

**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae  
**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft  
**Band:** 56 (1963)  
**Heft:** 2

**Artikel:** Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)  
**Autor:** Nabholz, Walther K. / Voll, Gerhard  
**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-163044>

### **Nutzungsbedingungen**

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

### **Conditions d'utilisation**

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

### **Terms of use**

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

**Download PDF:** 17.04.2026

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

# Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)<sup>1)</sup>

Von Walther K. Nabholz (Bern) und Gerhard Voll (Berlin)

Mit 28 Textfiguren

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft<sup>2)</sup>.

## INHALTSVERZEICHNIS

Summary . . . . .	756
Einleitung und Problemstellung . . . . .	756
Methoden, Nomenklatur . . . . .	759
1. Schichtung und geopetale Gefüge . . . . .	760
2. Erste Schieferung, Faltung und Streckung . . . . .	767
a) Schieferung . . . . .	767
b) Quarzgänge . . . . .	769
c) Faltung . . . . .	770
d) Streckung . . . . .	771
e) Schuppenbildung . . . . .	773
3. Zweite Faltung, Schieferung und Streckung . . . . .	774
a) Faltung . . . . .	774
b) Schieferung . . . . .	780
c) Streckung . . . . .	782
d) Allgemeine Bemerkungen . . . . .	783
4. Dritte und weitere Faltungen, Schieferungen und Streckungen . . . . .	784
5. Faltung um Achsen parallel zur Streckungsfaser . . . . .	787
6. Verhältnis der Metamorphose zu Faltung und Schieferung . . . . .	787
7. Vergleich mit benachbarten Gebieten . . . . .	789
8. Deutung . . . . .	796
9. Zusammenfassung . . . . .	803

<sup>1)</sup> Über den Inhalt der vorliegenden Arbeit referierten die Autoren an der Tagung der Geologischen Vereinigung in Bern, am 9. März 1963. Der rein gefügekundliche Teil der Arbeit wurde vom zweitgenannten Autor ausgeführt. Im Gebiet des Profils südlich Ilanz, das vom erstgenannten Autor seit Jahren im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission kartiert wird, wie auch in der Scopi-Mulde am Lukmanierpass, unternahmen beide Autoren im Sommer 1962 eine Reihe gemeinsamer Begehungen, bei denen sie unter anderem auch von den Herren W. JUNG und J. D. FREY aus Zürich besucht wurden.

<sup>2)</sup> Die Autoren sprechen dem Stiftungsrat der genannten Stiftung und insbesondere dessen Präsidenten, Herrn Prof. Dr. J. CADISCH, für den namhaften Beitrag an die Druckkosten ihren besten Dank aus.

## SUMMARY

Structures and lithology were studied along a cross-section through the Eastern cover of the Gotthard Massif (Swiss Alps) and in selected areas from the Penninic and Helvetic nappes of the neighbourhood. Grading, distribution of heavy minerals and the intersections bedding (ss)/first cleavage ( $s_1$ ) or ss/quartz veins served to recognize the sequence of mesozoic strata as right way up. First Folds ( $B_1$ ) were developed into a Schuppen-Structure with flat transport towards the N. Only the long, noninverted limbs are preserved.  $s_1$  lies close to ss everywhere and dips more steeply towards the South. Quartz veins follow  $s_1$  in psammopelitic rocks. Continued rotational deformation results in symmetry-constant repeated refolding and releveling. The fold-axes of all phases of folding vary from ENE – trend over EW-, NS- into NNE-strike. At the same time the rotation of the short fold-limbs changes from towards NNW towards N, E and, finally, ESE. Single fold-axes curve and the axes of overriding or neighbouring folds vary. The sense of rotation is interpreted as gravitational gliding from the massif-culmination towards the E. During all phases of folding the rocks are stretched, the stretching lineation has a constant NNE-trend. The stretching fabrics are rotated and renewed during each repetition of the symmetry-constant folding. The folds of the second and later phases do not exceed the 10 m-range.

Clastic carbonate and quartz-grains are preserved but strongly recrystallized. Their recrystallisation lasts through all phases of deformation. There is no static annealing to outlast the deformation. The culmination of chloritoid-growth is, however, late in the deformational history.

This deformation continues towards the South into the most northerly Penninic nappes. The Penninic nappes of the Engadin window show a similar deformation with symmetry-constant refolding, NW-SE-stretching and flat cleavages correlated to the nappe transport. The overlying Ötztal-gneiss-nappe and its mesozoic cover have, at the same time, suffered deformation after  $B_1$ ,  $s_1$  and this NW-SE-stretching without refolding. The Helvetic nappes North of our area have suffered the same NW-SE-stretching (in  $a_1$ );  $s_1$  and this stretching were developed during the nappe transport. The intensity of the deformation decreases within these nappes towards the North and upwards. It was accompanied by a phyllitic metamorphism everywhere. There is no trace of a pre-metamorphic nappe transport which left no traces in the fabrics. Folds, nappe boundaries, Schuppen-structure, cleavages and stretching can be related to our first or later phases of folding everywhere.

## EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Man kann in den Alpen zweierlei Bauelemente unterscheiden:

1. die autochthonen «Massive» zusammen mit ihrer jungpaläozoisch-mesozoisch-tertiären Sedimentbedeckung.
2. Decken, horizontal weit verfrachtete Gesteinspakete aus sialischem Untergrund und (oder) jungpaläozoischer und jüngerer Sedimentbedeckung, oft geosynklinaler Natur.

Diese Unterscheidung darf nicht scharf trennen, da verschiedene Züge zwischen diesen Elementen vermitteln. Einmal können sowohl in den «Massiven», als auch in den Decken Teile des präalpidisch deformierten u. z. T. metamorphisierten Untergrunds erscheinen. Zum anderen können die Sedimentserien auch der Massivbedeckung geosynklinale Mächtigkeit erreichen (z. B. Flysch des tertiären (par-) autochthonen Helvetikums). Und schliesslich sind die Baustile nicht scharf getrennt, da die «Massiv»-Gebiete völlig von der alpinen Orogenese überwältigt und durchbewegt wurden. Dabei entwickelten sich auch in den «Massiven» kleinere und grössere, horizontal verfrachtete Schuppen und kleine Decken, die sich in ihrem Bildungsmechanismus nicht von den grossen Decken mit ihren Gneiskernen unterscheiden.

Das hier behandelte Profil südlich Ilanz (vgl. Fig. 1) rechnet man zu einem der «Massiv»-Gebiete, zum Gotthard-Massiv. Von diesem umfasst es nur die post-

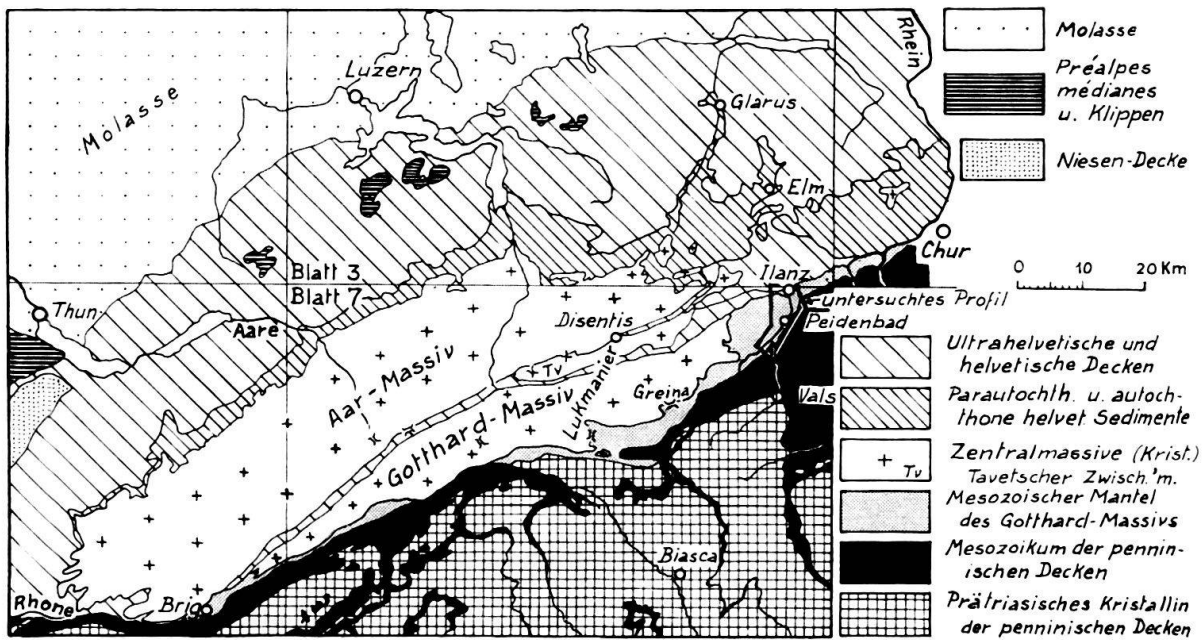


Fig. 1. Die geologisch-tektonische Lage des Untersuchungsgebietes.  
(Mit Blatteinteilung der Geologischen Generalkarte der Schweiz, 1:200000.)

karbonen Deckserien des präalpidischen Grundgebirges: mächtigen Verrucano (der nur teilweise ins Gebiet hereinreicht), eine dünne Triasfolge und wieder mächtiger entwickelten Lias. Die Serie wurde von NABHOLZ (1948) gegliedert; die bis dahin von R. STAUB (1938) und andern Autoren als Bündnerschiefer angesprochenen Serien wurden als Lias erkannt, dieser unterteilt. Der Bau wurde als flacher, N-vergenter, aufrechter, autochthoner Schuppenbau gedeutet.

1961 dehnten BAUMER, FREY, JUNG & UHR ihre Untersuchungen von westlichen Gebieten auch in dieses Profil aus. Sie schliessen, dass die von NABHOLZ als aufrecht gedeutete Schichtfolge invertiert sei (in der nördlichsten, mächtigsten Schuppe) und ohne aufrechten Flügel vorliege. Daraus folgerten sie, dass die Serien höchstens noch als parautochthon zu betrachten seien und dass beträchtliche Horizontaltransporte sie betroffen haben.

Eines der Probleme der Untersuchung lautet also: besteht die Inversion wirklich, oder war die von NABHOLZ (1948) gegebene Deutung der aufrechten Lagerung richtig?

Weiterhin sind die Probleme geotektonisch-gefügekundlicher Natur. Die Deformation des studierten Gebietes erweist sich als typisch für die weitere Umgebung und gibt bedeutsame Hinweise auf die Verformung anderer Gebiete im und quer zum Streichen. Nördlich an die Profillinie anschliessend (etwa im Tal des Vorder- rheins) liegt die Wurzel der helvetischen Hauptschubmasse der Glarner Alpen (R. HELBLING, 1938), die R. STAUB (1954) als Glärnisch-System und 1961 als Glärnisch-Decke bezeichnet. Weiter nördlich dieser Wurzellinie folgen die (par-) autochthone Hüllserien des Aar-Massivs, mit dessen kristallinem Unterbau in einen intensiven, nordvergenten Schuppenbau verwickelt.

Damit erhebt sich die Frage nach dem Baustil dieser autochthonen «Massiv»- Gebiete im Vergleich mit dem der Decken im helvetischen, nördlichen und im penninischen, südlichen Bereich (Lugnezer Schiefer, Grava Serie, Adula-Decke).



Diese Frage schliesst viele Teilfragen in sich: eine davon ist die nach dem Mechanismus der Deckenbildung, ob die an Deckenserien beobachteten Gefüge der Deckenbildung angehören, ob sie ganz oder teilweise den fertigen Decken aufgeprägt sind. Mit anderen Worten: sind die beobachtbaren Faltungen, Schieferungen und Streckungen während der Horizontaltransporte oder nach ihnen gebildet? Damit fragt man: sind die gewaltigen Decken vormetamorph gebildet? WUNDERLICH (1958, p. 148), PLESSMANN und WUNDERLICH (1961, p. 206), sowie CHATTERJEE (1961, p. 54) und (1962, p. 597) haben diese Frage positiv beantwortet. Dies führt weiter zu den Fragen: Ist die Gefügebildung für «Massiv»- und Hüllgebiete eine mechanisch und zeitlich einheitliche und – wenn auch graduell verschiedene –, so doch prinzipiell ähnliche? Haben verschiedene «Massiv»- oder Deckengebiete ihre Gefügebildung zu verschiedener Zeit und in verschiedener Weise erlitten? Bestehen prinzipielle Unterschiede etwa in der Deformation der penninischen und der helvetischen Decken? Sind die einen unter Metamorphose ihres Gefüges und Mineralbestands gewandert, die anderen nicht? Lässt sich eine Stockwerktektonik erkennen, vermag sie Auskunft zu geben über die Bedeckung bei den Horizontaltransporten? Die Antwort verlangt zunächst das Eingehen auf die bescheideneren Fragen nach dem Mechanismus der am Ort erfolgten und beobachtbaren Faltungen, Wiederfaltungen, Schieferungen und Streckungen.

#### METHODEN, NOMENKLATUR

Aufbauend auf die bisherigen, stratigraphischen Kenntnisse sind die verwendeten Methoden die der Gefügekunde. Auch sedimentäre Gefüge, wie Grading und Schwermineral-Anreicherungen wurden beachtet. Als unterscheidbare Gefüge wurden ausgeschieden:

ss = Schichtung mit sedimentären Korngrößen- und Material-Unterschieden, mit Grading und Seifenbildung.

$s_{1s}$  = Flächenschar der ersten Schieferung, die mit ihrem Versetzungssinn die Gesamtrotation unterstützt. «Synthetische»  $s_1$ -Schar.

$s_{1a}$  = Flächenschar der ersten Schieferung, die mit ihrem Versetzungssinn der Gesamtrotation entgegenarbeitet ( $s_{1a}$  ist  $s_{1s}$  konjugiert). «Antithetische»  $s_1$ -Schar.

$s_2$

$s_3$  = Zweite, dritte, vierte Schieferung.

$s_4$

$\beta_1$

$\beta_2$  = Schnittgerade zwischen ss und  $s_1$ , bzw.  $s_2$  und  $s_1$ ,  $s_3$  und  $s_2$ ,  $s_4$  und  $s_3$ .

$\beta_3$

$\beta_4$

$B_1$

$B_2$  = Achse erster, zweiter, dritter und vierter Falten.

$B_3$

$B_4$

str<sub>1</sub>

str<sub>2</sub> = Streckung im Zusammenhang mit erster, zweiter usw. Faltung.

str<sub>3</sub>

str<sub>4</sub>

$B_1'$

$B_2'$  = Fältchen, die sich mit  $str_1, str_2$  usw. bilden und die Streckung mit gleichem Index überleben, deren Achse streng parallel der Streckungsfaser bleibt.

$B_3'$

$B_4'$

Als erste Faltung, Schieferung und Streckung wurden die Gefügeelemente dieser Art bezeichnet, die als erste der Schichtung aufgeprägt sind. Eine hypothetische, vormetamorphe Faltung, die keine beobachtbaren Gefüge-Äquivalente im Gestein hinterlassen hat, wurde nicht gefunden. Sie wäre vor der  $B_1-, s_1-, str_1-$  Bildung anzusetzen und könnte als  $B_0$  bezeichnet werden.

Die Indizierung der Falten ergibt sich dadurch, dass die zweite Faltung die Schieferung (und Falten) der ersten faltet, die dritte die Falten und Schieferung der zweiten usw.

Als methodisch wertvoll hat sich auch hier die Erkenntnis erwiesen (VOLL, 1960, p. 561), dass Quarz- und Quarz-Ankerit-Gänge sich bei Metamorphose in Chloritschieferfazies (Phyllite) in ihrer grossen Mehrzahl in pelitbetonten und mergeligen Ausgangsgesteinen parallel  $s_1$  (genauer: parallel  $s_{1a}$ ) bilden. Bei weiteren Wiederfaltungen und -Schieferungen verhalten sie sich passiv, während sich neue Quarzgänge parallel zu den jüngeren Schieferungsflächen kaum bilden. Dies gilt nicht mehr streng in sehr quarzreichen und rein kalkigen Ausgangssedimenten, wo sich auch bei Wiederschieferungen  $s$ -parallele Gänge dieser Art bilden können. Kommt dies vor, so erkennt man diese Gänge leicht daran, dass sie mit einer jüngeren Schieferung zusammen die erste durchsetzen, nicht der ersten folgen, mit der die  $s_1$ -parallelen, ersten Gänge gefaltet und durchschiefert sind.

Da diese  $s_1$ -parallelen Quarz-Karbonat-Gänge stets gut sichtbar sind und auch bei mehrfacher Wiederfaltung oft noch mit den Schichten, die sie durchsetzen, erhalten bleiben, gestatten sie die zur Konstruktion grösserer  $B_1$ -Falten nötige  $ss/s_1$ -Überschneidung abzulesen. Mit Hilfe solcher Gänge kann man diese Überschneidung auch dort noch erkennen, wo der Winkel  $ss/s_1$  durch starke Dehnung der geschieferten Lagen sehr klein wurde, oder wo die  $s_1$ -parallele Glimmer-Basis-Orientierung im Zuge wiederholter Faltungen und Schieferungen verwischt wurde.

### 1. Schichtung und geopetale Gefüge

Der im nördlichsten Teil des Profils erhaltene Verrucano lässt  $ss$  kaum, Unten/Oben-Nachweise nicht erkennen. Seine aufrechte Lagerung ist durch die Überlagerung durch den Melser Sandstein fast sicher. In der darüber folgenden geringmächtigen Trias ist die Schichtung in Rötidolomit und Quartenschiefern, stark gefaltet und zerschert, noch erkennbar. Sedimentäre Unten/Oben-Nachweise haben wir dort noch nicht gefunden. Dagegen zeigen die Quartenschiefer bei der Strassenkurve südlich oberhalb Peidenbad (Koord. 734,3/175,0) in einer südlicheren Triaschuppe Gradierung in rhythmischen mm-Fein-Schichten, mit normaler Lagerung. Im übrigen geht für die Triasvorkommen normale Lagerung schon aus der kartierbaren Abfolge der Schichtglieder hervor.

Im Lias, der die Hauptmasse der Profil-Serien aufbaut, ist die Schichtung fast überall erkennbar. Sie kommt zum Ausdruck einmal im Verband der von NABHOLZ (1948) ausgeschiedenen Lias-Glieder. Besonders die Serien der kieslig-sandigen

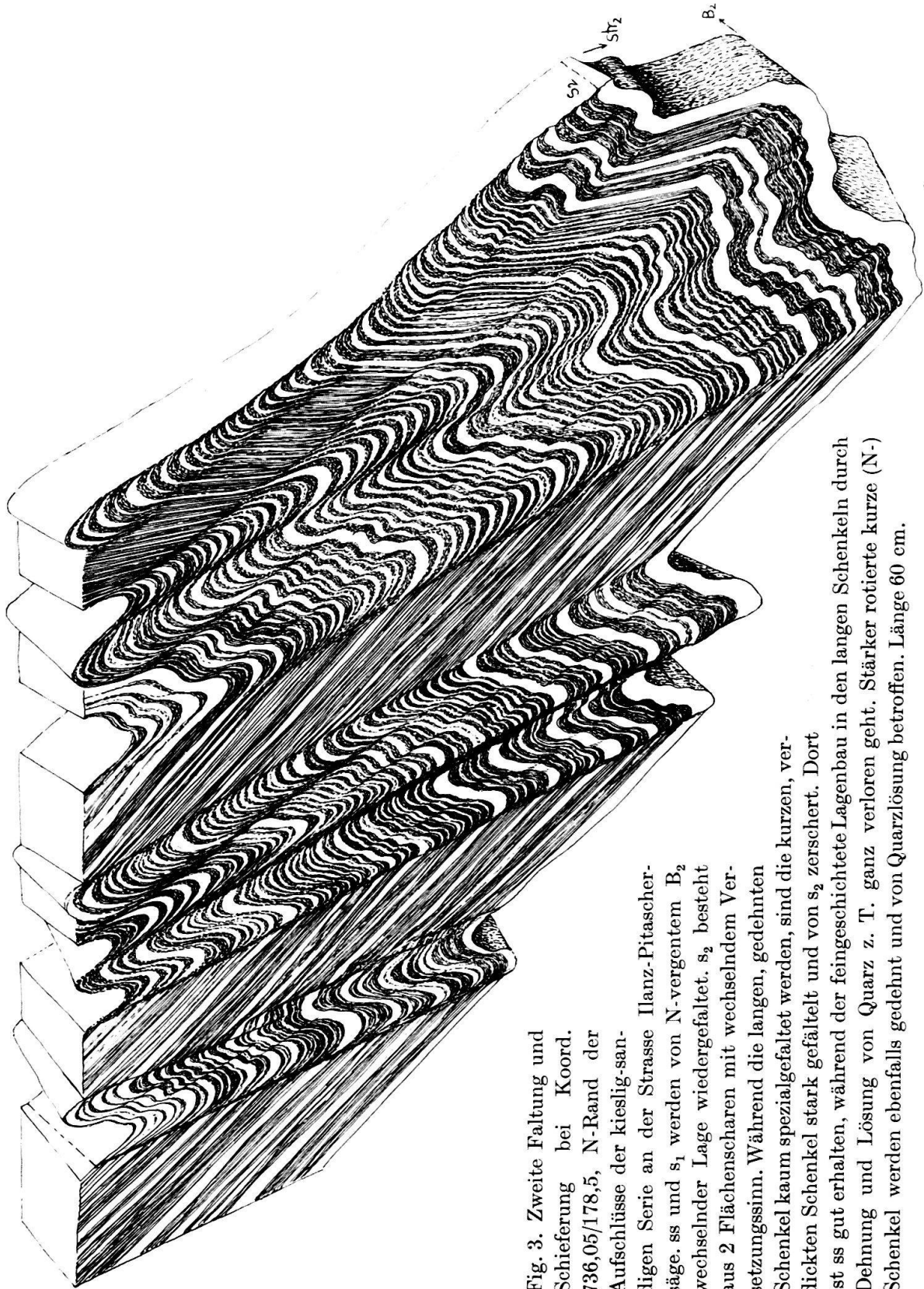


Fig. 3. Zweite Faltung und Schieferung bei Koord. 736,05/178,5, N-Rand der Aufschlüsse der kieslig-sandigen Serie an der Strasse Ilanz-Pitascher-säge.  $ss$  und  $s_1$  werden von N-vergentem  $B_2$  wechselnder Lage wiedergefaltet.  $s_2$  besteht aus 2 Flächenscharen mit wechselndem Ver-setzungssinn. Während die langen, gedehnten Schenkel kaum spezialgefaltet werden, sind die kurzen, verdickten Schenkel stark gefaltet und von  $s_2$  zerschert. Dort ist  $ss$  gut erhalten, während der feingeschichtete Lagenbau in den langen Schenkeln durch Dehnung und Lösung von Quarz z. T. ganz verloren geht. Stärker rotierte kurze (N-) Schenkel werden ebenfalls gedehnt und von Quarzlösung betroffen. Länge 60 cm.

Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern, und die groben Sandkalke und Quarzite bilden massive Leithorizonte, die weithin am Gehänge aufgeschlossen sind (siehe Fig. 2).

Diese Serien sind gut genug aufgeschlossen, um erste, grosse Falten in ihnen zu erkennen. Solche Falten finden sich nicht, alle beobachtbaren Falten sind zweite oder jüngere. Waren also in der Serie erste oder gar vormetamorphe Falten ( $B_0$ ) vorhanden, so mussten ihre Amplituden und Wellenlängen über die Ausmasse des Profils hinausgehen. Heute liegen die Liasschichten als planparallele Platten übereinander, die in sich nur durch jüngere Faltungen kleingefaltet sind. Damit sind auch die unter, zwischen und über diesen kompetenten Lagen liegenden inkompetenten Schichtglieder der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite, der mausgrauen, tonigen Kalkschiefer und der Serie mit unruhiger Sedimentation als solche planparallele, kleingefaltete Platten erkennbar.

Die Schichtung einzelner Bänke und Lagen ist in allen kompetenten Paketen sehr gut erhalten. In den inkompetenten ist sie stark gefaltet und zerschert. Aber in den verdickten Schenkeln und Scheiteln zweiter und dritter Falten sind immer noch alle Details von ss erkennbar (Fig. 3, 5). Als Schichten treten in erster Linie auf:

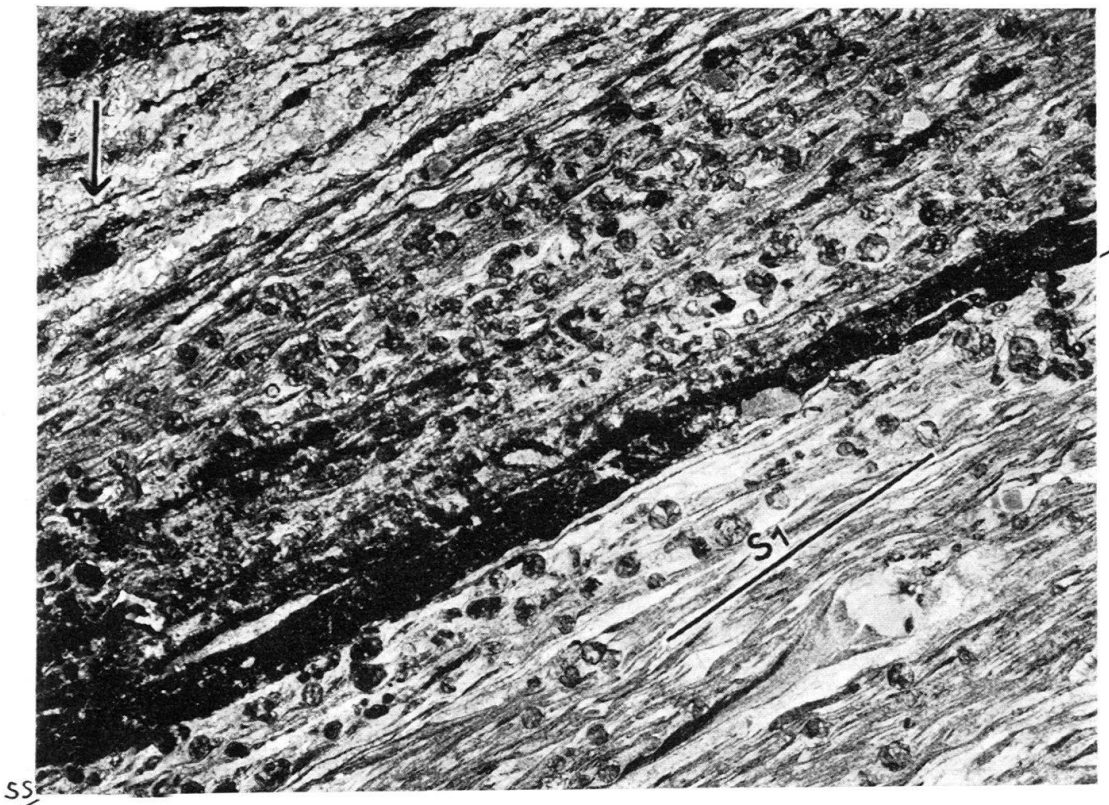


Fig. 4. Crinoidenkalk. Lias aus der Serie direkt über der Trias nördlich Peidenbad. Die Crinoidenstengel sind in diesem  $str_1$ -parallelen Schliff fast alle senkrecht zum Zentralkanal getroffen, waren also schon sedimentär mit diesem zur Trogachse parallel geregelt. Sie sind kaum deformiert. An sie schliessen sich ange Streckungshöfe mit sehr feinen, parallel  $str_1$  gelängten Calcit-Körnern an. Die lange Achse der Streckungshöfe liegt unter einem spitzen Winkel zu ss. Ooide (?) sind stark in  $s_1$  geflacht, in  $str_1$  ausgezogen. Vergr.  $5\times$ . Pfeil=geographisch unten.

1. Bis über 1 m mächtige Sandsteine und Kalksandsteine, meist kalkig, oft mit Crinoiden-Stielgliedern oder deren Bruchstücken (Fig. 4, 9). Es lässt sich nicht sicher entscheiden, ob an diesen dickeren Bänken neben solchen Kalksammiten und zooklastischen Kalken auch Bänke mit ganz oder teilweise chemischer Kalkfällung (mit oder ohne Mithilfe von Organismen) beteiligt sind. Doch darf man hierher wohl die karbonatischen Oolithe rechnen, die besonders im obersten Teil des Lias-Profiles verbreitet sind. Die Oolithe bauen 1 cm bis über 10 cm dicke Lagen auf, die mehrfach repetiert übereinander folgen und stets sehr gute Grössenauslese der Oolithe zeigen. Nicht selten nehmen Crinoiden-Bruchstücke an diesen Lagen teil und zeigen, dass auch die Oolithe durch Strömung

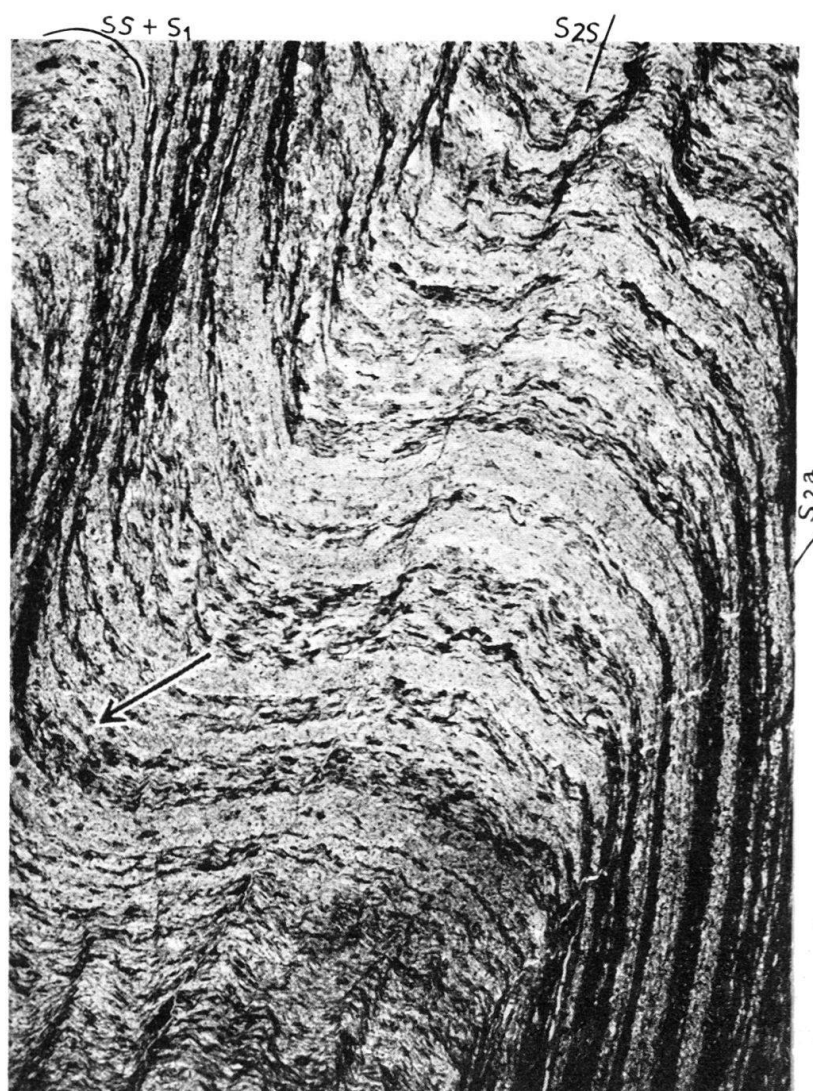


Fig. 5. Rhythmit aus der kieslig-sandigen Serie (Koord. 736,05/178,5, wie Fig. 3). Die Glimmer und – als Abbildungskristallite – die Chloritoide (kleine dunkle Flecken in Glimmerlagen) liegen mit der Basis noch  $s_1$  parallel.  $ss$  und  $s_1$  sind durch  $B_2$  gefältelt. In den Schenkeln der Fältchen bilden sich beginnende anti- und synthetische  $s_2$ -Flächen,  $ss$  ist im verdickten Schenkel gut erhalten, in den gedehnten und verdünnten Schenkeln verschmelzen die Schichten teilweise. Zwischen  $ss$  und  $s_1$  ist ein Winkel nicht erkennbar. Vergr.  $4 \times$ . Pfeil = geographisch unten.

transportiert sind. Während der Ablagerung der zooklastischen Kalke und Kalksandsteine mussten die Strömungen immerhin stark genug gewesen sein, um Komponenten bis ca. 2 cm Durchmesser zu transportieren. Ein Hiatus in der Korngrösse ist oft noch erkennbar und geht wohl auf teilweise schwebenden, teilweise hüpfenden Transport zurück. Die Herkunftsrichtung kann man in unserem Gebiet dem Sediment nicht sicher entnehmen. In vielen Schliften fällt auf, dass Crinoiden-Stielbruchstücke mit dem Zentralkanal  $\pm$  parallel dem regionalen Streichen liegen (Fig. 4). Diese Einregelung ist nicht allein durch tektonische Vorgänge zu deuten; eventuell weist sie auf einen kurz vor der Ablagerung erfolgten Transport parallel zur Trogachse hin. Als Schwerminerale treten in allen Liassedimenten Magnetit, Turmalin, Zirkon und Rutil auf. Der klastische Turmalin ist mittelstark gelbbraun bis olivbraun gefärbt, sehr selten mit schmalen (z.T. in der Streckungsrichtung längeren) blaugrünen metamorphen Rinden. Auch diese Klastika geben keinen sichern Hinweis auf das Herkunftsgebiet.

2. Graphitoid-reiche Pelit-Schiefer ohne oder mit rhythmischer Wechsellagerung mit mm- und cm-Psammit- und Kalkpsammit-Lagen (Fig. 3, 5, 7). Nur selten ist der Rhythmus ein regelmässiger A-B-A-B-Rhythmus. Meist schwankt die Dicke der psammitischen Lagen von  $\frac{1}{2}$  mm bis mehrere cm (meist bis 2 cm).



Fig. 6. Lias aus der Profilbasis, dicht südwestlich Sevgein. Die Schichtung war bereits sedimentär unruhig auskeilend. Ihr liegt das noch durch Glimmer tapezierte  $s_1$  ununterscheidbar parallel.  $ss$  und  $s_1$  sind durch  $B_2$  intensiv gefältelt, die antithetische  $s_2$ -Schar dominiert. Solche  $s_2$ -Flächen treten in den Schenkeln aller Fältchen auf, durchdringen das Gefüge jedoch noch nicht. Vergr.  $5\times$ . Pfeil=geographisch unten.

Oft keilen die psammitischen Lagen spitz- bis stumpf-linsig aus (Fig. 6). Tonige Häute und Anreicherung von Schwermineralen dazwischen deuten darauf hin, dass es sich dabei um Feinabtrag, wohl z.T. in Verbindung mit Ripple-Current-Bedding handelt. Das Pelit-/Psammit-Verhältnis in solchen feingeschichteten Bereichen beträgt meist ca.  $\frac{3}{2}$  bis  $\frac{1}{1}$ .

Der erste der beiden genannten Typen herrscht in den kompetenten Paketen vor, doch kommen beide Typen in allen Schichtgliedern wechsellagernd vor. Nur der schwarzen Tonschieferserie zuunterst im Liasprofil sind die dickeren Bänke fremd. Hier herrschen sandige Pelite vor, in denen man häufig die erwähnten Rhythmite findet. Typische Turbidite fehlen in der ganzen Schichtabfolge.

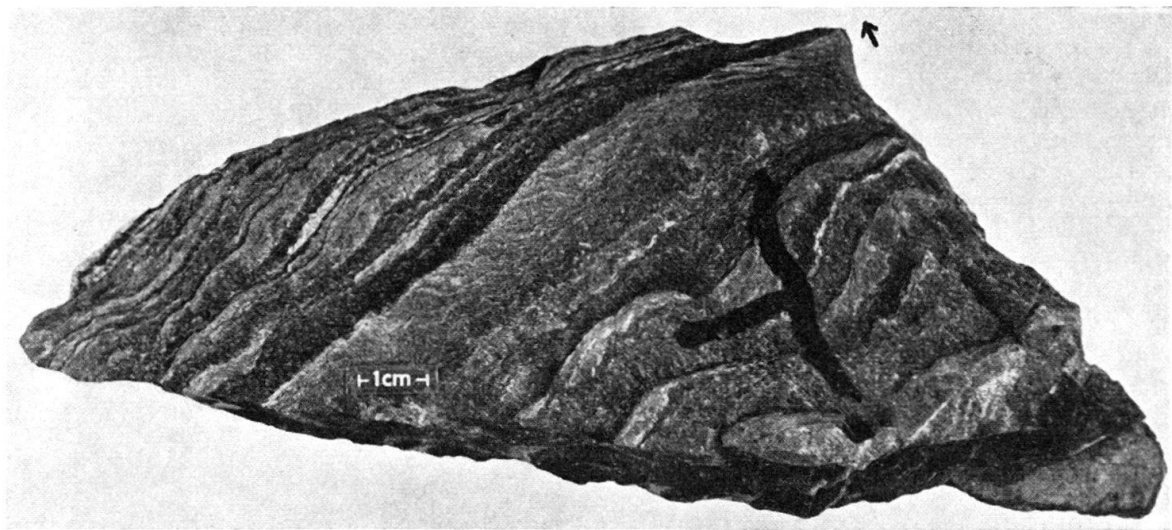


Fig. 7a. Gradierung in Rhythmit, - 60m nördlich des Lawinendachs, das an der Strasse Ilanz-Peidenbad beim Kilometerstein 4 liegt -, an der Oberseite der kieslig-sandigen Serie. Die rhythmische Schichtung im mm- bis cm-Bereich zeigt z. T., Gradierung (Pfeil deutet nach unten) und linsiges Auskeilen. Die photographierte Fläche liegt  $s_2$  fast parallel, die Schnittgerade  $ss/s_2$  streicht NW.  $ss$  ist hier um eine  $B_2$ -Falte (abwickelbar) verbogen. Trotzdem sind die Feinheiten der Schichtung noch gut erkennbar. Die feine,  $ss$  durchziehende Bänderung ist durch metamorphe Bänderung parallel  $s_2$  geschaffen und hier schräg angeschnitten.

Anmerkung während der Drucklegung: Der vom Fluss sauber gewaschene Aufschluss, von dem das in Fig. 7 abgebildete Handstück stammt, wurde bei einem Hochwasser im August 1963 leider meterhoch von Flussgeschiebe überdeckt.

Grading fanden wir in den dicken Bänken nicht. Dagegen konnte es in einigen Fällen in den Rhythmiten nachgewiesen werden. Dort tritt es in 2 mm bis 3 cm dicken Lagen auf, die an der Basis 15 Vol % Glimmer enthalten und nach oben in Pelit-Phyllite übergehen (Fig. 7a und 7b). In solchen Rhythmiten zeigen nur einzelne Lagen oder Pakete aus 2-7 Feinschichten die Gradierung des Stoffbestands, die meisten Lagen sind beiderseits scharf begrenzt (Fig. 3, 5, 6). Solches Grading tritt auf, gleich, ob die Rhythmit-Pakete in den kompetenten Horizonten den dickeren Kalkpsammitpaketen zwischengeschaltet sind, oder in den inkompetenten zwischen dünneren Psammit- oder zwischen Pelit-Lagen liegen.

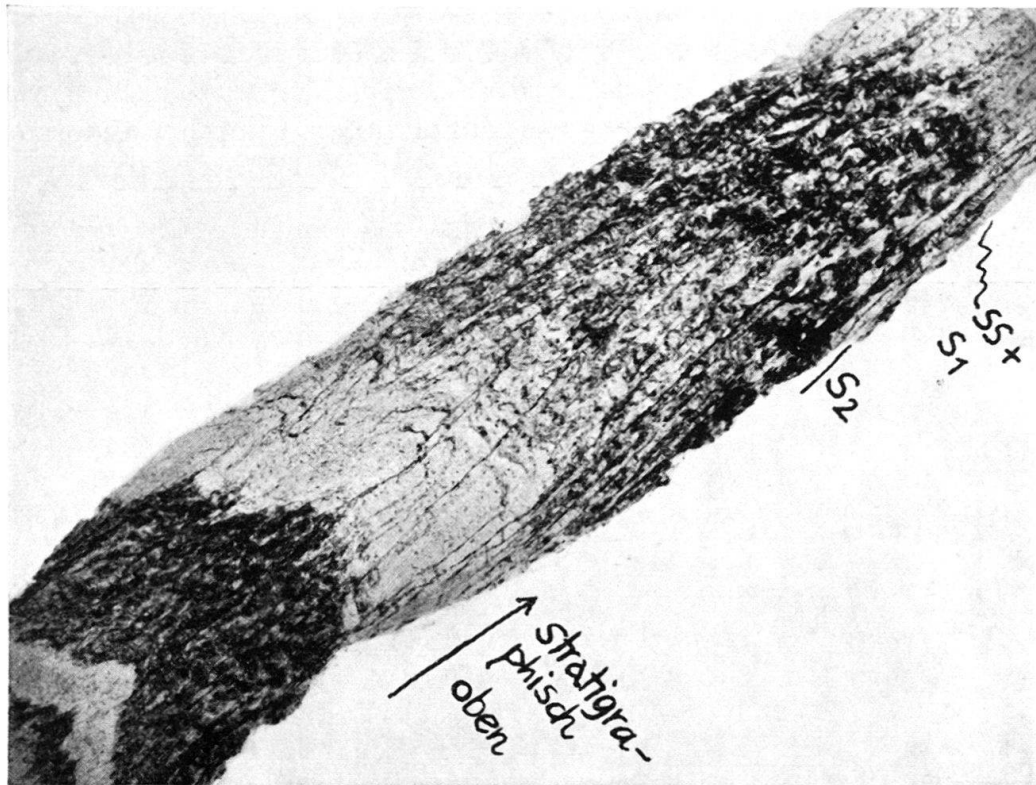


Fig. 7b. Gradierung in Rhythmit, Dünnschliff aus der in Fig. 7a abgebildeten Gesteinsprobe. Die 2 cm dicke Lage ist an der Basis quarzreich und wird nach oben allmählich reicher an Glimmer und Graphitoid (+Chloritoid). Vergr. 4×.

Gradierung der Korngrößen kann man nicht mehr finden, da die klastischen Körner in diesem Sedimenttyp fast restlos rekristallisiert sind. Klastische Feldspäte, welche die Deformation ohne anschließende Rekristallisation überlebt haben könnten, finden sich nicht. Das Studium der Veränderung der Korngröße von Schwermineralen über ganze Schichten hinweg verlangt eine sehr grosse Zahl von Schliffen, da diese Minerale in den Schichten selten sind. Gelegentlich findet man (z.B. SW Sevgein im Basislias oder in den Rhythmiten der kieslig-sandigen Serie) Magnetit, Turmalin, Zirkon und Rutil an den Schichtgrenzen angereichert. Nur in einem Fall war es möglich, daraus Oben und Unten abzuleiten, da in allen anderen Schliffen die Schwerminerale nicht auf, sondern in den Glimmerfilmen liegen, deren Dicke meist unter der Korngröße der Schwerminerale bleibt. In dem verwendbaren Fall betrachteten wir die dünne Glimmerlage als tonige Bedeckung der älteren Schicht, die auf der Glimmerlage (z.T. bereits zwischen Quarz-Körnern) liegenden Schwerminerale als Basis der nächstjüngeren Schicht. Turmalin, Zirkon und Rutil waren stets gut abgerollt, Magnetit eckig bis gerundet.

Insgesamt blieb der Charakter der Sedimentation (auch in bezug auf den Graphitoid-Gehalt) durch die ganze Serie ähnlich, nur die Verhältnisse der verschiedenen Schichtarten wechseln quantitativ. Die Frage, wieweit es sich bei den grobklastischen Einschaltungen um mehr oder minder lokale Schüttungskegel oder -Linsen handelt oder um auf ...zig km durchhaltende Horizonte, kann hier nur aufgeworfen, nicht gelöst werden.

Wir fanden solche Gradierung an 10 Stellen (siehe Fig. 2), in allen Horizonten, mit Ausnahme der mausgrauen, tonigen Kalkschiefer. Stets zeigt sie aufrechte Lagerung an, in Übereinstimmung mit dem einen Fall der verwertbaren Schwermineralanreicherung. Das bedeutet an sich nicht notwendig, dass die ganze Liasserie aufrecht liegt. Die Fundstellen könnten ja in den nicht invertierten kurzen Schenkeln erster oder vormetamorpher Falten höherer Ordnung liegen, die ihrerseits noch grösseren (über das Profil hinausreichenden) ersten oder vormetamorphen Falten zugeordnet wären, Falten, welche die von BAUMER, FREY, JUNG & UHR (1961) geforderte Inversion besorgten. Da jedoch zumindest die kompetenten Horizonte überblickbar sind, müsste man solche Falten sehen. Schichten mit Grading kann man oft auf über 10 m im Aufschluss verfolgen. Da sie auf diese Distanz keine solchen Falten erkennen lassen, müssten diese noch grösser sein. Man müsste sie also an den aufgeschlossenen Profilwänden ohne weiteres erkennen. Dies ist nicht der Fall und wir schliessen folglich, dass das Grading in der Lage der Schichten gefunden wurde, die dem ganzen Profil, d.h. den grossen, planparallelen Platten der Lias-Horizonte zukommt. Dies ergibt sich schon aus der Wahrscheinlichkeit. Es wäre höchst sonderbar, wenn wir Grading nur in solchen kurzen, nicht invertierten Schenkeln einer insgesamt invertierten Folge gefunden hätten. Zwar könnten solche Schenkel verdickt sein und damit Gradierung besser erhalten. Wir haben aber Grading in den verdickten Schenkeln und Scheiteln nicht erster und vormetamorpher, sondern zweiter und dritter Falten gefunden, die den fertigen Schuppenbau vorfanden.

Aus diesem Befund und aus den angeführten Überlegungen drängt sich der Schluss auf, dass die von NABHOLZ (1948) gegebene Deutung richtig war, dass die Serie also aufrecht liegt.

## 2. Erste Schieferung, Faltung und Streckung

### a) Schieferung

Während einer ersten Durchbewegung wurde der ganzen Serie eine erste Schieferung aufgeprägt (Fig. 4, 5, 8a). Dass diese eine Transversalschieferung war und nicht etwa der Schichtung parallel lief, wird besonders in den kompetenten Paketen deutlich (Fig. 8a). Dort durchsetzt die erste Schieferung, deutlich sichtbar, mit Winkeln bis  $30^\circ$  von ss abweichend, die Schichtung. Abgesehen von einer Ausnahme an der Profilbasis (in den schwarzen Lias-Schiefen), fällt  $s_1$  steiler nach S als ss (Fig. 26, Diagramme 13 und 14). In diesen Horizonten kann man auch erkennen, dass die erste Schieferung, die das Gefüge Korn für Korn durchdringt, aus zwei Flächenscharen besteht. Eine synthetische ( $s_{1s}$ ) (d.h. mit ihrer Versetzung den nach N gerichteten Gesamtrotationssinn unterstützende) Flächenschar bewirkt eine metamorphe Bänderung (VOLL, 1960, p. 554), indem sie Glimmerfilme schafft, durch Weglösung von Quarz und relative und absolute Anreicherung von Glimmern auf ihren Gleitflächen. Diese Filme sind in den kompetenten Lagen der kieslig-sandigen Gruppe und besonders der groben Sandkalke in Abständen bis 7 mm getrennt durch Quarz- (und Karbonat-) reichere Lagen, in denen Quarz relativ und absolut angereichert wurde (Fig. 8a). Diese quarzreicheren Lagen sind von der antithetischen  $s_1$ -Flächenschar (d.h. mit ihrem Versetzungssinn der Gesamt-

rotation entgegenarbeitend) Korn für Korn durchdrungen. Die  $s_{1a}$ -Schar fällt steiler nach S als  $s_{1s}$  (Fig. 26, Diagramme 13, 14). Die Schnittlinie von  $S_{1s}$  mit  $s_{1a}$  (bzw. mit  $s_{1a}$ -parallelen Quarzgängen) belegt die gleichen Teile eines Poldiagramms (Diagramm 15, Fig. 26) wie die Schnittlinie  $s_{1s}/ss$  ( $= \beta_1$ ). Die erste Schieferung verhält sich also wie im aufrechten Schenkel einer ersten, nordvergenten Falte. Aus dem Nachhinken von  $s_{1a}$  hinter  $s_{1s}$  im Rotationssinn der Gesamtdeformation wird die N-Vergenz (N-Rotation) ebenso bestätigt (VOLL, 1960, p. 554) wie aus der  $ss/s_1$ -Überschneidung. Dass die solchermassen von  $s_1$  überschrittenen Schichten nicht etwa schon vor der ersten Schieferung invertiert waren, haben wir aus sedimentären Unten-Oben-Hinweisen gefolgert.

Wir kommen also auch aus der ersten Schieferungs/Schichtungs-Überschneidung zu dem Schluss, dass die studierte Schichtfolge (NABHOLZ, 1948) aufrecht

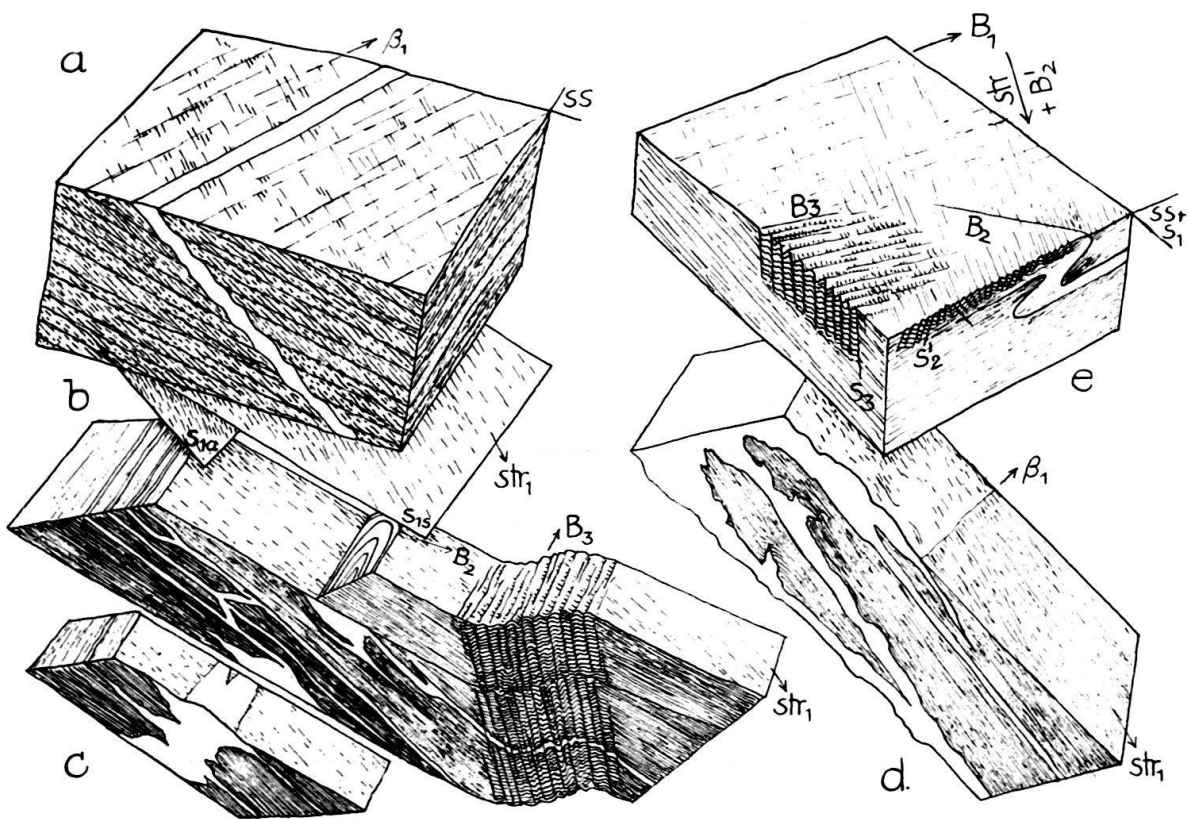


Fig. 8. Strukturelle Detailbilder.

- a) Aus dem kleinen Steinbruch an der Pitaschersäge (Koord. 735,4/176,85), Serie mit unruhiger Sedimentation. Kalksandstein,  $s_{1s}$  bildet eine metamorphe Bänderung,  $s_{1a}$  fällt steiler nach S, ihm folgt ein Quarz-Karbonat-Gang, der  $ss$  senkrecht zu  $str_1$  (das ca. in Azimut  $15^\circ$  streicht) schneidet.
- b) Kieslig-sandige Serie an der Strasse Ilanz-Pitaschersäge (Koord. 736,05/178,5, vgl. Fig. 5). Quarzgänge parallel  $s_1$  durchsetzen  $ss$ . Sie stehen z. T. mit Zerrfugen in Verbindung und schneiden  $ss$  etwa senkrecht zur Streckungsfaser. Die oberste Schicht enthält eine NS streichende  $B_2$ -Falte, Quarzgänge,  $s_1$ ,  $ss$  und  $B_2$  um flache ENE streichende  $B_3$ -Falte mit  $s_3$  gefaltet.
- c) und d) Vom gleichen Fundort wie b), zeigen Quarzgänge parallel  $s_1$ , von Quarzfüllungen zwischen Boudins ausgehend.
- e) Lias, direkt über Rötidolomit, 300 m N Peidenbad (Koord. 734,75/175,7), zeigt  $\beta_1$ , eine  $B_2$ -Falte,  $B_3$ -Runzeln und  $B'_2$ -Runzeln parallel  $str_2$ ,  $str_2$  streicht in Azimut  $22^\circ$  und taucht  $22^\circ$  S.

liegt. Fig. 2 zeigt die Stellen, an denen auf diese Weise aufrechte Lagerung gefolgert wurde.

Mit zunehmendem Glimmergehalt und abnehmender Lagendicke wird der Winkel zwischen  $ss$  und  $s_1$  schliesslich so klein, dass er im Gelände und fast stets auch im Schliff nicht mehr erkennbar ist (Fig. 5, 6). Es sieht daher über weite Teile des Profils so aus, als läge die erste Schieferung der Schichtung parallel. Dass die erste Schieferung jedoch als echte Transversalschieferung angelegt ist, geht aus dem Verhalten von  $s_1$  in den kompetenten Gruppen klar hervor. Gelegentlich lässt sich auch dann noch im Dünnschliff die  $ss/s_1$ -Überschneidung erkennen, stets mit dem angegebenen Sinn. Stellen, an denen dies der Fall ist, sind ebenfalls in Fig. 2 verzeichnet. Mit dem Winkel zwischen  $ss$  und  $s_1$  nimmt die Dicke der metamorphen Bänder bis zur Unkenntlichkeit ab, vorher schon der Winkel zwischen  $s_{1s}$  und  $s_{1a}$ . Auch in den durch Kartierung eindeutig als aufrecht liegend nachgewiesenen Triashorizonten ist die  $ss/s_1$ -Überschneidung ebenfalls erkennbar, wieder im angegebenen Sinn.

#### b) Quarzgänge

Wo der Winkel zwischen  $ss$  und  $s_1$  zu klein wird, um den Überschneidungssinn erkennen zu lassen, helfen Quarzgänge. Wir haben schon erwähnt, dass sich diese



Fig. 9. Crinoiden-Kalk, kieslig-sandige Serie (Koord. 736,05/178,5, wie Fig. 5 und 8b). Ein in  $s_1$  liegender Gang mit grobem Karbonat (stark verzwilligt) und Quarz (Quarz deformiert und teilweise rekristallisiert) ist von einem jüngeren Gang durchsetzt, der fast senkrecht auf  $str_1$  steht. Dieser jüngere Gang wurde sukzessive gefüllt, während er geöffnet wurde. Impfung durch die Wand-Kristalle ergibt gröbere Kristall-Füllung, wo der jüngere Gang den älteren durchsetzt. Faserbildung parallel zur Öffnungsrichtung. Vergr.  $4\times$ . Pfeil=geographisch unten.

fast stets parallel  $s_{1a}$  bilden. Dies sieht man besonders deutlich in der grobsandigen Serie (dicht nördlich der Pitaschersäge und in der unruhigen Serie bei der Säge, Fig. 8a), wo sich  $s_{1s}$  und  $s_{1a}$  deutlich in ihrer Lage unterscheiden. Dort erkennt man auch, dass die Quarzgänge an  $s_{1s}$  oben jeweils ein kleines Stück nach N versetzt sind, dass also der Bewegungssinn an  $s_{1s}$  die Gesamtrotation der Deformation unterstützt. Dadurch und durch Boudinage der Füllungen dieser Gängchen erhalten sie ein perlschnurartiges Aussehen im Querschnitt (Fig. 8a). Die Füllung besteht aus grobem Karbonat  $\pm$  Quarz. Diese groben Kristalle wurden deformiert, verzwillingt, gedehnt und z.T. sind sie rekristallisiert. Die Räume zwischen den Boudins sind durch stengelige Karbonat- und Quarz-Neubildungen (lange Achse parallel der Streckungsfaser) ausgefüllt. Die Schnittlinie ss/Quarzgänge ( $= \beta_1$ ) belegt die gleichen Teile der Poldiagramme (Diagramm 10, Fig. 25) wie die Schnittlinie ss/ $s_1$  (ebenfalls  $= \beta_1$ ).

Auch in den inkompetenten Lagen kann man diese Überschneidung noch oft beobachten, da man die Quarzgänge im Gegensatz zu individuellen  $s_1$ -Glimmerfilmen auch bei kleinen Überschneidungswinkeln noch über die durchsetzte Schicht weg verfolgen kann. Damit ergeben sich weitere ss/ $s_1$ -Überschneidungen, deren Fundpunkte ebenfalls auf Fig. 2 vermerkt sind. Auch sie zeigen stets den gleichen Überschneidungssinn.

Es soll noch darauf hingewiesen werden, dass die  $s_1$ -parallelen Quarzgänge oft mit Zerrfugen mit Quarzfällung (Fig. 8c, d) in Verbindung stehen. Ausserdem werden sie oft von jüngeren Quarz-(Karbonat)-Gängchen senkrecht zur Streckungsfaser durchsetzt (Fig. 9). Wenn wir also feststellen, dass sich in geeigneten Gesteinen solche Gänge nur parallel  $s_1$ , nicht später noch bilden, so meinen wir damit nicht, dass sich später keine Gängchen mehr bilden können, sondern lediglich, dass sich unter den schieferungsparallelen Gängen fast alle parallel  $s_1$ , aber nicht später parallel  $s_{2,3,4}$  bilden. Ferner können sich in sehr quarzreichen Psammiten oder in Kalken und Dolomiten (Trias!) schieferungsparallele Gängchen auch während der zweiten und dritten Faltung bilden. Da diese jedoch ältere Schieferungen durchsetzen, erkennt man sie sofort als jüngeren Faltungen zugehörig und kann sie für die ss/ $s_1$ -Ermittlung ausschliessen.

### c) Faltung

Erste Falten ( $B_1$ ) oder gar vormetamorphe ( $B_0$ ) sind, wie gesagt, nicht zu erkennen. Ob sie jemals gebildet wurden, oder ob die Serie ohne erste Falten von  $s_1$  zerschert wurde, lässt sich nicht sicher sagen. Es scheint jedoch wahrscheinlich, dass der Schuppenbau hier sich aus den Liasfalten weiter im W (Scopi-Mulde) entwickelte, dass also solche erste Falten im km-Bereich vorhanden waren. Die invertierten Schenkel müssen dann – ist unsere Deutung der Lagerung richtig – durch Dehnung restlos unterdrückt sein. Auch die Tatsache, dass sich die Schuppen im nördlichen vorgelagerten Aar-Massiv-Autochthon, bei sonst gleichem Deformationsstil, aus Falten entwickeln (z.B. Piz da Dartgas, Fig. 21), spricht dafür dass der Schuppenbau im Profil südlich Ilanz aus einem  $B_1$ -Faltenbau hervorging. Die scharfen Durchbewegungen der Schuppengrenzen sind hier auf jeden Fall stets  $s_1$  zugeordnet. Am Piz da Dartgas (so benannt auf der Spezialkarte 117, J.

OBERHOLZER, 1942, Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000, auf dem neuen topographischen Landeskartenblatt Klausenpass 1:50 000 als Piz d'Artgas bezeichnet) z. B. erkennt man auch (Fig. 21), dass sich solche Schuppen durchaus aus  $B_1$ -Falten im km-Bereich entwickeln können, ohne dass  $B_1$ -Schlepp- und -Parasitär-Falten gebildet werden. Das Fehlen solcher erster Falten höherer Ordnung in unserem Profil spricht also nicht notwendig gegen die Entstehung des Schuppenbaus und der ersten Schieferung aus einer ersten Faltung.

Die Schnittlinie  $\beta_1$  von  $ss/s_1$  oder  $ss/$ Quarzgängen (Diagramme 10, 11, 16, 18, Fig. 25 und 26) weicht in der Regel vom Streichen des Gebirgskörpers ab. Hier ist sie nur in den kompetenten Paketen erfassbar. Sie streicht NE-SW bis NS.  $\beta_1$  dürfte in seiner Bedeutung den Achsen erster Parasitär- und Schleppfalten gleichkommen, deren Achsen ja auch von denen der Grossfalten abweichen können (VOLL, 1960, p. 555). Wir werden unten sehen, dass auch die echten Faltenachsen der zweiten und dritten Faltung (Wiederfaltungen) nicht mit dem regionalen Streichen zusammenfallen und in ähnlicher Weise von ihm abweichen.

#### d) *Streckung*

Die Schnittlinie  $ss/s_1$  liegt damit auch nicht senkrecht, sondern im allgemeinen schräg zur Streckungsfaser (Diagramme 10, 11, Fig. 21 und 25). Dieses Streckungslinear bildet sich parallel zur Richtung grösster Zugspannung und wird dann im Zuge rotationaler Deformation im Gesamtrotationssinn verlagert (in der Deformationsebene). Diese Streckungsfaser liegt zwischen  $s_{1s}$  und  $s_{1a}$  und streicht im behandelten Gebiet stets etwa NS mit leichter Abweichung gegen NNE-SSW. Sie ist stets deutlich ausgeprägt als Bärte faseriger Neubildungen (Quarz, Glimmer, Karbonat) an starren Einlagerungen (klastische Quarze und Calcite, Crinoiden-Bruchstücke wie in Fig. 4, Pyrite usw.), als Dehnung von Ooiden und Fossilien, sowie (im Verrucano) von Tonschieferfetzen. Zerbrochene starre Einschaltungen (starre Platten, zerbrochene Einzelkörner und Fossilien) triffen parallel zur Streckungsrichtung auseinander, die Lücken werden durch faserige Neubildungen von Quarz, Karbonat und Glimmern gefüllt. Die Richtungskonstanz setzt sich nach N fort, ins Gebiet der ganzen helvetischen Hauptschubmasse der Glarner Alpen, ins autochthone Deckgebirge des Aar-Massivs und schliesslich – ausklingend – in die nördlich des Glarner Querschnitts folgenden Einheiten der helvetischen Hauptschubmasse (Fig. 18 bis 23). Das Streckungslinear ist also eines der richtungskonstantesten Elemente, innerhalb des NS-Grosskreises nur durch die rotationale Deformation mit  $s_1$  rotiert. Diese Richtungskonstanz ist typisch selbst für Gebiete, in denen die Achsen kleinerer, ja selbst grosser zugeordneter Falten in  $s_1$  stark schwanken, Stricklava-Falten ähnlich (VOLL, 1960, p. 555); hier zeigt bereits die Schnittlinie  $ss/s_1$  solche Richtungsschwankungen.

Das Fehlen erster Schleppfalten ist eher ein Hinweis auf aufrechte Lagerung unseres Profils. Wären diese Schichten durch  $s_1$ ,  $B_1$  invertiert, so müssten sie die kurzen Schenkel grosser, N-vergenger Falten darstellen. Solche kurze Schenkel rotieren aber durch die maximale Druckspannung und werden dabei in der Regel verdickt und spezialgefältelt. Erst dann treten sie wieder in ein Dehnungsstadium ein, wobei die einmal gebildeten Spezialfalten nicht wieder abgewickelt werden. Die langen Schenkel dagegen rotieren sofort in die Lage senkrecht zur maximalen

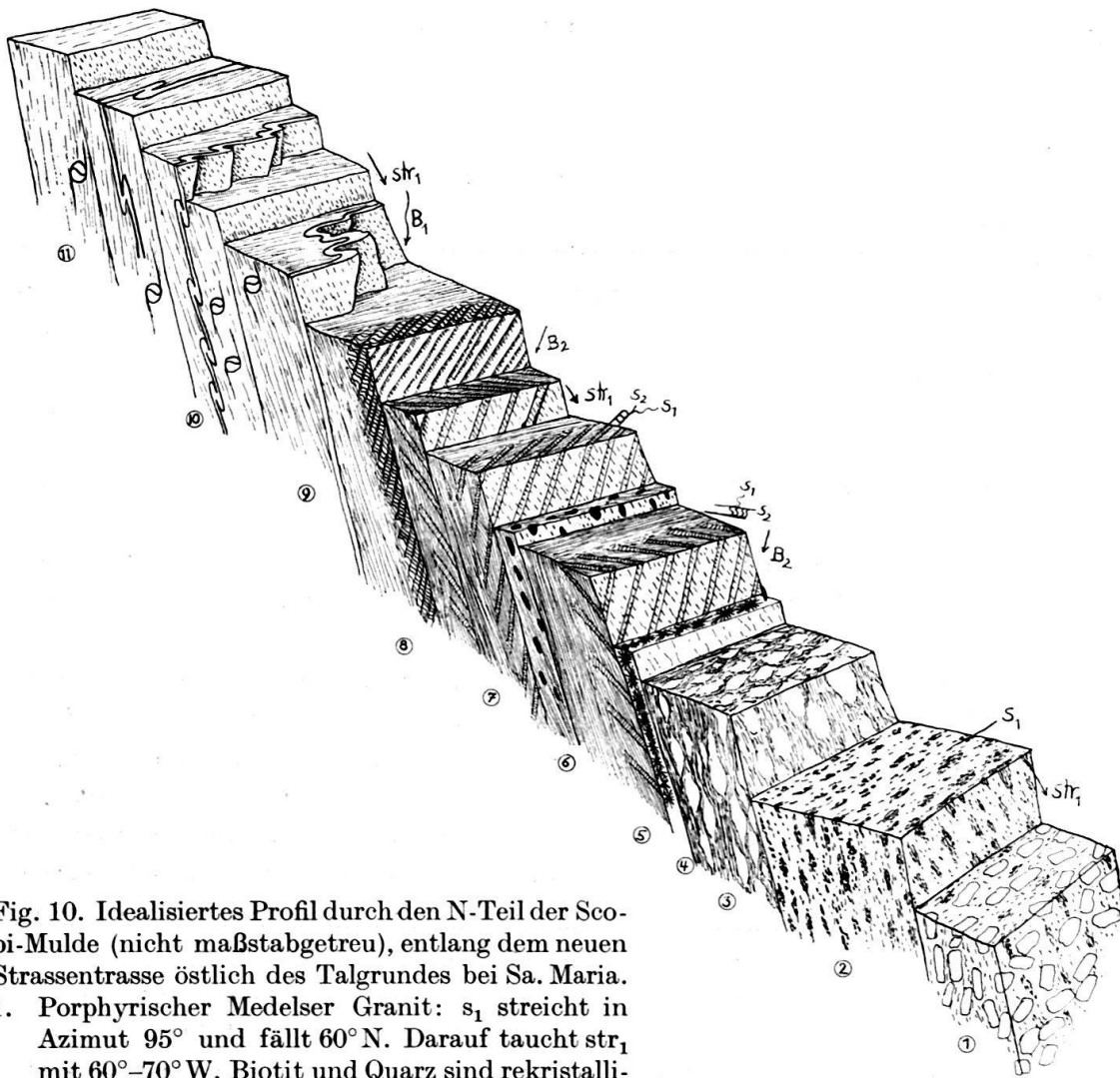


Fig. 10. Idealisiertes Profil durch den N-Teil der Scopi-Mulde (nicht maßstabgetreu), entlang dem neuen Strassentrasse östlich des Talgrundes bei Sa. Maria.

1. Porphyrischer Medelser Granit:  $s_1$  streicht in Azimut  $95^\circ$  und fällt  $60^\circ$  N. Darauf taucht  $str_1$  mit  $60^\circ$ – $70^\circ$  W. Biotit und Quarz sind rekristallisiert und zu in  $str_1$  gelangten, in  $s_1$  geflachten Aggregaten deformiert. Diese Streckung und Schieferung sind als erste dem Erstarrungsgestein aufgeprägt, beide sind alpin.
2. Crystallina Granodiorit: Verformung wie im Granit.
3. Serizitschiefer mit Quarzaugen = zerscherter Granit. Feldspäte serizitisiert. Deformation wie im Granit. Die südlichsten Meter sind z. T. permotriassische Arkosen, die schlecht von den granatischen Serizitschiefern zu trennen sind.
4. Dann folgen 40 cm Dolomit, fast ganz in Strahlsteinrosetten umgewandelt. Deformation noch die gleiche. Die c-Achsen der Aktinolith-Rosetten divergieren senkrecht zu  $s_1$ , sind jünger als  $s_1$  gewachsen.
- 5.–7. Quartenschiefer, pelitisch.  $s_1$  streicht  $100^\circ$ , fällt  $60^\circ$  N. Darauf  $str_1$  das mit einem Winkel von  $75^\circ$  W fällt,  $B_2$ -Runzeln tauchen mit einem Winkel von  $50^\circ$  auf  $s_1$  nach E. Der  $s_1/s_2$ -Überschneidungssinn wechselt, damit die Vergenz von  $B_2$ . Biotit-PorphYROblasten (6) wachsen häufig parallel zu  $str_1$  gelangt.
8. Lias des N-Flügels.  $str_1$  taucht  $60^\circ$  W auf  $s_1$ ,  $B_2$ -Runzeln  $30^\circ$  E.
9. Crinoidenkalke des Lias mit  $B_1$ -Falten.  $B_1$  taucht auf  $s_1$   $80^\circ$  W bis  $50^\circ$  E, die Achsenlagen schwanken.  $str_1$  taucht auf  $s_1$  konstant  $65$ – $75$  W. Die  $ss/s_1$ -Überschneidung zeigt Mulde im S an.
10. Wie 9.  $B_1$  taucht auf  $s_1$   $50$ – $60^\circ$  E,  $str_1$   $70^\circ$  W. Hier (Koord. 704,6/159,8) Muldenkern. S davon bei 11: Umkehr der  $B_1$ -Schleppfalten-Vergenz, gleiche  $B_1$ - und  $str_1$ -Lage. Von 8. bis 11. bleibt der Rotationssinn von Albit- und Zoisit-PorphYROblasten gleich. Südliches wird stets nach oben bewegt,  $s_1$  und  $str_1$  waren bis ins Porphyroblastenwachstum betätigt.

Druckspannung und werden dabei nur gedehnt, nicht gefaltet (es sei denn durch Biegleitungsreibung). Schon deshalb müssten wir bei solcher Inversion Schlepp- und Parasitärfaalten erwarten.

#### e) Schuppenbildung

Die Schuppengrenzen unseres Profils sind in erster Linie Zonen gesteigerter  $s_1$ -Zerschering und Dehnung, gesteigerter  $str_1$ -Streckung. In der westlichen Fortsetzung unseres Profils, in der Scopi-Mulde (Fig. 10) lässt sich zeigen, dass  $s_1$  und  $str_1$  mit der grossen Liasmulde gleichzeitig gebildet werden (wechselnde  $ss/s_1$ -Überschneidung vom N- zum S-Schenkel der Scopi-Mulde). Man kann dort diese Überschneidung zum Auffinden des Muldenkerns benützen, trotz des starken Schwankens von  $\beta_1$  und  $B_1$ . Beide,  $B_1$  und  $\beta_1$ , fallen im allgemeinen auf  $s_1$  mehr nach NE, während  $str_1$  nach SW abtaucht (Fig. 10). Wenn so auch die kleinen Schlepp- $B_1$ -Falten steiler tauchen als die Hauptmuldenachse der Scopi-Mulde, so besitzen sie doch Scheitelvergenz in bezug auf diese. Entwickelt sich nun unser Profil in der östlichen Fortsetzung aus der Scopi-Mulde, so muss man auch hier die  $ss/s_1$  - Überschneidung zum Aufbau erster Falten benützen können, und, wenn solche fehlen, da eine Schenkelschar verschwunden ist -, wenigstens zum tektonischen Nachweis aufrechter oder invertierter Lagerung. Faltenbildung in der Scopi-Mulde und Schuppenbildung in unserem Profil gehören somit in einen einheitlichen Akt der  $B_1$ -,  $s_1$ - und  $str_1$ -Bildung. Läge also in unserem Profil eine durch  $B_0$  vor-metamorph geschaffene Inversion vor, so müsste sie älter sein als der Schuppenbau unseres Profils und damit älter als die Bildung der Liasmulden, von denen die Scopi-Mulde eine ist. Damit müsste auch die Scopi-Mulde eine bereits invertierte Serie falten - was offensichtlich nicht der Fall ist. Die  $ss/s_1$  Überschneidungen dort, wie hier, deuten auf jeden Fall aufrechte Lagerung der Serie an.

Nachdem wir aber aus unseren Beobachtungen zur Folgerung kommen, dass die Basistriass, die Peidener Trias, aber auch die kieslig-sandigen und die Grobsand-Schichten aufrecht liegen, ist es nicht mehr von entscheidender Bedeutung, dass es sehr selten gelingt, in den zwischengeschalteten Horizonten des schwarzen Lias an der Profilbasis, der mausgrauen Serie und der Serie mit unruhiger Sedimentation zuverlässige  $ss/s_1$ -Überschneidungen zu finden. Es ist von vornherein sehr unwahrscheinlich, dass diese inkompetenten Horizonte zwischen den aufrechten invertiert liegen. Man müsste dazu einen Verschuppungsmechanismus annehmen, der bald invertierte, bald nicht invertierte Schenkel ausschneidet. Selbst ein Auseinandergleiten im Sinne der Divertikulation<sup>3)</sup> würde die Abfolge der Schichtglieder zwar ändern, jedes einzelne Schichtglied aber in seiner Unten-Oben-Lage belassen. Da ferner zwischen den Gliedern der Liasserie lithologische Übergangstypen vermitteln, lithologische Wiederholungen aber fehlen, liegt die Serie nicht nur aufrecht, sondern sie hat auch keine wesentlichen Wiederholungen durch Verschuppung erfahren.

Der von uns gefolgerte Mechanismus mit Ausschering der invertierten Schenkel erster Falten wird noch wahrscheinlicher, wenn wir bedenken, dass im nördlich vorgelagerten Autochthon des Helvetikums (Aar-Massiv, dessen tektonische

<sup>3)</sup> Der Vorgang der Divertikulation ist z. B. im letzten Eclogaeheft 56/1, S. 1 ff., von H. BADOUX (1963) gut beschrieben worden.

Prägung mit der bisher geschilderten in allen Details übereinstimmt) bei allen Falten und sich daraus entwickelnden Schuppen der kurze, nördliche Schenkel der nordvergenten Monoklinen zuerst verdickt wird, dann invertiert und dabei gedehnt wird, schliesslich durchreisst. Es wäre sonderbar, wenn wir in unserer Schuppenzone im gleichen Prägungsakt einen ganz anderen Mechanismus zu suchen hätten. Sollten wir gar in unserem Profil zwischen den nachweisbar aufrechten, kompetenten Horizonten invertierte, inkompetente vorliegen haben, so müsste ja bald ein kurzer, invertierter, bald ein langer aufrechter Schenkel reduziert sein. Bei allen Schuppen in der nördlichen Nachbarschaft wird aber immer nur eine Art Schenkel, der kurze invertierte und nördliche ausgedehnte, als Schuppenbahn benützt.

Aus all diesen Argumenten ergibt sich wieder der Schluss: die in NABHOLZ (1948) gegebene Deutung war richtig, die Serie ist nicht invertiert.

### 3. Zweite Faltung, Schieferung und Streckung

#### a) *Faltung*

Im ganzen Profil ist die erste Schieferung wiedergefaltet, in inkompetenten und kompetenten Horizonten. Die ersten Falten, welche die erste Schieferung wiederfalten, bezeichnen wir als zweite Falten, da sie die erste Schieferung rein passiv behandeln. Nun mag es durchaus sein, dass sich in kompetenten Horizonten solche zweite Falten gleichzeitig mit in inkompetenten Horizonten dritten Falten bilden, d. h. mit solchen, die dort die zweite Schieferung wiederfalten. Demzufolge scheint es zunächst nur dort sinnvoll, von zweiten und dritten Falten zu sprechen, wo sich diese am gleichen Ort finden, wo also die dritten Falten die zweiten sichtbar wiederfalten. Wir haben jedoch den Eindruck, dass sich zweite und dritte Falten auch nach anderen Kriterien unterscheiden lassen: die dritten Falten sind fast stets offener als die zweiten. Die zweiten sind stärker rotiert und zeigen stärkere Schenkeldehnung. Dritte Falten erkennt man damit als solche, auch wo zweite fehlen. Doch ist es möglich, dass man damit Fehler macht, indem auch zweite Falten gelegentlich noch als offene auftreten mögen (die man dann fälschlich zu den dritten zählt), oder, indem dritte auch schon isoklinal entwickelt sein mögen (womit man sie fälschlich zu den zweiten zählt). In den inkompetenten Horizonten, etwa der mausgrauen Serie (Riein-Tobel) kann man gelegentlich sogar nachweisen, dass auch dritte, ja sogar vierte Falten isoklinal werden können.

Die Unsicherheit, die damit in die Indizierung der Falten kommt, hat jedoch keine wesentlichen Auswirkungen auf das Gesamtbild, da das gesamte Faltungsgeschehen das einer symmetriekonstant fortgeführten Faltung und Wiederfaltung ist, die sich in den inkompetenten Horizonten intensiver und weiter entwickelt als in den kompetenten. Grosse Fehler können durch falsche Indizierung von zweiten und dritten Falten schon deshalb nicht entstehen, da beide kleine Amplituden und Wellenlängen zeigen und stets Nordvergenz aufweisen. Es kann also nicht passieren, dass man durch solche Fehler nicht existierende Grossfalten zusammenbaut, oder existierende nicht erkennt. Wichtig ist jedoch, dass man zweite Falten des öfteren durch dritte wiedergefaltet findet (Fig. 11), so dass die Existenz von mindestens drei überlagerten Faltungen an verschiedenen Stellen direkt nachweisbar ist.

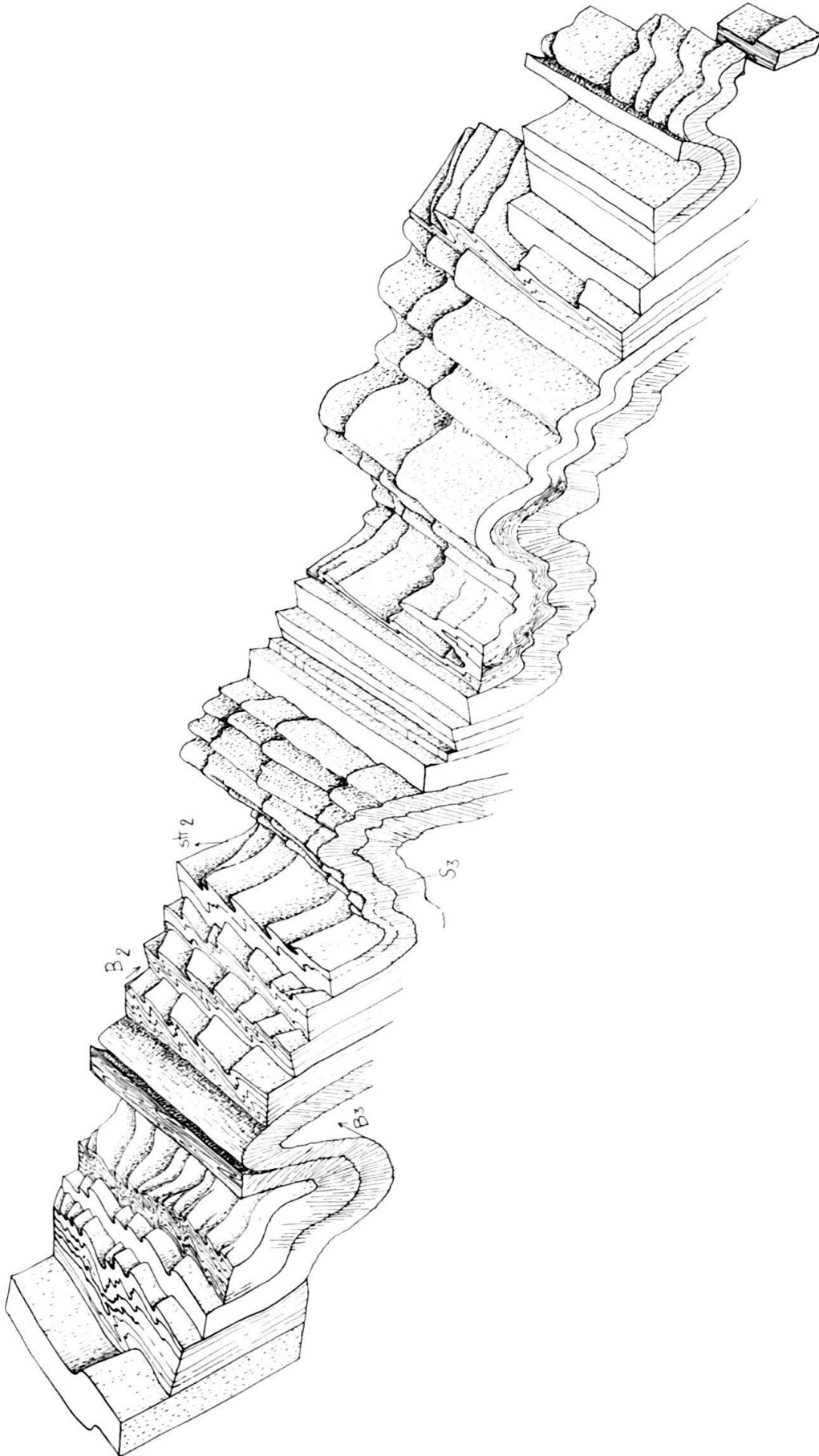


Fig. 11. Wiederfaltung zweiter Falten durch dritte. Oberseite der kieslig-sandigen Serie, 60 m N des Lawinendaches, das an der Strasse Ilanz-Peidenbad beim Kilometerstein 4 liegt. Isoklinale, E-vergente  $B_2$ -Falten schwanken in ihrer Achsenlage. Ihre Achsen liegen meist fast bis ganz parallel  $str_2$ . Sie werden durch offenere  $B_3$ -Falten wiedergefaltet.  $s_3$  fällt noch steil. Profillänge 8 m.

Anmerkung während der Drucklegung: Wie schon unter Fig. 7a bemerkt, wurde der vom Fluss sauber gewaschene Aufschluss, der die in der obenstehenden Zeichnung festgehaltenen Beobachtungen gestattete, bei einem Hochwasser im August 1963 leider meterhoch von Flussschiebe überdeckt.

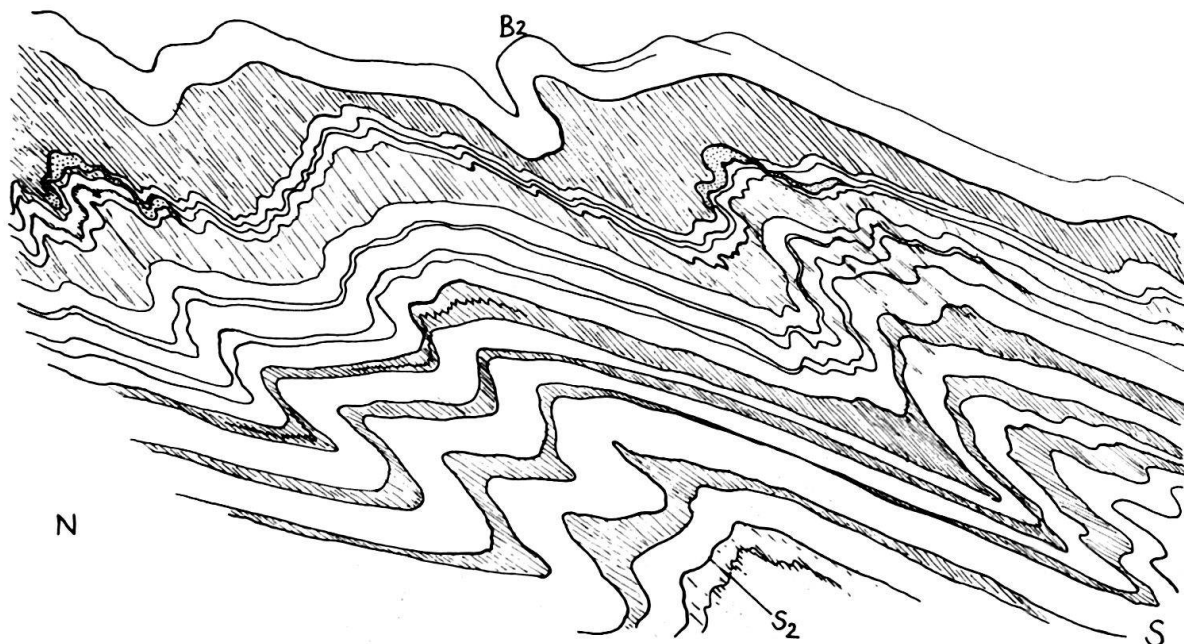


Fig. 12. Zweite Falten im Grobsand. Profil senkrecht  $B_2$  an der Strasse Ilanz–Peidenbad, nahe Unterseite der Grobsandserie (Koord. 735,5/177,1). Profillänge 8 m. Nordvergente  $B_2$ -Falten. Übereinander reitende Lagen selbständig gefaltet. Kurze Schenkel erst verdickt, bei stärkerer Rotation wiedergedehnt. Quarzgänge (punktiert) durchsetzen ss steiler S-fallend. Sie sind mit ss um  $B_2$  gefaltet.

Die zweiten Falten sind offene bis geschlossene, nordvergente, fast monoklinale Falten mit langen S- und kurzen N-Schenkeln (Schenkeldivergenz:  $150-10^\circ$ , offen in den Grobsanden, wo dritte Falten fast fehlen). Die kurzen nördlichen Schenkel sind am stärksten rotiert (Fig. 12). Sie rotieren erst durch die grösste Normalspannung und werden dabei verdickt. Dann werden sie in den Zugspannungssektoren schliesslich gedünnt. Dass auch die langen Schenkel gedehnt werden, erkennt man daran, dass die in mässig rotierten, kurzen Schenkeln noch gut erhaltene Schichtung in den langen Schenkeln verschmilzt, durch Ausdehnung von Quarzlagen (Streckungsgefüge) und Weglösung von Quarz (Fig. 3). Umgekehrt beweist die oft ausgezeichnete Erhaltung der rhythmischen Schichtung und anderer Sedimentärstrukturen in den kurzen Schenkeln zweiter Falten, dass ss während der ersten Faltung nicht durch Dehnung verwischt wurde, sondern gut erhalten blieb (in den Schuppengrenzzonen gilt dies nicht mehr). Damit sind die Dehnung und Verwischung der Feinschichtung in den langen Schenkeln der zweiten Falten nicht der ersten Faltung zuzuschreiben, sondern im wesentlichen der zweiten. Die Deformation der zweiten Faltung ist also ganz wesentlich stärker als die der ersten Faltung, obwohl die erste für den grossräumigen Schuppenbau verantwortlich ist. Ob die Gleitbewegungen auf  $s_1$  an den Schuppengrenzen weitergingen, während der Raum zwischen ihnen schon nach  $B_2$  gefaltet, nach  $s_2$  wiederzerschert wurde, lässt sich nicht sagen. Dies scheint wahrscheinlich, da auch dort die Bewegung nicht von statischer Temperung des Korngefüges überholt ist.

Besonders bei offenen zweiten Falten liegen die Faltenachsen  $\pm$  parallel dem regionalen Streichen, also ENE-WSW (Diagramm 17, Fig. 26; Fig. 12). Mit stei-

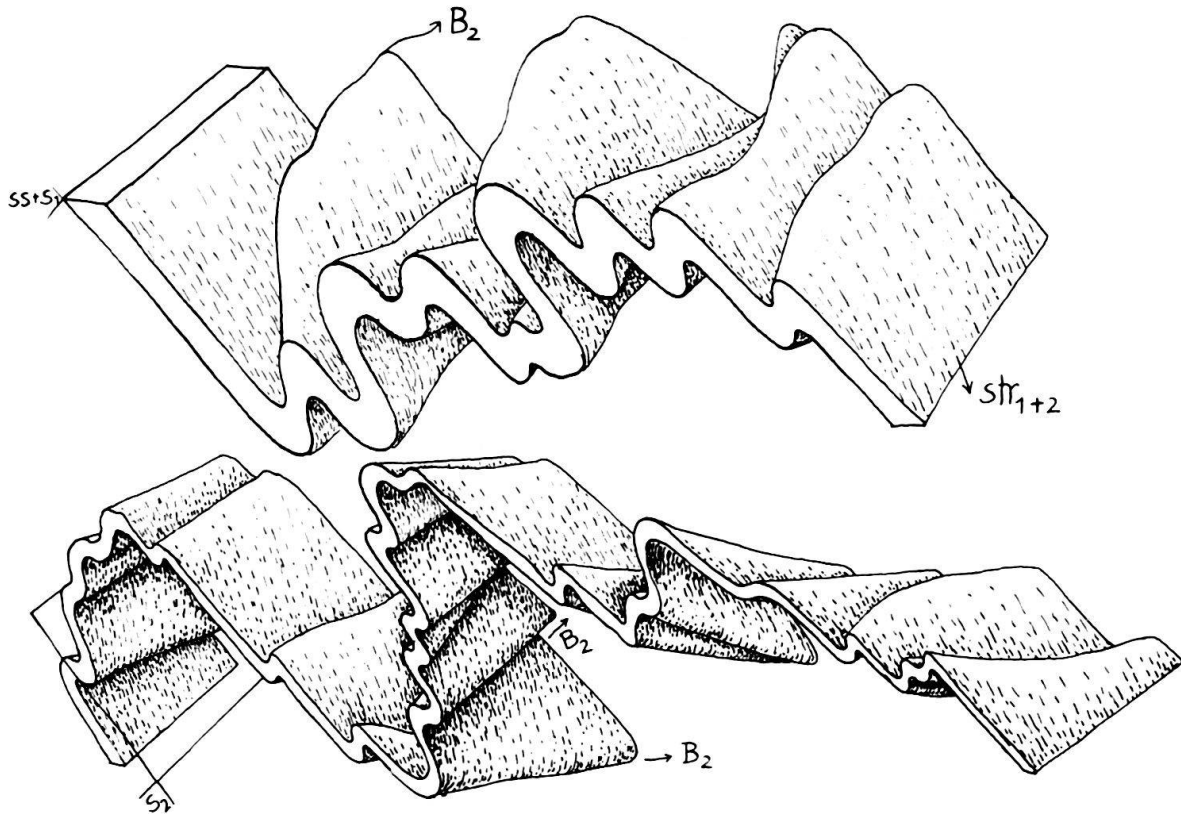


Fig. 13. Schwankende Achsen zweiter Falten. Nordrand der Aufschlüsse der kieslig-sandigen Serie an der Strasse Ilanz-Pitaschersäge (Koord. 736,05/178,5). Wechselnde, «kurvende», N-vergente  $B_2$ -Falten, die jeweils eine Lage falten.  $str_2$  bleibt konstant, NNE streichend, SSW tauchend.

gender Rotation der kurzen Schenkel und mit abnehmender Schenkeldivergenz stellen sich häufig Achsenschwankungen ein, wie sie sonst besonders für erste Falten charakteristisch sind (VOLL, 1960, p. 555). Die Achse einer Falte kann dann durch Krümmung in  $s_2$  die verschiedensten Lagen einnehmen. Zudem ist dann eine Lage um Falten verschiedener Achsenlagen gefaltet (Fig. 13, und Diagramme 2, 4, 7, 9, 10, 11, 18, 20, 21, Fig. 24, 25, 26, 27).

Alle zweiten Falten sind durch zahlreiche Schlepp- und Parasitär-Falten im dm- und cm-Bereich gegliedert. Diese kleineren zweiten Falten sind in bezug auf die grösseren zweiten (im m-Bereich) scheinvergent (Fig. 13). Die Achsen auch dieser grösseren Falten können vom regionalen Streichen stark abweichen (Diagramme 4, 10, Fig. 24, 25). Ausserdem können die ihnen untergeordneten kleineren Falten verschiedenste Lagen in  $s_2$  einnehmen (Fig. 13) und, wie Stricklava sich krümmend und seitlich auskeilend, übereinander-«fliessen». Dabei bleibt jedoch das Gesetz der Stauchfaltengrösse in der Regel erhalten. Meist steigen die Achsen-Divergenzen der einer Grossfalte zugeordneten Kleinfalten und die Abweichungen der grösseren Faltenachsen vom regionalen Streichen mit abnehmender Schenkeldivergenz. Dabei ist zumindest in den kompetenten Horizonten die Kontinuität der gefalteten Lage noch gewahrt, die Schenkel sind noch nicht zerrissen.

Die Streuung der Achsenlagen lässt eine gewisse Systematik erkennen (Fig. 14): So vollziehen sich die Lageschwankungen, ausgehend von Parallelität zum regio-

nenalen Streichen (ENE-WSW) meist über EW nach NS und schliesslich zur Parallelität mit der Streckungsrichtung, die NNE-SSW streicht.

In der Regel wird also die Lage parallel zur Streckungsfaser nicht durch Schwankung der Achsen ausgehend von Parallelität zum regionalen Streichen (ENE-WSW) über NE-SW erreicht (Fig. 14 und Diagramme 2, 4, 7, 8, 9, 10, 11, 18, 20, 21, Fig. 24, 25, 26, 27). Dies heisst mit anderen Worten: obwohl die Achsen fast alle Punkte des  $s_2$ -Grosskreises belegen, treten doch bevorzugt nur bestimmte Vergenzen auf, nämlich NNW-, N-, E- und schliesslich ESE-Vergenz. Anscheinend wird diese Lageschwankung nicht durch inhomogene Streckung parallel  $str_2$

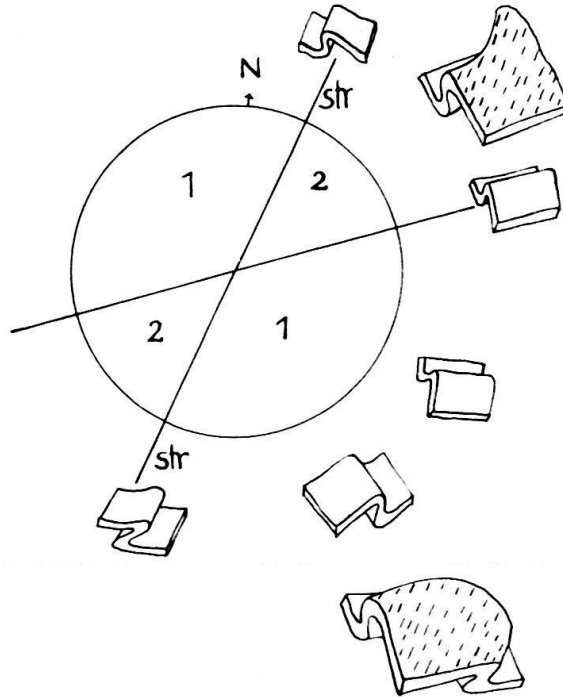


Fig. 14. Schematische Erklärung der Vergenz. Von der ENE streichenden Ausgangslage schwanken die Faltenachsen meist in die Sektoren 1. Dort zeigen sie N-, NE- und E-Vergenz. Z. T. schwanken sie aber auch von der Ausgangslage in die Sektoren 2, wo sie NW-Vergenz zeigen. Offene Falten liegen der Ausgangslage näher. Eine Falte kann in verschiedene Achsenlagen kurven (parallel der Streckungsfaser gestrichelte Falten).

erreicht, da sonst sehr stark schwankende Streckungsausmasse in einer  $s_2$ -Fläche auftreten müssten, die solch schwankende Achsen enthält. Die Schwankung ist also nicht durch passive Internrotation ursprünglich dem regionalen Streichen paralleler Achsen erreicht, sondern wohl schon im Beginn der Faltung als schwankende Schnittlinie  $s_1/s_2$  angelegt. Dem widerspricht allerdings, dass gerade die offenen, noch im Anfangsstadium ihrer Entwicklung befindlichen Falten bevorzugt dem regionalen Streichen parallele Achsen besitzen. Dieses Problem soll hier nicht weiter diskutiert werden.

Wichtig ist, dass diese Faltenachsen, auch wo sie der Streckungsfaser vorwiegend parallel verlaufen, doch von dieser oft abweichen. Sie verdanken ihre Bildung also nicht dem Mechanismus, der sich in  $str_2$  schneidende Schieferungs-

scharfen und schliesslich Faltenachsen schafft. (Diese werden auf S. 787 besprochen vgl. Fig. 8e, 15d.)

Die zweiten Falten verdanken ihre Bildung dem gleichen Beanspruchungsplan, der auch die ersten Falten (grosse Schuppen) und  $s_1$ ,  $str_1$  schuf. Für die  $ss/s_1$  Überschneidung haben wir ja die gleichen Vergenzen und – wenn auch schwächeren – Lageschwankungen beobachtet.

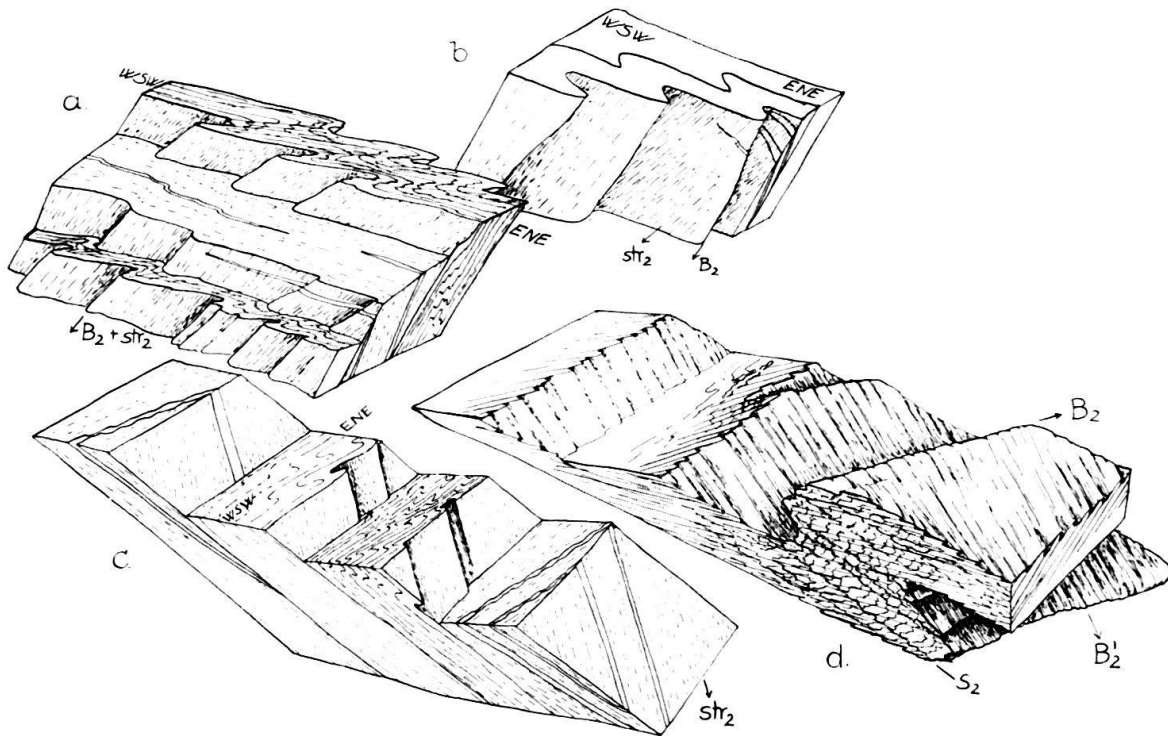


Fig. 15. Zweite Falten verschiedener Vergenz, ss/Quarzgangsschnittlinie.

- a) Strassenkurve 500m nördlich Peidenbad (Koord. 734,65/175,9), Serie innerhalb der Peidener Schuppenzone: W-vergente  $B_2$ -Falten, Achsen parallel  $str_2$ . Quarzgänge fallen steiler S als das um  $B_2$  gefaltete ss und schneiden dieses in horizontaler Schnittlinie  $\beta_1$ .
- b) Strasse nördlich Peidenbad (Koord. 734,7/175,95), innerhalb der Peidener Schuppenzone: ESE-vergente  $B_2$ -Falten, falten Quarzgänge, die steiler S fallen als ss und dieses in flacher Schnittlinie schneiden.
- c) Nördlich unter b) am Fluss-S-Ufer:  $B_2$  mit wechselnder, meist ESE-Vergenz, parallel  $str_2$ . Quarzgänge schneiden ss parallel  $str$ , werden jedoch (nicht mehr im Bild) von  $B_2$  gefaltet.
- d) Fundort wie c) NNE-vergentes  $B_2$ , isoklinal, wiedergefaltet durch  $B'_2$ -Fältchen mit Achsen streng parallel  $str_2$ , ESE-vergent, mit zugehöriger Schieferung  $s'_2$ , die  $s_2$  durchsetzt.

Untergeordnet beobachtet man auch zweite Falten mit Achsen annähernd parallel der Streckungsrichtung mit umgekehrter Vergenz (Fig. 15 a, c, 16a). Es liegt nahe, anzunehmen, dass sie sich durch Schwanken der ursprünglich dem regionalen Streichen parallelen Achsen über NE-SW in die Streckungsrichtung ableiten (Fig. 14). Auch diese Falten weichen nicht selten von der Streckungsrichtung ab, sind also nicht durch den Mechanismus geschaffen, der streng  $str$ -parallele Achsen schafft (siehe S. 787). Doch liegen ihre Achsen fast stets nahe an der oder parallel der Streckungsrichtung (Diagramme 3, 17, 18, 19, 22, Fig. 24, 26, 27). Sie sind damit auch stark rotiert, besitzen geringe Schenkeldivergenz und stark gedehnte Schenkel

(Fig. 15 a, b, c, 16, 17b). Dann lässt sich nicht sicher entscheiden, ob ihr Frühstadium dem regionalen Streichen mehr parallele Achsen aufwies (Diagramme 19, 22, Fig. 27). Häufiger traten solche Achsen auf bei der Brücke über das Tobel südlich Uors; 500–300 m nördlich Peidenbad; im Bach an der Pitaschersäge; im Lias der Profilbasis nördlich der Glennerbrücke und westlich des Flusses.

Die Systematik in der Lageschwankung und Vergenz der Falten verrät statistisch einheitliche Materialtransporte, vorwiegend nach E, bis ESE. Wir deuten dies als ein dem N-Transport überlagertes Abgleiten von der Gotthard-Massivkulmination nach E hin. Auch die NNE-Lage der Hauptdehnung im Gestein, des Streckungslinears, mag damit in Zusammenhang stehen. Methodisch ist interessant, dass unser Gebiet geradezu durch die Achsenschwankungen charakterisiert ist, nicht durch Achsenkonstanz. Auf keinen Fall darf man aus den gemessenen Achsenlagen verschiedene Maxima verschieden alter Achsen oder gar Streuung durch Wiederfaltung vorhandener Achsen herauslesen wollen. Alle diese Achsen verschiedener Lage sind in einem Akt erworben. Die Falte muss bei der Aufstellung von Achsenplänen als Individuum behandelt werden und ihr Alter mit dem jeder anderen Falte verglichen werden. Wichtig ist ferner, dass die Achsen der Hauptfalten und die der ihnen zugeordneten Kleinfalten keineswegs zusammenfallen müssen, obwohl Platten gleicher Ausgangslage gefaltet wurden. Da gleichzeitig die Streckungsrichtung auf dem diesen Falten zugeordneten  $s_2$  immer im gleichen NNE-Grosskreis bleibt, bedeuten die Schwankungen, dass bei der Faltung Formungsebene und Symmetrieebene der Falten keineswegs zusammenfallen müssen. Wenn wir also bei der Betrachtung der Faltensymmetrie auch das Streckungslinear berücksichtigen, besitzen diese Falten triklone Symmetrie, ohne Symmetrieebene. Betrachtet man dagegen nur die gefalteten  $ss$ -,  $s_1$ - und die mit der Falte gebildeten  $s_2$ -Flächen (die sich mit  $ss$  und  $s_1$  in  $B_2$  schneiden), so besitzen diese Falten monokline Symmetrie und ihre Formungsebene weicht von der Symmetrieebene ab. Diese Betrachtungen sind vor allem bedeutsam für Fälle, in denen man keine Streckung erkennt. Man kann dann nicht mehr von der Symmetrie auf die Beanspruchung und Kinematik schliessen. In unserem Fall ist die Streckung deutlich, die triklone Symmetrie leicht erkennbar. Man muss sich also hüten, von einzelnen, im Aufschluss sichtbaren Faltenelementen auf regionale Beanspruchungspläne zu schliessen und damit auf die Lage von Grossfaltenachsen. Die hier angegebenen Lageschwankungen sind zudem von grundsätzlich anderer Natur als diejenigen, welche entstehen, wo ältere Flächenscharen verschiedener Lage von jüngeren, ebenen Bewegungs-Flächenscharen durchsetzt werden. Auch dabei müssen natürlich die neuen Schnittgeraden (Faltenachsen) notwendig verschiedene Lage einnehmen.

#### b) *Schieferung*

Wir haben die zweite Faltung dadurch definiert, dass sie die erste Schieferung wiederfaltet. Da die erste Schieferung in unserem Profil in allen glimmerreichen Gesteinslagen der Schichtung nahezu parallel läuft, kann man einwenden, diese fast schichtparallele erste Schieferung sei nicht um  $B_2$  rein passiv verbogen, sondern während der Biegegleitung um  $B_2$  schichtparallel angelegt. Dieser Einwand lässt sich leicht widerlegen, da sich die erste Schieferung in den kompetenten Horizonten

tatsächlich als Transversalschieferung erweist und mit ihrem Überschneidungssinn um die  $B_2$ -Falten verbogen ist. Nach Abwicklung um  $B_2$  ist der Überschneidungssinn also nach wie vor einheitlich. Biegegleitungsbewegungen dagegen sind von beiden Seiten auf die Scheitel zugerichtet. Die erste Schieferung kann also nicht der zweiten Faltung zugeordnet werden. Dies geht aus dem einheitlichen Überschneidungssinn ss/Quarzgänge hervor, der über die  $B_2$ -Falten hinweg gleich bleibt, um diese passiv verbogen ist. Wären die Quarzgänge etwa während der Biegegleitung gebildet, so dürften sie sich in der Scheitelregion nicht finden, da dort die Biegegleitung = 0 wird, ferner müssten sie in stärker verbogenen Falten häufiger und dicker werden. Beides ist nicht der Fall – auch die Quarzgänge sind mit  $s_1$  vor der zweiten Faltung gebildet. Sie bilden sich auch nicht etwa nur in Scheitelräumen, die sich durch Biegegleitung öffneten, sondern finden sich auf Scheiteln und Schenkeln zweiter Falten gleichermaßen und auch im Scheitel durchsetzten sie ss.

Mit den zweiten Falten bildet sich eine zweite Schieferung. Sie zerschert die Schenkel der  $B_2$ -Schleppfältchen im mm- und cm-Bereich und greift schliesslich durchdringend in die kleinen  $B_2$ -Fältchen ein, das ältere Gefüge mehr oder weniger umregelnd (Fig. 6). Der Versetzungssinn wechselt für  $s_2$ -Flächen, welche die langen Schenkel der kleinen Fältchen zerschneiden, vom langen zum kurzen Schenkel der Hauptfalten, ebenso für die  $s_2$ -Flächen, die – nach deren stärkerer Rotation – die kurzen Schenkel dieser Fältchen zerschneiden. Gemeinsam bilden die  $s_2$ -Flächen zwei zusammengehörige Flächenscharen,  $s_{2s}$  und  $s_{2a}$ , die zwischen sich die Faltenscheitel ausquetschen (Fig. 6, 5). Die Zerschörung beginnt mit  $s_{2a}$  (VOLL, 1960, p. 556). Die Abstände der  $s_2$ -Flächen wechseln von 2 cm bis Bruchteile eines mm. Bei sehr starker Deformation – schneller in Quarz – und Calcit-reichen Lagen – wird auch die zweite Schieferung Korn für Korn durchdringend. Die gegenüber  $s_1$  grösseren Abstände gehen auf die durch  $s_1$  erworbene starke, flächige Anisotropie des Gesteins zurück (HOEPPENER, 1956, p. 278). Die  $s_2$ -Flächen erhalten durch Weglösung von Quarz und durch absolute, wie relative Anreicherung von Muskowit, Glimmer-tapeten, während die Faltenscheitel zwischen den  $s_2$ -Flächen absolut und relativ an Quarz angereichert werden. Auch die  $s_2$ -Flächen bewirken also metamorphe Differentiation (VOLL, 1960, p. 556) (Fig. 5, 6).

Beide, besonders die antithetischen  $s_2$ -Flächenscharen, rotieren während der Deformation und während die Winkeldivergenz der Faltenschenkel abnimmt, im Sinn der Gesamtrotation. Der Versetzungssinn der  $s_2$ -Flächen ist dabei von Anbeginn der  $s_2$ -Bildung auf beiden Faltenschenkeln wechselnd angelegt. Die Schenkeldéhnung der zweiten Falten vollzieht sich im wesentlichen durch Zerschörung nach  $s_2$ , durch Weglösung von Quarz an  $s_2$  und plastische Deformation zwischen  $s_2$ -Flächen. In extremen Fällen wird der Winkel zwischen  $s_1$  und  $s_2$  wieder nahezu = 0, ähnlich wie der Winkel zwischen ss und  $s_1$  bei der ersten Faltung. Diese Rotation kann oft innerhalb einer Falte beobachtet werden, wo diese im Streichen entlang ihrer Achse stärker rotiert und weniger schenkeldivergent wird. In nichtkompetenten Lagen rotiert  $s_2$  schneller. Dies führt zu einer der Brechung der Schieferung ähnlichen Erscheinung. Dass es sich dabei nicht um primäre Lageverschiedenheiten der  $s_2$ -Flächen handelt, geht daraus hervor, dass die Rotation von  $s_1$  zwischen individuellen  $s_2$ -Flächen von deren Rotation abhängt. Sie ist im Moment der

Anlage der  $s_2$ -Flächen = 0. So lässt sich ableiten, dass sich die  $s_2$ -Flächen stets, in kompetenten und inkompetenten Lagen, fast normal zu  $s_1$  bilden und dann um verschiedene Winkel zum  $s_1$ -Spiegel rotieren, während  $s_1$  zwischen ihnen synthetisch rotiert wird.

Nur sehr selten, und dann bevorzugt in rein kalkigen und quarzreichen Lagen, bilden sich nun  $s_2$ -parallele Quarz-Ankerit-Gänge. Diese kann man leicht von den  $s_1$ -parallelen unterscheiden, da diese im gleichen Material vorhanden und um  $B_2$  gefaltet sind, ebenso wie die meist noch sichtbare erste Schieferung. Trotz ausgeprägter Lösungsvorgänge kommt es also bei der zweiten Faltung in der Regel nicht zur Bildung neuer Quarzgänge.

Erst wenn die gefalteten  $ss$  und  $s_1$  bei der Schenkeldehnung von  $B_2$  unendlich gedehnt wären, läge  $s_2$  wieder parallel zu  $ss + s_1$ . Da dies aber nicht der Fall ist und da die  $B_2$ -Falten stets N-vergent sind, fällt  $s_2$  steiler nach S als  $ss$  und  $s_1$ , damit als der stoffliche Lagenbau (Diagramme 4, 5, 10, 12, 19, 21, Fig. 24, 25, 27). Das  $s_2$ -Fallen gibt also nicht die Verteilung des Gesteinsverbands wieder, obwohl es die auffälligste Flächenschar ist. Dies sieht man deutlich, wenn man von der Strasse nördlich der Glenner-Brücke auf das Profil der schwarzen Liasphyllite am E-Ufer des Flusses blickt, wo die Schichtung ganz flach (Fig. 2),  $s_2$  aber 35–40° nach S fällt.

Dies zeigt aber gleichzeitig, dass  $B_2$  wohl individuelle Lagen faltet, die grösseren Platten der Lias-Horizonte aber ungefaltet lässt. Sie bleiben zwar in sich gefaltete, aber planparallele Platten. Die zweite Faltung schafft also keine grösseren Falten, die zu einer wesentlichen Lageveränderung, zur Neuverteilung des Gesteinsbestandes oder der Inversion führen könnten. Die Gegenwart grösserer  $B_2$ -Falten müsste sich ausserdem durch die Wiederholung lithologischer Abfolgen, durch die Umkehr der Vergenz von zugeordneten, kleineren scheidungsvergenten  $B_2$ -Falten und durch Wechsel der  $s_1/s_2$ -Überschneidung bemerkbar machen. Diese Züge aber fehlen. Damit ist erwiesen, dass die  $B_1$ -Schuppen den Grossbau bestimmen, der von  $B_2$  nur geringfügig gefaltet ist, von  $s_2$  zerschert. Die mechanische Inhomogenität der Schichtung kommt also in dem homogen durch  $s_1$  durchgearbeiteten Gestein nicht mehr so zum Zuge, grössere Falten werden nicht gebildet.

Hier ist es zweckmässig, noch auf folgenden möglichen Irrtum hinzuweisen: Bei scharfer Zerschierung nach  $s_2$  kann dieses, wie zuerst  $s_1$ , nun eine durchdringende Schieferung bilden. Man muss sich davor hüten, diese durchdringende zweite Schieferung für die erste zu nehmen und mit ihr und  $ss$  erste Falten zu konstruieren, Inversionen abzuleiten oder abzulehnen. Indem man diesen Fehler macht, läuft man Gefahr, erste Falten aufzubauen, die nicht existieren oder existierende zu übersehen. Nur wo man sicher  $s_1$  vor sich hat, kann man mit ihm erste Bewegungen rekonstruieren, nur sicheres  $s_2$  darf zur Rekonstruktion zweiter Falten verwendet werden. Fehlt die Sicherheit, so muss man auf solche Konstruktionen verzichten.

### c) Streckung

Wie zuerst auf  $s_1$ , so bildet sich während der zweiten Faltung nun auf  $s_2$ , bzw. zwischen syn- und antithetischem  $s_2$ , eine Streckungsfaser. Die erste Streckung

wird rein passiv um  $B_2$  gefaltet. Dies ist besonders klar sichtbar, wo  $B_2$  auf  $s_1$  nicht senkrecht, sondern schräg zu  $str_1$  liegt. Dort wird  $str_1$  so um  $B_2$  gewickelt, dass es nicht mehr auf einem Grosskreis liegt, also nicht etwa als Schnittgerade jüngerer Scherflächen mit dem um  $B_2$  gefalteten  $s_1$  zu deuten ist. Da die  $B_2$ -Falten Schenkeldehnung erleiden, wird  $str_1$  nach rein geometrischer Abwicklung um  $B_2$  nicht wieder zur Geraden.

Die Tatsache, dass  $str_1$  rein passiv um  $B_2$  gefaltet wird, zeigt gleichzeitig wieder, dass  $s_1$  wirklich älter ist als  $B_2$ . Denn die Glimmer, deren lange Formachse (zusammen mit der von Quarz und Karbonat) Träger der «Streckungsfaser» ist, liegen gleichzeitig mit ihrer Basis in  $s_1$  und bilden so die phyllitischen Tapeten der ersten Schieferung. Wenn also  $str_1$  um  $B_2$  gefaltet wird, so muss das gleiche auch für die erste Schieferung gelten. Dies beweist wieder, dass  $s_1$  nicht etwa durch Biegegleitung während der  $B_2$ -Faltung entstand.

Wo sich  $s_2$ -Flächen eben erst bilden, wo sie also noch weit auseinander liegen, ist die Streckungsfaser auf  $s_2$  noch schlecht sichtbar. Wo jedoch die Rotation von  $s_1$  zwischen  $s_2$ -Flächen weit fortgeschritten, der Winkel zwischen  $s_1$  und  $s_2$  klein geworden und das Material durch  $s_2$  weitgehend durchgearbeitet ist, wird  $str_2$  so deutlich, wie es erst  $str_1$  war. Die Streckungsnatur wird wieder durch entsprechende Deformation von mechanisch wirksamen und unwirksamen Vorzeichnungen, durch Druckschattenkristallisation usw. bewiesen. Bei völliger Durcharbeitung des Materials bilden sich wieder flache Pyritlinsen parallel  $s_2$ , wie erst parallel  $s_1$ . Deren lange Achse liegt in  $str_2$ .

Während die zweiten Falten rotieren, wandert das  $str_2$ -Linear auf dem gleichen Grosskreis, auf dem erst  $str_1$  rotierte. Die Streckungsfaser hat also die rotierte der ersten Faltung ersetzt, die Streckung symmetriekonstant fortgesetzt. Wie  $str_1$  bleibt  $str_2$  lagekonstant, auch wenn die Faltenachsen schwanken. Die Lage von  $str_2$  in dem NNE streichenden Grosskreis wird wieder nur durch die Rotation während der zweiten Faltung, die Rotation von  $s_2$  bestimmt. Anscheinend haben kleinste und grösste Hauptnormalspannung während der ersten und zweiten Faltung die gleiche Lage behalten.

#### d) *allgemeine Bemerkungen*

Die zweite Faltung ist also die symmetriekonstante Fortführung der ersten. Vergenz, Rotationssinn, Schieferungslagen, Streckung und Metamorphose werden wiederholt bzw. fortgeführt. Daran ändert nichts, dass am Ort  $\beta_1$  und zweite Falten verschiedene Lage einnehmen mögen. Im Gesamtplan weist  $B_2$  die gleichen Schwankungen und Lagemöglichkeiten auf. Erste Falten werden durch isoklinales Zusammenlegen und Schenkeldehnung, erste Schieferungen durch Rotation unwirksam und durch zweite ersetzt. Die anderen Ausmasse der Falten und der s-Flächenabstände ändern daran nichts. Sie sind nur Ausdruck der starken, flächigen Anisotropie, die sich nach der ersten Schieferung gebildet hat.

Ist aber die zweite Faltung nur eine symmetriegemässe Fortsetzung der ersten, und führt sie gar, wie in unserem Fall, nicht zu wesentlichen Lageänderungen der Schichten, so liegt der Gedanke nahe, es sei nicht so wichtig, erste und zweite Falten zu unterscheiden. Man könnte meinen, es sei allein wichtig, die Lage der

Achsen zu sammeln und Normalspannungen abzuleiten. Sammeldiagramme, die erste und zweite Falten vereinigen, würden dann nicht Wesentliches verschleiern und unzulässiges Zusammenlegen bedeuten. Dem ist aber nicht so. Denn einmal wissen wir ja nicht a priori, dass die zweiten Falten keine grösseren Amplituden besitzen, wenn wir an die Aufnahme herangehen. Ausserdem lehrt die Erfahrung (VOLL, 1960, Plate 24), dass zweite Faltungen, auch wenn sie erste symmetriekonstant fortsetzen, frontartig einsetzen. Dies gilt auch für die weitere Umgebung unseres Gebietes: Die Glarner Schubmasse nördlich des Vorderrheins ist im wesentlichen (abgesehen von einigen Zonen und etwa dem Lochseitenkalk) nur durch eine Faltung ( $B_1, s_1, str_1$ ) bestimmt, ebenso ihre helvetisch-autochthone Unterlage. Unsere zweite Faltung setzt in ihrer flächigen Verbreitung südlich der Wurzel der helvetischen Hauptschubmasse ein. Ferner wissen wir noch nicht, ob nicht diese zweite Faltung weiter im S, etwa im Gebiet der Lugnezer Schiefer, plötzlich Falten mit weit grösseren Amplituden schafft, die sich dann auch im Kartenbild auswirken. Auf jeden Fall setzt – ebenfalls mit scharfer Grenze – an der Einwicklungszone des Aul-Lappens ein neuer Deformationsstil ein, wobei unsere  $s_2$ - (und  $s_3$ -) Flächen scharf zerschert und mehrmals wiedergefaltet werden. Es ist also nicht so, dass sich innerhalb einer Platte Bereiche mit nur einer, mit zwei oder mit drei Faltungen mehrmals ablösen und fleckig verteilt sind. Die Zahl der Faltungen ändert sich meist plötzlich an der Grenze grösserer Bereiche. Dies bedeutet, dass für die Ausmasse, Formen und Entwicklungsstadien der einzelnen Falten der lokale Lagenbau wohl verantwortlich ist, dass aber in bezug auf Wiederfaltung grössere, in sich uneinheitlich gebaute Bereiche einheitlich reagieren. Der Stress wird anscheinend über solch grössere Bereiche hinweg aufgebaut und in einem neuen Faltungs-(Wiederfaltungs-)Akt gelöst. Analoge rotationale Wiederfaltung wurde bereits von HOEPPENER (1956) aus dem Rheinischen Schiefergebirge und von VOLL (1960) aus den schottischen Highlands beschrieben.

#### 4. Dritte und weitere Faltungen, Schieferungen und Streckungen

In unserem Profil ist die Faltung in kompetenten Horizonten, insbesondere in den Grobsanden, nur bis zur Bildung zweiter Falten vorangeschritten. Wo sich aber einheitlich pelitische, oder stärker pelithaltige Pakete einschalten, bilden sich auch dritte Falten (Fig. 8b, 11). Besonders klar ist dies am Oberrand der kieslig-sandigen Serie sichtbar (Glener E-Ufer unter der Strasse, ca. 60 m nördlich des Lawinendaches). Die zweiten Falten zeigen dort in einem nördlichen Aufschlussteil, zunächst noch nicht durch dritte wiedergefaltet, starke Schwankung der Achsenlagen in der beschriebenen Art. Wo sie dann in den südlich anschliessenden Aufschlüssen durch dritte wiedergefaltet werden, liegen ihre Faltenachsen meist NW-SE bis NS und NNE-SSW streichend. Trotz der Wiederfaltung lässt sich ihre E-Vergenz noch eindeutig feststellen. Die dritten Falten sind auch hier offen d.h. ENE-WSW, und ihre Achsen liegen somit  $\pm$  parallel zum regionalen Streichen (Fig. 11 und Diagramm 7, Fig. 25). Dabei fallen die  $s_3$ -Flächen noch steil S. Noch ein paar m nach S, direkt unter der mausgrauen Serie, werden nun auch die  $s_3$ -Flächen wieder nach N rotiert, die Schenkeldivergenz der  $B_3$ -Falten wird geringer, und schliesslich beginnen auch die Achsen der dritten Falten zu schwanken, genau

wie die zweiten. Die Flächen der dritten Schieferung, die sich analog der zweiten entwickelt, sind dann wieder von dem Streckungslinear, nun  $str_3$ , bedeckt.  $Str_2$  ist um  $B_3$  gefaltet.  $Str_3$  liegt wieder auf dem gleichen NNE-Grosskreis.  $s_3$ , selbst eine ebene Flächenschar, durchschneidet nun  $ss$ ,  $s_1$  und  $s_2$ . Die Schnittlinien der dritten Schieferung mit dem um  $B_2$  gefalteten  $ss$  und  $s_1$  verlaufen gekrümmt, da das ebene  $s_3$  ja damit durch  $ss$ - und  $s_1$ -Flächen verschiedener Lage schneidet. Diese dritte Faltung ist wieder einfach die symmetriekonstante Fortführung der ersten und zweiten Faltung. Sie ist, mit Ausnahme grosser Teile des dunklen Lias an der Basis, fast im ganzen Profil zu finden, aber arbeitet nicht mehr das ganze Gefüge homogen durch. Hier zeigt sich nun eine deutliche Materialabhängigkeit, da die dritte Faltung die pelitreicheren Horizonte bevorzugt. Besonders stark wird die dritte Faltung in den pelitbetonten Liashorizonten, nämlich am S-Rand der

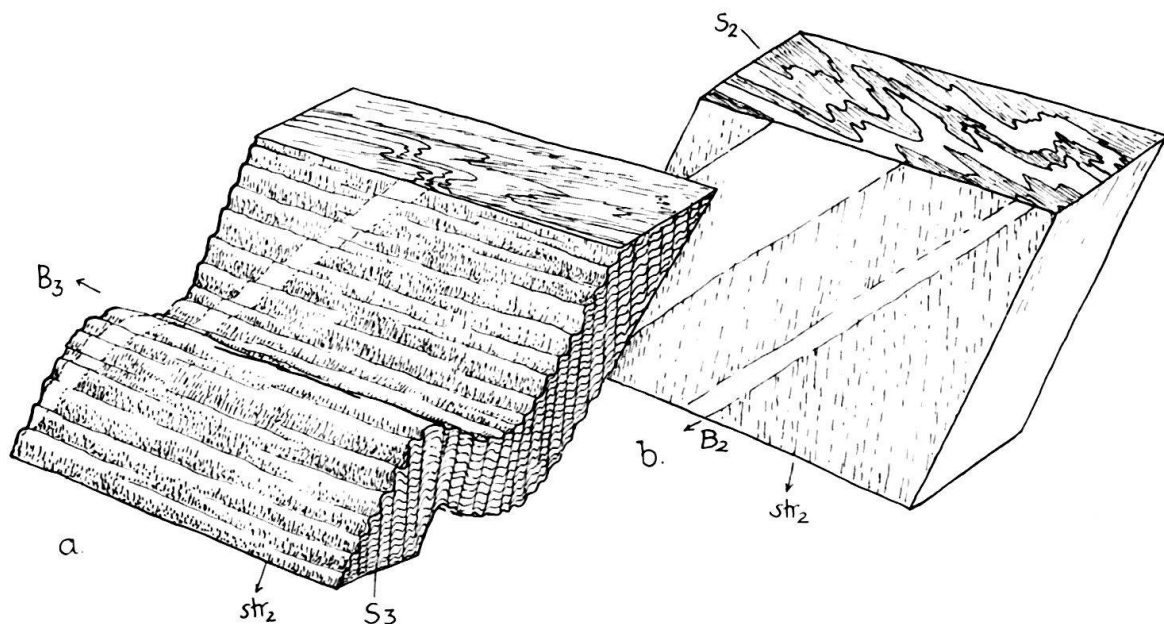


Fig. 16. Zweite, westvergente und dritte Falten.

a) Strasse, nördlich Glennerbrücke (Koord. 735,5/179,5): WNW-vergente, fastisoklinale  $B_2$ -Falten, schräg zu dem NS streichenden  $str_2$ , mit  $ss$ ,  $s_1$ ,  $s_2$  und  $str_2$  um flaches  $B_3$  gefaltet.  $s_3$  fällt  $80^\circ-43^\circ$  SSE. b) (Koord. 735,45/180,05) dicht Na: NE streichendes  $B_2$  mit wechselnder Vergenz, schräg zu  $str_2$ . Beide = dunkler Lias an der Profilbasis.

schwarzen Tonschiefer an der Basis unseres Profils, in den mausgrauen Kalken und z. T. in der Serie mit unruhiger Sedimentation.

Die schwarzen Tonschiefer an der Basis des Lias-Profils sind besonders pelitisch. Man sollte erwarten, dass in ihnen die dritte Faltung besonders stark ausgeprägt ist. Dies ist aber nicht der Fall. Sie ist mit Ausnahme der in Fig. 16a abgebildeten Stelle vorwiegend auf eine schmale Zone am S-Rand dieses Pelit-Horizonts beschränkt. Darin kommen die Zunahme der Deformation von N nach S und das frontartige Einsetzen der Wiederfaltung zum Ausdruck. Die mausgrauen Kalke, weiter im S, sind, obwohl sie mehr kompetente Lagen enthalten, fast durchweg von dritten, sogar z. T. von vierten Falten durchdrungen. Trotzdem ist es in den

pelitischen Tonschiefern an der Profilbasis nur sehr selten möglich, die  $ss/s_1$ -Überschneidung zu rekonstruieren, da die zweite Faltung sehr intensiv war und Feinschichtung nur gelegentlich sichtbar ist. Findet man aber  $ss$  nicht, so helfen natürlich auch Quarzgänge nicht weiter. Die wenigen sedimentär und tektonisch gewonnenen Unten-Oben-Nachweise zeigen, dass die schwarzen Tonschiefer an der Basis des Liasprofils  $B_1$ -Falten enthalten haben müssen, denn, wenn auch selten, findet man doch gelegentlich Inversion durch  $B_1$ , d. h. wechselnden  $ss/s_1$ -Überschneidungssinn in diesen Gesteinen. Dies ist nicht verwunderlich, da wir an der Westseite des Flusses, unter der Ruine Castelberg (Koord. 735,45/180,05, auf Fig. 2 als höhere Triasschuppe eingetragen) einen kleinen Keil Quartenschiefer in diese schwarzen Tonschiefer eingeschuppt finden. Es ist uns nicht gelungen, die Faltenumbiegung solcher  $B_1$ -Falten mit Hilfe der Schichtung aufzufinden. Aber diese  $B_1$ -Falten haben die schwarzen Tonschiefer an der Profilbasis – aus den oben angeführten Gründen – nicht in ihrer Gesamtheit invertiert.

In den mausgrauen Kalken finden wir dritte Falten fast überall. Sie sind z. T. noch offen, häufig aber auch schon fast isoklinal. Z. T. sind sie selbst wieder durch meist offene, selten auch bereits wieder isoklinale, vierte Falten wiedergefaltet. Nicht immer kann man die Indizierung von Falten als dritte nachweisen durch Wiederfaltung zweiter. Auch hier helfen oft die Quarzgänge. Zweite Falten erkennt man mit ihrer Hilfe, da sie die Quarzgänge in isoklinale Falten legen, dritte, da sie diese Quarzgang-Falten wiederfalten. In den mausgrauen Kalken sind solche dritte Falten oft an der linsigen Zerschierung von Quarzgangfalten in fischartige Körper schuld. Diese schwimmen dann als isolierte Faltenscheitel-Linsen und -Stengel in dem straff nach  $s_4$  zerscherten Gestein. Wieder erweisen sich also die Quarzgänge als wertvolles Hilfsmittel, wenn auch nicht mehr, um die restlos verwischte Überschneidung  $ss/s_1$  zu konstruieren, so doch noch, um die Zahl der Faltungen anzugeben, die das Gestein betroffen haben.

Wo die dritten Falten offen sind, die gefalteten Lagen nicht zerschert, erweisen sich die dritten Falten als den zweiten ähnlich gebaut. Wo sie aber in den mausgrauen Kalken stark isoklinal geworden und durch  $s_3$  zerschert sind, ist es nicht mehr möglich, ihre Form zu rekonstruieren, oft nicht einmal, die Vergenz anzugeben. Damit wird es aber auch unmöglich, anzugeben, ob grössere  $B_3$ -Falten vorlagen. Dies ist aber nur in pelitischen Teilen der mausgrauen Kalke der Fall, nämlich im Rieiner Tobel (Koord. 736,1/177,9). Doch kommt noch zum Ausdruck, dass auch die dritten Falten in der Regel nach N- bis E vergieren. Im Rieiner Tobel erkennt man (an der ersten Steilstufe im Bach, östlich der Strasse), dass dort die zweiten Falten ebenfalls die stärkste Deformation des Profils erreichen und Amplituden bis über 5 m aufweisen bei starker Isoklinalität und Schenkeldehnung. Diesen grösseren  $B_2$ -Falten sind kleinere im m-, dm-, und cm-Bereich scheidelvergent zugeordnet. Die Achsen dieser zweiten Falten schwanken dort stark und erreichen, wie die der dritten, NW-, NS-Lagen und schliesslich Parallelität mit der Streckungsrichtung (Diagramm 8, Fig. 25). Ob auch die dritten Falten dort ähnlich grosse Amplituden erreichen, liess sich nicht feststellen.

Aber auch diese Falten mit Amplituden im 10 m-Bereich sind auf die Serie der mausgrauen Kalke beschränkt. Diese bleiben also eine planparallele Platte zwischen den Serien der kieslig-sandigen und grobsandigen Schiefer und werden nicht in

ihrer Gesamtheit von diesen Falten erfasst. Zwischen zwei aufrechten Paketen können daher auch die mausgrauen Kalke in ihrer Gesamtheit doch wohl nicht invertiert sein. An der Oberseite der mausgrauen Kalke weist zudem die Gradierung auf ihre aufrechte Lagerung hin.

### 5. Faltung um Achsen parallel zur Streckungsfaser

Ausser den genannten Wiederfaltungen können auch solche eintreten, die ihre Bildung einem ganz anderen Mechanismus verdanken. Sie besitzen Achsen stets parallel zur Streckungsfaser (Diagramm 1, Fig. 24). Dabei bilden sich zugeordnete Schieferungsflächen, die sich ebenfalls mit der gefalteten Lage parallel zur Streckungsrichtung schneiden. Da diese Falten in der Regel polyvergent sind, schaffen sie ein orthorhombisches Gefüge. In unserem Profil bilden diese Falten nie grössere Amplituden und Wellenlängen, sie bleiben im mm- und cm-Bereich (Runzeln). Wieweit dieser Mechanismus die in Parallelität zur Streckungsfaser rotierten (generell aber schwankenden) anderen Wiederfaltungen betraf, kann nicht entschieden werden. Solche Wiederfaltungen um die Streckungsrichtung bilden sich mit und überleben jede der beschriebenen Faltungen. Grosse Bedeutung erlangt hier keine. Sie führen meist zu feinen, straff parallel orientierten Runzeln parallel der Streckung. Will man diese Falten indizieren, so kann man sie zwischen eine der genannten Faltungen und die folgende Wiederfaltung einschieben. Am besten ordnet man sie der  $x$ -ten Faltung  $B_x$  als  $B_x'$  zu. Die  $B_x'$ -Faltung steht dann (wegen des Schwankens der  $B_x$ -Falten) im allgemeinen schief auf  $B_x$ , beginnt sich im fortgeschrittenen Stadium der gleich indizierten  $B_x$ -Faltung zu bilden und überlebt sie, die  $s_x$ -Flächen wiederfältelnd und durch  $s_x'$ -Schieferung zerscherend. Fig. 8e und 15d zeigen solche Fältchen.

### 6. Verhältnis der Metamorphose zu Faltung und Schieferung

Schon bei der ersten Faltung und Schieferung wurde das Gestein eindeutig metamorphosiert, denn die  $s_1$ -Flächen wurden von neugebildeten hellen Glimmern und Chlorit belegt; ob dabei noch Stilpnomelan zur Bildung kam, ist ungewiss. Während der folgenden Faltungen wurden die jeweils älteren Glimmer der Schieferungstapeten verbogen und gefaltet. Diese kontinuierliche Verbiegung der Glimmerblättchen ist häufig noch erhalten, Rekristallisation dieser Glimmer und polygonale Anordnung in Faltenscheiteln tritt zurück. Demzufolge kam es auch kaum zu Korn-Vergrößerungen, was nicht allein durch die das Grössenwachstum hemmende Gegenwart von Graphitoid erklärbar ist. Neben Glimmern, die sich auf neuen  $s$ -Flächen gebildet haben, finden sich somit fast stets ältere, durch  $s_1$  geregelte und dann verbogene Glimmer ohne nennenswerte Grössenunterschiede der Generationen, ohne Porphyroblastenwachstum und Korngrössenhiatus.

Auch die Quarze verraten, dass die Kristallisation bis in das jüngste Deformationsstadium die Verformung begleitete, dass die Deformationsgefüge nicht durch anschliessende, gründliche Temperung verwischt wurden. Obwohl polygonale Kornformen und Bindung der Quarz-Quarz-Korngrenzen an die Basis benachbarter

Glimmer vorkommen (VOLL, 1960, p. 529, 1962, p. 401), sind suturierte Quarz/Quarz-Grenzen doch häufig. Demzufolge ist bereits mit dem Gipsblättchen Vorzugsorientierung der Quarze stets nachweisbar. Beides zeigt, dass die Kristallisation von Quarz bis in die letzten Stadien der Metamorphose noch von Bewegungen begleitet wurde. Im Verrucano, im Melser Sandstein, in grobklastischen Lagen der kieslig-sandigen-, der Grobsand- und der unruhigen Serie sind klastische Quarzkörner häufig erhalten. Sie sind stets deformiert, teilweise rekristallisiert, zeigen Felderteilung und häufig Böhmische Lamellen (Deformations-Knickbänder). All diese Züge und ihre gegen die feinkörnigen Rekristallisate suturierten Korngrenzen zeigen ebenfalls, dass der Deformation keine langdauernde und gründliche statische Temperung folgte.

Auch die Karbonate zeigen ein ähnliches Bild. Häufig sind noch sedimentäre Karbonate als Ooid-Fasern und besonders Crinoiden-Bruchstücke mit Porennetz, Zentralkanal und diagenetischen, homöachsialen Fortwachsungen erhalten. All diese sedimentären Karbonatkristalle sind stark verbogen, druckverzwillingt und teilweise bis ganz rekristallisiert. Die Fortwachsungen mit gleicher Orientierung fallen z.T. bereits ins Stadium der Durchbewegung, da sie oft deutlich parallel str gelängt sind. Deformation, Rekristallisation und Neubildung von Karbonatkristallen finden sich während aller Faltungsphasen. Die Deformation jeweils älterer Karbonatkristalle ist auch nicht durch eine langdauernde, die Deformation überlebende, statische Temperung verwischt. Die typischen, der jeweiligen Faltung, Schieferung und Streckung zugeordneten Korn- und Deformations-Formen sind überall erhalten. Während jeder Faltung bilden neu wachsende Karbonatkörner in erster Annäherung dreiachsige Ellipsoide, deren lange Achse parallel der zugehörigen Streckungsfaser liegt, zusammen mit der mittleren Achse in der zugehörigen Schieferungsfläche. Die nächstjüngere Faltung verbiegt, verzwilligt oder zerbricht diese Körner, schafft durch Rekristallisation und Keimbildung im Druckschatten starrer Einlagerungen auf analoge Weise neue Körner gleicher Form. Relikte bleiben aus allen Faltungsphasen und, wie gesagt, auch aus dem sedimentären Kornbestand erhalten. In quarzreichen Lagen tritt zeitlich nach  $s_2$  gesteigerte Karbonat-Porphroblasten-Bildung auf.

Noch nicht ganz klar ist die Stellung des Chloritoids. Da unsere Gesteine zur Chloritoid-Zone gehören (E. NIGGLI, 1960 und 1961), ist dieses Mineral stets reichlich vorhanden. Ob seine oft vorzügliche Einregelung mit der Basis in  $s_1$  darauf hindeutet, dass es bereits bei der  $s_1$ -Bildung wuchs, muss zweifelhaft bleiben. Es könnte sich auch um Abbildungskristallisation handeln. Aus dem gleichen Grund kann man auch Einregelung parallel  $s_2$  und  $s_3$  nicht sicher als syntektonisch in bezug auf diese Schieferungen deuten. Dass die Chloritoidbasis der vorhergehenden Schieferung im Scheitel zweiter und dritter Fältchen folgt, heisst ebenso nicht notwendig, dass sie um diese Fältchen verbogen ist. Hier wie in der ganzen Zone zeigt Chloritoid ja ausgeprägten Wachstumsfehlbau mit starker, garbig-strahliger Divergenz. Im Scheitel der Fältchen könnte ein Fehlbau durch die verborgenen Glimmerfilme geleitet sein und Verbiegung des Chloritoids vortäuschen. Auch dass Chloritoid gehäuft dort vorkommt, wo im Zuge tektonischer Vorgänge Glimmer angereichert wurden (Falten-Schenkel und s-Flächen), beweist nicht, dass Chloritoid dort nach der tektonisch induzierten Glimmeranreicherung wuchs. Auch Chloritoid

könnte in diesen Teilgefügen ja relativ – durch Weglösung von Quarz – angereichert sein. Immerhin gibt es hier Lagen, in denen die Glimmerkonzentration in den Faltenscheiteln nicht ausreichte (an  $B_2$ -Falten beobachtet), um Chloritoid-Keimbildung zu ermöglichen, während in den Schenkeln der gleichen Lagen Chloritoid vorkommt. Hier muss also erst die zweite Faltung die Glimmeranreicherung geschaffen haben, die das Chloritoidwachstum gestattete. Die Chloritoidbildung muss somit zumindest teilweise posttektonisch in bezug auf diese Faltung sein. Oft findet man Chloritoidgarben, an deren Enden die Basis sich senkrecht zum benachbarten  $s$  stellt. Dies wird als Wachstumsfehlbau, durch die benachbarte Schieferung induziert, gedeutet. Offensichtlich begünstigt diese Stellung das Grössenwachstum. Da dies von der ersten bis zur dritten Schieferung gilt, muss das Chloritoidwachstum auch bis nach dieser angedauert haben. Und da solche Garben-Enden auch an der jüngsten Schieferung nicht selten noch verschleppt sind, haben zumindest die letzten Ausläufer der Bewegungen noch das Chloritoidwachstum begleitet.

Aus der häufigen Garbenbildung auf Wachstum des Chloritoids in Perioden tektonischer Ruhe zu schliessen, scheint uns nicht gerechtfertigt. Man kann sich ja auch vorstellen, dass die Kristalle sehr schnell wuchsen, so dass die vergleichsweise unendlich langsamen Bewegungen im Gestein nicht zum Zuge kamen. Zu gesteigerter Chloritoidgarbenbildung kam es wohl nach  $B_2$ . Anscheinend wuchs Chloritoid also bis in die Spätstadien der Deformation. Den Beginn seiner Bildung zu verfolgen, ist schwieriger. Die sehr einheitliche Korngrösse und Verteilung macht jedoch einen einmaligen Akt der Keimbildung wahrscheinlich, denn bei über lange Zeit anhaltender Keimbildung sollte man seriale Grössenverteilung, bei mehrmaliger Keimbildung hiatale erwarten. Einmalige Keimbildung, häufig garbige Entwicklung und Wachstum, z.T. nachweislich nach  $s_3$ , machen im ganzen spätes Chloritoidwachstum wahrscheinlich.

Pyrit bildet sich parallel  $s_1$ ,  $s_2$  und – mit kleinen, oft idiomorphen Kriställchen – bis ins letzte Bewegungsstadium. Ob die idiomorphen Pyrite gänzlich posttektonisch sind, erscheint unsicher, da Pyrit sich starr verhält, eine späte Beanspruchung also nicht notwendig spiegelt. Sehr selten findet man kleine Magnetkieskörnchen im Pyrit. Eine detaillierte Untersuchung der Korngefüge ist in dieser Arbeit nicht beabsichtigt.

## 7. Vergleich mit benachbarten Gebieten

Wir haben bereits festgestellt und begründet, dass und warum wir nach wie vor der Ansicht sind, die Serie liege aufrecht. Wir haben ferner die Deformation als rotationale Faltung und Wiederfaltung in einem kontinuierlichen Akt und unter Beibehaltung des Stressplans beschrieben.

Nun kehren wir zurück zu der Frage: ist die beschriebene Deformation am Ort aufgeprägt, nachdem Horizontaltransporte stattgefunden hatten, oder ist sie während solcher Horizontaltransporte erworben?

In diesem Zusammenhang ist es interessant, dass genau der gleiche Deformationsstil nach  $S$  bis in die Lugnezer Schiefer anhält (Fig. 2, 17, Diagramme 22, Fig. 27). Diese haben zweifellos einen weiteren Horizontaltransport hinter sich und zumindest in ihren nördlichen Randbereichen sind sie nicht nachträglich versteilt

worden. Hier liegt es nahe, diesen Bau als während dieses Horizontaltransports erworben zu betrachten. Und da diese Serie den gleichen Gefügeplan erwarb, ihre Prägung also auch dem gleichen Kräfteplan verdankt, wird ihre Einwanderung wohl auch etwa gleichzeitig mit der Prägung unseres Profils erfolgt sein, nicht durch einen zeitlichen Hiatus getrennt. Somit dürfte das Gleiche wohl auch für die südlich der Lugnezer Schiefer folgenden Deckenlappen gelten.

Erst weiter im Süden, am S-Rand der Lugnezer Schiefer, versteilen sich die s-Flächen, und an der Einwicklungszone des Aul-Lappens setzen neue Wiederfaltungen ein. Ob diese der Einwicklung zugeordnet sind, müssen erst eingehende Studien zeigen.

Da diese Beobachtungen bereits auf Anlage der Gefüge unseres Profils während der Deckenbewegung, während des Horizontaltransportes hier und in der Nachbar-

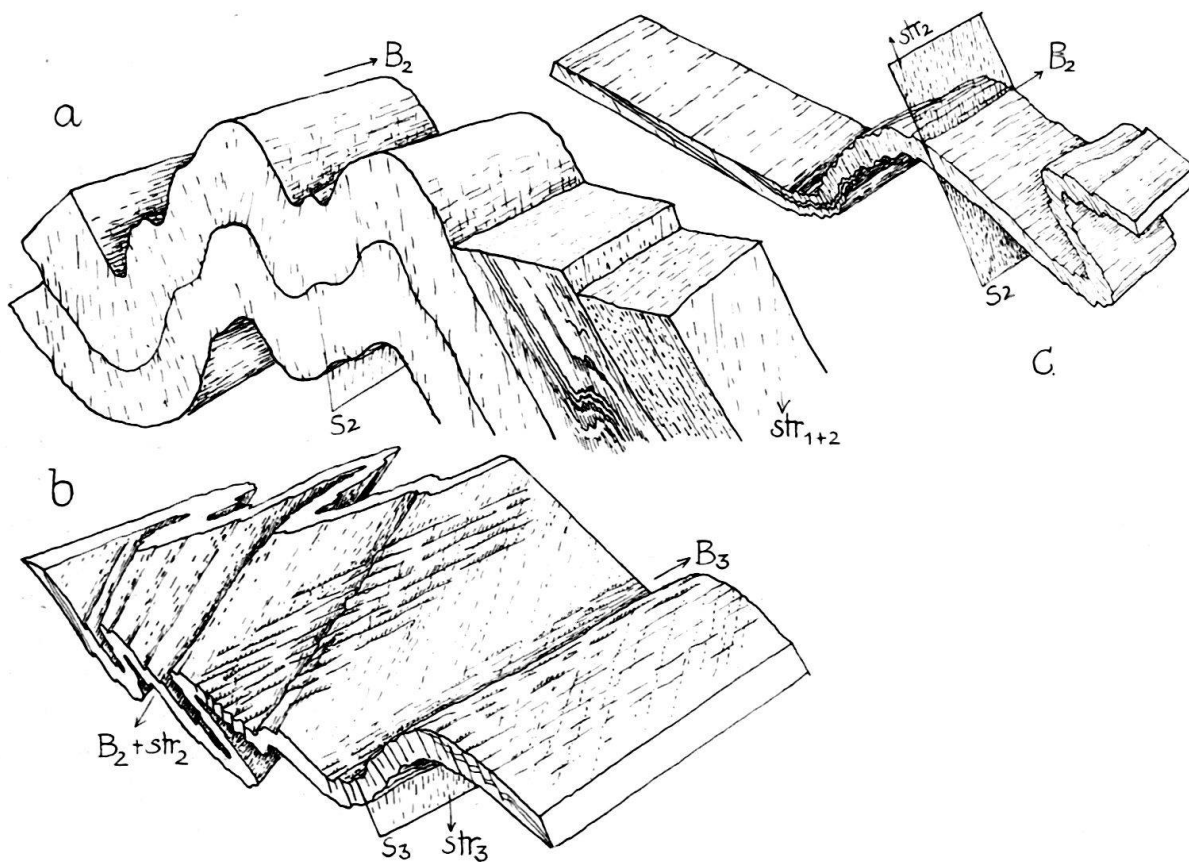


Fig. 17. Strukturdetails aus dem Südteil des Profils.

a) Strassenkurve 20 m nördlich der Strassenabzweigung nach Camuns, südlich Peidenbad (Koord. 734,3/175,0); Rötidolomit mit flachen  $B_2$ -Falten, darüber feingeschichtete, pelitische und quarziti-sche Quartenschiefer. Die feingeschichteten Quartenschiefer (mit gradierten Lagen) zeigen  $B_2$ -Falten mit wechselnder Achse, die normales ss und fast ss-paralleles  $s_1$  falten.

b) Lugnezer Schiefer bei Brücke über Tobel des Val de Tersnaus südlich Uors (Koord. 735,55/173,35): ss wird von steiler S fallenden Quarzgängen durchsetzt, mit ihnen von isoklinalem  $B_2$  gefaltet (Streichen  $23^\circ$ , Tauchen  $21^\circ$  SSW, parallel  $str_2$ , WNW-vergent).  $B_2$  wird von  $87^\circ$  streichenden,  $6^\circ$  E tauchenden  $B_3$ -Runzeln und -Falten wiedergefaltet.

c) Quartenschiefer, direkt unter b) aufgeschlossen. Offenes bis fast isoklinales  $B_2$  ( $?B_3$ ) faltet ss,  $s_1$  und steiler als ss nach S fallende Quarzgänge um flache ENE streichende Achsen.  $s_2$  ist stark gestreut,  $80^\circ$  S fallend in offenen,  $35^\circ$  S fallend in stark rotierten zweiten Falten.

schaft deuten, wollen wir sie durch weitere Beobachtungen erhärten, die einer von uns (G. VOLL) sammeln konnte:

Auch im Engadiner Fenster sind Deckenbewegung, Streckung, Faltung, Wiederfaltung, Schieferung und Wiederschieferung einander zugeordnet. Unter der flachen Überschiebungsbahn des Öztaler Kristallins auf die unterostalpinen und penninischen Serien erscheinen bei Nauders N-vergente, liegende Deckfalten. Ihre Achsen streichen NE, ihre Amplituden und Wellenlängen liegen im km-Bereich. Beide Schenkel fallen nach S, die Inversion der kurzen Schenkel kann mit Gradierung und mit der ss/Quarzgang-Überschneidung nachgewiesen werden. Diesen grossen Deckfalten ist die erste Schieferung zugeordnet. Sie liegt in den Schenkeln wieder parallel oder fast parallel ss, durchsetzt aber an den aufgeschlossenen Scheiteln der  $B_1$ -Deckfalten ss deutlich sichtbar. Während die mesozoische Kalkkögel-Serie und die Serien der Engadiner Dolomiten auf dem Öztaler Kristallin nur nach  $B_1$ ,  $s_1$ ,  $str_1$  verformt sind, und das Öztaler Kristallin nur von einzelnen Scherbahnen des alpinen  $s_1$  durchzogen wird, sind die Serien unter dem Öztaler Kristallin bereits lebhaft wiedergefältelt. Hier kommt also eine modellklare Stockwerkstektonik zum Ausdruck. Wieder schwanken die zweiten Falten in den Bündnerschiefern stark, liegen jedoch oft der dort mehr NW bis WNW streichenden Streckungsrichtung  $str_2$  parallel. Bei Nauders sind ihre kurzen Schenkel bevorzugt nach W bis SW rotiert, doch kommt auch die entgegengesetzte Vergenz vor.  $s_2$  arbeitet die Bündnerschiefer überall fast durchdringend durch. Häufig bilden sich noch dritte Falten mit Achsen parallel  $str_2$  und wechselnder Vergenz. Die Streckung dauert auch hier wieder von der ersten über die zweite Faltung hinaus an.  $B_2$ -Falten erreichen Amplituden im 10 m Bereich. Südlich des Inntals beginnt eine letzte Wiederfaltung, die den flachen ss-,  $s_1$ - und  $s_2$ -Bau aufwölbt. Die Achse dieser grossen Aufwölbung liegt im Zentrum des Fensters und läuft NE-SW, diesem parallel. Die Achsen dieser letzten Falten liegen flach, NE streichend senkrecht zur Streckungsrichtung, die mit älteren Falten und s-Flächen wiedergefaltet wird. Dieser letzten Faltung sind steil N fallende Schieferungsflächen zugeordnet. Diese letzte Faltung klingt gegen das Samnaun hin aus, wo wieder zweite und streckungsparallele Falten, zusammen mit ihren Schieferungen das Bild beherrschen,  $B_1$  und  $s_1$  überlagernd. Der dem Fenster-S-Rand ähnliche, flache Lagenbau fällt dann flach nach N unter die Silvretta-Gneise. Die vor der Fensterwölbung angelegten Deck- und Wieder-Falten ziehen also mit den zugehörigen s-Flächen und Streckungslinearen unter dem überschobenen Altkristallin durch. Der unserem Gebiet sehr ähnliche Bau muss also während der Deckengleitung erworben sein. (Für das Samnaun geben KLÄY's Diagramme (1957, p. 339) die jüngeren NE-Achsen und die älteren, stark gestreuten, jedoch im NW gehäuften  $B_2$ -Achsen, leider ohne Vergenz oder zeitliche Trennung.)

In der gleichen Richtung deuten Beobachtungen im autochthonen Helvetikum östlich des Aar-Massivs und in der helvetischen Hauptschubmasse nördlich des Vorderrheins<sup>4)</sup>: Nördlich unseres Profils hören Wiederfaltungen bald auf (Fig. 18). Sie finden sich nur noch in schmalen Zonen oder – um die Streckungsrichtung – in flachen Bewegungsbahnen von Decken und Schuppen (Fig. 19b, c, d).  $s_1$  und  $str_1$

<sup>4)</sup> Sie wurden von G. VOLL auf einer Exkursion gesammelt, bei der die Herren Dr. STYGER und Dr. SCHINDLER freundlicherweise die Führung übernahmen.

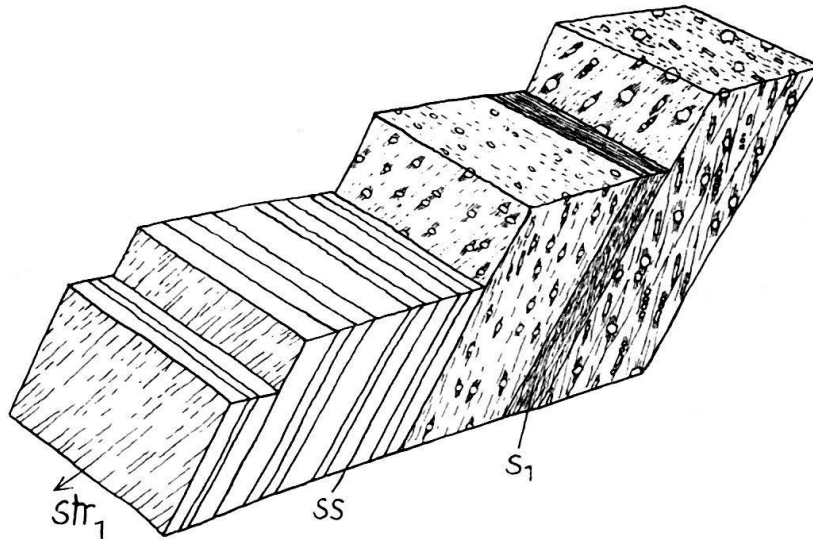


Fig. 18. Deformation der permokarbonischen Eruptiva von Tamins und der überlagernden Trias. Aufschluss an der Strasse nach Flims im Lavoitobel, 500 m W Kirche Tamins.

Rötidolomit oben mit plattigem ss, darunter Melser Sandstein, Verrucano-Pelitphyllite und Quarzporphyr-Phyllit. ss: streicht  $75^\circ$ , fällt  $75^\circ$  S. Darauf taucht  $str_1$  mit einem Winkel von  $75^\circ$  nach SW ab.  $s_1$  fällt steiler S. Klastische Körner im Sandstein, Quarze und Feldspäte im Quarzporphyr sind zerbrochen, parallel  $str_1$  auseinandergetriftet, faserige Quarz- und Glimmer-Neubildungen im Druckschatten parallel  $str_1$ . Z. T. feine Runzeln parallel  $str_1$ .

jedoch setzen sich nach N fort, bis ans N-Ende des Verrucanos (Fig. 22) und über diesen hinaus. In der Verrucano-Decke und in ihrer Unterlage findet sich die Streckung gleichermassen und nimmt nach N allmählich ab. Ebenso klingt sie im Deckenstapel des Glärnisch nach oben aus. Gleichzeitig wird der Winkel  $ss/s_1$  nach N und nach oben allmählich grösser, die syntektonische Metamorphose geringer. Im Niveau des Lias bei Ob. Stafel W Schwanden ist am Glärnisch die obere Grenze der Schieferung erreicht. In den Deckengleitbahnen, die dort überall in  $s_1$  verlaufen, liegt  $s_1$  der Schichtung fast parallel. Zwischen ihnen aber kann es steiler werden, Faltungen ( $B_1$ ) können sich einstellen (Fig. 20). Steilere Lage von  $s_1$  zwischen den Deckenbahnen bedeutet nicht, dass dieses  $s_1$  und zugeordnete  $B_1$ -Falten nicht während der Deckengleitung betätigt wurden, nicht, dass sie nach der Deckengleitung gebildet sind. Die steileren Lagen gehen kontinuierlich in die flacheren auf den Deckenbahnen über. Die Gleitung der Verrucano-Decke (Glarner Stammschubmasse) und der höheren Decken vollzog sich also auf und während  $s_1$ . Auch in der Unterlage der helvetischen Hauptschubmasse sind Inversionen (Matter Sandstein), Schieferung und Streckung (Glarner Dachschiefer) durch unsere erste Faltung bestimmt. Die Gleichzeitigkeit von Faltung nach  $B_1$  und flachen Horizontaltransporten auf  $s_1$  wird besonders schön am Piz da Dartgas gezeigt (Fig. 21). Während dort die tiefere Falte  $s_1$  noch in stark divergenter Fächerstellung zeigt, vollzieht sich am Gipfel auf dem gleichen  $s_1$  die flache Überschiebung von Trias und Kristallin. Während unten der kurze N-Schenkel der Falte noch verdickt wird, werden oben die flachen Schenkel und Gleithorizonte bereits stark gedehnt, die Globigerinenschiefer z. T. bereits um  $str_1$  wiedergefaltet (Fig. 19b, c, d).

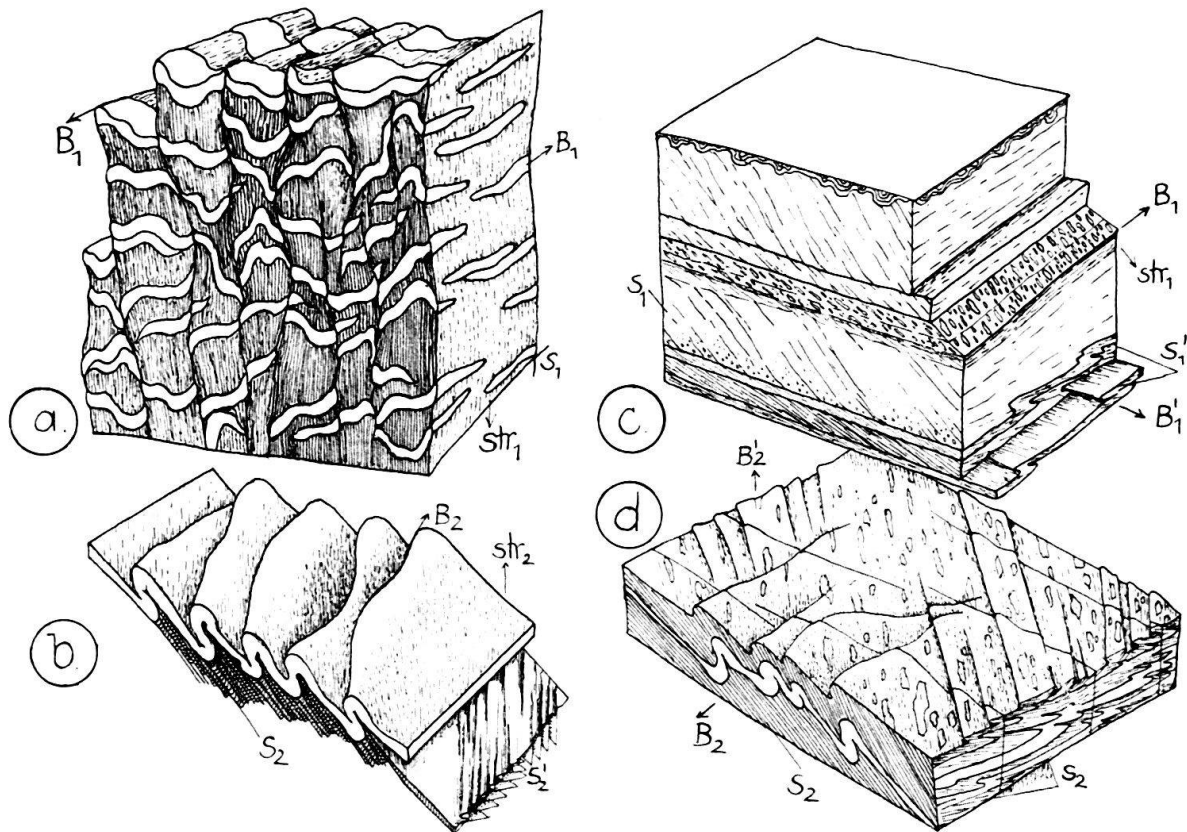


Fig. 19. Gefüge-Details am Piz da Dartgas (Koord. 722,1/186,8).

- a) Siehe Kreis 1 in Fig. 21. Assilinen-Sandstein, flache Lagerung N vor der Piz da Dartgas-Falte. Die Assilinen sind gefaltet, z. T. an dem steil S fallenden  $s_1$  stark gelöst. Auf  $s_1$  fast senkrecht zu  $B_1$  das steile  $str_1$ -Linear.
- b) Siehe Kreis 4 auf Fig. 21. Um  $B_2$  gefaltete Quarzgänge ( $s_1$ -parallel) in flachem Horizont mit gesteigertem Horizontaltransport (Globigerinenschiefer).  $B_2$  schwankt, streicht NE, liegt schief zu  $str_2$ , das  $170^\circ$  streicht.  $s_1$  ist fast ganz durch  $s_2$  verwischt. Parallel  $str_2$  bilden sich divergente  $B'_2$ -Runzeln mit zugeordneten  $s'_2$ -Scharen.
- c) Siehe Kreis 2, Fig. 21. Dicke Grauwackenbänke, z. T. mit Gradierung, Laminierung und convolute bedding oben, zwischen brekziösen Lagen und Globigerinenschiefern.  $s_1$  streicht ENE, fällt in kompetenten Lagen steiler, in inkompetenten flacher SSE.  $str_1$  streicht  $170^\circ$ , dehnt die dunklen Pelitfragmente der Brekzien auf das 2–6fache der Ausgangsgestalt. In den Globigerinenschiefern Wiederfaltung um  $str_1 = B'_1$  hier W-vergent, meist jedoch wechselnde Vergenz. Dabei Bildung zugeordneter  $s'_1$ -Schieferung.
- d) Siehe Kreis 3 in Fig. 21. Brekzienlagen in Globigerinenschiefern. Flacher Gleithorizont mit Wiederfaltung von  $s_1$  (und  $s_1$ -parallelen Quarzgängen) um wechselndes, meist ENE streichendes  $B_2$  und  $str_2$  paralleles, divergentes  $B'_2$ . Dabei Ausbildung von zugeordneten  $s'_2$ -Scharen.

Auch quantitativ ist die Dehnung in den langen Schenkeln der Falte, in inkompetenten Schichten und in den Gleithorizonten, stark gesteigert.

Ausser  $s_1$  setzt sich also auch  $str_1$  aus unserem Profil kontinuierlich nach N fort, stets mit  $\pm$  N-S Streichen. Die Verrucano-Aufschlüsse in Ilanz zeigen Tonschiefer-Fetzen noch auf das 6 fache der Ausgangslänge gedehnt, im Kärpf-Gebiet dürfte die Dehnung durch Streckung noch immer das 2–3 fache der Ausgangslänge betragen. Auch die sauren Extrusiva der Rotliegendserien sind dort von der Streckung betroffen worden. Im Matter Tal ist die Dehnung auf das ca. 1,5–2 fache abgeklun-

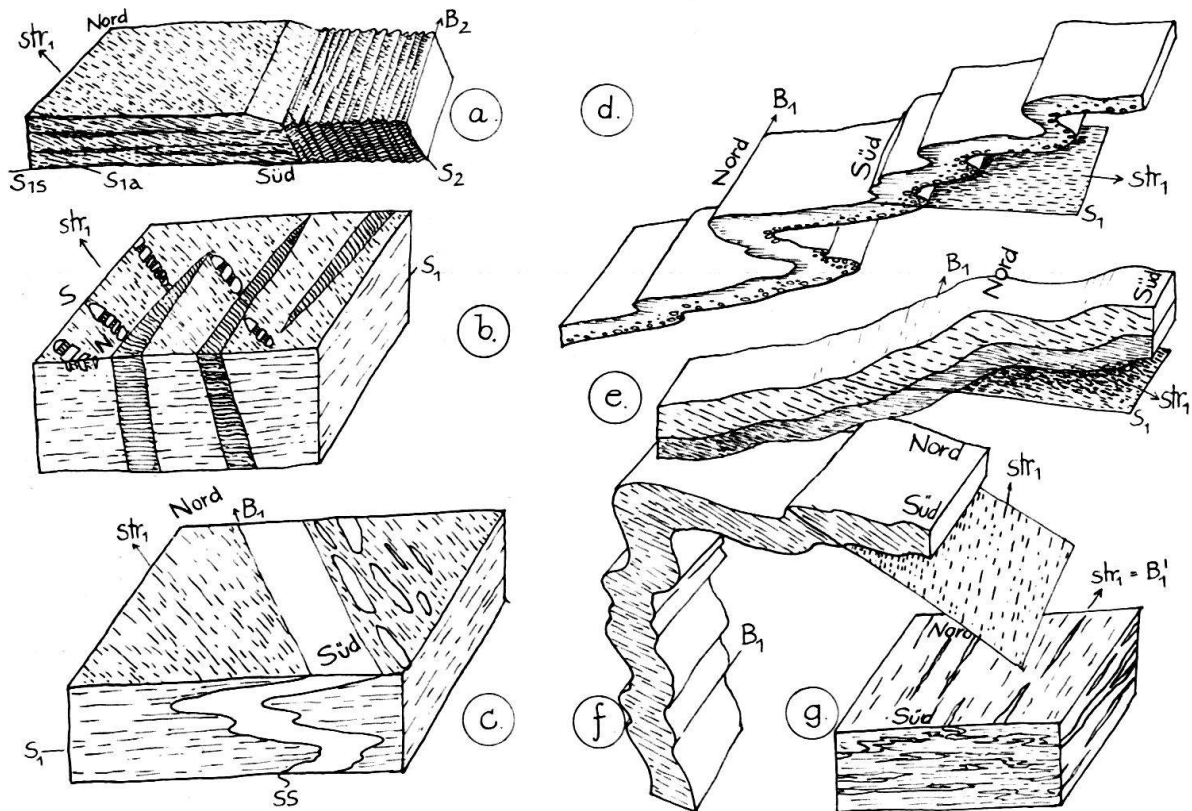


Fig. 20. Gefügedetails aus der Verrucano-Decke, Kärpf-Gebiet. Weg Berggasthof Mettmern nach Seilbahnstation Kies.

- a) 30 m E des Gasthofes: sandige Tonschiefer des Verrucano. Flaches  $s_{1s}$ ,  $s_{1a}$  fällt flach S.  $s_2$  fällt steil S. Schnittgerade  $s_{1s}/s_{1a}$  und Schnittgerade  $s_1/s_2$  ( $=B_2$ ) liegen parallel, streichen ENE.
- b) Dicht unter der Seilbahnstation am Gasthof: phyllitischer, grober Sandstein des Verrucano mit zerbrochenen und parallel  $str_1$  auseinandergetrifteten Geröllchen. Quarzgänge sind parallel  $str_1$  mit Faserquarz gefüllt, zeigen Fiederstellung.
- c) Höhe 1570 m, am Weg: fanglomeratischer Verrucano. Gefaltete, sandige Lage,  $B_1$  streicht  $35^\circ$ ,  $str_1$   $10^\circ$ . Tonschiefergerölle liegen mit der langen Achse parallel  $ss$  bis  $str_1$ , sind durch  $str_1$  gestreckt.
- d) Höhe 1420 m: 15 cm dicke Grit-Lage mit grading, N-vergent um  $B_1$  gefaltet.  $B_1$  streicht  $100^\circ$ , liegt senkrecht  $str_1$ . Der  $B_1$ -Faltenspiegel fällt flach N,  $s_1$  liegt fast horizontal. Grading zeigt normale Lagerung.
- e) Höhe 1390 m: ähnlich d)  $ss$  fällt  $10^\circ$  N,  $s_1$   $10-30^\circ$  S, flacher in pelitischen Lagen.
- f) Höhe 1380 m: N-vergente  $B_1$ -Monokline.  $B_1$  streicht  $25^\circ$ ,  $str_1$   $10^\circ$ .  $s_1$  fällt flach SE. Der kurze Schenkel ist leicht überkippt und verdickt (Höhe 3 m).
- g) Im Bach W des Weges: Flysch direkt unter der Basisüberschiebung der Verrucano-Decke: Wiederfaltung mit  $B_1'$  = parallel Streckungsfaser, wechselnde Vergenz, Quarzgänge parallel  $s_1$  werden gefaltet.  $str_1$  streicht  $10^\circ$ .

gen. Mit den so ermittelten Dehnungsbeträgen im Bereich der helvetischen Haupt-schubmasse der Glarner Alpen (wozu man Reduktions-Flecken im Verrucano besonders gut verwenden kann), stimmt die Dehnung des Lochseitenkalkes von einer Ausgangsmächtigkeit des Malm von 200–300 m auf ca. 50 m und weniger grössenordnungsmässig gut überein. Hier muss man allerdings mit Mächtigkeitssteigerung durch Verkeilung oder mit Verringerung durch Reibung rechnen. Die Dehnung überwiegt die Einengung in der Glarner Schubmasse sicher stark, da Falten ver-

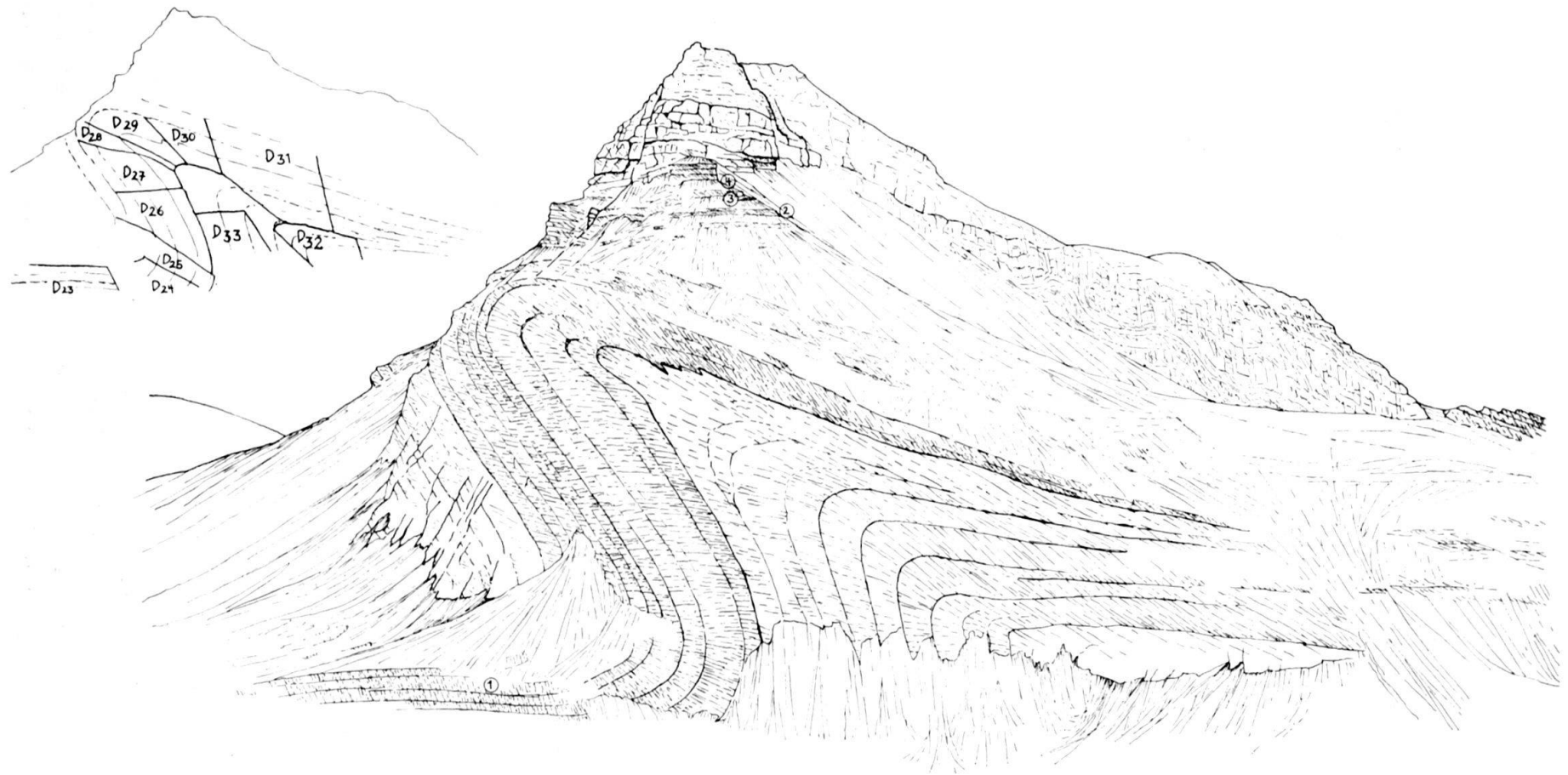


Fig. 21. Piz da Dartgas am Kistenpass, von W (Bifertenhütte) gesehen. Der tiefere Teil des Berges ist von einer nordvergenten Falte eingenommen. Deren N-Schenkel ist verdickt und überkippt. Nördlich davor liegt  $s_1$  in dem flachen Schichtpaket steil. Im überkippten Flügel liegt  $s_1$  flach,  $ss$  ist verdickt.  $s_1$  bildet in dieser Synklinale einen sich in den Scheitel öffnenden Fächer, ebenso in der darauf folgenden Antiklinale. Im flachen Hangendschenkel ist  $s_1$  flach, da dem darüber liegenden Bewegungshorizont in den Globigerinenschiefen angenähert. Die höheren Lagen sind durch Faltungsvorschub nach N vorgeglitten. Der Gipfel des Berges wird von einer Trias-Kristallinlamelle aufgebaut, die auf einer flachen  $s_1$ -Schubbahn herangewandert ist. In allen diesen flachen Gleithorizonten ist  $str_1$  stark gesteigert. Dieses liegt NNW-SSE, fast senkrecht auf  $B_1$ , der Achse der grossen Falte. In den flachen Gleithorizonten unter der Kristallinlamelle kam es zur Wiederfaltung (siehe Teilskizzen in Fig. 19. Auf diese beziehen sich die Ziffern in Kreisen). Eingesetzt: Verteilungsschlüssel für Diagramme 23–33 in Fig. 28, Sammeldiagramm 34 in Fig. 28.

hältnismässig selten sind. Rückformung muss diese Streckung berücksichtigen, ebenso wie Einengung im evtl. Herkunftsgebiet. Nach solchen Überlegungen erscheint es gut möglich, die helvetische Hauptschubmasse der Glarner Alpen in ihrer gesamten Länge auf dem Tavetscher Zwischenmassiv und den nördlichen Teilen des Gotthard-Massivs unterzubringen, da diese heute stark eingengt vorliegen, die Glarner Schubmasse aber etwa auf das dreifache ihrer Ausgangslänge gedehnt ist.

### 8. Deutung

Wir kommen also zu folgenden Schlüssen:

Vom penninischen Bereich zu unserem Profil und bis an den N-Rand der Verrucano-Decke vollzogen sich die horizontalen Transporte während einer einheitlichen, ersten Schieferung. Vom N-Rand der Lugnezer Schiefer bis zu dem der Verrucano-Decke, in den Decken, Schuppen und Massiv-Gebieten verlief die Prägung homotaktisch und mit aller Wahrscheinlichkeit in einem grossen Bewegungsakt und etwa gleichzeitig. Im S, von Ilanz an südwärts, führt die stärkere Deformation zu symmetriekonstanter Wiederfaltung, Wiederschieferung, -Streckung und Rotation.

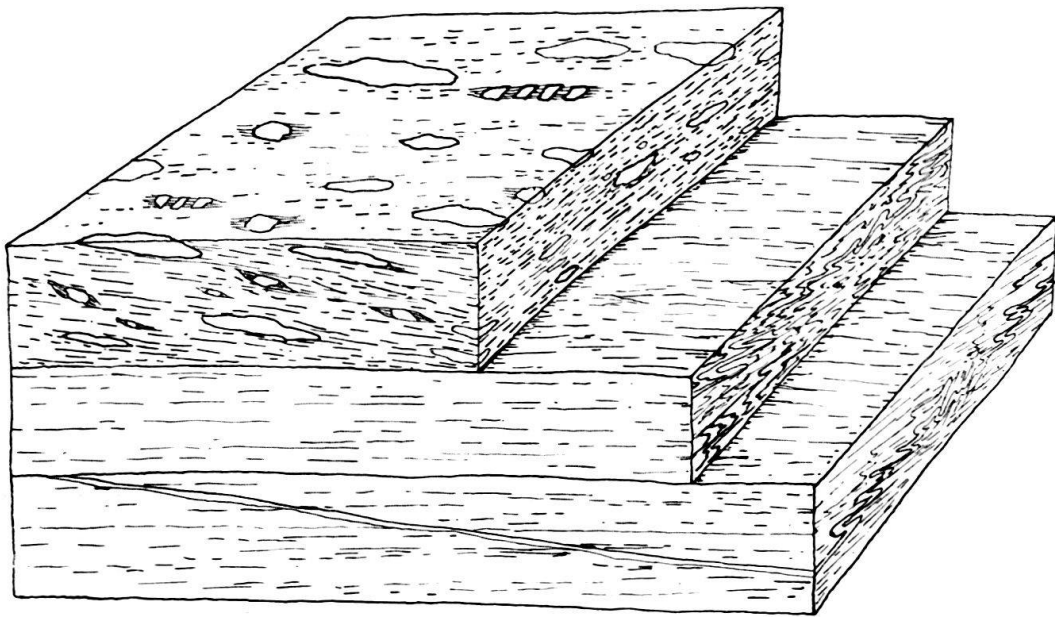


Fig. 22. Deformation des Lochseiten-Kalkes und des darüberliegenden Verrucanos. Lochseite östlich Schwanden (Koord. 726,2/206,55), Kanton Glarus. Oben: Verrucano mit in  $str_1$  (das  $155^\circ$ – $165^\circ$  streicht) gelangten klastischen Komponenten und faserigen Neubildungen.  $s_1$  bildet einen sehr spitzen Winkel mit  $ss$  und fällt steiler S. Darunter: Lochseitenkalk mit gleicher Streckungsfaser und divergenter Wiederfaltung von  $s_1$  und  $s_1$ -parallelen Quarzgängchen um  $str_1 = B_1$ . Dabei Ausbildung einer  $s_2$ -Schieferung.

Die Schuppen unseres Gebietes, des autochthonen Helvetikums und die Decken des Unterengadins wie des Helvetikums sind alle durch einen prinzipiell gleichen Mechanismus gebildet. Gleichzeitig erfolgte vor den Massiven die Bildung der Liasmulden mit steilem  $s_1$  und  $str_1$  (wobei noch zu prüfen wäre, wieviel der heutigen Hochlage dieser Massive auf Hochdehnung in der fächerförmigen Streckungsrichtung

tung zurückgeht (WUNDERLICH und PLESSMANN, 1958)). Man könnte nun einwenden, die Streckungs-, Falten- und Schieferungsgefüge seien den fertigen Decken und der Liasmulde aufgeprägt, gerade da sie sich analog entwickeln, sich sowohl in flachliegenden Deckengebieten, als auch in steilstehenden Autochthon-Gebieten finden. Wir glauben jedoch, dass sich das Streckungslinear mit der ersten Schieferung und Metamorphose während der Deckentransporte bildete, aus folgenden Gründen:

1. Kann man die Bildung des Streckungsgefüges nicht allein auf Anstau an die starren Autochthon-Massive zurückführen, da die gleiche Streckung sich kontinuierlich aus dem Raum der steilen Liasmulden in die flach nach N transportierten Bereiche unseres Profils fortsetzt. Dort und in den angrenzenden, flachen Decken fehlt die Streckung und syn- $s_1$ -Metamorphose keinesfalls, wohl aber die hemmende Wirkung autochthoner Massive. Sicher ist in deren Einflussbereich die Streckung durch Anstau gesteigert, fächerförmig gestaltet und  $s_1$  steilgestellt, ganz wie WUNDERLICH (1958) und PLESSMANN (1958) dies beschrieben.

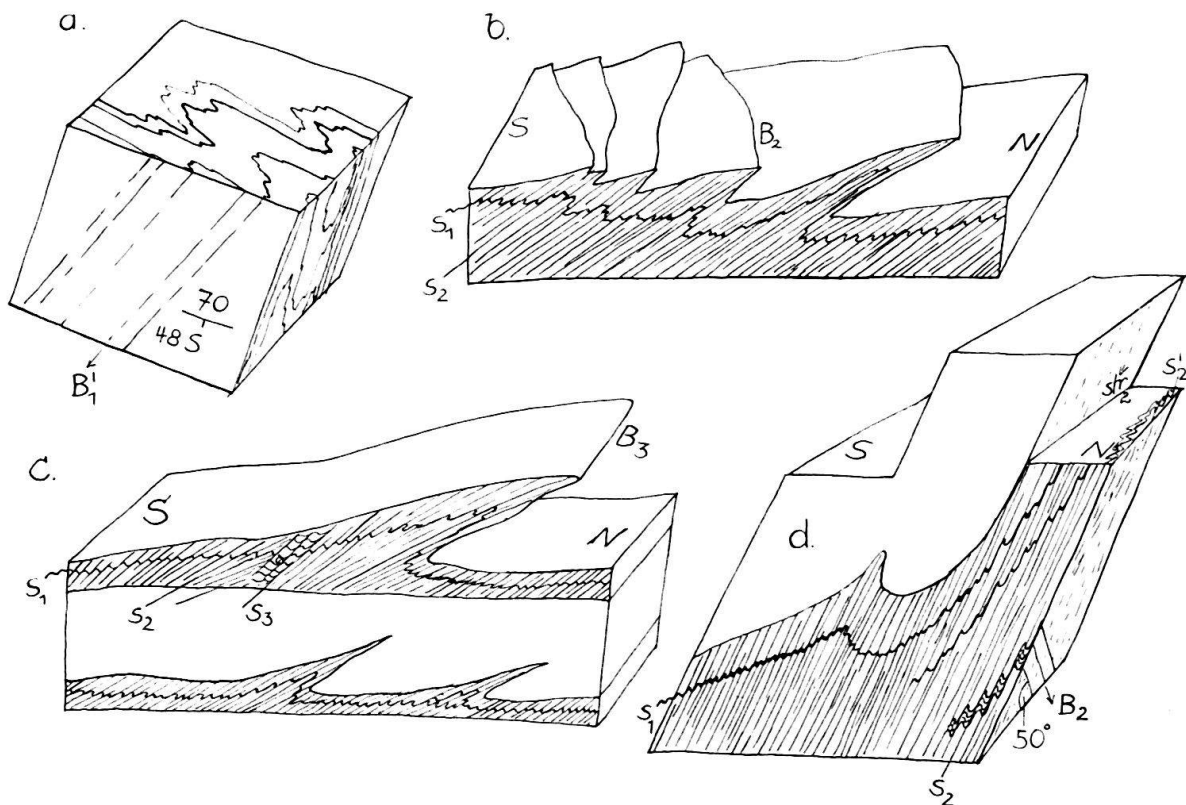
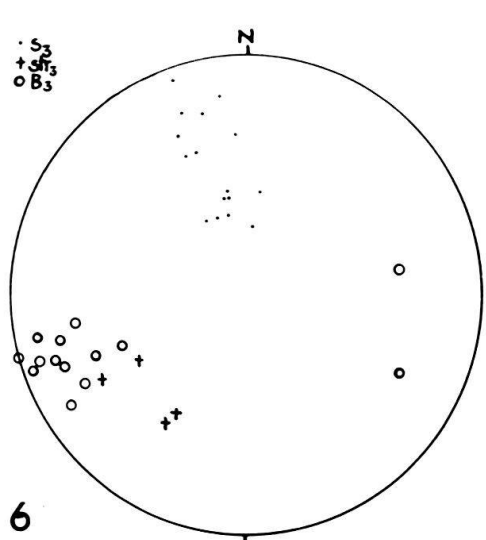
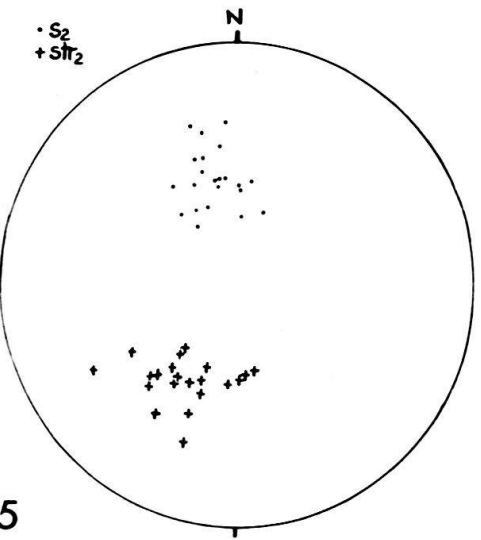
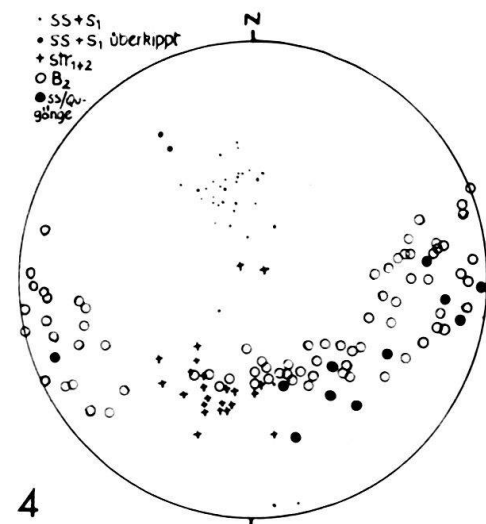
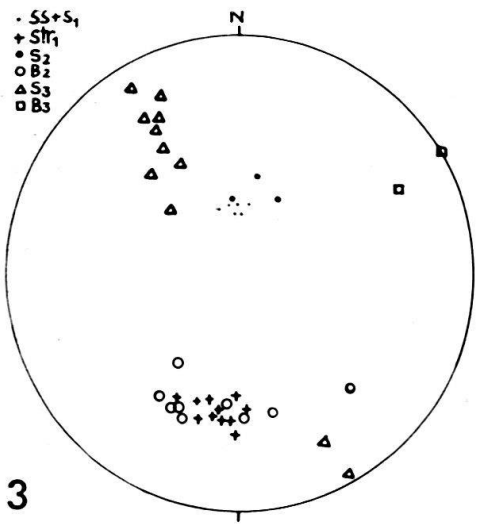
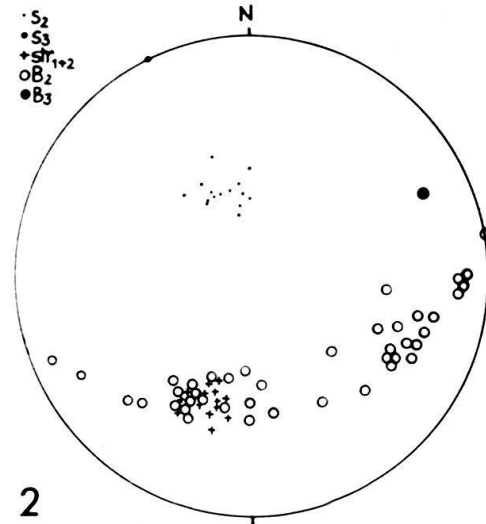
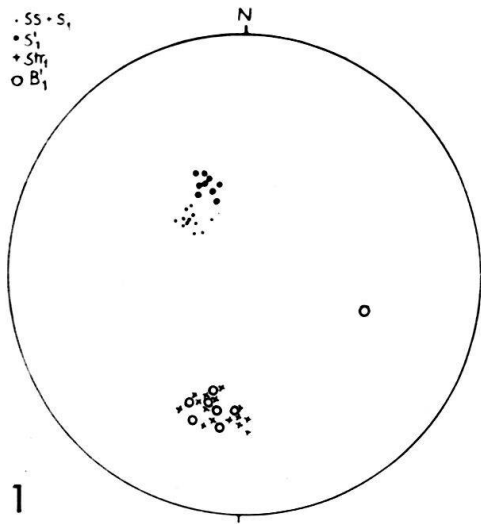


Fig. 23. Deformation an der Basis der Glarner Verrucano-Decke, Kärpfer-Fenster, Kärpfbrücke, südlich Berggasthof Mettmern (Koord. 726,85/200,0).

- a)  $B_1$ -Falten mehrere m über der Flyschbasis, parallel  $str_1$ , in der Zeichnung E-vergent, doch kommen auch W-vergente  $B_1$ -Falten vor.
- b) Im Bachtunnel, E-Seite: Faltung im Flysch unter dem Lochseitenkalk. Das flache  $s_1$  ist wiedergefaltet, der Kalk darüber verschuppt.  $s_2$  fällt  $80^\circ-45^\circ$  SSE.
- c) Von der Bachtunnel-W-Seite, ähnlich wie b), doch ist hier  $s_2$  selbst schon wieder rotiert und durch  $B_3$  gefaltet,  $s_3$  zerschert. Unter der Malmbasis liegen mehrere m lange Malmspäne, die durch  $s_1$ ,  $s_2$ -Zerschierung abgetrennt wurden, durch  $s_3$  selbst wieder zerlegt werden.
- d) N-Rand des Bachtunnels, W-Ufer.  $s_1$  liegt der Malmbasis parallel.  $s_2$  ( $s_3$  ?) fällt  $55^\circ$  SSE. Auf  $s_2$  liegt  $str_2$   $180^\circ$  streichend. Parallel zu ihm bilden sich Runzeln mit zugeordneten  $s_2$ -Flächen.



2. Wir erkennen einen Zusammenhang zwischen dem Ausmass der Streckung (Walzung) und dem des Horizontaltransports. So ist die Streckung in flachen Bewegungsbahnen (Piz da Dartgas, Lochseitenkalk, Unterlage des Ötztaler- und Silvretta-Kristallins) stark gesteigert (Fig. 22). Dies wäre unverständlich, wäre die Bewegung an diesen Gleithorizonten (die sich lithologisch nicht wesentlich vom Material zwischen ihnen unterscheiden) bereits erstorben, ehe die Streckungsgefüge aufgeprägt wurden. Auch die mit der ersten Streckung gebildete erste Schieferung muss während der Horizontaltransporte schon angelegt gewesen sein, da sie dort sich der Deckenbahn parallel legt, zwischen den Gleitbahnen der Decken aber oft hohe Winkel mit  $s_1$  bildet. Ebenso ist die Bildung  $s_1$ -paralleler Quarzgänge in den Überschiebungsbahnen oft extrem gesteigert (Engadiner Fenster, Piz da Dartgas, Basis der Glarner Verrucano-Decke). Auch Wiederfaltungen (Fig. 23, 20g, 19b, c, d) sind auf die Gleithorizonte beschränkt, mit der Gleitung mechanisch und symmetrisch verknüpft und mit ihr gleich alt. Da sie aber bereits  $s_1$  falten, muss dieses erst recht schon während der Deckengleitung angelegt sein.

Wir können uns der Meinung von WUNDERLICH (1958, p. 146), PLESSMANN (1958, p. 186) und CHATTERJEE (1961, p. 54 und 1962, p. 597) nicht anschliessen, die feststellen, die bewegten, d. h. beschleunigten Decken seien von der Deformation und Dehnung verschont geblieben, in den Deckenbereichen seien die Horizontaltransporte vor der Bildung von  $s_1$ ,  $str_1$  erfolgt und die Decken seien vormetamorph eingewandert. Besonders die Konsequenzen dieser letzten Feststellung wären von grosser Tragweite, erwiesen sie sich als richtig. Man müsste dann recht geringe Mächtigkeiten jeweils übereinander liegender und wandernder Deckenpakete annehmen. So bildet sich ja unter den ca. 2000–3000 m der nördlichen Kalkalpen in Österreich bereits eine  $s_1$ -Schieferung in der Basis-Permotrias. Wir gelangen demgegenüber jedoch zu der Feststellung, dass die Decken des Engadiner Fensters, des Helvetikums und der Lugnezer Schiefer mit  $s_1$ ,  $str_1$  und der zugeordneten Meta-

Fig. 24. Gefügediagramme 1–6.

Alle Diagramme sind mit dem winkeltreuen Netz dargestellt, untere Halbkugel.

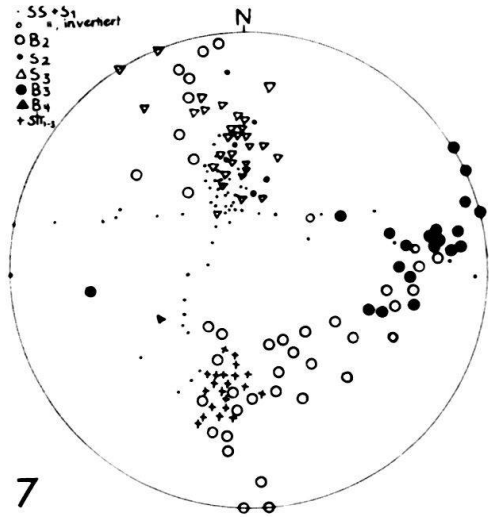
$D_1$ : Melser Sandstein an der Basis des Profils Ilanz–Peidenbad (Koord. 735,4/180,5):  $B_1$  parallel  $str_1$ .  
 $D_2$ : Lias an der Profilbasis, östlich des Flusses (zwischen Koord. 735,9/180,7 und 735,8/179,6):  $s_3$  fällt steiler als  $s_2$ .  $B_2$  belegt den  $s_2$  Grosskreis, liegt z. T. parallel str. Die NNE bis NE streichenden  $B_2$  sind z. T. NW-vergent.

$D_3$ : Lias und eingeschuppte Quartenschiefer an der Profilbasis, ca 300 m N der Glenner-Brücke, bei Koord. 735,5/179,95:  $s_3$  fällt steiler als  $s_2$ ,  $s_2$  steiler als  $s_1$ .  $B_2$  liegt meist parallel str und ist dann z. T. westvergent.  $B_3$  liegt flach.

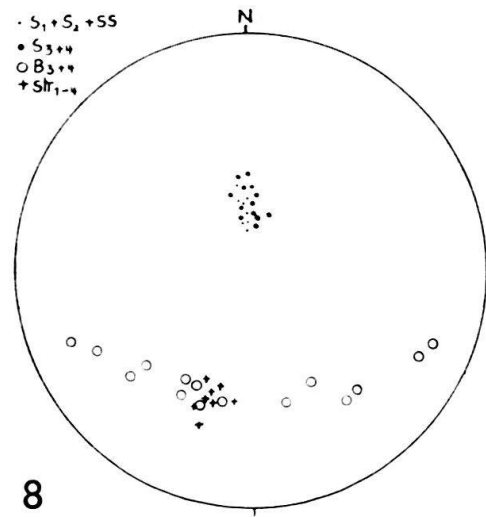
$D_4$ : N-Ende des Strassenanschnitts durch die kieslig-sandige Serie (Koord. 736,05/178,5 und 200 m südlich davon):  $ss+s_1$  überkippt. Dass  $ss+s_1$  keine Grosskreise um  $B_2$  belegen, also nicht über ganze Diagramm streuen, liegt daran, dass nur die Schenkel fast isoklinaler Falten gemessen wurden.  $B_2$  belegt den Grosskreis der  $s_{1+2}$ -Fläche, fast stets N- und E-vergent. Die Schnittgerade Quarzgänge/ss belegt den gleichen Grosskreis auf  $s_1$ .

$D_5$ : Fundort wie  $D_4$ :  $s_2$  fällt steiler als das  $s_1$  auf  $D_4$ .

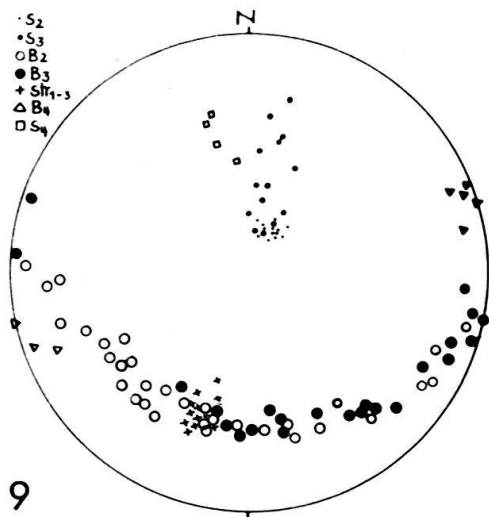
$D_6$ : Fundort wie  $D_4$ :  $s_3$  fällt steiler als  $s_2$  ( $D_5$ ),  $B_3$  liegt flacher als  $B_2$  ( $D_4$ ).



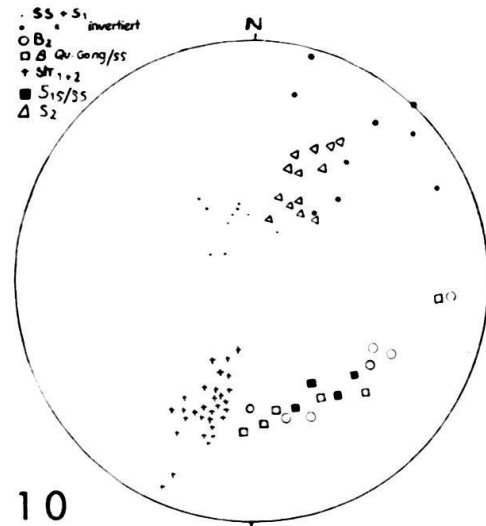
7



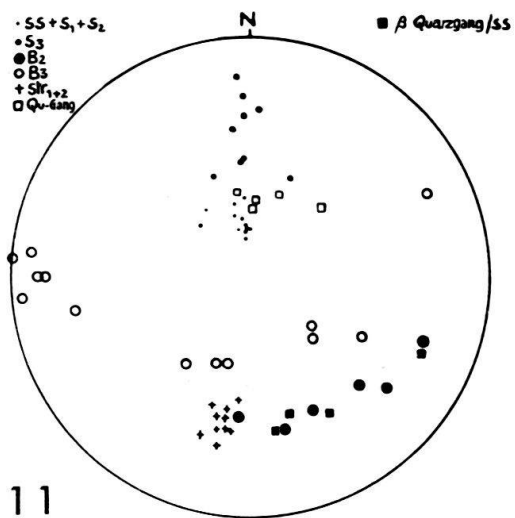
8



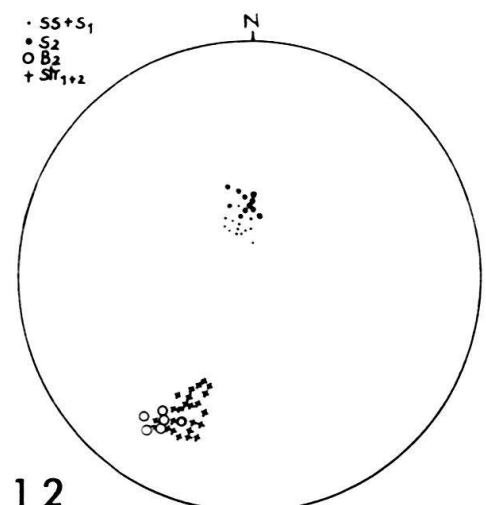
9



10



11



12

morphose gewandert sind. Wir sehen diese Gefüge als der Deckenbildung zugeordnet an.

Wenn sich die genannten penninischen Deckeneinheiten, die helvetischen Autochthon- und Deckengebiete also in unserem  $B_1$ -,  $s_1$ -,  $str_1$ -Stadium gebildet haben, so liegt es nahe, das gleiche für die Schuppen unseres Profils anzunehmen. Wir haben diesen Schluss ja auch bereits gezogen, da erstens  $s_1$  die Deformation und Gleitung an unseren Schuppen-Grenzen bestimmt, zweitens diese Schuppen sich aus Liassmulden wie der Scopi-Mulde entwickeln, die ebenfalls im Stadium der  $s_1$ -Bildung angelegt sind. Und da dieses  $s_1$  der Scopi-Mulde in unser Profil weiterstreicht, glauben wir, hier wie in der Scopi-Mulde unter Verwendung dieses gleichen  $s_1$  und der  $ss/s_1$ -Überschneidung ableiten zu können, dass die Liasschichten unseres Profils nicht invertiert sind. Läge nun tatsächlich in unserem Profil eine Inversion vor, so müsste sie älter als der Schuppenbau des Profils, älter als die regionale  $B_1$ -Faltung und damit vormetamorph sein. Damit nähme dieser Streifen eine Sonderstellung ein, denn wir haben ja gesehen, dass sich im helvetischen Bereich weiter im N und in den penninischen Einheiten des Engadiner Fensters und der Lugnezer Schiefer, die weiter im S beheimatet sind, keine vormetamorphe Deformation findet, die Deckengleitung mit  $s_1$  erfolgt ist, abgesehen von der Wildflysch-Bildung des Helvetikums. Somit erscheint es uns wieder höchst unwahrscheinlich, dass sich Horizontaltransporte und Inversionen in unserem Profil allein bereits vormetamorph abspielten, während sie nördlich und südlich davon während der ersten Schieferung und Metamorphose erstmals begannen. Auch die eingehend besprochenen sedimentären Unten/Oben-Nachweise führen uns zu einer Bestätigung unserer Ansicht.

Wir sind uns im klaren, dass BAUMER, FREY, JUNG und UHRS Deutung (1961) auf ausgedehnten Kartierungen und gründlichen Untersuchungen fusst. Unsere

Fig. 25. Gefügediagramme 7–12

$D_7$ : Oberseite der kieslig-sandigen Serie, N des Lawinendachs (Koord. 178,3/699,95):  $ss$  invertiert.  $ss + s_1$  sind gestreut um: flaches  $B_3$  (Maximum:  $112^\circ$ ,  $20^\circ$  E) und um eine  $B_2$ -Falte (Rotation um andere  $B_2$ -Falten nicht vermessen) mit der Lage  $6^\circ$ ,  $30^\circ$  S.  $B_2$  ist um  $B_3$  ( $89^\circ$ ,  $26^\circ$  E) gestreut und schwankt in  $s_2$ .  $B_4$  bildet Runzeln auf  $s_3$ . Diagramm zu Zeichnung Fig. 11.

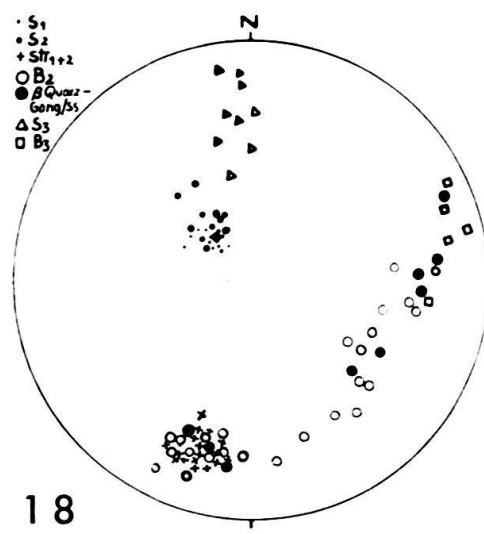
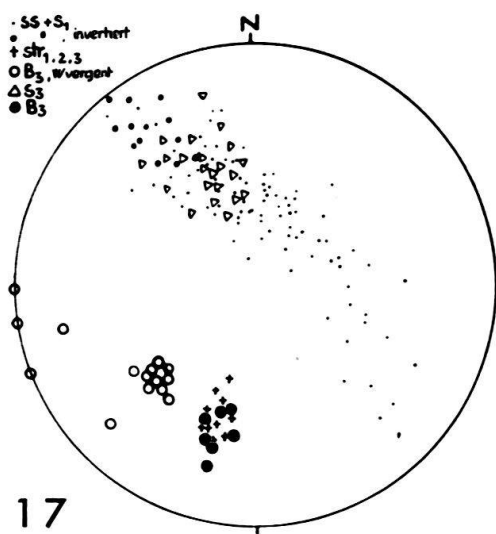
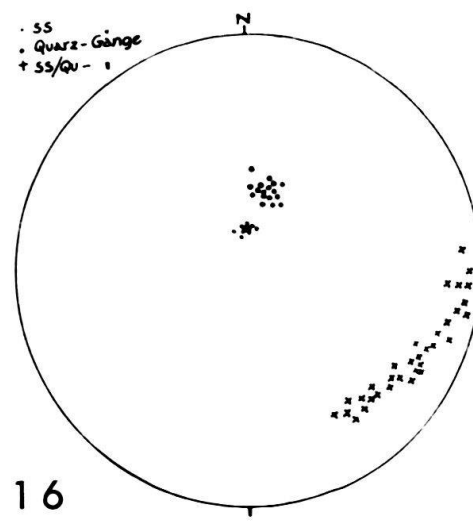
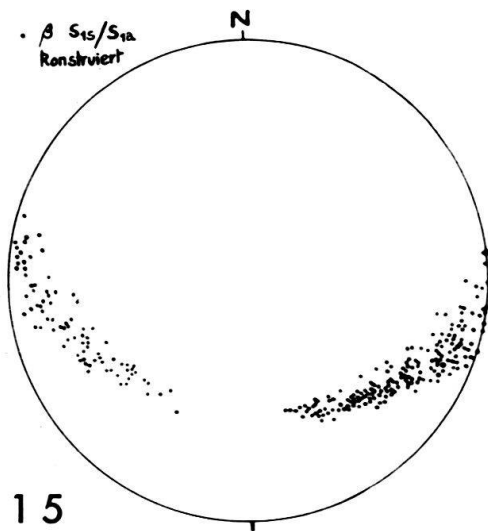
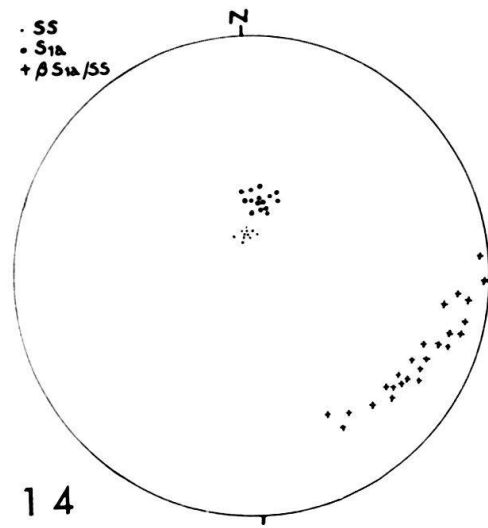
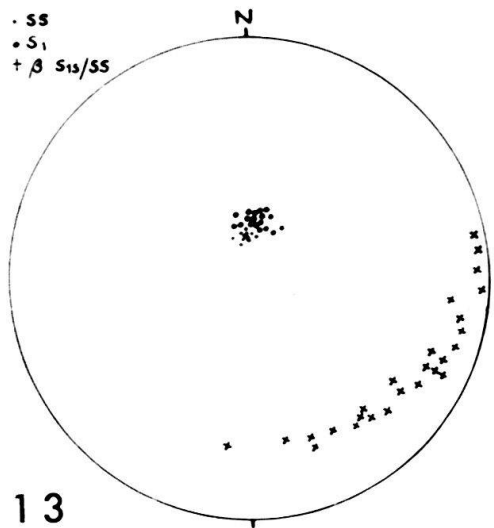
$D_8$ : Rieiner Tobel, mausgraue Serie (Koord. 736,1/177,9): Die verschieden alten Schieferungen sind durch die letzte, straffe Zerschierung in diese jüngste s-Flächenschar eingedreht.  $B_{3+4}$  sind isoklinal und schwanken in  $s_{3+4}$ . NNE streichende  $B_{3+4}$ -Achsen sind z. T. W-vergent.

$D_9$ : Von der Unterseite der Grobsande nach N zum Rieiner Tobel, mausgraue Serie:  $s_4$  fällt steiler als  $s_3$ , dieses steiler als  $s_2$ .  $B_2$  und  $B_3$  sind meist isoklinal und schwanken auf dem Grosskreis der  $s_2$ - und  $s_3$ -Flächen.  $B_4$  ist offen und liegt flach. Die NNE bis NE streichenden  $B_{2+3}$ -Falten sind z. T. westvergent.

$D_{10}$ : Basis der Grobsande (Koord. 735,5/177,1): Jüngere s-Flächen fallen steiler als ältere, hier streichen sie zudem mehr ESE.  $B_2$  streut auf dem  $s_2$ -Flächen-Grosskreis, die Schnittgeraden von Quarzgängen und  $s_{1s}$  mit  $ss$  belegen auf  $ss$  den gleichen Grosskreis.

$D_{11}$ : 100–200 m N der Pitascher Säge, Serie mit unruhiger Sedimentation: Jüngere s-Flächen fallen steiler, Quarzgänge liegen  $s_{1a}$  parallel.  $B_2$ ,  $B_3$  und die Schnittgerade Quarzgänge/ $ss$  streuen auf dem Grosskreis der zugehörigen s-Flächen, hier fast stets N- bis E-vergent.

$D_{12}$ : 40 m N Pitascher Säge:  $s_1$  und  $s_2$  liegen fast parallel, doch fällt letzteres noch etwas steiler.  $B_2$  liegt hier meist  $str$  parallel.



gegensätzliche Auffassung wollen wir nicht als dogmatische dagegenstellen. Wir hoffen aber, dass wir einer endgültigen Klärung mit der Einführung neuer Beobachtungen und Argumente gedient haben.

### Zusammenfassung

1948 studierte W. K. NABHOLZ das im Glenner Tal südlich Ilanz erschlossene Profil durch das gotthardmassivische Mesozoikum. Er deutete die Trias-Lias-Abfolge als Schuppenbau mit aufrechter Schichtfolge. 1961 übernahmen BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. und UHR, A., seine Schichtfolge (deren Glieder sie umbenannten) und deuteten sie als invertiert. Wir sehen die Schichtfolge nichtsdestoweniger als aufrecht an, aus folgenden Gründen:

1. Im Gelände und an An- und Dünnschliffen fanden wir an verschiedenen Stellen des Profils sedimentäre Unten/Oben-Nachweise (Grading in mm-Rhythmiten und an einer Stelle Anreicherungen von Schwermineralen an der Schicht-Unterseite.
2. Die Beziehung Schichtung (ss)/erste Schieferung ( $s_1$ ) zeigt stets aufrechte Lage von ss an, wenn man annimmt, dass keine vormetamorphe (= vor -  $s_1$  -) Inversion stattfand. Diese Annahme erscheint sinnvoll, denn selbst bei gut erhaltener Feinschichtung sind Gefüge-Äquivalente einer solchen vormetamorphen, hypothetischen Inversion im km-Bereich nie erkennbar.  $B_1/s_1$  veränderten als erste das sedimentäre Gefüge.

Das Studium der Gefüge zeigt ein dem Schuppenbau korrelates, flach SSE-fallendes  $s_1$  (mit sehr kleinen Winkeln ss/ $s_1$ ) und ein erstes, NS streichendes Streckungs-Linear, str<sub>1</sub>. Nordvergente, symmetriekonstante, ein- bis dreimalige Wiederfaltung und -Schieferung schafft  $B_2$ -,  $B_3$ - und  $B_4$ -Falten. Deren Achsen sind variabel und kurven in dem SSE-fallenden, jeweils zugeordneten  $s_2$ ,  $s_3$  und  $s_4$  von NE über E nach S. Damit vergieren die Falten (Rotation der kurzen Schenkel) von NW über N nach E. Die Streckung hält durch die rotationale Deformation all dieser Wiederfaltungen an. Diese häufen sich in den inkompetenten

Fig. 26. Gefügediagramme 13–18

D<sub>13</sub>: Pitaschersäge:  $s_{1s}$  fällt nur wenig steiler als ss. Die Schnittgeraden belegen den  $s_1$ -Flächen-Grosskreis. Abfolge dicker, sandiger Bänke in der Serie mit unruhiger Sedimentation.

D<sub>14</sub>: Fundort wie D<sub>13</sub>:  $s_{1a}$  fällt etwas steiler nach S als  $s_{1s}$  (D<sub>13</sub>). Die Schnittgeraden liegen auf dem  $s_1$ -Grosskreis.

D<sub>15</sub>: Fundort wie D<sub>13</sub>: Punkte=konstruierte Schnittgerade aus allen  $s_{1s}$  und  $s_{1a}$ -Messungen. Die Schnittgeraden streuen über den ganzen  $s_1$ -Grosskreis, häufen sich für östliche Tauchwerte auf  $s_1$ .

D<sub>16</sub>: Fundort wie D<sub>13</sub>: Die Quarzgänge folgen  $s_{1a}$  und bilden ähnliche gelegene Schnittgerade mit ss wie  $s_{1a}$  und  $s_{1s}$ .

D<sub>17</sub>: Bach bei Pitaschersäge. Serie mit unruhiger Sedimentation.  $B_3$  W-vergent. ss und  $s_1$  bilden, z. T. noch offen um  $B_3$  gefaltet, einen vollständigen Gürtel um  $B_3$ .  $B_2$  Falten werden durch  $B_3$  gefaltet und liegen str parallel. Auch sie z. T. W-vergent.

D<sub>18</sub>: Strassenkurve 500 m N Peidenbad, Serie mit unruhiger Sedimentation.

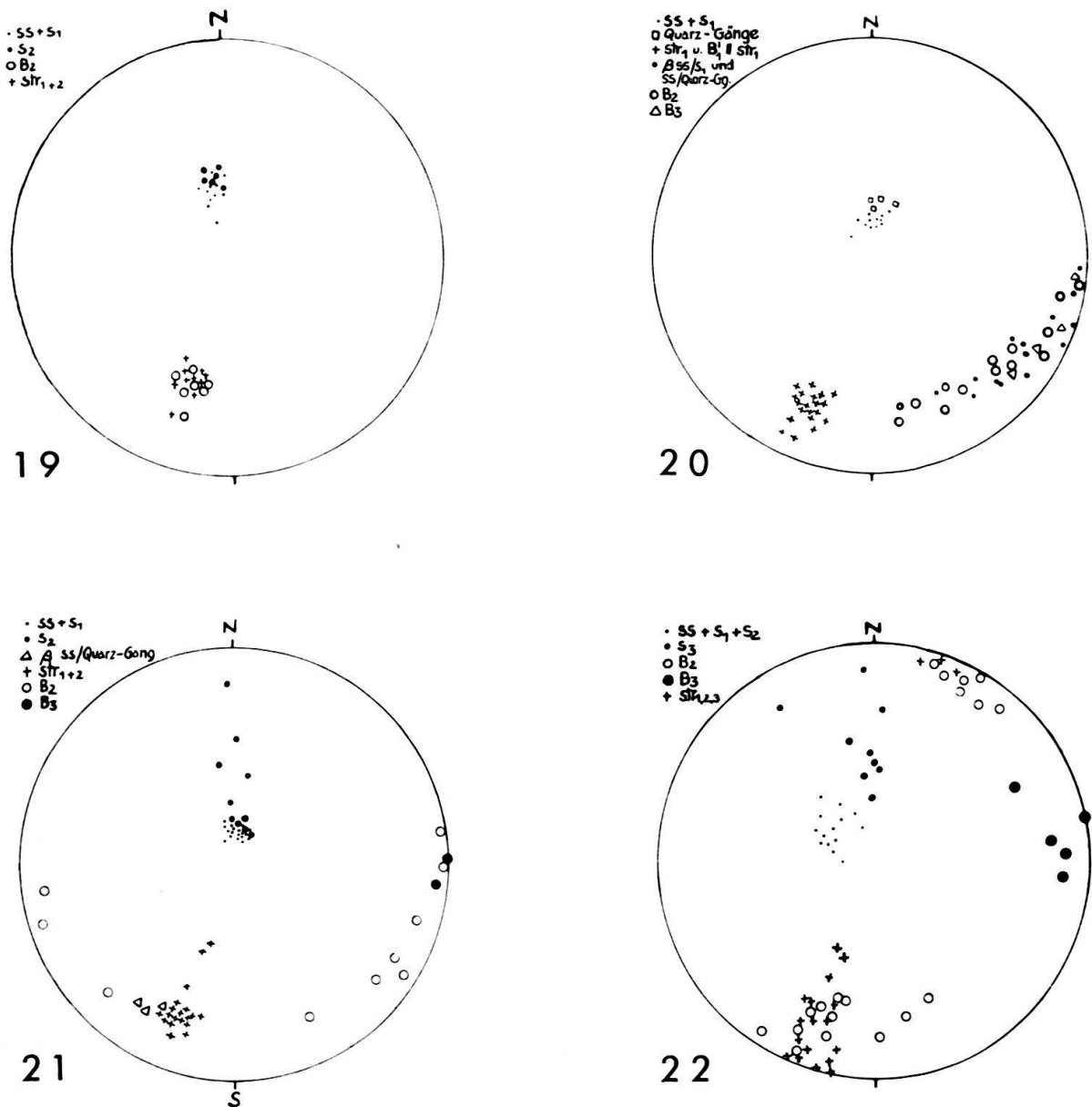


Fig. 27. Gefügediagramme 19–22

D<sub>19</sub>: Strassenkurve 300 m N Peidenbad, Serie mit unruhiger Sedimentation:  $s_2$  fällt wenig steiler als  $ss + s_1$ .  $B_2$  ist straff isoklinal mit Achsen parallel str, meist W-vergent.

D<sub>20</sub>: Trias und Lias N Peidenbad: Die Quarzgänge liegen  $s_{1a}$  parallel (fallen daher etwas steiler als die eingemessenen  $s_{1s}$ -Flächen),  $B_2$  streut, wie  $\beta_1$ , im  $ss + s_1 + s_2$ -Grosskreis, isoklinal und N- bis E-vergent.  $B_3$  liegt flach.

D<sub>21</sub>: Tobelbrücke 300 m S Uors, Quartenschiefer unter den Lugnezer Schiefen:  $s_2$  fällt in offenen  $B_2$ -Falten steiler als  $ss + s_1$ , in isoklinalen  $\beta_2$ -Falten gleich steil.  $B_2$  streut auf dem  $s_{1-2}$ -Grosskreis. NNE streichendes  $B_2$  ist z. T. W-vergent.  $str_2$  streut, verglichen mit  $str_1$  zu steileren Tauchwinkeln.

Die Schnittlinien Quarzgänge/ss liegen str parallel (=  $ss_1$ ).  $B_3$  liegt flach, bildet offene Falten.  
 D<sub>22</sub>: Tobelbrücke 300 m S Uors, Lugnezer Schiefer über der Trias: Da  $B_2$ -Falten straff isoklinal zusammengelegt sind, liegen  $ss$ ,  $s_1$  und  $s_2$  parallel,  $s_3$  fällt in offenen  $B_3$ -Falten steiler.  $B_2$  liegt str fast oder ganz parallel, ist meist W-vergent.  $B_3$  liegt flach.

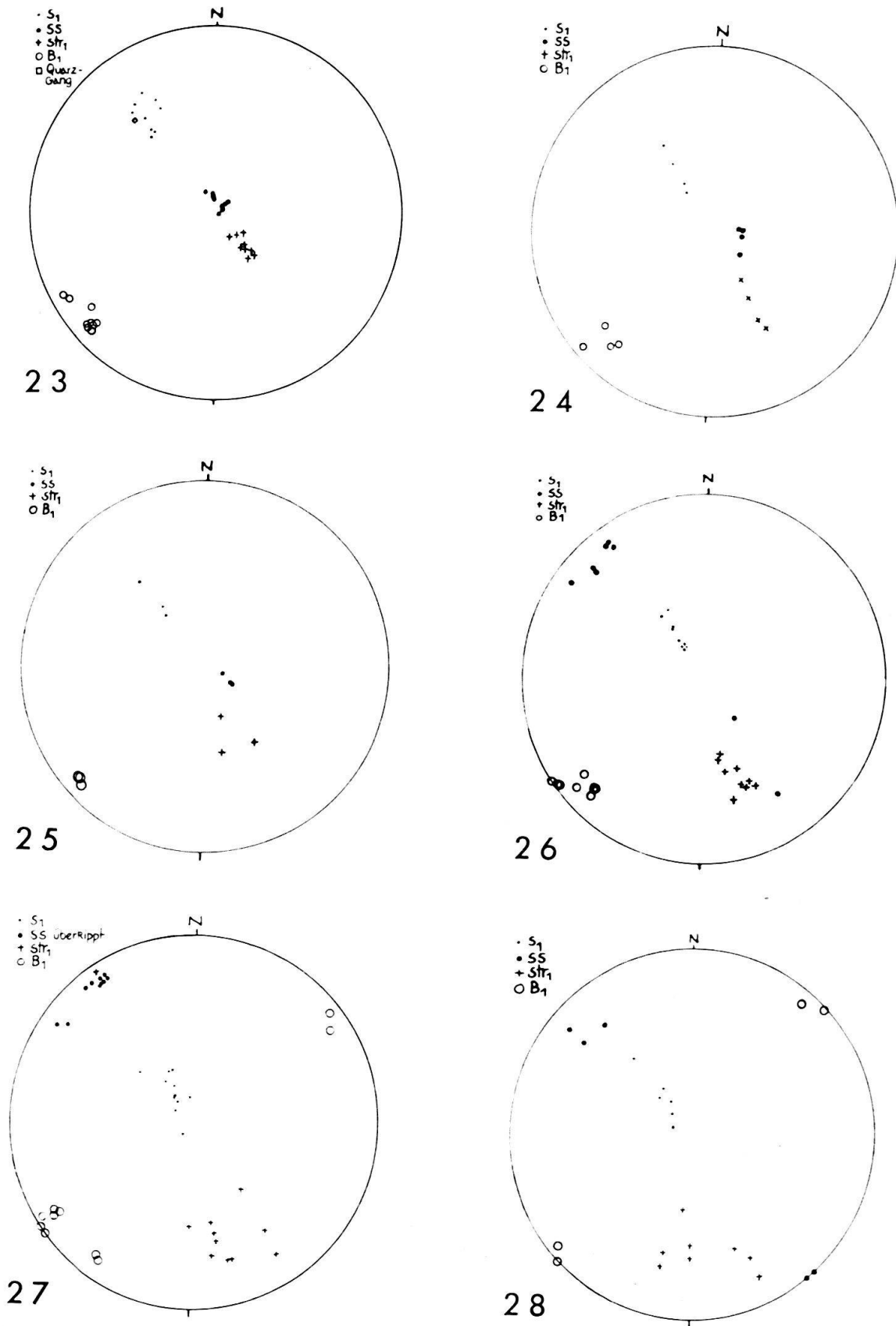
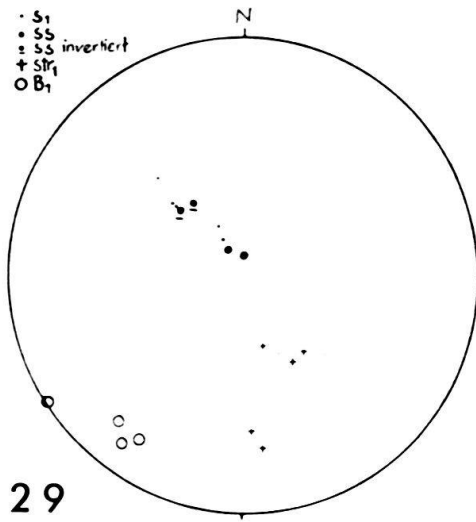
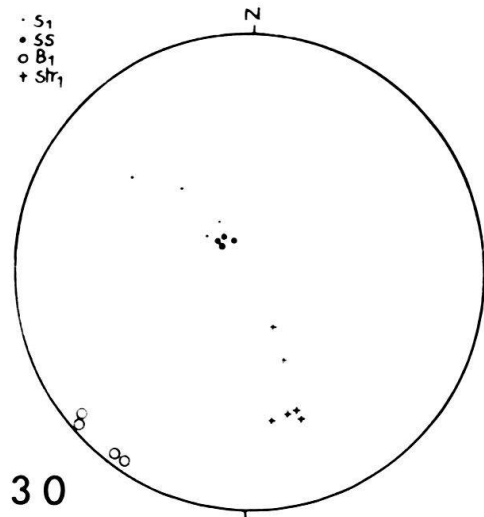


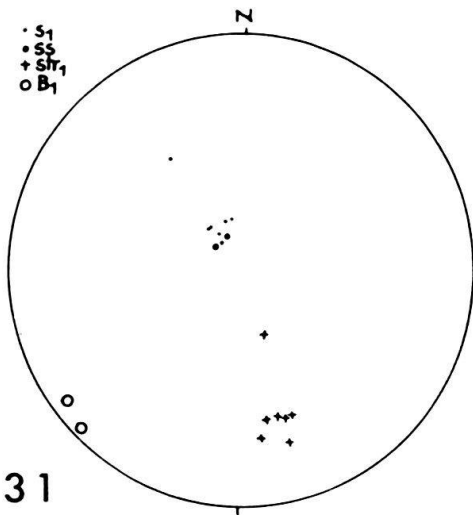
Fig. 28. Gefügediagramme 23-34  
 $D_{23}$ - $D_{34}$  vom Piz da Dartgas, (par)-autochthones Helvetikum E des Aar-Massivs.



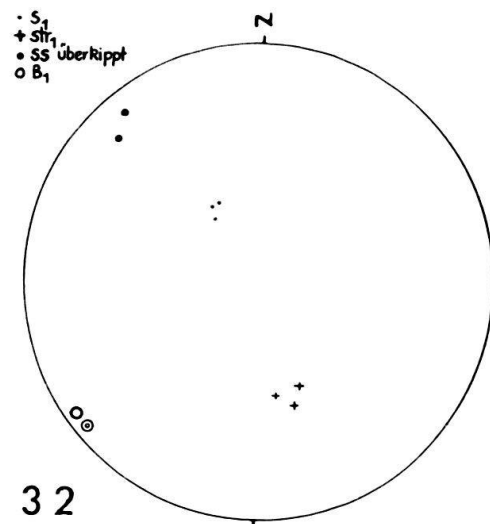
29



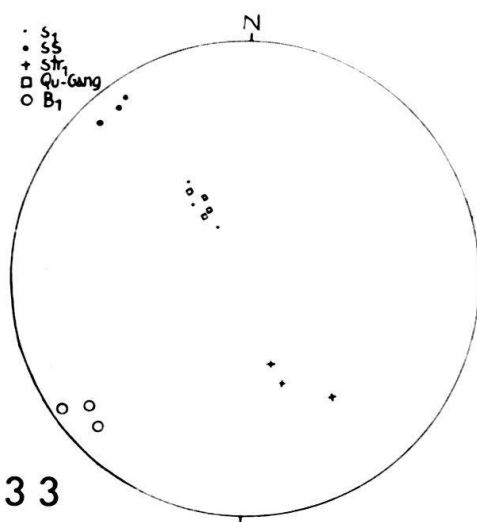
30



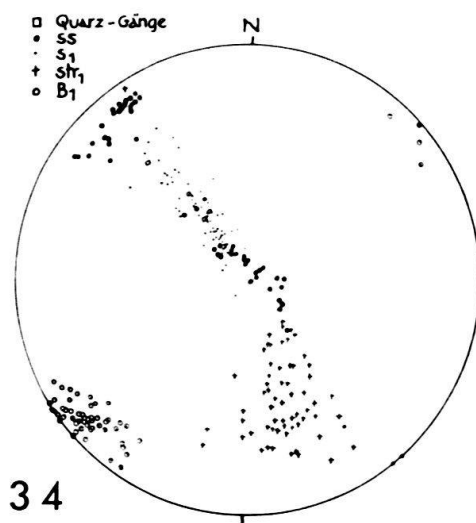
31



32



33



34

D<sub>23</sub>-D<sub>33</sub>=Teildiagramme (Schlüssel siehe Fig. 21, bei D<sub>29</sub> sind invertierte ss-Lagen unterstrichen),  
 D<sub>34</sub>=Sammeldiagramm.

Horizonten nach Zahl und Intensität. Ihre Amplituden und Wellenlängen bleiben im 10 m-Bereich. Damit kann man die der ersten folgenden Faltungen abwickeln. Ausserdem bilden sich im Endstadium jeder Faltung Runzeln mit Achsen streng parallel der Streckungsrichtung. Sie markieren eine beginnende Wiederfaltung mit Achsen B' senkrecht und schief B. Diese erreichen hier kein grösseres Ausmass. Weiter im W wird die Scopi-Mulde (deren Achsenebene steil NNW fällt) fast nicht mehr durch diese Wiederfaltungen betroffen. Sie ist eine erste Falte in unserem Sinn,  $s_1$  schneidet ss auf ihren beiden Schenkeln in verschiedenem Sinn. Da sich diese Falte mit  $s_1$  als erster Schieferung in unser Profil fortsetzt, können wir die Überschneidung ss/ $s_1$  zum Nachweis von Inversionen oder aufrechter Lagerung verwenden.

In unserem Profil reicht das Wachstum vom Chloritoid bis in die letzten Bewegungsphasen. Das gleiche gilt für Quarz und Karbonat, die aber beide noch von den letzten Bewegungen betroffen werden. Die Gefüge sind nicht posttektonisch getempert.

In unserem Gebiet, im Bereich der helvetischen Hauptschubmasse nördlich des Vorderrheins bis in die Glarner Alpen, des autochthonen Helvetikums und des Engadiner Fensters treten ähnliche Gefüge auf. Stets sind die Gesteine quer zum Generalstreichen gestreckt, stets ist  $s_1$  den flachen Horizontal-Transporten und Deckengleitungen zugeordnet. Das gleiche gilt für die südlich an unser Gebiet anschliessenden Lugnezer Schiefer. Die Deckengleitung erfolgte also nicht vor-metamorph und nicht ohne Spuren im Gefüge zu hinterlassen. In dieses Stadium der  $s_1$ -Horizontal-Transporte fällt auch die Schuppenbildung unseres Profils.

#### LITERATURVERZEICHNIS

- BADOUX, H. (1963): *Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols*. Eclogae geol. Helv. 56/1, 1–13.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W., & UHR, A. (1961): *Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniothal und Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 54/2: 478–491.
- BOLLI, H. M., & NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. Eclogae geol. Helv. 52/1, 237–270.
- CADISCH, J., & NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. Wepf & Co., Basel (480 S.).
- CHATTERJEE, N. D. (1961): *The Alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy*. Geol. Rundsch. 51/1, 1–72.
- (1962): *Zur Achsenkarte des inneren Westalpenbogens. II. Petrographische Auswertung des Probenmaterials*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 11, 587–606.
- Geologische Generalkarte der Schweiz, Blätter 3 Zürich-Glarus (1950), 4 St. Gallen-Chur (1959) und 7 Ticino (1955)*. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- HAMMER, W. (1923): *Blatt 5245 Nauders*. Geol. Spez. Karte der Republik Österreich, 1:75000.
- HELBLING, R. (1938): *Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF 76/II, mit Atlas.
- HOEPPENER, R. (1956): *Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung*. Geol. Rundsch. 45/2, 247–283.
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 23/1, 72–260.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze*. Eclogae geol. Helv. 50/2, 323–467.
- Landeskarte der Schweiz 1:50000. Blätter 246 Klausenpass, 247 Sardona und 257 Safiental*. Herausg. v. d. Eidg. Landestop., Bern.

- NABHOLZ, W. K. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Sa-fiental*. *Eclogae geol. Helv.* 38/1, 1–120.
- (1948): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. *Eclogae geol. Helv.* 41/2, 247–268.
- NIGGLI, E. (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. Internat. Geol. Congress, 19. Session Copenhagen, Part 13, 132–138.
- (1961): *Bemerkungen zur tertiären regionalen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. *N. Jb. Miner., Abh.* 96/2/3, 234–235.
- OBERHOLZER, J. (1920): *Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000*. Spez. Karte 63, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 28, mit Atlas.
  - (1942): *Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000*. Spez. Karte 117, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm.
- PLESSMANN, W. (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum*. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math. physik. Kl. IIa*, 7, 153–188.
- PLESSMANN, W., & WUNDERLICH, H. G. (1961): *Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens*. *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 4, 199–210.
- SCHINDLER, C. M. (1959): *Zur Geologie des Glärnisch*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz. NF. 107.
- STAUB, R. (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. *Eclogae geol. Helv.* 31/2, 345–353.
- (1954): *Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie*. 187 S., 10 Tf. und 1 Kartenbeilage. Tschudi & Co., Glarus.
  - (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, NF. 103.
  - (1961): *Neuere Betrachtungen zum glarnerischen Deckenbau*. *Vjschr., naturf. Ges. Zürich* 106/3, 289–386.
- STYGER, G. A. (1961): *Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe*. Diss. Univ. Zürich.
- TRÜMPY, R. (1944): *Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe*. *Eclogae geol. Helv.* 37/2, 405–409.
- VOLL, G. (1960): *New work on petrofabrics*. *Liverpool and Manchester Geol. Journ.* 2/3, 503–567.
- VOLL, G. (1961): *Zur Frage des Stofftransports auf den Korngrenzen metamorpher Gesteine*. *Geol. Rdsch.* 51/2, 395–405.
- WENK, E. (1955): *Eine Strukturkarte der Tessinalpen*. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 35/2, 311–319.
- (1956a): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera*. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, 251–265.
  - (1956b): *Alpines und ostgrönländisch-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich*. *Verh. Natf. Ges. Basel*, 67/2, 75–102.
  - (1958): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges*. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 38/2, 492–493.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs*. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa*, 1, 1–17.
- (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens*. *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-physik. Kl. IIa*, 7, 115–151.
- WYSSLING, L. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe*. Diss. ETH Zürich.