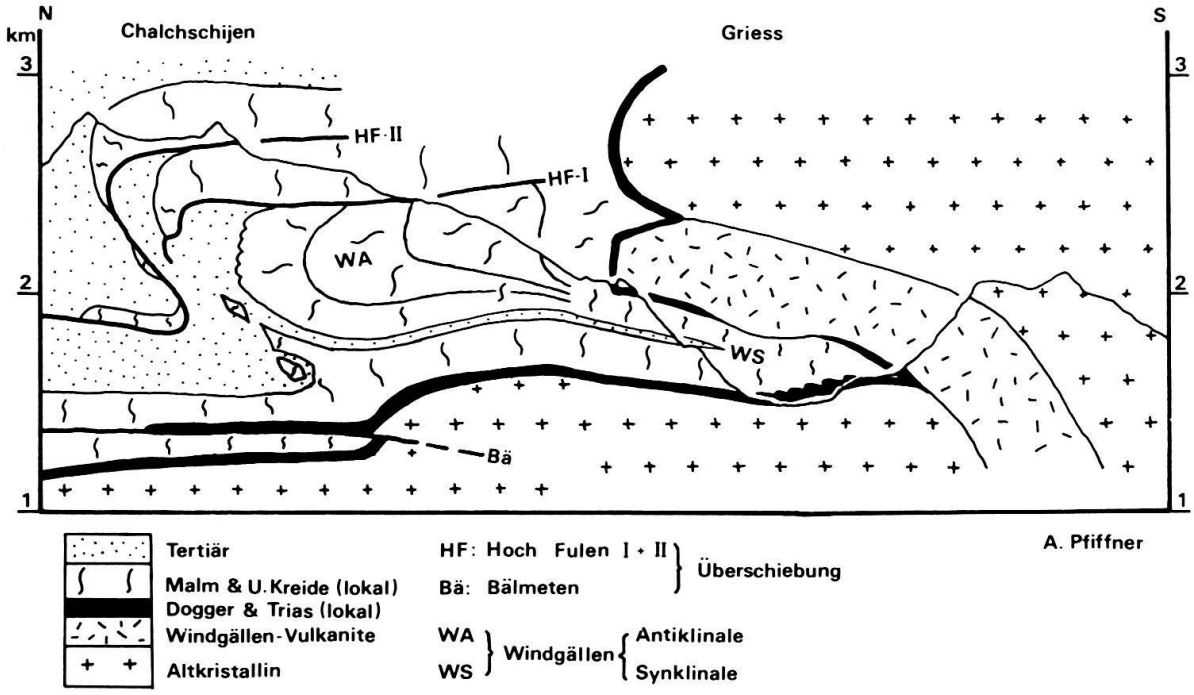


Fig. 7. Profil durch das Windgällengebiet (O. A. Pfiffner, z. T. nach BRÜCKNER 1943, JENNY 1934 und STAUB 1911). Das Kristallingewölbe im Rücken der Windgällen-Antiklinale entspricht dem Kristallingewölbe von Sand im Tödigebiet.

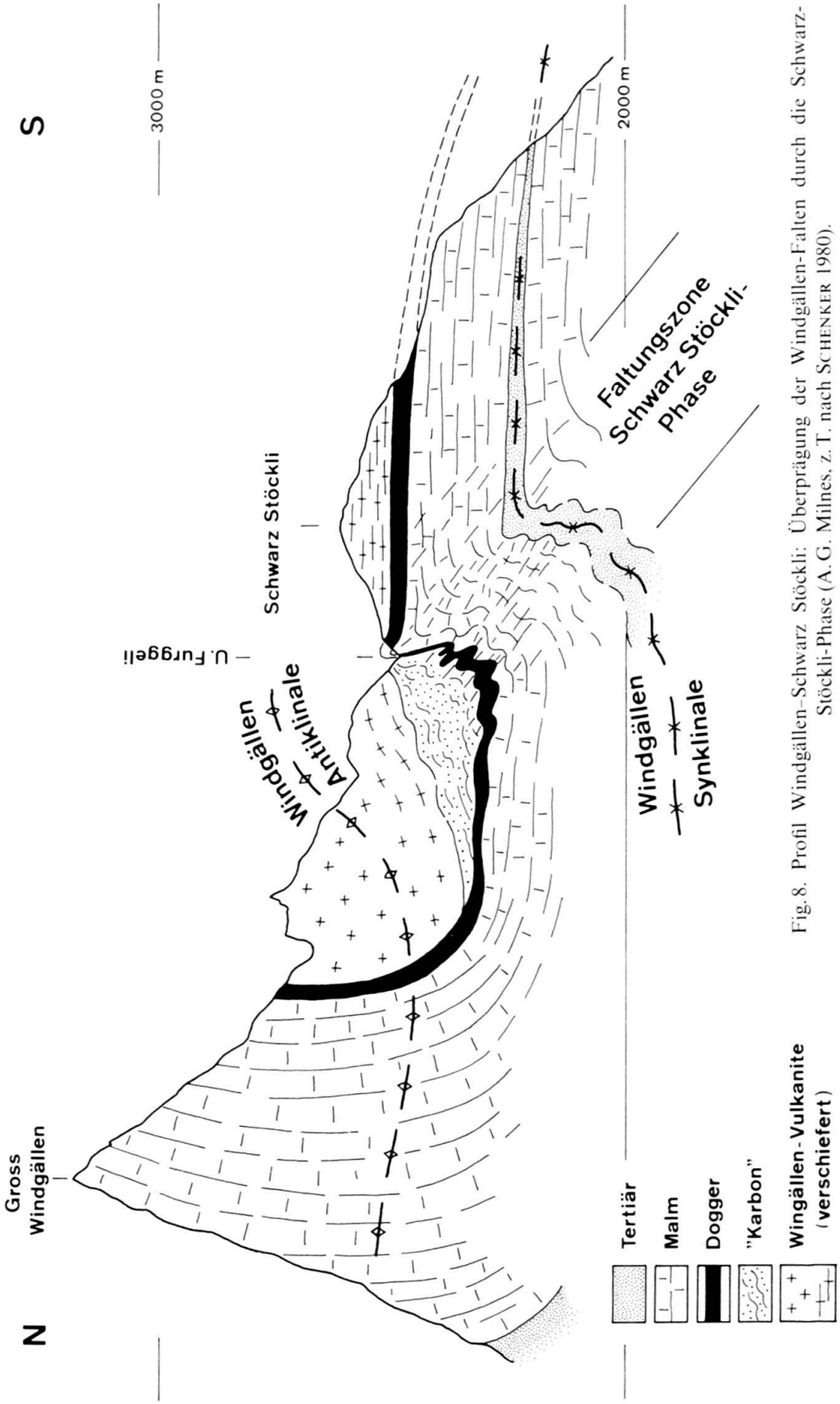


Fig. 8. Profil Windgällen–Schwarz Stöckli: Überprägung der Windgällen-Falten durch die Schwarz-Stöckli-Phase (A. G. Milnes, z. T. nach SCHENKER 1980).

Präsenz dieses Gesteinskomplexes, der schon im Mesozoikum ein Hoch darstellte, die Faltungsprozesse wesentlich kontrollierte.

Im Windgällengebiet können mehrere Deformationsphasen unterschieden werden, aber die Korrelation dieser Phasen mit jenen anderer Gebiete (13. und 15. September) ist noch nicht ganz klar:

Die Isoklinalfalten können einer «Windgällen-Phase» zugeordnet werden. Vom Typ der Deformation her (Isoklinalfalten mit Achsenebenenschieferung, die der Hauptschieferung entspricht) kann die «Windgällen-Phase» mit der weiter im Osten definierten Calanda-Phase verglichen werden (12. und 13. September). Die Windgällen-Antiklinale faltet jedoch eindeutig die Basalüberschiebung der darüberliegenden Hoch Fulen-Decke (vgl. Tafel, Fig. 7 und BRÜCKNER 1943). Obwohl derartige Abfolgen von Überschiebungen und Faltungen im Osten für Bewegungen innerhalb der Calanda-Phase selber nachgewiesen sind (PFIFFNER 1978), wäre es auch denkbar, dass die Hoch Fulen-Überschiebung mit dem Vorläufer der Calanda-Phase, der Cavistrau-Phase, zu korrelieren ist. Die bereits erwähnte Zuordnung zu einer spät-helvetischen Phase (15. September) betrachten wir als eher unwahrscheinlich.

Im Bereich des Schwarz Stöckli wird nun der Verkehrtschenkel der Windgällen-Antiklinalen von einer weiteren Faltungsphase, der «Schwarz Stöckli-Phase», erfasst. Die hierbei resultierenden Falten haben eine für den Verkehrtschenkel falsche Vergenz (Fig. 8), und die Schieferung und die Ooidplättung der «Windgällen-Phase» wurden z. T. nur passiv rotiert durch die «Schwarz Stöckli-Phase». Lokal verursachte die «Schwarz Stöckli-Phase» eine Runzelschieferung und in den Windgällen-Vulkaniten stellenweise eine penetrative Schieferung. Weiter im Osten, in den Bürgen-Schichten oberhalb Griess, überprägt die «Schwarz Stöckli-Phase» deutlich die Achsenebenenschieferung der «Windgällen-Phase», und diese Achsenebene selbst ist dort leicht verfaltet (Fig. 7). Wesentlich scheint hierbei, dass diese spätere Faltungsphase auch die Massivoberfläche deformierte. Die Zuordnung der Kleinfalten im Dogger des Normalschenkels der Windgällen-Synklinale (Fig. 7) ist noch nicht gesichert («Windgällen»- oder «Schwarz-Stöckli-Phase»). Auch die Korrelation der «Schwarz Stöckli-Phase» mit andernorts definierten Phasen (namentlich der Ruchi-Phase) ist noch unklar. Auf jeden Fall scheint es, dass die späte Phase der aktiven Krustenverkürzung, die die Versteilung und Faltung der Axen- und Wildhornüberschiebungen bewirkte, hier allenfalls die im Vergleich zum Tödi-Calanda-Gebiet flache Lage der Achsenebenen verursachte (Rotation in dem Sinne, dass die südlichen Teile gehoben werden).

Der Blegi-Oolith liefert günstiges Material für quantitative Verformungsanalysen. Die ersten Versuche nach ALBERT HEIM (1878) stammen von BAKER (1964), gefolgt von TAN (1969, 1976), wobei die Interpretationen der Resultate z. T. darunter litten, dass diese Forscher die Anwesenheit von zwei Deformationsphasen zu wenig in Betracht zogen. In neuester Zeit sind die Aufschlüsse von Griess mit dem Ziel bearbeitet worden, den Verformungszustand, wie er mit der (aufwendigen) Methode der Ooid-Form (z. B. PFIFFNER 1980) bestimmt ist, mit dem Ellipsoid, das durch die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität definiert ist, zu vergleichen (KLIGFIELD et al. 1981). Dadurch wird es möglich, für einzelne Falten viele Messpunkte zu erhalten, was für das Verständnis der Kinematik von Falten unerlässlich ist (KLIGFIELD & PFIFFNER, in Vorb.).

17. September 1982

Das Aarmassiv und seine Bedeckung zwischen Wassen und Innertkirchen

T. LABHART, U. SCHALTEGGER

Route: Um das Auffinden einzelner Aufschlüsse zu erleichtern, seien sie hier einzeln aufgeführt (Koordinaten der Landeskarten 1:25000, Blätter Meiental und Innertkirchen):

1. Sustenstrasse ob Färnigen: Blick auf Färnigerkalkkeil.
2. Sustenstrasse, Kurve Pt. 2066 (677.630/176.280):
   Altkristallin der Zone von Erstfeld: Gneise, Kalksilikatfels und -marmor, Schlingenbau.
3. Sustenloch, Pt. 2176 (677.420/176.710): Altkristallin der Zone von Erstfeld: Gneise, basische und ultrabasische Einlagerungen.
4. Sustenpasshöhe: Blick auf den Färnigerkalkkeil am Griessenhorn.
5. Sustenstrasse oberhalb Steinsee, Kilometerstein 26 (676.360/176.000): Altkristallin der Zone von Erstfeld: Gneise, Lamprophyre. Blick auf den Steingletscher.
6. Aufstieg von der Sustenstrasse, Pt. 1638 (672.750/176.950), nach «Grätli», Pt. 2065 (673.210/177.410): Tektonischer Kontakt der Zone von Erstfeld mit dem Innertkirchner Kristallin. Blick ins Wendental: Auflagerung und Verfaltung des Autochthons; Karbon am Wendenjoch.
7. Sustenstrasse unterhalb Pt. 1560, Feldmooshubel (672.500/176.400): Innertkirchner Kristallin. Voralpiner Gesteinsverband und alpine Deformationsabfolge.
8. Wiler ob Innertkirchen, Blick ins Urbachtal: gemeinsame Verfaltung von Kristallin und autochthonen Sedimenten. Kalkkeile des Pfaffenstocks und des Laubstocks.

1. Einführendes

Der letzte Tag führte entlang dem Profil der Sustenstrasse (vgl. die Führer von HUGI 1934, HÜGI 1967, LABHART 1977) ins Aarmassiv. Im Mittelpunkt standen die räumlichen Beziehungen zwischen kristallinem Grundgebirge und sedimentärem Deckengebirge. Es sind Verbandsverhältnisse, die in dieser Region die Pioniere der Alpengeologie beschäftigt und fasziniert haben - nachzulesen in den Arbeiten von F. J. HUGI (1830), ARN. ESCHER VON DER LINTH (1839), B. STUDER (1851, 1872), CH. LORY (1874), A. BALTZER (1880, 1888, 1906) und ALB. HEIM (1921), später auch in denjenigen von J. KÖNIGSBERGER (1910), H. MORGENTHALER (1921), K. ROHR (1926) und F. MÜLLER (1938).

2. Der voralpine Bau und die alte Metamorphose des Grundgebirges

Im Grundgebirge des Sustenprofils sind zwei Grosseinheiten auszuscheiden, die Gneiszone von Erstfeld (Arbeitsname, früher Erstfelder Gneise) und das Innertkirchner Kristallin.

Die Gneiszone von Erstfeld wird im Bereich der Sustenpasshöhe (Halte 2, 3, 4, 5) gegenwärtig von U. Schaltegger (Min.-petr. Inst. Bern) im Rahmen einer Diplomarbeit untersucht. Neben dem in der Zone weitverbreiteten, klassischen «Erstfelder Gneis» (lagige Biotit-Plagioklas-Gneise, helle, migmatische Gneise) finden sich hier Einlagerungen von Paragesteinen (Biotitgneise, Kalksilikatfelse und -marmore), von Amphiboliten und ultrabasischen Gesteinen wie Serpentiniten und Hornblendefelsen (HÜGLY 1927, LOTZE 1914). Die Gesteine zeigen einen voralpinen, grossräumig steilachsigen Schlingenbau mit Parasitärfalten im Meterbereich; Cordierit- und

Mikroklinpegmatite belegen eine partielle Anatexis (? Innertkirchner Ereignis), syn- oder posttektonisch zum Schlingenbau. In basischen und ultrabasischen Gesteinen sind ältere (prä-Schlingen) Strukturelemente erhalten. Lamprophyre durchsetzen alle diese alten Gneisgefüge.

Das Innertkirchner Kristallin (der ehemalige Innertkirchner Granit) wird heute als In-situ-Anatexit einer inhomogenen Gneisserie mit beträchtlichem Paraanteil gedeutet. Alpintektonisch unversehrte Aufschlüsse (die nicht sehr häufig sind) zeigen eine inhomogene, granitische bis granodioritische Matrix, oft mit Pinitschlieren und Cordieritpseudomorphosen, und eine Vielfalt von Schollen aus Biotitgneis, Quarzit, Kalksilikatfels und -marmor und Amphibolit (Halt 7). Die Grösse der Schollen liegt häufig im Kubikdezimeter- bis Kubikmeterbereich.

Die Erstfelder Gneiszone und das Innertkirchner Kristallin sind zwischen Engelbergtal und Aare, aber auch weiter westlich, durch einen Zug tektonisierter Gesteine getrennt (s. unten, Halt 6), primäre Kontakte der beiden Zonen fehlen also. Dennoch zeigen die Kartierungen der letzten Jahre immer deutlicher, dass das Innertkirchner Kristallin durch Anatexis aus Gesteinen der Zone von Erstfeld entstanden ist. Dabei bilden die Paragesteinszüge und die basischen Gesteine als nichtmobilisierbare Anteile die heutigen Schollen. Nur in mächtigen, über 100 m ausgedehnten Großschollen, wie wir sie auf dem Blatt Innertkirchen an zwei Stellen kartieren konnten, sind typische Erstfelder Biotit-Plagioklas-Gneise erhalten geblieben. Schade, dass radiometrische Altersbestimmungen bis heute keine schlüssigen Resultate zur Datierung der metamorphen Ereignisse geliefert haben.

3. Die oberkarbonisch-unterpermische Tektonik

Am Wendenjoch sind klastische Sedimente wahrscheinlich karbonischen Alters ins Kristallin eingefaltet bzw. eingeschuppt und von der autochthonen Trias diskordant überdeckt («Wendenkarbon», Halt 6). Das Kristallin des Aarmassivs ist also sicher im Oberkarbon/Perm zonenweise verschiefert worden; dies ist auch am Westende des Aarmassivs, im Lötschental, evident. KAMMER (1980) hat auch im Wendental permische Schieferflächen von jüngeren, alpinen abtrennen können. Im übrigen Aarmassiv ist dies bis jetzt nicht versucht worden. Auch die obenerwähnte tektonische Kontaktfläche zwischen den Altkristallinserien könnte spätherzynisch angelegt worden sein. Da sie wohl zufälligerweise durchs Wendenjoch zieht, wurde sie von älteren Autoren (z. B. MORGENTHALER 1921) auf der ganzen Länge als «Wendenkarbon» bezeichnet. Die schwarzen Schiefer mit den eingeschlossenen feinkörnigen Kristallinbrocken sind aber tektonisierte Gesteine und nicht klastische Sedimente. Auf der Exkursion wurden sie übereinstimmend als Kataklasite bezeichnet (Halt 6, Grätli). KAMMER (1980), S. 17, beschreibt eigentliche Pseudotachylite.

4. Die alpidische Tektonik und Metamorphose

In einmaliger Art ist die alpidische Gesamtdeformation des kristallinen Aarmassivsockels in der von uns besuchten Region zu sehen: Die heutige Form und Lage der Kristallin-Sediment-Kontaktfläche ist im Gelände gut erkennbar am weissen Band des Melsersandsteins und am gelben des Rötidolomits.

Es können zwei Hauptdeformationen unterschieden werden: Eine im Kristallin zonenweise sehr intensive, steilstehende, nordoststreichende Schieferung (erste alpine Schieferung des ganzen Zentralmassivraums, vgl. LABHART 1977) ist auf eine beträchtliche seitliche Einengung und Plättung zurückzuführen. Dabei wurden Teile des autochthonen Mesozoikums eingemuldet, z.B. der Färnigerkalkkeil (Halte 1 und 4, HEIM & HEIM 1916, JOHNSON 1967), aber auch die rückwärtigen Enden des Pfaffenstock- und des Laubstockkeils (Halt 8). Das Innertkirchner Kristallin ist von der ersten Schieferung sehr viel stärker überprägt, stellenweise zur Unkenntlichkeit tektonisiert, als die Erstfelder Gneiszone, die nur in Annäherung an den Färnigerkalkkeil stärker überprägt wird (Halte 6, 7; 1, 2 und 3). Jünger und räumlich anders orientiert ist ein auffallendes System von flachliegenden Überschiebungsflächen, deren ausgeprägte Harnische auf eine Deformation unter geringerer Überdeckung und Temperatur hindeuten (LABHART 1966, 1968). Der Versetzungssinn ist immer derselbe: Das höhere Paket ist relativ nach Nordwesten versetzt worden. Aus dem Innertkirchner Kristallin, das z.T. sehr engständig zerschert ist, lassen sich diese Flächen direkt in die Achsenebenen der Sedimentfalten verfolgen (Wendental, Gadmerflühe, Urbachtal). Sie müssen genetisch mit der Deckenüberschiebung verknüpft sein. Gelegentlich entwickeln sich auch grössere Überschiebungen, an denen Kristallin und Sedimentblöcke gemeinsam versetzt worden sind (Wendental, Halt 6). Auch an der Entstehung der berühmten flachen «Sedimentkeile» des Pfaffenstocks und des Laubstocks bei Innertkirchen (Halt 8, vgl. LABHART 1966) sind diese Überschiebungen massgeblich beteiligt.

Jüngere Deformationen haben zu Systemen von Bruchflächen mit Rutschharnischen oder aber auch zu Kakiriten mit Lockermaterial (Gesteinsbruchstücken oder Letten) geführt. Sie sind morphologisch z.T. sehr wirksam, so im Kristallin der Sustenpasshöhe als Rinnen oder Couloirs (Halte 3, 4, 5) oder im Gadmental, dessen Verlauf zwischen Gadmen und Innertkirchen von einem Bruchflächensystem mit relativ abgesenkten Südostflügeln bestimmt wird.

LITERATURVERZEICHNIS

ANDEREGG, H. (1940): Geologie des Isentals (Uri). - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *77*.

ANDRUSOV, D., & SCHEIBNER, E. (1968): Classification of «Klippes» or «Klippen». - 23. Int. Geol. Congr., Prague *3*, 92-102.

BAKER, D.W. (1964): The Windgällen fold: a restudy of a classical alpine structure. - Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

BALTZER, A. (1873): Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. - Zürich.

— (1880): Der mechanische Contact von Gneiss und Kalk im Berner Oberland. - Beitr. geol. Karte Schweiz *20*.

— (1888): Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs. - Beitr. geol. Karte Schweiz *24*/IV.

— (1906): Das Berneroberland und Nachbargebiete. - Samml. geol. Führer, XI. Bornträger, Berlin.

BERTRAND, M. (1884): Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. - Bull. Soc. géol. France *12*, 318-330.

BISIG, W. (1957): Blattengratflysch und Sardonaflysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass-Elm-Ramintal-Grosse Schibe. - Diss. ETH Zürich.

BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstätter See, Urirotstock). - Eclogae geol. Helv. *75*, 331-380.

BRIEGEL, U., & GOETZE, C. (1978): Estimates of differential stress recorded in the dislocation structure of Lochseiten limestone (Switzerland). - Tectonophysics *48*, 61-76.

BRÜCKNER, W. (1943): Tektonik des oberen Schächentals (Kanton Uri). - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *80*.

— (1956): Neue tektonische Untersuchungen am Ostufer des Urner-See (Zentralschweiz). - N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] *102/103*, 381-401.

BUCH, L. VON (1810): Über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glaris und Chiavenna. - Leonhards Taschenbuch *4*.

— (1867): Gesammelte Schriften, 2 Bände (Ed. Ewald, Roth und Eck). - Reimer, Berlin.

BÜRGISSER, H.M., & FELDER, T.E. (1974): Zur Geologie der Südabdachung der Segnas-Ringel-Gruppe (Vorderrheintal, Graubünden). - Eclogae geol. Helv. *67*, 457-467.

BUXTORF, A. (1934): Exkursion Nr. 53. In: Geologischer Führer der Schweiz (Bd. 10, S. 701-715).

DIENER, C. (1891): Der Gebirgsbau der Westalpen. - Tempsky, Prag, Wien.

ESCHER (VON DER LINTH), A. (1839): Erläuterung der Ansichten einiger Contact-Verhältnisse zwischen krystallinischen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande. - N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw. *3*.

— (1841): Geologische Karte des Cantons Glarus und seiner Umgebungen, nebst Profilen. - Verh. schweiz. natf. Ges. Zürich.

— (1846): Gebirgskunde. In: HEER, O., & BLUMER-HEER, J.J. (Ed.): Der Canton Glarus (Bd. 7), Gemälde der Schweiz. - Huber, St. Gallen, Bern.

— (1866): Sur la géologie du Canton de Glaris. - Actes Soc. helv. Sci. nat. *50*, 71-75.

— (1878): Geologische Karte des Sentis, 1:25000. - Schweiz. geol. Komm.

ESCHER (VON DER LINTH), A., & MÖSCH, C. (1878): Die Sentis-Gruppe. - Beitr. geol. Karte Schweiz *13*.

ESCHER, H.C. (1809): Geognostische Beschreibung des Linthals. - Leonhards Taschenbuch *3*.

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*, 49-140.

FREY, F. (1965): Geologie der östlichen Claridenkette. - Vjschr. natf. Ges. Zürich *110*.

— (1967): Exkursion Nr. 35. In: Geologischer Führer der Schweiz (Bd. 7, S. 665-667). - Wepf, Basel.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., ROGGWILLER, P., & SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedriggradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. - Contr. Mineral. Petrol. *39*, 185-218.

GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A., & PRINGLE, L. (1982): Strain partioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. - Int. Conf. on Linear and Planar Fabrics in Rocks, Zürich; Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *239a*, 124-127.

GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1952): Alte Brüche im Kreide/Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. - Geol. Rdsch. *40*, 211-239.

HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. - Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*.

HEIM, ALB. (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. - Schwabe, Basel.

— (1891): Geologie zwischen Reuss und Rhein. - Beitr. geol. Karte Schweiz *25*.

— (1895): A. Rothpletz in den Glarneralpen. In: Geol. Nachlese, Nr. 5. - Vjschr. natf. Ges. Zürich *40*, 33-70.

— (1902): Lettre ouverte de M. le Professeur A. Heim à M. le Professeur M. Lugeon. - Bull. Soc. géol. France, (4) *1*, 823-825.

— (1905): Das Säntisgebirge. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *16*.

— (1906): Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordschenkels der Glarnerdoppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. In: Geol. Nachlese, Nr. 18. - Vjschr. natf. Ges. Zürich *51*, 403-431.

— (1921): Geologie der Schweiz (Bd. 2). - Tauchnitz, Leipzig.

HEIM, ALB., & HEIM, ARN. (1916): Die Juramulde bei Fernigen (Uri). - Vjschr. natf. Ges. Zürich *61*, 503-530.

HSÜ, K.J. (1969): A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus overthrust. - Eclogae geol. Helv. *62*, 143-154.

HUBBERT, M.K., & RUBEY, W.W. (1959): Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting. - Bull. geol. Soc. Amer. *70*, 115-166.

HUGI, E. (1900): Die Klippenregion von Giswyl. - N. Denkschr. schweiz. Ges. Natwiss. *36*.

— (1934): Das Aarmassiv. In: Geologischer Führer der Schweiz (Bd. 2, S. 130-138). - Wepf, Basel.

HUGI, F.J. (1830): Naturhistorische Alpenreise; vorgelesen der Naturforschenden Gesellschaft in Solothurn. - Amiet-Lutiger, Solothurn.

HÜGI, TH. (1967): Sustenpass. In: Geologischer Führer der Schweiz (Bd. 5, S. 333-335). - Wepf, Basel.

HÜGLY, W. (1927): Petrographisch-geologische Untersuchungen im östlichen Aarmassiv. - Jb. phil. Fak. Bern *7*, 91-97.

JENNY, J.J. (1934): Geologische Beschreibung der Hoh-Faulen-Gruppe im Kanton Uri. - Diss. Univ. Basel und Verh. natf. Ges. Basel *45*, 109-162.

JOHNSON, M.R.W. (1967): Belemnite deformation at Fernigen, Switzerland. - Geol. Mag. *104*/3, 268-273.

KAMMER, A. (1980): Geologie des Wendentals. - Unpubl. Liz.-Arb., Univ. Bern.

KAUFMANN, F.J. (1875): Correspondenz aus Luzern. - N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. *1875*, 389-391.

— (1876): Fünf neue Jurassier: Mythen, Buochser- und Stanzerhorn, Enzimattberg und Rothspitz. - Jb. schweiz. Alpenclub *11*, 45-74.

KEMPF, T.A. (1966): Geologie des westlichen Säntisgebirges. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *61*.

KLIGFIELD, R., LOWRIE, W., & PFIFFNER, O.A. (1981): Magnetic properties of deformed oolitic limestones from the Swiss Alps: the correlation of magnetic anisotropy and strain. - Eclogae geol. Helv. *75*, 127-157.

KÖNIGSBERGER, J. (1910): Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte des östlichen Aarmassivs von Disentis bis zum Spannort. - Speyer & Kaerner, Freiburg i. Br.

LABHART, T. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. - Eclogae geol. Helv. *59*, 803-830.

— (1968): Der Bau des nördlichen Aarmassivs und seine Bedeutung für die alpine Formungsgeschichte des Massivraumes. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *48*, 525-537.

— (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. - Samml. geol. Führer *63*. Bornträger, Berlin.

LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. - Eclogae geol. Helv. *30*, 1-23.

— (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. - Eclogae geol. Helv. *35*, 247-291.

LORY, CH. (1874): Note sur quelques faits de la structure des chaînes centrales des Alpes. - Arch. Sci. phys. nat. (Genève).

LOTZE, R. (1914): Beiträge zur Geologie des Aarmassivs. Untersuchungen über Erstfelder Gneise und Innertkirchner Granit. - Z. dtsch. geol. Ges. [Abh.] *2*, 217-301.

LUGEON, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. - Bull. Soc. géol. France (4) *1*, 723-825.

MEESMANN, P. (1926): Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales. - Verh. natf. Ges. Basel *37*, 1-111.

MILNES, A.G. (1979): Albert Heim's general theory of natural rock deformation (1878). - Geology *7*, 99-103.

MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. (1977): Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland. - Eclogae geol. Helv. *70*, 83-95.

— (1980): Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. - Eclogae geol. Helv. *73*, 619-633.

MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. - Eclogae geol. Helv. *16*, 179-217.

MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *74*.

MURCHISON, R.I. (1849): On the geological structure of the Alps, Apennines and Carpathians. - Quart. J. geol. Soc. London *5*, 157-312.

NAEF, H. (1979): Geologische Untersuchungen im Gebiet Fronalpstock-Schilt-Mürtschenstock mit besonderer Berücksichtigung der tektonischen Beziehungen zwischen Glarner- und Mürtschendekke. - Unpubl. Diplomarb. ETH Zürich.

OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *28*.

PFIFFNER, O. A. (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.] *217*.

— (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. *71*, 61-84.

— (1980): Strain analysis in folds (Infrahelvetic complex, Central Alps). - Tectonophysics *61*, 337-362.

— (1981): Fold- and -thrust tectonics in the Helvetic Nappes (E-Switzerland). In: MCCLAY, K. R., & PRICE, N. J. (Ed.): Thrust and Nappe Tectonics (S. 319-327). - Spec. Publ. geol. Soc. London *9*.

— (1982): Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. - J. struct. Geol. (im Druck).

QUEREAU, E. C. (1893): Die Klippenregion von Iberg (Sihltal). - Beitr. geol. Karte Schweiz *33*.

ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrand des Aarmassivs. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *57*.

ROTHPLETZ, A. (1894): Ein geologischer Querschnitt durch die Ost-Alpen, nebst Anhang über die sog. Glarner Doppelfalte. - Stuttgart.

— (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. - Jena.

RÜEFLI, W. (1959): Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland). - Diss. ETH Zürich.

SCHARDT, H. (1893): Sur l'origine des Préalpes romandes. - Eclogae geol. Helv. *4*, 129-142.

— (1898): Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses (Préalpes du Chablais et du Stockhorn et des Klippes), leurs relations avec l'origine des blocs et brèches exotiques et la formation du Flysch. - Bull. Soc. vaud. sci. nat. *34*, 114-219.

SCHENKER, F. (1980): Geologische und mineralogische Untersuchungen im Gebiet der Grossen und Kleinen Windgälle, Maderanertal, Kt. Uri. - Unpubl. Liz.-Arb. Univ. Bern.

SCHINDLER, C. (1959): Zur Geologie des Glärnischs. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *107*.

— (1969): Neue Aufnahmen in der Axen-Decke beidseits des Urner-Sees. - Eclogae geol. Helv. *62*, 155-171.

— (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. - Eclogae geol. Helv. *65*, 391-423.

SCHLATTER, L. E. (1941): Neue geologische Untersuchungen im mittleren Säntisgebirge. - Ber. st. gall. natw. Ges. *70*, 27-101.

SCHMID, S. M. (1975): The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model. - Eclogae geol. Helv. *68*, 247-280.

— (1982): Laboratory experiments on rheology and deformation mechanisms in calcite rocks and their application to studies in the field. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.] *241*.

— (1983): Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in Mountain Building. In: HSÜ, K. J. (Ed.): Mountain Building Processes. - Academic Press (im Druck).

SCHMID, S. M., BOLAND, J. N., & PATERSON, M. S. (1977): Superplastic flow in finegrained limestone. - Tectonophysics *43*, 257-291.

SCHMID, S. M., CASEY, M., & STARKEY, J. (1981): The microfabric of calcite tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). In: MCCLAY, K. R., & PRICE, N. J. (Ed.): Thrust and Nappe Tectonics (S. 151-158). - Spec. Publ. geol. Soc. London *9*.

SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrkluftlagerstätten des östlichen Aarmassives. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *27*, 39-182.

SMOLUCHOWSKY, M. S. (1909): Some remarks on the mechanics of overthrust faulting. - Geol. Mag. [N. F.] (V), *6*, 204-205.

SPÖRLI, B. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstockgruppe. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N. F.] *62*.

STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. - Tschudi, Glarus.

STAUB, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal im Kanton Uri. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] *32*.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz (Bd. 1). - Stämpfli, Bern.

— (1872): Gneiss und Granit der Alpen. - Z. dtsch. geol. Ges. *1872*, 551-557.

SUESS, E. (1916): Erinnerungen. - Hirzel, Leipzig.

TAN, B.K. (1969): Analysis of tectonic strain in Windgällen and Färnigen, Canton Uri, Switzerland. - Ph.D. thesis, Univ. London.

— (1976): Oolite deformation in Windgällen, Canton Uri, Switzerland. - Tectonophysics *31*, 157-174.

THEOBALD, G. (1866): Geologische Übersicht der Rhätischen Alpen. - Jb. schweiz. Alpenclub.

— (1869): Der Kistenpass und seine Umgebung. - Jb. natf. ges. Graub. [N.F.] *14*, 109-145.

TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. - Eclogae geol. Helv. *62*, 105-142.

— (1980): Geology of Switzerland, Part A: An Outline of the Geology of Switzerland. - Wepf, Basel.

VACEK, M. (1881): Über die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte. - Verh. k.k. geol. Reichsanst. *1881*, 43-51.

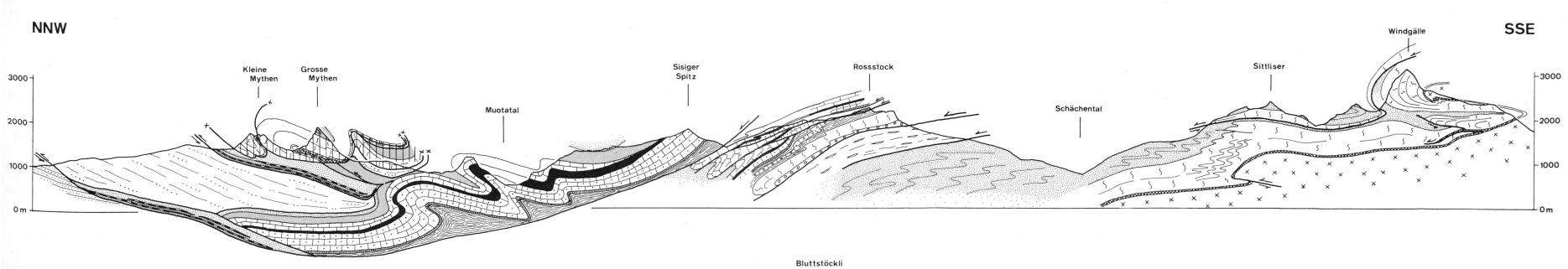
— (1884): Beitrag zur Kenntnis der Glarner Alpen. - Jb. k.k. geol. Reichsanst. *34*, 233-262.

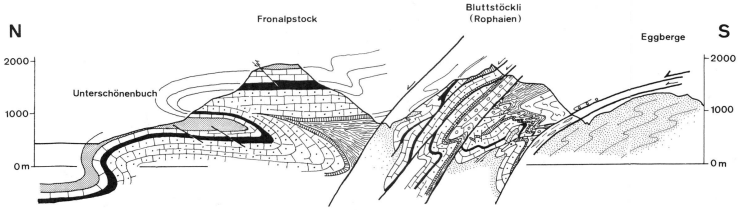
— (1892): Einige Bemerkungen zur Theorie der Glarner Doppelfalte. - Jb. k.k. Reichsanst. *42*, 91-112.

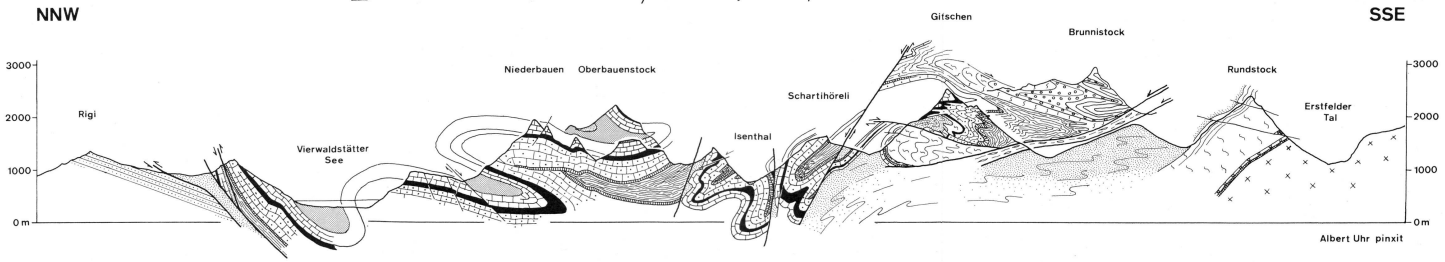
WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kanton Glarus). - Diss. Univ. Zürich.

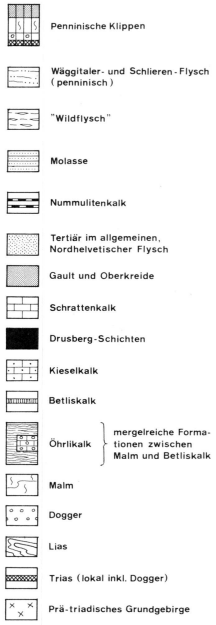
WETTSTEIN, A. (1886): Über die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. - Abh. schweiz. paläont. Ges. *13*.

WÜTHRICH, H. (1963): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv. - Eclogae geol. Helv. *56*, 103-112.









Tektonische Profile der Helvetischen Decken im Reusstal-Querschnitt

von Stefan Schmid

z.T. nach Anderegg (1940), Brückner (1943, 1956), Felber (unpubl.) und Spörli (1966)