

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 71 (1978)
Heft: 1

Artikel: Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz
Autor: Pfiffner, O. Adrian
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-164718>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 30.03.2025

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

| | | | | |
|---------------------|-----------|--------------|---|------------------|
| Eclogae geol. Helv. | Vol. 71/1 | Seiten 61-84 | 7 Textfiguren 2 Tabellen und 1 Tafel | Basel, März 1978 |
|---------------------|-----------|--------------|---|------------------|

Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz

Von O. ADRIAN PFIFFNER¹⁾

RÉSUMÉ

On reconnaît dans le complexe Infrahelvétique (unités situées sous les nappes Helvétiques) des Alpes Glaronnaises plusieurs phases de déformation dont la plus importante (la phase Calanda) a eu pour effet une déformation pénétrative caractérisée par des systèmes de chevauchements et de plis et par un clivage régional. Les unités tectoniques (nappes et écaillés) ainsi que les plis peuvent être poursuivis sur des distances considérables dans la direction longitudinale des structures. Leur limitation latérale peut être marquée par des failles transversales, ou alors les structures se perdent insensiblement. Les chevauchements peuvent être considérés comme des failles ductiles puisqu'on observe – surtout sous ces accidents – une déformation qui s'accroît lorsqu'on s'approche du plan des chevauchements. Les plis formés par des couches compétentes montrent souvent le mécanisme de flexion avec une déformation tangentielle-longitudinale à l'intérieur de la couche pliée (plis à déformation de charnière), accompagné par un aplatissement supplémentaire plus ou moins simultané et orienté perpendiculairement au plan axial (cet aplatissement peut aussi être décrit par un cisaillement). Quant à la cinématique des chevauchements et plissements on constate une simultanéité à grande échelle, mais en détail on peut distinguer des successions de chevauchement-plissement assez compliquées. Bien qu'on puisse localement diviser la phase Calanda en plusieurs épisodes, il est impossible d'établir une telle succession qui soit valable pour l'ensemble de la région étudiée. Comme mécanismes de déformation on reconnaît le fluage plastique (mouvements de dislocations et recristallisation), les textures ayant subi un métamorphisme post-déformation; mais à côté on remarque, nettement moins répandu, dissolution sous contrainte et tectonique cassante, simultanées au fluage plastique.

ABSTRACT

In the Infrahelvetetic complex, which encompasses all units underlying the Glarus overthrust (Glarus Alps), a whole series of thrusts and folds, as well as a regional cleavage, can be recognized which is attributed to a phase of penetrative deformation, the Calanda phase, representing the most important of a succession of structural events. The tectonic units (relatively small nappes and schuppen), as well as large-scale folds can be traced over considerable distances along their strike. Their lateral limits may coincide with transverse faults, while in other instances they simply die out. The thrust faults can be classified as ductile faults, with a considerable amount of strain along the fault contacts, particularly in the foot wall. When folded, competent beds often display buckling with tangential-longitudinal strain within the buckled layer, accompanied by a more or less simultaneous flattening perpendicular to the axial surface. This flattening can be interpreted as a simple shear related to the overall movement picture. Folding and thrusting was more or less contemporaneous, viewed on a large scale, but in detail one recognizes rather intricate successions of the two types of reaction. Although it is possible to subdivide the Calanda phase into subphases locally, one is unable to define subdivisions which are valid for the whole of the region investigated. Deformation mechanisms include plastic flow (movement of dislocations, recrystallization), the resulting textures being overprinted by a post-deformational metamorphism. However, although less common, pressure solution and brittle deformation can be shown to have occurred simultaneously with the plastic flow.

¹⁾ Geologisches Institut ETH, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

INHALTSVERZEICHNIS

| | |
|--|----|
| Einführung | 62 |
| Regionaltektonik | 63 |
| Falten | 65 |
| Kleindecken | 70 |
| Zur Kinematik von Überschiebungen und Falten | 74 |
| Querstörungen | 77 |
| Verformungsmechanismen | 79 |
| Schlussfolgerungen | 81 |
| Literaturverzeichnis | 82 |
| Geologische Karten | 84 |

Einführung

Das Infrahelvetikum umfasst alle tektonischen Einheiten unter der basalen Überschiebung der helvetischen Decken (vgl. MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977) und ist eines der klassischen Gebiete der Alpengeologie (vgl. ALB. HEIM 1878, OBERHOLZER 1933). Während die Arbeit von OBERHOLZER (1933), welche u. a. eine eingehende regionale Besprechung des Infrahelvetikums enthält, noch deutlich die Zeichen der «Heim-Schule» mit ihrer Betonung der «plastischen Umformung» trägt, steht die Arbeit von HELBLING (1938) ganz im Zeichen der «Staub-Schule», welche durch eine Herunterspielung der Bedeutung von Faltung und eine Betonung der Überschiebungen bzw. «Dislokationen» gekennzeichnet ist. In der Folge entstanden im Untersuchungsgebiet eine Reihe von Dissertationen, die tektonische Aspekte von meist regionalgeologischer Natur behandelten (WIDMER 1948, WYSSLING 1950, BISIG 1957, RÜEFLI 1959, WEGMANN 1961, STYGER 1961, F. FREY 1965, KÄCH 1972 und SIEGENTHALER 1974). Neuere Untersuchungen befassten sich mit der Kinematik von Deckenbewegungen (TRÜMPY 1969), mit der Metamorphose der Gesteine (M. FREY 1969, 1974) und mit der Mechanik der Glarner Hauptüberschiebung (HSÜ 1969, SCHMID 1975). Besonders in neuester Zeit wurden im Infrahelvetikum mehrere Diplomarbeiten ausgeführt, welche regionaltektonische Neuigkeiten brachten (TRÜMPY 1944, DAVOUDZADEH 1963, LAMBERT 1971, PFIFFNER 1972a, STRASSER 1972, BÜRGISSER 1973, FELDER 1973, ENGEL 1976, KRÜSI 1977). Der Verfasser beschäftigte sich in den Jahren 1972–1977 im Rahmen einer Dissertation mit einer strukturgeologischen Analyse, einer regionaltektonischen Aufnahme und einer Analyse der Verformungszustände der Gesteine im Raume Kunkelspass und Kistenpass. Über die strukturelle Entwicklung wurde an dieser Stelle bereits berichtet (MILNES & PFIFFNER 1977). Ziel dieser Arbeit ist es, den Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum zu diskutieren, und zwar nicht nur vom regionaltektonischen Standpunkt her, sondern auch im Zusammenhang mit den strukturellen Befunden, der Kinematik und den Verformungszuständen.

Aufgrund der relativen Allochthonie können im Infrahelvetikum parautochthone, allochthone und exotische Einheiten unterschieden werden. Eigentliches Autochthon (im Sinne etwa des Gastern- bzw. Erstfelder Massives) ist im Untersuchungsgebiet nicht aufgeschlossen. Wohl stellen die Sedimentserien im Dache der Teilmasse von Limmern und Vättis die «autochthone Bedeckung» derselben dar, aber sowohl Grundgebirge wie auch die Sedimente sind bewegt worden und somit

als «parautochthon» zu bezeichnen (für die tektonische Bedeutung des Begriffes Autochthon vgl. z. B. MURAWSKI 1972, DENNIS 1967). Der tektonische Transport fand dabei aber sowohl an diskreten Flächen (Überschiebungen) als auch an infinitesimal-engscharigen Flächen statt (die Teilmassive sind Faltenkerne), wobei die beiden Fälle durch Übergang verbunden sind. Die allochthonen Einheiten sind weiter (ca. 5 km und mehr) transportiert als die parautochthonen und sind, im Gegensatz zu letzteren, nicht mehr verbunden mit ihrer kristallinen Unterlage; allochthone Einheiten sind z. B. die Cavistrau-Decke und die Stelli-Schuppe (s. Tafelbeilage). Noch grössere relative Allochthonie (bis 30 km und mehr) weisen die exotischen Einheiten auf (z. B. Sardona-Flysch, Blattengrat-Einheit). Die exotischen und allochthonen Einheiten wurden nach ihrer Platznahme weiter verfaultet und zerschlizt. Eine strukturgeologische Analyse ergibt folgende Sequenz deformativischer Ereignisse (vgl. MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977):

1. *Pizol-Phase* (Eingleiten der exotischen Einheiten),
2. *Cavistrau-Phase* (Platznahme der allochthonen Einheiten in Zusammenhang mit grossräumigen, liegenden Falten),
3. *Calanda-Phase* (Verfaltung und Zerschlitung der Sedimente und der tektonischen Einheiten über dem südlichen Aarmassiv),
4. *Ruchi-Phase* (weitere Verfrachtung der helvetischen Decken über die dadurch mehr und mehr in infrahelvetische Position gelangenden parautochthonen, allochthonen und exotischen Einheiten) und
5. *spätere Phase(n)*, die durch sprödes Verhalten der Gesteine charakterisiert sind (z. B. Kakirite der Kunkelspass-Querstörung).

Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum ist vor allem ein Effekt der Calanda-Phase; aus diesem Grunde wurden in der tektonischen Karte (Tafelbeilage) die Strukturen dieser Phase in Rot hervorgehoben. Auf der Tafelbeilage sind auch die Namen der verschiedenen tektonischen Einheiten ersichtlich (für deren Gebrauch in der Literatur vgl. PFIFFNER 1977, p. 139 und 140).

Regionaltektonik

Eine Übersicht über die regionaltektonischen Verhältnisse lässt sich am besten durch einen *Vergleich* der Querschnitte des Kunkels- und Kistenpasses geben (vgl. hierzu Fig. 2 in MILNES & PFIFFNER und Profil Ia und IIa in PFIFFNER 1977). Beiden Querschnitten ist gemeinsam, dass ein asymmetrischer Antiklinalbau vorliegt, in dessen Kern das Grundgebirge mit eingefaltet ist und in den Aufbrüchen von Vättis und Limmern aufgeschlossen ist.

Im Kistenpass-Gebiet muss zwischen tieferem und höherem Parautochthon unterschieden werden, wobei die Frisal-Linie die Grenze zwischen diesen Komplexen darstellt. Im tieferen Parautochthon folgen sich gleichartige Schuppen in fast regelmässigen Abständen (Linthal-Kistenpass), und erst die Frisal-Linie stellt eine wichtigere Zäsur dar (vgl. Fig. 6b und 7a). Demgegenüber sind die Basalüberschiebungen der Schuppen und Decken im Kunkelspass-Gebiet von sehr verschiedener Bedeutung. Neben wichtigeren Zäsuren (Basis der Kaminspitz-, Calanda- und Tschep-Decke) kommen Überschiebungen vor, welche seichtere Trennungen dar-

stellen (sie klingen aus, lange bevor sie das Niveau des Grundgebirges erreichen; Beispiele sind die Orglen-, Mirutta- und Maliens-Schuppen). Diese seichteren Trennungen treten im Liegenden der tieferen Trennungen gehäuft auf und stehen i. a. in Zusammenhang mit Grossfalten. Im Falle der permischen Vulkanite und Karbon(?)sedimente der Tschep-Decke bei Tamins und Domat/Ems (vgl. PFIFFNER 1972b) ist nicht ersichtlich, ob es sich strukturell um in den Faltungsprozess einbezogenes «Grundgebirge» handelt (ähnlich der Windgällen-Falte), oder ob diese post-variskischen Gesteine als vom eigentlichen Grundgebirge abgeschert zu betrachten sind.

Die heutige Gesamtmächtigkeit des zerschlizten Sedimentmantels unter der Glarner Hauptüberschiebung ist im Osten etwas grösser (bei Vättis 2 km) als im Westen (bei Limmern 1,5 km). Das westliche Gebiet entspricht einem tektonisch tieferen Niveau (die Erosion legte tiefere Teile des Aarmassives frei).

Im Kistenpass-Gebiet ist das Auftreten mächtiger allochthoner Pakete charakteristisch, was vor allem auf die Effekte der Cavistrau-Phase zurückzuführen ist. Diesen Effekten kommt im Kunkelspass-Gebiet viel weniger Bedeutung zu (Stelli-Schuppe). Der Ostrand des Allochthons im Kistenpass-Gebiet (Cavistrau-Decke und Crena-Martin-Schuppe, vgl. Fig. 7b) wird von der Panixerpass-Querstörung (s. u.) markiert, welche bereits mit der Cavistrau-Phase angelegt wurde. Es ist durchaus denkbar, dass die östlichen Äquivalente der Cavistrau-Decke im paläogeographischen Sinne in der Glarner-Decke zu suchen sind, wie dies TRÜMPY (1969) schon betonte (vgl. auch SCHIELLY 1964). Es muss in diesem Zusammenhang auf eine Reihe allochthoner Scherben unter der Glarner Hauptüberschiebung hingewiesen werden, wie sie z. B. am Foostock und an den Tschingelhörnern vorkommen. Es handelt sich hierbei um Kalkpakete, die an der Basis der helvetischen Decken nach Norden verschleppt wurden (Typ 2-Kontakte im Sinne von SCHMID 1975 bzw. Subhelvetikum im Sinne von TRÜMPY 1969; für eine Diskussion des Ausdruckes Subhelvetikum vgl. PFIFFNER 1977, p. 135).

Der Wechsel im Baustil findet an der Panixerpass-Querstörung (WYSSLING 1950, KRÜSI 1977) statt. Wohl enden hier (s. Fig. 7b und Tafelbeilage) die Prau-Lurign-Schuppe des Kistenpass-Gebietes und die Tschep-Decke des Kunkelspass-Gebietes in gleicher tektonischer Stellung, aber man würde der Tschep-Decke intuitiv mehr Bedeutung zugestehen (d. h. ihre Basalüberschiebung als tiefere Trennung betrachten). Eine eigentliche Parallelisation zwischen einzelnen Einheiten kann nicht gemacht werden. Dazu sind die Unterschiede zu gross; der Baustil ist anders. Offenbar war die schon mit der Cavistrau-Phase angelegte Querstörung (s. u.) im Verlauf der folgenden Deformationsvorgänge der Calanda-Phase weiterhin aktiv und erlaubte so die Entwicklung unterschiedlicher Baustile im Osten und Westen.

Die bereits kurz erwähnte *Frisal-Linie* entspricht der Trennung zwischen Limmern- und Trunser Teilmassiv (vgl. Fig. 6). Wie die Untersuchungen zeigten, kann die Frisal-Linie praktisch lückenlos gegen Osten, d. h. in tektonisch höhere Niveaus verfolgt werden und entspricht dort der Basalüberschiebung der P.-d'Artgas-Decke (Fig. 6b und 7a). Die P.-d'Artgas-Decke ist aus mehreren Teilschuppen aufgebaut, welche z. T. grössere verkehrtliegende Gesteinspakete umfassen (vgl. TRÜMPY 1944), und dürfte die abgescherte Sedimenthaut des südlichen Aarmassives (der späteren Teilmasse von Trun und Punteglias) darstellen. Diese

Abscherung passierte anlässlich der Platznahme der Cavistrau-Decke, ist also ein Effekt der Cavistrau-Phase. Andererseits beobachtet man gerade z. B. am P.d'Artgas (Fig. 7a) im Liegenden der Frisal-Linie eine Zunahme der Intensität der Verformung der Calanda-Phase (von einer einfachen Normalserie über Falten im Rücken der Cavorgia-Schuppe zum Mélange der Val-Nauscha-Schuppenzone). Dies sowie die der Calanda-Phase zuzuschreibenden Falten im Süden des Limmern-Teilmassives (Fig. 6a) zeigt, dass die Frisal-Linie – wenigstens in den Sedimenten – neben der Cavistrau- auch eine Komponente der Calanda-Phase aufweist. Um diesem Umstand Rechnung zu tragen, wurde auf der tektonischen Karte (Tafelbeilage) die Frisal-Linie rot (Calanda-Phase) mit schwarzen Ornamenten (Cavistrau-Phase) eingezeichnet.

Die Korrelation über die Talung des Flem (N von Breil/Brigels) ergab auch einen neuen Verlauf für die *Glarner Hauptüberschiebung* (s. auch Fig. 6b).

Es besteht kein Zweifel, dass die Kristallinaufschlüsse nördlich Rumasal jenen der Alp da Stiarls und somit dem Trunser Teilmassiv entsprechen, dass weiter der Verrucano östlich Chischarolas jenem der Cavistrau-Decke gleichzusetzen ist und dass schliesslich das Kristallin nördlich Rubi Sut (Flem-Schuppe von KÄCH 1972) mit dem Punteglias-Teilmassiv zu parallelisieren ist. Andererseits muss die Hauptüberschiebung im Liegenden des Tavetscher Zwischenmassives zu suchen sein, welches auf dem Grat nördlich Alp Quader aufgeschlossen ist. Es zeigte sich, dass die Verrucano-Massen im Liegenden des Tavetscher Zwischenmassives feldgeologisch zweigeteilt werden können. In den tieferen Hängen steht ein mehr grünlicher Verrucano an, welcher zur Cavistrau-Decke zu rechnen ist, während der Verrucano darüber mehr bräunlich ist und mehr oder weniger direkt die Bedeckung des heute darüberliegenden Kristallins darstellt (dazwischen findet man schwarze Schiefer und grauackonähnliche Gesteine, in denen man Karbon-Sedimente vermuten kann; vgl. auch TRÜMPY 1944 und PFIFFNER 1977). Der Kontakt zwischen «grünem» und «braunem» Verrucano, der hier mit der Glarner Hauptüberschiebung gleichgesetzt ist, zeichnet sich dadurch aus, dass die Schieferung der Calanda-Phase im Liegenden und Hangenden parallel zur Kontaktfläche und sehr intensiv ist.

Dieser neue Verlauf bedeutet u. a., dass die Furggenhorn-Schuppe (Fig. 6b und 7a), trotz ihrer südlichen Fazies (TRÜMPY 1949), in infrahelvetischer Position ist, im Gegensatz zu den Auffassungen von TRÜMPY (1944), WEBER (in OBERHOLZER 1933) oder KÄCH (1972). Da ein wesentlicher Teil der Bewegungen längs der Glarner Hauptüberschiebung wohl der Ruchi-Phase zuzuordnen sind, die Hauptüberschiebung aber schon in der Calanda-Phase angelegt wurde (vgl. MILNES & PFIFFNER 1977, PFIFFNER 1977), ist sie auf der tektonischen Karte (Tafelbeilage) schwarz (Ruchi-Phase) mit roten Ornamenten (Calanda-Phase) eingezeichnet.

Falten

Die Zuordnung einzelner Falten zu einer bestimmten Deformationsphase muss im Felde und unter Zuhilfenahme der Beziehungen zwischen den Strukturelementen gemacht werden. Der Calanda-Phase werden jene Falten zugeordnet, welche das Leitstrukturelement – die regionale Schieferung – dieser Phase als Achsenebenen-Schieferung besitzen. Häufig beobachtet man dabei, dass in Schichten verschiedener Kompetenz konvergente und divergente, oft asymmetrische Schieferungsfächer auftreten (Fig. 1–3).

Betrachtet man einzelne gefaltete Schichten, so definieren diese häufig Falten der Klasse *1C* und der Übergangstypen *1B* und *2*, wobei oft der Eindruck besteht, dass die Falten der Klasse *1C* und des Typs *2* durch zusätzliche Plättung senkrecht

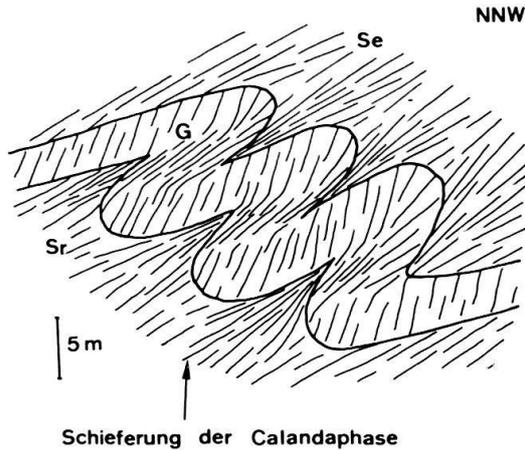


Fig. 1. Falten mit konvergierenden, divergierenden und (besonders im Gault) asymmetrischen Schieferungsfächern.

Sr = Schrattenkalk; G = Gault; Se = Seewer Kalk; Koord. 754.900/196.050.

zur Achsenebene aus Falten des Typs *1B* hervorgegangen sind (für die Klassifikation der Falten vgl. RAMSAY 1967, HUDLESTON 1973). Die Plättung fand dabei mehr oder weniger gleichzeitig mit der Faltung statt (sie fand sicher nicht vor der Faltung als schichtparallele Stauchung oder ganz nach der Faltung statt). Dies ergibt sich aus geometrischen Überlegungen (Verformungsanalyse oolithischer Gesteine) und aus dem Umstand, dass die Schieferung in vielen Fällen praktisch senkrecht zur kurzen Hauptachse des Verformungsellipsoides ist (vgl. hierzu PFIFFNER 1977). Aber auch Falten der Klassen *1A* und *3* findet man; sie treten vor allem in leicht verformbaren Schichtgliedern auf (z. B. Globigerinenschiefer) und ergeben sich zwangsläufig dort, wo Falten gegen Zonen homogener Verformung hin ausklingen.

Betrachtet man kompetente, d. h. fließresistentere Schichten (z. B. Röti-Dolomit s.l., Reischiben-Serie – Blegi-Oolith – unterer Schilt-Kalk, Gault), so definieren diese Schichten Falten nahe dem Typ *1B* (parallel). Dies ist auch der Typ, den die klassischen Faltungsmodelle der Biegung und Biegegleitung bzw. des Biegungsfließens fordern. Bei der Biegung ist dabei die schichtinterne Verformung tangential-longitudinal, und es besteht eine neutrale Fläche, welche keine Verformung aufweist (Fig. 4a). Wie Figuren 2a und 3 zeigen, kommt dieses Verformungsmuster in der Natur tatsächlich vor. Inkompetente Schichtglieder zeigen aus Gründen der Kompatibilität (an den Grenzen zwischen kompetenten und inkompetenten Schichten kam es nicht zu eigentlichen Abscherungen) kompliziertere Verformungsmuster.

Die Falten der Calanda-Phase im Infrahelvetikum sind meist asymmetrisch bezüglich der Achsenebene (Fig. 1–3); die Vergenz entspricht einer nicht-koaxialen Verformung (einfache Scherung) mit relativer NNW-Bewegung höher liegender Gesteinspakete bezüglich ihres Liegenden, was sich auch mit dem Bewegungssinn der Überschiebungen der Calanda-Phase deckt. Es kann jedoch i. a. nicht eruiert werden, ob die Falten als mehr oder weniger stehende Falten angelegt wurden und erst im späteren Verlauf durch die oben erwähnte einfache Scherung asymmetrisch wurden. Für einzelne Fälle (z. B. die Windgällen-Falte, vgl. hierzu auch TAN 1976) ist dies durchaus denkbar (die Windgällen-Synklinale steht im Bereich des Aarmassives, bei Färnigen UR steil, und wird dann gegen oben zusehends flacher). Eine einfache Scherung (simple shear) kann aber rein geometrisch auch als reine Dehnung (pure shear) unter einem bestimmten Winkel dargestellt werden (vgl. Fig. 4b, 4c oder VERHOOGEN et al. 1970, Fig. 9–54, PFIFFNER 1977, Gleichungen 20 und 21).

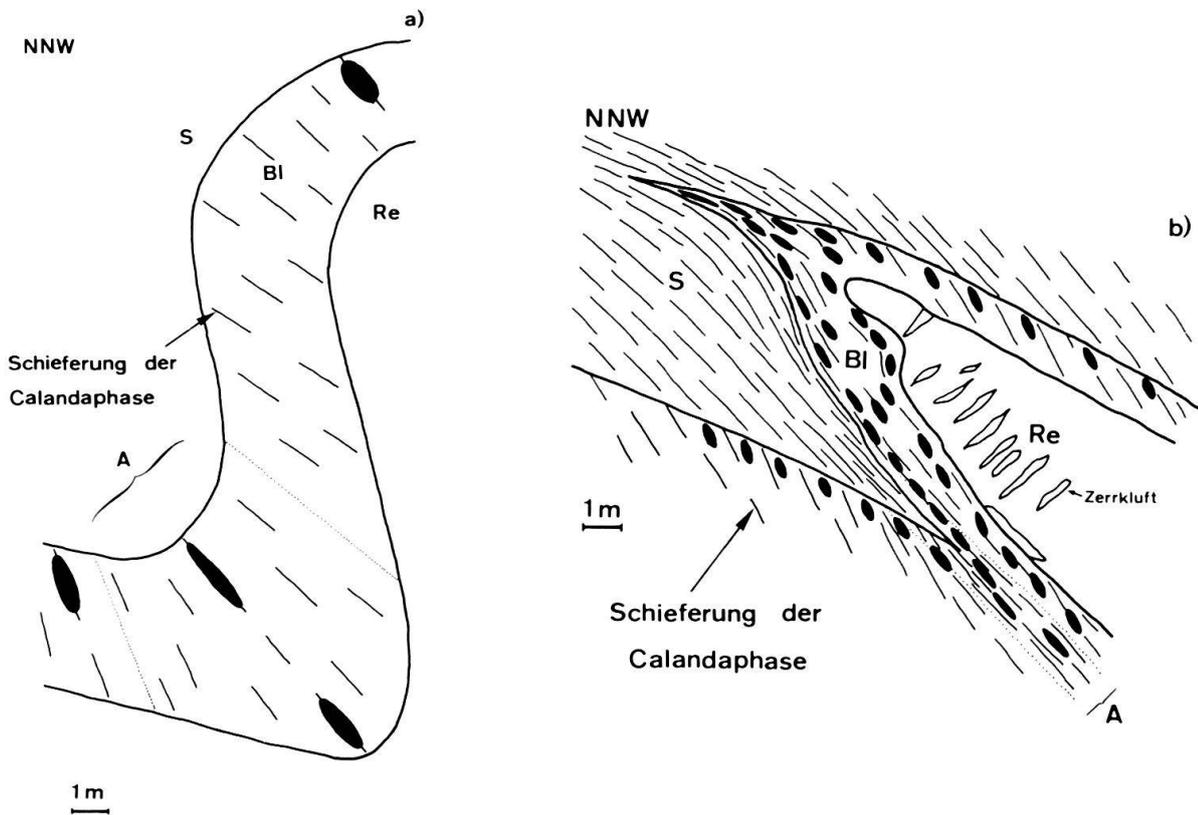


Fig. 2. Falte im Blegi-Oolith mit quantitativer (a) und semiquantitativer (b) Angabe der Verformungszustände.

Re = Reischiben-Serie; *Bl* = Blegi-Oolith; *S* = unterer Schilt-Kalk.

a): In der leicht asymmetrischen Synklinalen definiert die Schicht des Blegi-Oolithes eine Falte der Klasse 3 (nahe 2), in der Antiklinalen eine der Klasse 1A. Die Ooide sind in der Schieferung geplättet und im Bereich A zudem senkrecht zur Faltenachse gestreckt; ausserhalb des Bereiches A ist das Verformungsellipsoid ein Rotationsellipsoid im Plättungsfeld. Die relative Form und Orientierung der Verformungsellipsen zeigen Merkmale der in Figur 4 dargestellten Modelle (Koord. 750.900/197.925).

b): Die Falte weist eine im Vergleich zu a) deutlich stärkere Plättung senkrecht zur Achsenebene auf, wobei sich die Echinodermbreccien der Reischiben-Serie nicht so duktil verhielten wie Blegi-Oolith und unterer Schilt-Kalk (beginnendes Boudinage, Zerrklüfte). Im Bereich A ist sowohl Längung als auch Plättung der Ooide viel ausgeprägter. Die Asymmetrie deutet auf eine einfache Scherung mit NNW-Bewegung des höheren Normalschenkels (Koord. 752.500/190.700).

Aus diesem Grunde kann die oben erwähnte Plättung senkrecht zur Achsenebene auch der nicht-koaxialen, NNW-vergenten Verformung, welche die Asymmetrie der Falten bewirkte, zugeschrieben werden. Eine strenge Rekonstruktion der Kinematik ist nicht durchführbar, da es prinzipiell nicht möglich ist, aus der Form und Orientierung des totalen, endlichen Verformungsellipsoides auf den Verformungspfad zu schliessen (vgl. hierzu z. B. JAEGER 1969, p. 222). Figur 4 zeigt ein sehr einfaches kinematisches Modell eines Faltungsprozesses (Biegung mit schichtintern tangential-longitudinaler Verformung, gefolgt von Plättung bzw. Scherung), das z. B. die Entwicklung von konvergierenden und divergierenden Plättungsfächern zeigt.

Die Falten der Calanda-Phase lassen sich seitlich oft über erstaunliche Distanzen verfolgen (s. Tafelbeilage). Um dieses «zylindristische» Verhalten und die

dreidimensionale Geometrie etwas quantitativ zu beschreiben, können folgende Parameter benutzt werden (vgl. PFIFFNER 1977):

f = Distanz, über die eine Falte parallel der Faltenachse verfolgt werden kann (Minimalwert)

$\lambda/2$ = halbe Wellenlänge

u = Ausdehnung einer Falte in der Achsenebene und senkrecht zur Faltenachse gemessen (Minimalwert)

$$q = \frac{f}{\lambda/2}$$

Für das Infrahelvetikum ergibt sich (vgl. Tab. 1) für q ein Mittelwert von 28 und eine Streuung von 17, d.h. diese Falten sind recht «zylindristisch». Vergleichsweise wurden einige Grossfalten des Faltenjura auf der Tektonischen Karte der Schweiz (SPICHER 1972) ausgemessen; hier ergibt sich (PFIFFNER 1977) ein mittlerer q -Wert von 19 (Streuung 5,4).

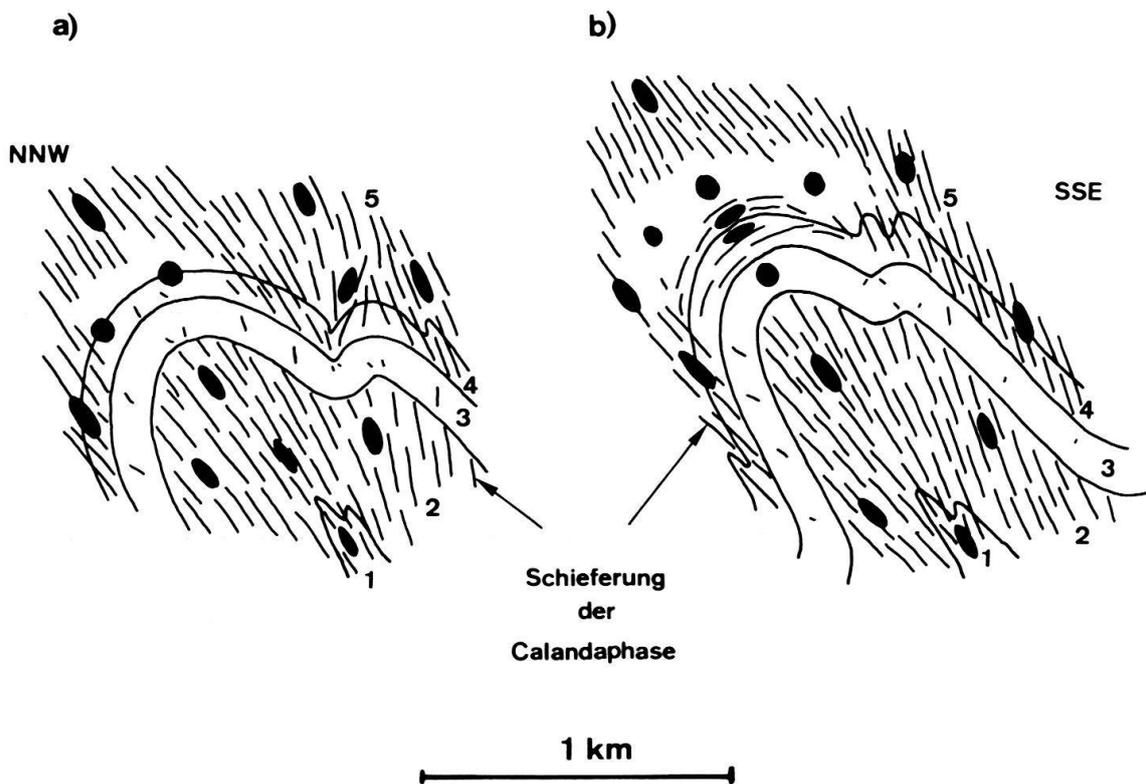


Fig. 3. Grossfalten der Tschep-Decke mit semiquantitativer Angabe der Verformungszustände [a): westlich, b): östlich des Kunkelspasses].

1 = Karbon(?)sedimente, 2 = permische Vulkanite, 3 = Röti-Dolomit, 4 = Quarten-Schiefer und Dogger, 5 = Malmkalke.

Schieferungsfächer und Verformungsmuster sind grob gesehen kompatibel mit Biegung und schicht-intern tangential-longitudinaler Verformung (Fig. 4), die von einer zusätzlichen Plättung senkrecht zur Achsenebene begleitet ist. Das Auftreten von nur einer finiten neutralen Fläche in b) könnte bedeuten, dass in diesem Querschnitt die Biegung im Verhältnis zur Plättung kleiner war.

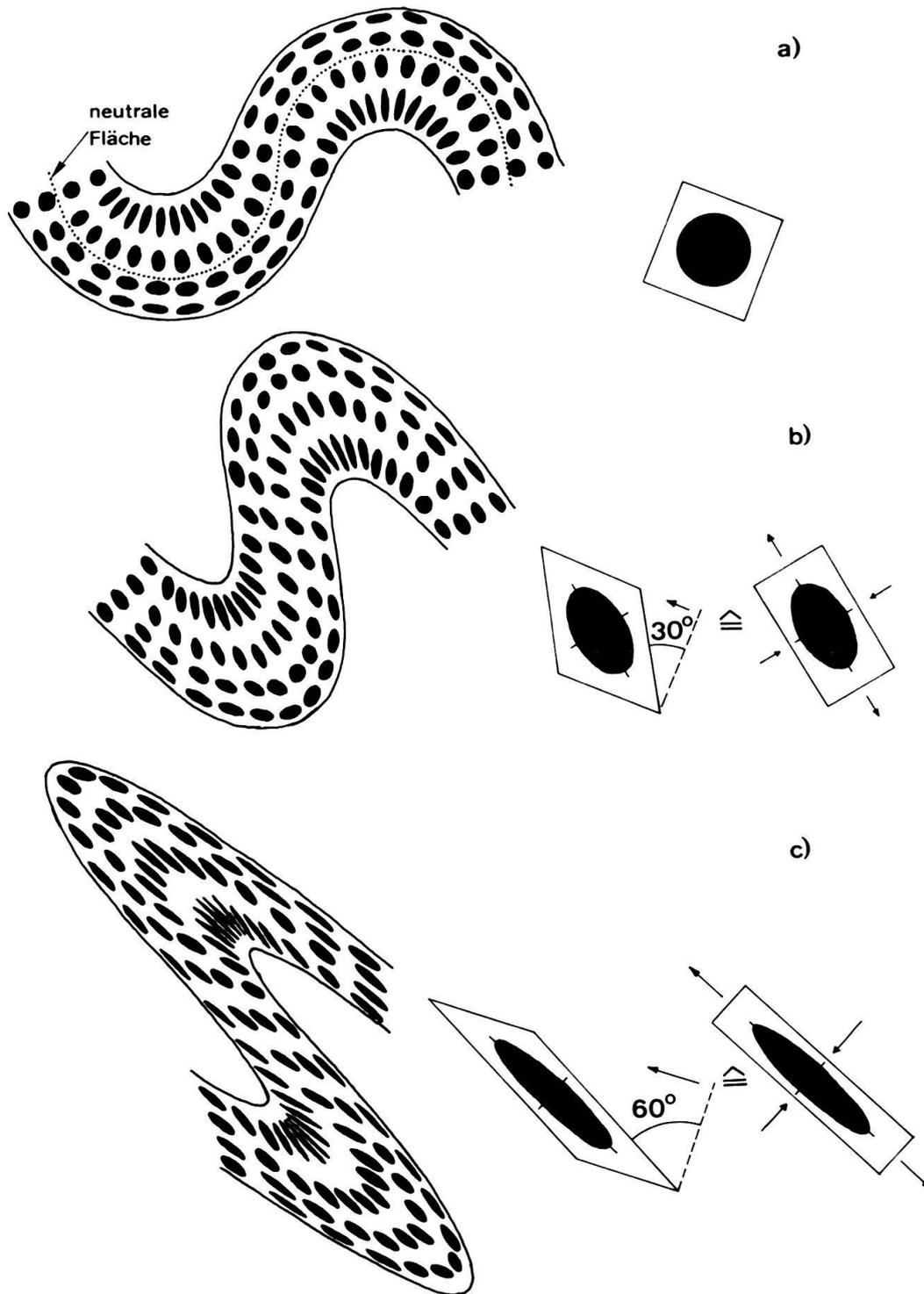


Fig. 4. Schichtinterne Kinematik eines sehr einfachen Faltungsmodelles, bei welchem eine Biegung mit schichtintern tangential-longitudinaler Verformung gefolgt wird von einer einfachen Scherung. Die (finite) einfache Scherung kann rein geometrisch auch als reine Dehnung dargestellt werden (Stauchung senkrecht zur Achsenebene).

- a): Zustand nach der Biegung (aus RAMSAY 1967).
- b): Zustand nach einer zusätzlichen einfachen Scherung um den Scherwinkel von 30° .
- c): Wie b) mit einem Scherwinkel von 60° ; man beachte die konvergenten und divergenten Plättungsfächer.

Kleindecken

Im Infrahelvetikum kann eine ganze Reihe von Kleindecken (kleinere Decken, s. u., Schuppen) unterschieden werden. Die Zuordnung derer Basalüberschiebungen zu einer bestimmten Phase muss auch wieder im Felde und unter Zuhilfenahme der räumlichen Beziehungen zwischen Strukturelementen gemacht werden. Die Überschiebungen der Calanda-Phase zeichnen sich dabei häufig dadurch aus, dass sie im Liegenden von Zonen hoher Verformung begleitet sind. Die Mächtigkeit dieser Zonen beträgt 1–10 m; die hohe Verformung manifestiert sich in der stärkeren Schieferigkeit der Gesteine, welche ein direktes Mass für den Verformungsbetrag zu sein scheint (PFIFFNER 1977, p. 373). Die Schieferung in diesen Zonen verläuft i. a. parallel zur Überschiebungsfläche und kann ins Nebengestein verfolgt werden, wo sie der regionalen Schieferung der Calanda-Phase entspricht; dadurch ist eine Zuordnung der Überschiebung zu dieser Phase möglich. In einigen Fällen kann diese Zuordnung auch mehr oder weniger direkt mit Hilfe von Falten der Calanda-Phase gemacht werden (Falten mit ausgedünntem Mittelschenkel und mit gleichem Bewegungssinn). Die Zunahme der Verformungsintensität im Liegenden einer Überschiebungsfläche sei an einem Beispiel kurz näher beschrieben:

2,5 km ENE von Vättis (Schrötertobel, 1410 m ü. M.; Koord. 754.960/198.350) ist es möglich, den Öhrli-Kalk der Vättner Einheit an die Basalüberschiebung der Kaminspitz-Decke hin zu verfolgen. Dabei beobachtet man unter dem Mikroskop folgendes (vgl. PFIFFNER 1977, Fig. 32a–d, p. 82–83):

Im regional durchschnittlich stark deformierten Öhrli-Kalk treten mehr oder weniger isometrische Echinodermenfragmente auf, welche viele, dünne Zwillingslamellen enthalten. In der calcitischen Matrix, in der zwei Kornfraktionen vorherrschen (0,01 und 0,3 mm), zeigen die Calcitkristallite eine Formeinregelung und ein granoblastisch-polygonales Gleichgewichtsgefüge (SPRY 1969) sowie mehr oder weniger geradlinige Korngrenzen, die sich in Tripelpunkten unter Winkeln von 120° schneiden.

Bei Annäherung an die Überschiebung ändert sich dieses Bild. Bei den *Echinodermenfragmenten* verringert sich zunächst die Anzahl der Zwillingslamellen, wobei jedoch gleichzeitig die einzelnen Lamellen wesentlich dicker werden, was auf mechanische Zwillingsgleitung deutet, und erst später treten (kristall)plastische Deformationen auf (undulöse Auslöschung, Subkornbildung und Rekristallisation; die Subkörner definieren ein granoblastisch-polygonales Gleichgewichtsgefüge mit einem Korndurchmesser von um 0,01 mm). Die anfänglich isometrischen Echinodermenfragmente werden dabei mehr und mehr geplättet. In der *Matrix* beobachtet man vor allem in der gröberen Fraktion Kornverkleinerung und Einregelung durch Subkornbildung und Rekristallisation; ganz nahe der Überschiebung liegt dann nur eine Fraktion (Durchmesser um 0,005 mm) mit einem granoblastisch-polygonalen Gefüge vor. Das Gestein ist zudem von *Drucklösungssäumen* durchsetzt, welche parallel zur Schieferung verlaufen und gegen die Überschiebung hin an Häufigkeit zunehmen.

Die Überschiebungen der Calanda-Phase sind oft von einer Quarz- oder Calcitader markiert. Die Zusammensetzung dieser Adern spricht dafür, dass das Material aus dem unmittelbar Liegenden und Hangenden der Überschiebung stammt (reine Calcit-, bzw. Quarz-Calcitadern bei Überschiebungen von Kalk, bzw. Sandsteinen auf Kalk). Das Vorkommen der Adern selbst deutet auf Drucklösung, die man unter dem Mikroskop auch erkennt (siehe oben), sowie auf das Vorhandensein einer Porenflüssigkeit (und somit eines gewissen Porendruckes). Quarz und Calcit dieser Adern zeigen, im Gegensatz zu vielen Zerrklüften, kein faseriges Wachstum.

Ähnlich wie bei den Falten wurde auch für die Kleindecken die dreidimensionale Geometrie näher untersucht (Tab. 2). Die parautochthonen Einheiten erweisen sich als plattenförmig (Dimensionen 2,4:1:0,1), während die allochthonen und

Tabelle 1: Zur dreidimensionalen Geometrie von Grossfalten im Infrahelvetikum.

A = Antiklinale (bzw. Antiform); S = Synklinale (bzw. Synform); $A-S$ = Antiklinal-Synklinalarpaar; f = Ausdehnung der Falte parallel zur Faltenachse gemessen; u = Ausdehnung in der Achsenebene, senkrecht zur Faltenachse gemessen; $\lambda/2$ = halbe Wellenlänge der Falte (f , u , $\lambda/2$ sind in Kilometern angegeben).

| Lokalität | f | u | $\lambda/2$ | $q = \frac{f}{\lambda/2}$ | $f : u : \lambda/2$ |
|---------------------------------|------|------|-------------|---------------------------|---------------------|
| Durnachtal (A) | 7,5 | 2,5 | 0,25 | 30 | 3,0 : 1 : 0,10 |
| Muttseeplateau (A) | 10 | 1,8 | 0,33 | 30,3 | 5,6 : 1 : 0,18 |
| P. d'Artgas (A-S) | 4,5 | 2,4 | 0,08 | 56,3 | 1,9 : 1 : 0,03 |
| Bifertenstock (A-S) | 8 | 2 | 0,2 | 40 | 4,0 : 1 : 0,10 |
| Gavirolas (A-S) | 2,5 | 2,5 | 0,05 | 50 | 1,0 : 1 : 0,02 |
| P. Dado (Tödi) (A-S) | 3 | 1,4 | 0,15 | 20 | 2,1 : 1 : 0,11 |
| P. Gliems (A-S) | 4 | 1,3 | 0,07 | 57,1 | 3,1 : 1 : 0,05 |
| Cavistrau (S) | 10 | 3 | 0,5 | 20 | 3,3 : 1 : 0,17 |
| Val Frisal (A) | 10 | 2 | 0,8 | 12,5 | 5,0 : 1 : 0,40 |
| P. Dado (Cavistrau) (A) | 10 | 2 | 0,5 | 20 | 5,0 : 1 : 0,25 |
| Fuortga (S) | 0,5 | 0,25 | 0,1 | 5 | 2,0 : 1 : 0,40 |
| Val Sax (A) | 3 | 2 | 0,15 | 20 | 1,5 : 1 : 0,08 |
| Plaun Segnas Sut (S) | 4,5 | 0,75 | 0,15 | 30 | 6,0 : 1 : 0,17 |
| Lavadignas (S) | 7 | 3 | 0,15 | 46,7 | 2,3 : 1 : 0,05 |
| Mirutta (S) | 8 | 3 | 0,2 | 40 | 2,6 : 1 : 0,07 |
| Gigerwald (A-S) | 9,5 | 2,5 | 0,75 | 12,7 | 3,8 : 1 : 0,30 |
| Hochwald (A-S) | 7 | 1 | 0,25 | 28 | 7,0 : 1 : 0,25 |
| Stelli (S) | 5 | 1 | 0,35 | 14,3 | 5,0 : 1 : 0,35 |
| Mittler Tal (A-S) | 2,5 | 0,6 | 0,1 | 25 | 4,2 : 1 : 0,17 |
| Haldensteiner Calanda (S) | 1 | 0,25 | 0,08 | 12,5 | 4,0 : 1 : 0,32 |
| M. Haldensteiner Schafttäli (S) | 0,75 | 0,3 | 0,1 | 7,5 | 2,5 : 1 : 0,33 |
| Sgai/Goldene Sonne (A-S) | 12,5 | 5,5 | 0,2 | 62,5 | 2,2 : 1 : 0,03 |
| Alp Mora (A) | 3,5 | 2,5 | 0,4 | 8,8 | 1,4 : 1 : 0,16 |
| Mittelwert | 5,8 | 1,9 | 0,26 | 28,2 | 3,3 : 1 : 0,13 |
| Streuung (s) | 3,5 | 1,2 | 0,21 | 17,1 | |

exotischen Einheiten mehr leistenförmig in der Richtung des allgemeinen Streichens sind (Dimensionen 3,6:1:0,17); dieser Unterschied ist aus der Verformungsgeschichte her durchaus verständlich (die allochthonen und exotischen Einheiten wurden «eingewickelt»). Im Vergleich zu den Einheiten des Infrahelvetikums weist z. B. die Mürtschen-Decke die Dimensionen 33 km:36 km:1,7 km = 0,9:1:0,05 auf; sie ist also wesentlich grösser und eine relativ dünnere Platte.

Der interne Bau der tektonischen Einheiten des Infrahelvetikums widerspiegelt deren Verformungsgeschichte und lithologische Zusammensetzung. Bei den parautochthonen Einheiten liegt oft eine mehr oder weniger verfaltete Normalserie vor. Relativ wenig verfaltet sind dabei die sich im Vergleich zum Liegenden und Hangenden steif verhaltenden «Kreideplatten». Im Tertiärstockwerk beobachtet man vor allem in der Taveyannaz-Formation häufig Falten im 10–50-m-Bereich. Ebenfalls verfaltet ist der Malm, doch sind hier Beobachtungen mangels guter lithologischer Diskontinuitäten oft erschwert (s. PFIFFNER 1977, p. 63–69). Grossfaltenbau ist charakteristisch für das Stockwerk Grundgebirge- bzw. Paläozoikum-Trias (Fig. 3). Die allochthonen Einheiten weisen kompliziertere interne Strukturen auf, da sie am Ende der Cavistrau-Phase z. T. verschuppt, z. T. als grössere Verkehrtserien vorlagen, dann durch die Calanda-Phase weiter deformiert wurden, so dass an gewissen Orten verkehrte Verkehrtserien resultierten (z. B. in der Stelli-Schuppe

Tabelle 2: Zur dreidimensionalen Geometrie der Kleindecken im Infrahelvetikum.

b = Ausdehnung der tektonischen Einheit parallel zur allgemeinen Streichrichtung (N 60° E) gemessen (Breite); l = Ausdehnung senkrecht zur allgemeinen Streichrichtung gemessen (Länge); d = Ausdehnung senkrecht zur basalen Überschiebungsfläche gemessen (Dicke) (b , l und d sind in Kilometern angegeben).

| Tektonische Einheit | b | l | d | $q=b/d$ | $b : l : d$ |
|---|----------|-------------|-------------|------------|----------------------------------|
| Maliens-Schuppe | 2 | 0,75 | 0,1 | 20 | 2,7 : 1 : 0,13 |
| Tschep-Decke | 25 | 8 | 1 | 25 | 3,1 : 1 : 0,12 |
| Mirutta-Schuppen | 8 | 4 | 0,2 | 40 | 2,0 : 1 : 0,05 |
| Calanda-Decke | 17 | 6 | 0,8 | 21,2 | 2,8 : 1 : 0,13 |
| Orglen-Schuppen | 8 | 3 | 0,15 | 53,3 | 2,7 : 1 : 0,05 |
| Kaminspitz-Decke | 17 | 7 | 0,5 | 34 | 2,4 : 1 : 0,07 |
| Vättner-Einheit | 12 | 6 | 1 | 12 | 2,0 : 1 : 0,17 |
| Gavirolas-Schuppe | 7 | 7 | 0,6 | 11,7 | 1,0 : 1 : 0,09 |
| Cavorgia-Schuppe | 8 | 5 | 0,6 | 13,3 | 1,6 : 1 : 0,12 |
| Val Nauscha-Schuppenzone | 7 | 2,5 | 0,1 | 70 | 2,8 : 1 : 0,04 |
| Prau Lurign-Schuppe | 7 | 3 | 0,4 | 17,5 | 2,3 : 1 : 0,13 |
| P. d'Artgas-Decke | 17 | 4,5 | 0,5 | 34 | 3,8 : 1 : 0,11 |
| Limmernfront-Schuppen | 4 | 1,5 | 0,3 | 13,3 | 2,7 : 1 : 0,20 |
| (Torkopf, vordere und hintere Chrut-Schuppe) | 3,5 4 | 1,75 2,5 | 0,2 0,25 | 17,5 16 | 2,0 : 1 : 0,11 1,6 : 1 : 0,10 |
| Mittelwert | 9,8 | 4,2 | 0,45 | 26,6 | 2,4 : 1 : 0,10 |
| Streuung (s) | 6,5 | 2,3 | 0,30 | 17,0 | |
| Cavistrau-Decke | 13 | 2,5 | 0,50 | 26 | 5,2 : 1 : 0,20 |
| Stelli-Schuppe | 4,5 | 1,25 | 0,40 | 11,3 | 3,6 : 1 : 0,32 |
| Exotische Einheiten | 30 | 14 | 2 | 15 | 2,1 : 1 : 0,14 |
| Griesstock-, Clariden-Decke | 18 | 5 | 0,45 | 40 | 3,6 : 1 : 0,09 |
| Mittelwert | | | | 23,1 | 3,6 : 1 : 0,17 |

oder in der Cavistrau-Decke, vgl. Fig. 6a). Der interne Bau der exotischen Einheiten ist kompliziert (vgl. BISIG 1957, RÜEFLI 1959 und WEGMANN 1961) und im Detail weitgehend unbekannt; eine eingehende strukturgeologische Aufnahme ist hier noch ausstehend.

Ein interessantes Phänomen ist das Ausklingen von Überschiebungen. Ein eindrückliches Beispiel hierzu findet sich am Kistenpass, gerade unterhalb der Passhöhe (vgl. Fig. 5c). Im Kreidestockwerk stellt man dort eine eindeutige Repetition fest (die Überschiebung schneidet die Schichtflächen unter flachem Winkel und steigt gegen Norden in sukzessive jüngere Formationen). In den tertiären Globigerinenschiefern klingt sie aus, denn die Untergrenze der Taveyannaz-Formation ist nicht durch eine Überschiebung versetzt. Gegen Süden ist der Ausbiss der Überschiebungsfläche bis in den Tros-Kalk (oberster Malm) zu verfolgen; dessen Obergrenze ist noch versetzt, die Untergrenze nicht mehr. Leider fehlen sowohl im Tros-Kalk als auch in den Globigerinenschiefern gute Verformungsanzeiger, um dieses Ausklingen näher studieren zu können; es ist naheliegend anzunehmen, dass die diskrete Überschiebungsfläche abgelöst wird von einer Zone endlicher Mächtigkeit, welche die geometrisch notwendigen Verformungen auffängt. In andern Fällen sieht man, dass die Überschiebungen von Falten abgelöst werden, deren Vergenzen mit dem Überschiebungssinn übereinstimmen (z.B. Ausklingen der Bruchflächen

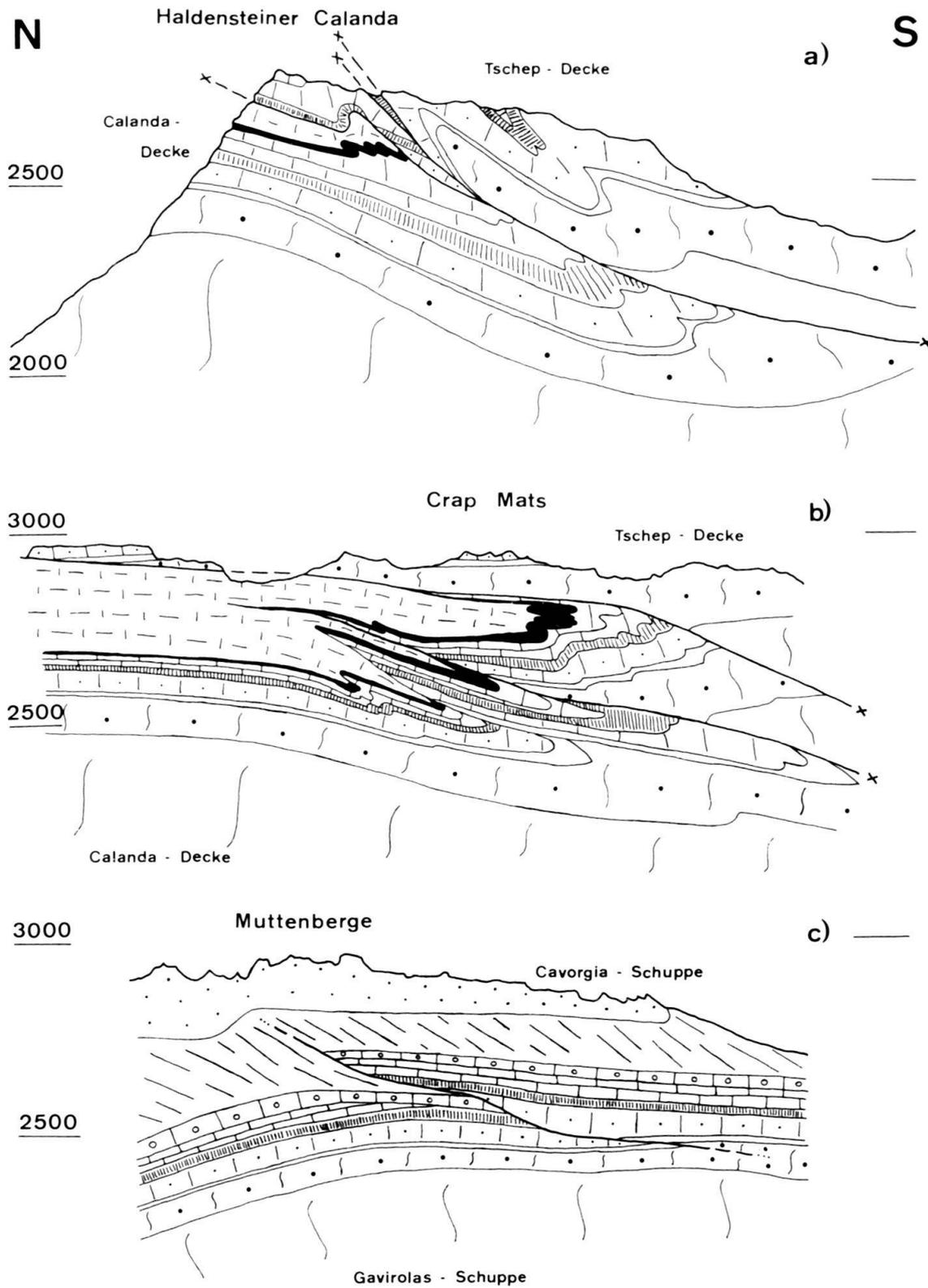


Fig. 5. Überschiebungen der Calanda-Phase (Legende vgl. Fig. 6).

- a): Gefaltete Überschiebung an der Basis des Äquivalentes der Mirutta-Schuppen am Haldensteiner Calanda.
- b): Zerrissene Mittelschenkel der Mirutta-Schuppen am Crap Mats.
- c): Ausklingende Überschiebung am Kistenpass.

von zerrissenen Mittelschenkeln im Sinne von Alb. Heim; vgl. ALB. HEIM 1878, Fig. 14, Tafel XV, und ALB. HEIM 1919). In jedem Fall bedeuten ausklingende Überschiebungen Schwierigkeiten bei der Definition einer tektonischen Einheit, da mit den Überschiebungen zugleich auch Grenzen verschwinden; es wäre in solchen Fällen eher angebracht, der Überschiebung einen Namen zu geben.

Zur Kinematik von Überschiebungen und Falten

Der Deformationsplan der Calanda-Phase, der zu diesem Falten- und Kleindeckenbau führte, ist eine im Detail komplizierte Abfolge von Faltungen und Überschiebungen. Es wäre jedoch ein nutzloses Unterfangen, die Calanda-Phase in regional verbreitete Teilphasen oder Episoden («phases» im Sinne von HIGGINS 1971) unterteilen zu wollen, da solche Abfolgen nur in beschränkten Domänen streng definiert werden können und für regionale Parallelisationen durchziehbare Strukturelemente fehlen. Eine weitere Schwierigkeit bedeutet der Umstand, dass Cavistrau- und Calanda-Phase grossräumig gesehen wohl durch eine strukturelle Diskontinuität getrennt sind, dass aber lokal eine klare Trennung nicht immer durchführbar ist.

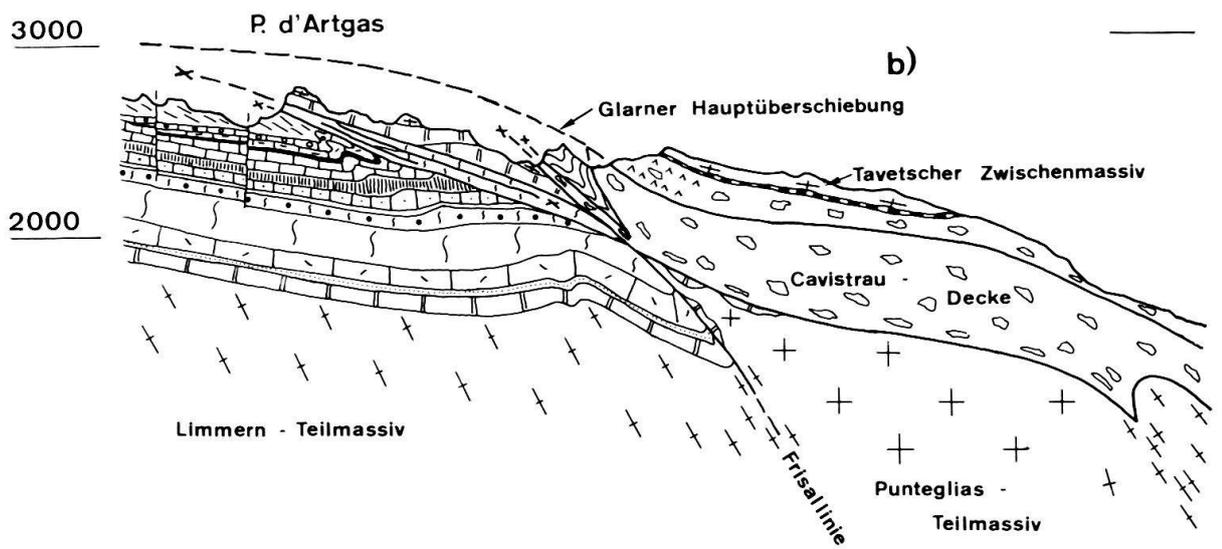
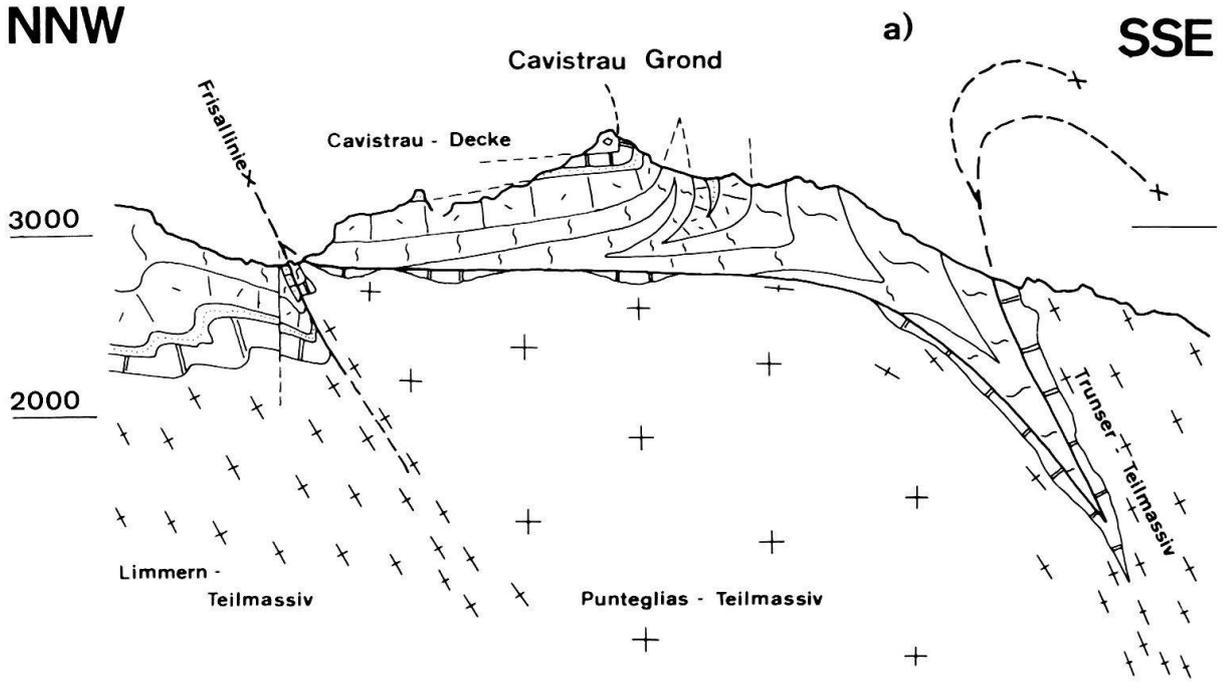
Dies ist z. B. der Fall in der Cavistrau-Decke. Auf dem Normalschenkel der Cavistrau-Synform (z. B. auf Las Plauncas in der Val Frisal, Koord. 720.300/184.100) ist die dominante Schieferung, welche der Plättungsebene des Verformungsellipsoides entspricht, parallel zum Überschiebungskontakt an der Basis der Cavistrau-Decke, und diese Überschiebung ist ein Effekt der Cavistrau-Phase (vgl. Fig. 6a). Da diese dominante Schieferung zudem gegen den erwähnten Kontakt hin äusserst intensiv ist (die oolithische Struktur der Blegi-Oolithe ist völlig zerstört und ersetzt durch eine eigentliche Stoffbänderung), ist anzunehmen, dass zumindest die Anlage dieser Schieferung ein Effekt der Cavistrau-Phase ist. Die Schieferung lässt sich aber durch die Cavistrau-Decke hinauf in die Cavistrau-Synform verfolgen, wo sie als Effekt der Calanda-Phase angesehen werden muss (sie ist eine Achsenebenenschieferung dieser Synform, welche u. a. die Basalüberschiebung der Cavistrau-Decke faltet; vgl. Fig. 6a).

Während nun die Cavistrau- und Calanda-Phase auf dem Normalschenkel der Cavistrau-Synform bezüglich der Schieferung nicht durch eine strukturelle Diskontinuität getrennt sind, ist auf dem Verkehrtchenkel eine mehrphasige Verformungsgeschichte viel deutlicher, indem dort einerseits Überschiebungen der Cavistrau-Phase durch Falten der Calanda-Phase gefaltet sind (z. B. die Basalüberschiebung der Cavistrau-Decke und der P.-Dado-Schuppen; vgl. Fig. 6a) und andererseits Falten der Cavistrau-Phase durch die Schieferung der Calanda-Phase überprägt wurden (vgl. hierzu PFIFFNER 1977, p. 28 und 32).

Für die Cavistrau-Phase ist charakteristisch, dass sie relativ grosse Verkehrtserien produzierte, die bei ihrer Platznahme stellenweise Teile ihres Liegenden wegschürften (der Sedimentmantel des südlichen Aarmassivs im Falle der Cavistrau-Decke; im Liegenden der Stelli-Schuppe im Calandagebiet reicht die Schichtreihe wohl bis ins Tertiär hinauf, doch beobachtet man selektives Ausdünnen in den Kreide- und Tertiär-Formationen). Denkt man sich (etwa in Fig. 6a) die Effekte der Calanda-Phase (Synform zwischen Trunser- und Punteglias-Teilmassiv) weg, so erkennt man in der Cavistrau-Decke den Verkehrtchenkel einer N-vergenten liegenden Falte. Für den Vorläufer der Calanda-Phase, die Cavistrau-Phase, ergibt sich zusammenfassend die Abfolge Faltung-Überschiebung.

Fig. 6a. Die Frisal-Linie und der interne Bau der Cavistrau-Decke.

Fig. 6b. Die Frisal-Linie und der Verlauf der Glarner Hauptüberschiebung.



- | | |
|------------------------|--|
| Taveyannaz - Formation | Troskalk |
| Globigerinenschiefer | Oberer Quintnerkalk |
| Bürgenschichten | Unterer Quintnerkalk, Schilttschichten |
| Seewerschichten | Dogger |
| Gault | Lias |
| Schrattekalk | Trias |
| Drusbergschichten | Sedimente } Verrucano Vulkanite } |
| Kieselkalk | |
| Öhrli-, Betliskalk | Grundgebirge |
| Zementsteinschichten | |

Der Deformationsplan der Calanda-Phase lässt sich am besten anhand einiger Beispiele erläutern:

In der *Ostwand des Crap Mats* (Koord. 746.600/191.500) beobachtet man eine Reihe von engen Kreide-Synklinalen, welche zusammen als Mirutta-Schuppen bezeichnet werden (vgl. Fig. 5b). Bei diesen Falten ist es klar, dass die Verkehrt-schenkel zerrissen sind und man eine Abfolge Faltung-Überschiebung hat. Die Mirutta-Schuppen, die sich in einer tektonischen Stellung zwischen Tschep-Decke (oben) und Calanda-Decke (unten) befinden, können als überfahrene Kreidefront der Tschep-Decke oder als «Rückenschuppen» der Calanda-Decke gedeutet werden.

Interessant ist nun, dass sich in der *Gipfelregion des Haldensteiner Calanda* eine Einheit in gleicher tektonischer Stellung befindet, die aber eine ganz andere Verformungsgeschichte aufweist (s. Fig. 5a). Die Basalüberschiebung dieser Einheit ist deutlich gefaltet, und die Falte besitzt die Schieferung der Calanda-Phase als Achsenebenenschieferung (die Situation lässt sich am besten im Hintergrund des Hintertales beobachten, wo sich im Hangenden der Überschiebungsfläche ein dunkles Kieselkalkband vom darunterliegenden Seewer Kalk deutlich abhebt; Koord. 754.700/196.150). Man könnte nun argumentieren, dass nur die Faltung ein Effekt der Calanda-Phase sei und die Überschiebung der Cavistrau-Phase zuzuordnen wäre. Gegen diese Interpretation spricht vielleicht das Fehlen von Hinweisen auf die für die Cavistrau-Phase typischen Grossfalten. Nichts ändert aber die Tatsache, dass man hier eindeutig eine Abfolge Überschiebung-Faltung annehmen muss.

Vergleicht man die Mirutta-Schuppen des Crap Mats mit ihrem Äquivalent am Haldensteiner Calanda, so muss man auch bezüglich des inneren Baues beträchtliche Unterschiede betonen (mehrere enge Kreide-Synklinalen am Crap Mats gegenüber einer leicht verfalteten Normalserie am Haldensteiner Calanda). Dazu kommt, dass die Tschep-Decke südlich des Haldensteiner Calanda eine stark verfaltete Kreidefront aufweist, während diese Front am Crap Mats überfahren ist und, wie erwähnt, in den Mirutta-Schuppen zu suchen ist. Dieses Beispiel zeigt deutlich, wie sich Strukturen, und somit die Verformungsgeschichte bzw. Teilphasen seitlich rasch ablösen können.

Den Eindruck, dass Faltung und Bewegungen an Überschiebungen gleichzeitig stattfanden, erweckt etwa die *Tschep-Decke* (vgl. PFIFFNER 1972b, Fig. 1; PFIFFNER 1977, Profil Ia) Die Vergenz der Grossfalten stimmt mit dem Überschiebungssinn überein. Weiter schneidet weder die Überschiebung an der Basis noch jene im Dache eine Grossfalte, sondern beide verlaufen parallel zu deren Achsenebenen. An der Basis der Tschep-Decke kann man kleine Späne beobachten, die auf eine Abfolge Überschiebung-Faltung-Überschiebung-Faltung deuten.

Ein eindruckliches Beispiel der Komplexität der Kinematik bietet die *Basalüberschiebung der Kaminspitz-Decke*. Im Querschnitt östlich Vättis (Haldensteiner Calanda-Vättner Chopf) fällt diese von Süden nach Norden sukzessive flacher gegen SSE ein (parallel zur Schieferung der Calanda-Phase). Westlich von Vättis hingegen (Querschnitt Orglen-Gigerwaldspitz) ist diese Überschiebungsfläche gefaltet (vgl. hierzu die Isohypsenkarte in PFIFFNER 1977, p. 79), und zwar handelt es sich dabei um jene Falte, in deren Kern sich das Kristallin von Vättis befindet. Da

sich diese Falte über Vättis nach Osten verfolgen lässt, muss man annehmen, dass die Basalüberschiebung der Kaminspitz-Decke im Westen früher inaktiv und dadurch in die Faltung mit einbezogen wurde.

Gesamthaft gesehen ergibt sich somit ein Bild, bei dem Überschiebungen und Faltungen auf grossem Maßstab gesehen gleichzeitig stattfinden, während sich im Detail diese Vorgänge zeitlich und räumlich ablösen.

Wo die Anlage von Überschiebungen vor einer Faltung stattfand, erfolgte sie so, dass die Überschiebungsfläche gegen Norden sukzessive in stratigraphisch höhere Horizonte sprang. Dieses «Springen» scheint in inkompetenteren Schichten (z. B. Malm) unter kleinerem Winkel zu erfolgen als in kompetenteren Schichten (z. B. Kreide-Formationen). Entsprechend muss man auch feststellen, dass die Schieferung der Calanda-Phase in den Malmkalken im Durchschnitt flacher einfällt als in den Kreidekalken (s. PFIFFNER 1977, p. 52 und Fig. 20). Die Überschiebungsflächen selbst sind, grossräumig gesehen, meist relativ ebenflächig (op. cit., p. 77).

Querstörungen

Im Infrahelvetikum beobachtet man Querstörungen, welche mit markanten Änderungen des inneren Baues der daran beteiligten Einheiten in der allgemeinen Streichrichtung zusammenfallen.

Die *Kunkelspass-Querstörung* zeichnet sich dadurch aus, dass einzelne Grossfalten (z. B. die Antiklinale, in deren Kern sich die permischen Vulkanite von Tamins und Domat/Ems befinden) durchziehen, dass aber die Tschep-Decke im Westen vergleichsweise länger und dünner ist (PFIFFNER 1972b, Fig. 1) und zugleich der westliche Block etwas nach Norden versetzt scheint. Es könnte dies heissen, dass diese Querstörung schon während der Calanda-Phase aktiv war und die durch die unterschiedliche Form der Tschep-Decke geometrisch notwendigen Verformungen auffing. Die Kunkelspass-Querstörung zeichnet sich entsprechend durch eine andere Orientierung der Schieferung der Calanda-Phase (steiles W-Fallen gegenüber dem regionalen flachen SSE-Fallen) und der Grossfalten (NS- gegenüber ENE-Streichen) aus. Wie die Kakirite der Garschlichopf-Einheit beweisen, wurde diese Querstörung später reaktiviert (in den Kakiriten beobachtet man in den z. T. rotierten Komponenten eine Schieferung, welche jener der Calanda-Phase entspricht).

Eine weitere Querstörung zieht durch den *Plaun Segnas Sut* (südlich des Pass dil Segnas). Hier werden von Ost nach West zwei Kreidefalten, welche den Mirutta-Schuppen zuzuordnen sind, durch eine verkehrtliegende Kreideserie abgelöst (vgl. FELDER 1973, BÜRGISSER & FELDER 1974, Fig. 2C und 2D). Da die Entstehung dieser Strukturen auf die Calanda-Phase zurückzuführen ist, muss man annehmen, dass diese Querstörung während der Calanda-Phase aktiv war. Hinweise auf ältere oder jüngere Bewegungsanteile fehlen. Interessanterweise entspricht sich der interne Bau der über den Mirutta-Schuppen liegenden Tschep-Decke auf den beiden Talseiten des Plaun Segnas Sut weitgehend; offenbar sind diese Querstörungen vertikal von begrenzter Ausdehnung.

Eine bedeutendere Querstörung befindet sich am *Panixerpass* (WYSSLING 1950, KRÜSI 1977). Sie stellt die Trennfläche zwischen zwei Gebieten mit recht unter-

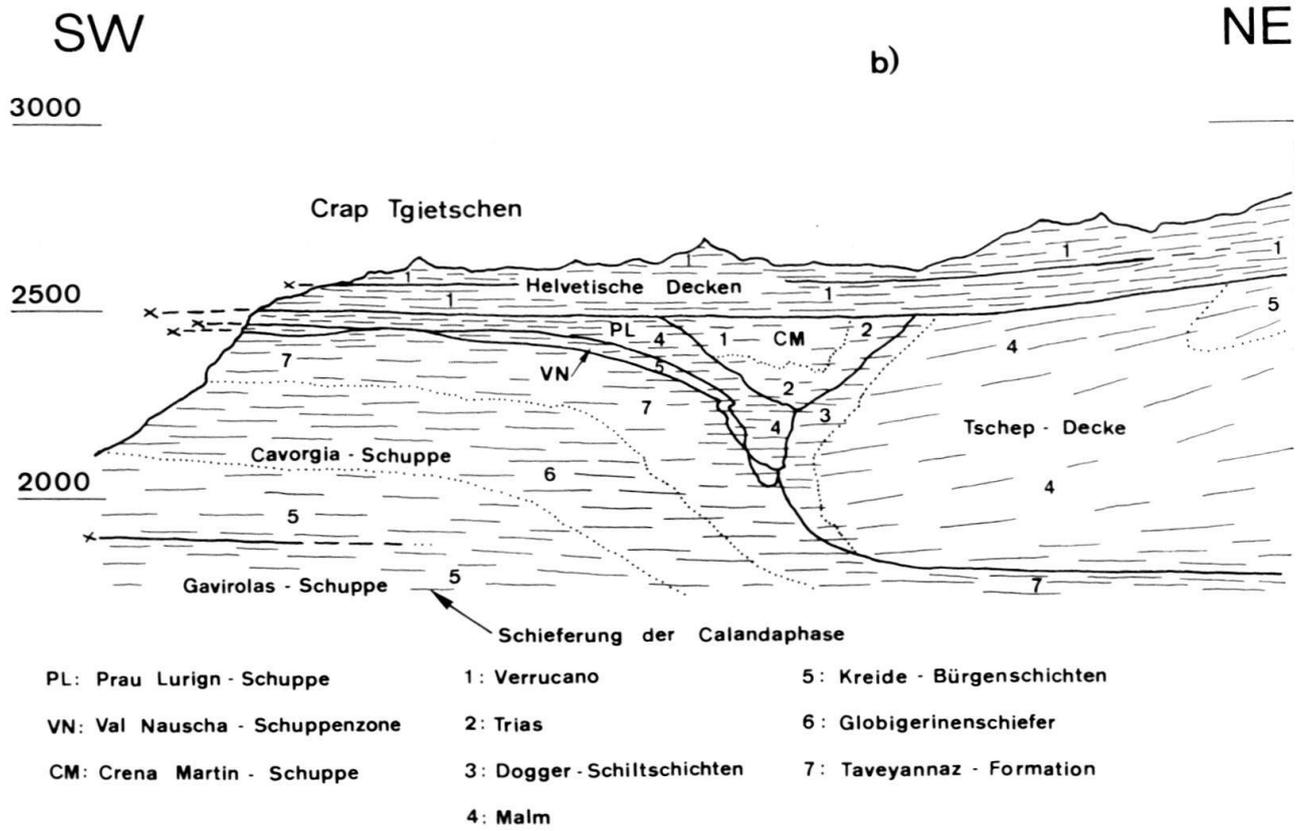
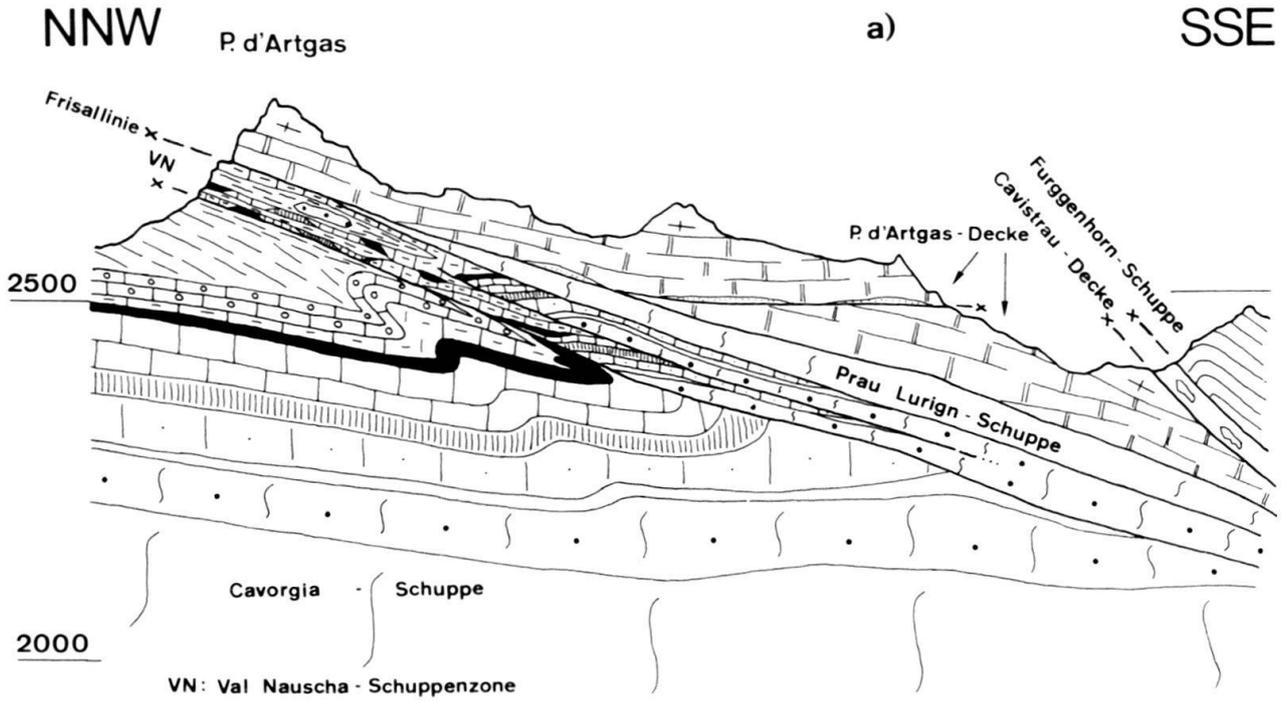


Fig. 7a. Zunahme der Verformung im Liegenden der Frisal-Linie (Ausschnitt aus Fig. 6b); Legende vgl. Figur 6.

Fig. 7b. Die Querstörung am Panixerpass (Längsprofil).

schiedlichem Baustil dar (siehe oben und Fig. 7b). Wichtig ist, dass die Panixerpass-Querstörung bereits in der Cavistrau-Phase angelegt wurde. Man sieht dies etwa am Häxenseeli (Koord. 727.900/191.070). Hier ist die an der Querstörung gefaltete Überschiebungsfläche zwischen der Val-Nauscha-Schuppenzone und der Prau-Lurign-Schuppe deutlich überprägt von der Schieferung der Calanda-Phase. Aber auch die seitliche Kontaktfläche der Tschep-Decke wird durch die Schieferung der Calanda-Phase überprägt. Da am Panixerpass keine Überschiebungen der Calanda-Phase die Querstörung schneiden, muss letztere auch während der Calanda-Phase aktiv gewesen sein. Es scheint, dass sich die Panixerpass-Querstörung nicht sehr weit gegen Norden fortsetzt, denn im (tektonisch tiefer liegenden) nordhelvetischen Flysch von Wichlen kann sie nicht nachgewiesen werden (vgl. SIEGENTHALER 1974, Fig. 4). Die Panixerpass-Querstörung wird von der Glarner Hauptüberschiebung abgeschnitten, wobei jedoch zu sagen ist, dass die Topographie der letzteren gerade im Gebiete des Panixerpasses Unregelmässigkeiten aufweist (vgl. SCHMID 1975, Fig. 10).

Bewegungsanteile, die später als die Calanda-Phase sind, können, abgesehen von lokalen Kakiritisierungen, nicht nachgewiesen werden.

Verformungsmechanismen

Die Deformationsvorgänge der Calanda-Phase bedeuteten eine durchdringende Beanspruchung der Gesteine im Infrahelvetikum und verursachten entsprechend neben dem grossmaßstäblichen Falten- und Kleindeckenbau auch Verformungen in kleineren Bereichen, was man u. a. an der regionalen Schieferung erkennt. Da diese Schieferung einerseits als Leitstrukturelement für die Calanda-Phase dient und andererseits deren Genese etwas über die Verformungsmechanismen in den verschiedenen Materialien (Gesteine, Minerale) aussagt, scheint es sinnvoll, etwas näher darauf einzugehen.

Die Schieferung der Calanda-Phase tritt mit wenigen Ausnahmen in sämtlichen Gesteinstypen auf, ist jedoch entsprechend der lithologischen Unterschiede beträchtlichen Variationen unterworfen. Doch gerade diese Unterschiede erlauben es, verschiedene Minerale und Gesteinstypen bezüglich ihres Verhaltens gegenüber gleichen p - T - $\dot{\epsilon}$ -Bedingungen zu vergleichen.

In den *Kalken* erkennt man unter dem Mikroskop, dass die Schieferung der Calanda-Phase durch eine Formeinregelung der Calcitkristallite parallel zur Plättungsebene des Verformungsellipsoides definiert ist; das Achsenverhältnis und der Durchmesser der Calcitkristallite nehmen mit steigender Verformung zu, doch ist dieses Achsenverhältnis stets kleiner als jenes des Verformungsellipsoides, und der Durchmesser ist zudem auch von der Lithologie abhängig und beträgt zwischen 0,005 und 0,05 mm. Das Gefüge ist nach FRIEDMAN (1965) als äquigranular-hypidiotop, nach SPRY (1969) als granoblastisch-polygonal zu bezeichnen; typisch sind stückweise geradlinige Korngrenzen, die sich in Tripelpunkten unter Winkeln von 120° schneiden. Die einzelnen Calcitkristallite zeigen z. T. undulöse Auslöschung und Subkornbildung, was auf intrakristalline, plastische Verformung schliessen lässt (Versetzungsbewegungen, Diffusion in festem Zustand).

Im Falle von Echinodermenkalken erkennt man, dass die durch die Formeinregelung definierte Schieferung um die Echinodermenfragmente herumfließt, letztere also fließresistenter sind. Man beobachtet dann auch, dass in den Echinodermen-Einkristallen zuerst mechanische Zwillingsgleitung stattfindet, und erst wenn diese Verformungsmöglichkeit ausgeschöpft ist, treten Versetzungsbewegungen auf.

In den *Dolomiten* der Trias ist die Schieferung makroskopisch nur als Bruchschieferung ausgebildet, und unter dem Mikroskop stellt man entsprechend ein Fehlen einer Formeinregelung der Dolomitkristallite fest. Die Korngrösse ist feiner als in den Kalken (um 0,006 mm), das Gefüge äquigranular-xenotop bzw. granoblastisch-polygonal. Einzelne Körner zeigen eine Tendenz zur Idiopathie, wobei gewisse Körner dann durch einspringende Winkel auffallen, und die Korngrenzen entsprechen oft rationalen Flächen.

Die dolomitisierten Kalke im Oberen Quintner Kalk («Malmbreccien») zeigen dasselbe mikroskopische Bild (insbesondere keine Formeinregelung), nur die Korngrösse (um 0,06 mm) und die Tendenz der Dolomitkristallite zur Idiopathie ist grösser. Im mesoskopischen Bereich dominieren hingegen eine intensive Klüftung und Anzeichen von Drucklösung (Styrolithe). Diese Gesteine verhielten sich offensichtlich spröder als die sie umgebenden (Oberen Quintner) Kalke.

Bei den *Quarzgefügen der Sandsteine* muss man zwischen Matrix und Komponenten unterscheiden.

Die Matrix besitzt ein granoblastisch-polygonales Gleichgewichtsgefüge (Durchmesser der Quarzkörner um 0,03 mm; auffallend sind geradlinig verlaufende Korngrenzen, die sich in Tripelpunkten unter Winkeln von 120° schneiden). Die Korngrenzen sind oft von einzelnen Sericitschüppchen markiert; eine Formeinregelung kann vorhanden sein, wobei dann die Sericitschüppchen die längeren Kanten flankieren.

Die Komponenten zeigen deutlich Merkmale plastischer Verformung. Verbreitet ist undulöse Auslöschung, die (oft im gleichen Schliff) in Subkornbildung überführen kann, wobei die Grenzen dieser Subkörner z.T. geradlinig verlaufen; diese Subkörner lassen auf Erholung (recovery) schliessen. Geht die Verformung weiter, so kommt es an den Korn- und Subkornengrenzen zur Bildung neuer, kleiner (Durchmesser 0,03–0,06 mm) Körner, und durch diese Rekristallisation erhält man eine «Mörteltextur». Die neuen Körner weisen interessanterweise gebuchtete Korngrenzen auf, was bedeuten könnte, dass sie spät entstanden sind (Einfrieren bevor sich ein Gleichgewichtsgefüge einstellen konnte).

In andern Fällen weisen die Komponenten wohl eine grosse Formänderung, aber praktisch keine Anzeichen korninterner (intrakristalliner) Verformung auf. Weiter ist in der Matrix auf der gestauchten Seite dieser Körner der Sericit angereichert (bzw. der Quarz verschwunden) und auf der gestreckten Seite der Quarz angereichert. Dieses Phänomen, welches vor allem in Gesteinstypen verbreitet ist, wo der Sericit diffus im Quarz der Matrix verteilt ist, kann durch das Riecke'sche Prinzip erklärt werden («Drucklösung» dort, wo das Korn gestaucht wird, Transport und «Ausfällung» im Druckschatten). Es muss hier offengelassen werden, ob eine eigentliche Drucklösung (mit Transport des SiO₂ in gelöstem Zustand) stattgefunden hat, oder ob der Stofftransport in festem Zustand durch Autodiffusion von Leerstellen (Leerstellenkriechen; vgl. COTTRELL 1965, p. 203) oder Nabarro-Herring-Diffusion von Atomen (NABARRO 1948, HERRING 1950) vonstatten ging. Denkbar wäre, dass die Diffusion an Quarz/Sericit-Grenzen schneller ist.

In den *Tonschiefern* ist die Schieferung nach BORN (1929) als Glattschieferung (englisch «slaty cleavage») zu bezeichnen, und der Sericit zeigt unter dem Mikroskop die hierfür bezeichnende Formeinregelung.

In *Mischgesteinen* (Mergel, tonige Sandsteine usw.) verhalten sich die einzelnen Minerale wie in den entsprechenden monomineralischen Gesteinen, doch kann es dabei passieren, dass infolge geometrisch nötiger Verformungen Hohlräume auftreten, in denen dann z.B. Quarz mit faserigem Wachstum (Palisadenstruktur) ausgeschieden wird (vgl. PFIFFNER 1977, Fig. 42).

Die *Feldspäte* im Grundgebirge zeigen ein im Vergleich zum Quarz spröderes Verhalten; sie sind z.T. zerbrochen, weisen Verformungszwillinge auf, zeigen daneben aber auch Anzeichen plastischer Verformung (undulöse Auslöschung, Verbiegung von Zwillinglamellen).

Interessant sind die *Nummulitenkalke* der Bürgen-Schichten, indem diese neben einem plastischen Fliessen beträchtliche Drucklösungserscheinungen zeigen (ein guter Aufschluss befindet sich z. B. bei der Abzweigung Kistenpassweg-Bifertenhütte, Koord. 721.755/186.400). Die Drucklösung zeigt sich in Form von subparallel angeordneten Drucklösungssäumen, an denen Nummuliten abgeschnitten erscheinen (s. auch NABHOLZ & VOLL 1963, Fig. 19a, AYRTON & RAMSAY 1974, Fig. 1). Das plastische Fliessen bewirkte eine Rotation der Nummuliten; der Betrag und die Orientierung dieser Verformungskomponente kann anhand der Einregelung der Nummuliten bestimmt werden (vgl. PFIFFNER 1977, p. 159) und entspricht einer Plättung senkrecht zu den Drucklösungssäumen. Die durch die Drucklösung definierte Schieferung entspricht der Schieferung der Calanda-Phase; sie kann insbesondere in die Kreidekalke und Globigerinenschiefer verfolgt werden, wo die Verformungsmechanismen auf mehr intrakristallinen Vorgängen beruhen.

Aber auch sprödes Verhalten gegenüber den Deformationsvorgängen der Calanda-Phase ist zu verzeichnen. So treten z. B. bei Falten ausserhalb der neutralen Fläche (im Bereiche der Dehnung parallel zur Schichtung) keilförmige Spalten auf; weiter beobachtet man auf Faltenschenkeln (im Bereiche nicht-koaxialer Verformungen, Scherungen) sigmoidale Spalten. Die Sekundärausfüllungen dieser Spalten zeigen oft ein faseriges Wachstum, und die Orientierung dieser Fasern lässt dann Rückschlüsse auf die Öffnungsrichtung ziehen (DURNEY & RAMSAY 1973). Das Gestein unmittelbar an den Spaltenrändern ist nicht wesentlich stärker verformt als das Nebengestein, so dass die Brüche als «deformationslose Brüche» zu klassifizieren sind.

Gesamthaft gesehen zeigt sich, dass in den verschiedenen Gesteinen und Mineralen zur gleichen Zeit verschiedenartige Verformungsmechanismen spielten (intrakristalline Vorgänge mit Stofftransport in festem Zustand, Rekristallisation, Bruch, Drucklösung, Stofftransport in gelöstem Zustand und Wiederausscheidung). Bei der Interpretation der Texturen der Gesteine muss berücksichtigt werden, dass diese von einem Metamorphose-Ereignis überprägt sind (siehe M. FREY 1969, 1974, 1976; M. FREY et al. 1973; NIGGLI 1974; KRAMERS 1973; AYRTON & RAMSAY 1974; PFIFFNER 1977). Diese Metamorphose ist deutlich Post-Calanda-Phase (die neuen Minerale wuchsen quer zur Schieferung der Calanda-Phase; vgl. z. B. PFIFFNER 1977, Fig. 35), bedeutet also eine Temperung der Texturen. Die intrakristallinen, plastischen Deformationen erlaubten das auffällig duktile Verhalten der Gesteine; sie sind gegenwärtig Objekte einer durchlicht-elektronenmikroskopischen Untersuchung.

Schlussfolgerungen

Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum ist das Resultat einer durchdringenden Verformung des südlichen Aarmassives und dessen Sedimentmantels. Überschiebungen und Falten lassen sich in der Streichrichtung über grössere Distanzen verfolgen. Die Ablösung von Strukturen kann in einem allmählichen Ausklingen derselben bestehen oder aber an markanten Querstörungen stattfinden. Überschiebungen (und z. T. Querstörungen) sind von Zonen hoher Verformung begleitet, welche beweisen, dass ein Teil der Verformungen vom Nebengestein aufgefangen wurde (duktile Brüche).

Kompetente Schichtglieder zeigen den Faltungsmechanismus der Biegung mit tangential-longitudinaler Verformung innerhalb der gefalteten Schicht; mehr oder weniger gleichzeitig mit der Biegung fand eine Plättung senkrecht zur Achsenebene statt. Diese Plättung kann rein geometrisch auch als eine einfache Scherung interpretiert werden, welche denselben Bewegungssinn hätte wie die Überschiebungen.

Die Überschiebungen der Calanda-Phase können in fast regelmässigen Abständen verteilt angelegt sein (z. B. Schuppen der Limmern-Front), oder aber es treten im Liegenden von wichtigeren tektonischen Trennungen (z. B. Frisal-Linie, Basalüberschiebungen der Tschep- und Calanda-Decke) gehäuft kleinere Schuppen auf (Val-Nauscha-Schuppenzone, Mirutta- und Orglen-Schuppen), welche eine intensive Verformung aufweisen.

Auf einem grossen Maßstab betrachtet sind Faltungen und Überschiebungen als mehr oder weniger gleichzeitig anzusehen. Im Detail erkennt man aber oft eine

komplizierte Abfolge von Faltungen und Überschiebungen, wobei einzelne Episoden oder Teilphasen von räumlich begrenzter Auswirkung sind.

Die Deformationsvorgänge der Calanda-Phase bewirkten eine ganze Reihe verschiedenartiger Reaktionen des Gesteins. Das oft sehr duktile Verhalten der Gesteine kann mit intrakristallinen Verformungsmechanismen in Zusammenhang gebracht werden (undulöse Auslöschung, Subkornbildung und Rekristallisation) und ist verbreitet in Kalken, tonreichen Gesteinen und z. T. quarzhaltigen Gesteinen, weniger in Dolomiten und feldspatführenden Gesteinen. Neben plastischem Fliessen (mit Stofftransport in festem Zustand) beobachtet man aber auch Drucklösung (mit Stofftransport in gelöstem Zustand und Wiederausscheidung), und zwar vor allem in Kalken. Schliesslich ist auch sprödes Verhalten (deformationslose Brüche) festzustellen, was vor allem in Quarziten, Dolomiten, dolomitierten Kalken und Echinodermenkalken auftritt.

Verdankungen

Der Verfasser möchte A.G. Milnes, J.G. Ramsay, S.M. Schmid und R. Trümpy für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danken. Die Arbeit wurde grösstenteils durch den Schweizerischen Nationalfonds finanziert (Projekt 2.436.71).

LITERATURVERZEICHNIS

- AYRTON, S.N., & RAMSAY, J.G. (1974): *Tectonic and metamorphic events in the Alps*. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 609-639.
- BISIG, W.K. (1957): *Blattengratflysch und Sardona-flysch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass-Elm-Ramital-Grosse Scheibe*. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 74.
- BORN, A. (1929): *Über Druckschieferung im varistischen Gebirgskörper*. - Fortschr. Geol. Paläont. 7/22, 329-427.
- BÜRGISSER, H.M. (1973): *Geologie des Talkessels zwischen Flimsenstein und P. da Sterls (Vorderrheintal, Graubünden)*. - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- BÜRGISSER, H.M., & FELDER, T.E. (1974): *Zur Geologie der Südabdachung der Segnas-Ringel-Gruppe (Vorderrheintal, Graubünden)*. - Eclogae geol. Helv. 67/3, 457-468.
- COTTRELL, A.H. (1965): *The mechanical properties of matter*. - Wiley, New York etc.
- DAVOUDZADEH, M. (1963): *Geologische Untersuchungen in der Umgebung von Tamins*. - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- DENNIS, J.G. (1967): *International Tectonic Dictionary*. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 7.
- DURNEY, D.W., & RAMSAY, J.G. (1973): *Incremental strains measured by syntectonic crystal growths*. In: DE JONG, K.A., & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and Tectonics* (p. 67-96). - Wiley, New York etc.
- ENGEL, N. (1976): *Géologie des environs de Panix (GR)*. - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- FELDER, T.E. (1973): *Geologie der Segnaskessel (Vorderrheintal, Graubünden)*. - Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- FREY, F. (1965): *Geologie der östlichen Claridenkette*. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 110, 1-267.
- FREY, M. (1969): *Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet*. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.
- (1974): *Alpine Metamorphism of pelitic and marly rocks of the Central Alps*. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54, 489-506.
- (1976): *Progressive low-grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with special reference to pyrophyllite and margarite bearing assemblages*. - Habilschr. Univ. Bern.
- 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.

- FRIEDMAN, G.M. (1965): *Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks.* – J. sediment. Petrol. 35/3, 643–655.
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die Geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe.* – Schwabe, Basel.
- (1919): *Geologie der Schweiz* (Bd. II). – Tauchnitz, Leipzig.
- HELBLING, R. (1938): I.: *Die Anwendung der Photogrammetrie bei geologischen Kartierungen.* – II: *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 76.
- HERRING, C. (1950): *Diffusional viscosity of a polycrystalline solid.* – J. appl. Phys. 21, 437–445.
- HIGGINS, M.W. (1971): *Cataclastic rocks.* – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 687.
- HOBBS, B.E., MEANS, W.D., & WILLIAMS, P.F. (1976): *An outline of structural geology.* – Wiley, New York etc.
- HSÜ, K.J. (1969): *A preliminary analysis of the statics and kinetics of the Glarus overthrust.* – Eclogae geol. Helv. 62, 143–154.
- HUDLESTON, P.J. (1973): *Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development.* – Tectonophysics 16, 1–46.
- JAEGER, J.C. (1969): *Elasticity, fracture and flow; with engineering and geological applications.* – Methuen and Science Paperbacks, London.
- KÄCH, P. (1972): *Geologie der Brigelserhörner.* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 172.
- KRÜSI, H.R. (1977): *Geologische, insbesondere strukturelle Untersuchungen am Panixerpass (GL–GR).* – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- LAMBERT, A. (1971): *Geologie des Gebietes zwischen Stelli und Untervaz (Calanda-Gruppe).* – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- MILNES, A.G., & PFIFFNER, O.A. (1977): *Structural development of the Infrahelvetic complex, eastern Switzerland.* – Eclogae geol. Helv. 70/1, 83–95.
- MURAWSKI, H. (1972): *Geologisches Wörterbuch.* – Enke, Stuttgart.
- NABARRO, F.R.N. (1948): *Deformation of crystals by motion of single ions.* – In: *Report of a conference on the strength of solids.* – Proc. phys. Soc. London 75.
- NABHOLZ, W.K., & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegungen im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz.* – Eclogae geol. Helv. 56/2, 755–808.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarner Alpen.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.
- PFIFFNER, O.A. (1972a): *Geologische Untersuchungen beidseits des Kunkelspasses zwischen Trin und Felsberg.* – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1972b): *Neue Kenntnisse zur Geologie östlich und westlich des Kunkelspasses (GR).* – Eclogae geol. Helv. 65/3, 555–562.
- (1977): *Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz.* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 217.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks.* – McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- RÜEFLI, W.H. (1959): *Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental.* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 75.
- SCHIELLY, H.P. (1964): *Geologische Untersuchungen im Deckengebiet des westlichen Freibergs (Kt. Glarus).* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 44.
- SCHMID, S.M. (1975): *The Glarus overthrust: field evidence and mechanical model.* – Eclogae geol. Helv. 68/2, 247–280.
- SIEGENTHALER, C. (1974): *Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe im Sernftal (Kt. Glarus).* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 201a.
- SPRY, A. (1969): *Metamorphic textures.* – Pergamon, Oxford etc.
- STRASSER, A. (1972): *Geologische Untersuchungen am Südfall des Ringelspitzes.* – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- STYGER, G.A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Käpffgruppe.* – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 77.
- TAN, B.K. (1976): *Oolithe deformation in Windgällen, Canton Uri, Switzerland.* – Tectonophysics 31, 157–174.
- TRÜMPY, R. (1944): *Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe.* – Unveröff. Diplomarb. ETH Zürich.
- (1949): *Der Lias der Glarner Alpen.* – Diss. ETH Zürich.
- (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse.* – Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–142.

- VERHOOGEN, J., TURNER, F.J., WEISS, L.E., WAHRHAFTIG, C., & FYFE, W.S. (1970): *The Earth, an introduction to physical geology*. – Holt, Rinehart & Winston Inc., New York etc.
- WEGMANN, R. (1961): *Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich (C), 76.
- WIDMER, H. (1948): *Zur Geologie der Tödigruppe*. – Diss. Univ. Zürich.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. – Diss. ETH Zürich.

GEOLOGISCHE KARTEN

- HELBLING, R. (1948): *Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25000* (mit Aufrissen und tektonischer Karte 1:100000). – Schweiz. geol. Komm.; Spez.-Karte 120/1–4.
- 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.
- SPICHER, A. (1972): *Tektonische Karte der Schweiz, 1:500000*. – Schweiz. geol. Komm.
- WEBER, F. (1924): *Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken, 1:50000*. – Schweiz. geol. Komm.; Spez.-Karte 102A.

Legende zur Tafel

Bezeichnungen der tektonischen Einheiten

| | | | |
|------------|---------------------------|------------|--------------------------------|
| <i>Bl</i> | = Blattengrat-Einheit | <i>oOr</i> | = obere Orglen-Schuppe |
| <i>Bü</i> | = Bündnerschiefer | <i>uOr</i> | = untere Orglen-Schuppe |
| <i>Cd</i> | = Calanda-Decke | <i>P</i> | = Punteglias-Teilmassiv |
| <i>Cg</i> | = Cavorgia-Schuppe | <i>PD</i> | = P.-d'Artgas-Decke |
| <i>CM</i> | = Crena-Martin-Schuppe | <i>PL</i> | = Prau-Lurign-Schuppe |
| <i>Cv</i> | = Cavistrau-Decke | <i>Pz</i> | = Pizalun-Schuppe |
| <i>D</i> | = P.-Dado-Schuppen | <i>RF</i> | = Ragazer Flysch |
| <i>Fu</i> | = Furggenhorn-Schuppe | <i>S</i> | = Stelli-Schuppe |
| <i>Ga</i> | = Gavirolas-Schuppe | <i>SF</i> | = Sardona-Flysch |
| <i>Gc</i> | = Garschlichopf-Einheit | <i>T</i> | = Trunser Teilmassiv |
| <i>IV</i> | = Ilanzer Verrucano | <i>Tg</i> | = Tgietschen-Schuppe |
| <i>Ka</i> | = Kaminspitz-Decke | <i>Tp</i> | = Tschep-Decke |
| <i>LF</i> | = Limmernfront-Schuppen | <i>TV</i> | = Tavetscher Zwischenmassiv |
| <i>Ma</i> | = Maliens-Schuppe | <i>V</i> | = Verrucano (der helv. Decken) |
| <i>Mi</i> | = Mirutta-Schuppen | <i>Vä</i> | = Vättner Einheit |
| <i>NHF</i> | = nordhelvetischer Flysch | <i>VN</i> | = Val-Nauscha-Schuppenzone |

