

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 69 (1989)

Heft: 1

Artikel: Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes

Autor: Kammer, Andreas

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-52775>

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: 26.11.2025

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

Alpidische Verformung des aarmassivischen Nordrandes

von *Andreas Kammer*¹

Abstract

The planar fabric of the basement rocks of the Aar massif comprises a south dipping schistosity and a flat and steep lying set of cleavage planes which are symmetrically arranged about the schistosity and which are interpreted to be conjugate. If one attributes these three types of planes to one deformation act, one has to admit a divergence between the flattening plane of the finite strain ellipsoid and the schistosity as the flat lying cleavage planes are prevailing over the steep cleavage planes. A further argument for such a divergence relates to the fact, that the schistosity retains a constant dip throughout the complex folds of the northern border of the massif and its variably oriented axial planes.

The basement rocks show a strain dependent differentiation into felsic lozenges or lenses, which are brittly deformed and into phyllitic deformation zones. The elongate competent bodies are generally obliquely arranged to the schistosity, however, they merge into the axial planes of the folded sediments and trace continuously curved planes which gradually flatten towards the contact between the basement and sedimentary rocks.

The constant attitude of the planar fabric may be explained by a discontinuous brittle deformation principally by shear along the flat lying cleavage planes. The differentiation however which accompanied the formation of the internal structures within the basement, developed conformably to the axial planes of the folded sediments and supposedly parallel to the flattening plane of the finite strain ellipsoid.

The microstructures are of a domainal type and are composed of lenses of clasts and a predominantly phyllitic matrix which evolved mainly by the sericitisation of the plagioclases. They are classified into examples of brittle and ductile deformation, according to the predominance of trans-, respectively intragranular shear fractures and intragranular tension fractures.

Keywords: Basement, sedimentary rocks, contact, fabric, deformation, Aar massif, Switzerland.

Résumé

Dans le massif de l'Aar deux clivages s'associent à une schistosité de pendage sud, l'un à fort l'autre à faible pendage, et se répartissent symétriquement par rapport à la schistosité. Si on attribue à cette fabrique planaire un champ de déformation unique, il faut admettre une divergence entre le plan d'aplatissement de l'ellipsoïde de la déformation finie et la schistosité, en raison de la prédominance du clivage de faible pendage par rapport à son pendant conjugué. Un autre argument d'une telle divergence se rapporte au fait que la schistosité retient un plongement constant à travers les plis au contact entre le gneiss et les sédiments et leurs plans axiaux variables.

Les gneiss déformés montrent une différenciation interne en losanges ou lentilles compétentes et en zones phylliteuses, qui s'accroît avec le taux de déformation et dont les allongements dévient du plan de la schistosité. Ces structures cependant s'unissent avec les plans axiaux des sédiments plissés en assumant des inclinaisons de plus en plus faibles au contact entre le gneiss et les sédiments.

L'attitude constante de la fabrique planaire s'explique par une déformation de cisaillement discontinue qui s'est déroulée principalement le long des clivages à faible pendage. La différenciation entre les parties compétentes et riches en quartz et les zones phylliteuses a eu lieu conformément aux plans axiaux des sédiments plissés et supposément parallèles au plan d'aplatissement de l'ellipsoïde de la déformation finie.

Les microstructures se composent de lentilles de clastes et d'une matrice phylliteuse qui dérivent principalement de la séricitisation des plagioclases. Elles ont été classées en termes de déformation cassante et ductile selon la prédominance des microfractures cisailantes et de tension.

¹Universidad Industrial de Santander, Apartado Aéreo 678, Bucaramanga, Colombia

1. Einführung

Im Aarmassiv zeichnen sich anhand der eingefalteten autochthonen Sedimente zwei massivinterne Verformungszonen ab, die hier als Fernigen- und Jungfrauzone bezeichnet werden. Sie treten in den Einheiten des nördlichen Altkristallins auf und erfassen das Gestein im km-Bereich. Die Verformung ist ausgesprochen inhomogen und zeichnet sich nebst einer unterschiedlich ausgebildeten Schieferung durch das Auftreten zweier konjugierter Flächenscharen auf.

Bei dieser an sich schon komplexen Verformung stiessen schon die ersten Erforscher der tektonischen Verhältnisse des Aarmassivs auf einen merkwürdigen Tatbestand: Die Schieferung behält ihre etwa 50° südfallende Lage des Massivinneren auch in den verfalteten und überschobenen Kristallinanteilen des Nordrandes bei (Abb. 6a und 7a) und steht im allgemeinen schief zu den Achsenflächen des verfalteten Sediment-Kristallin-Kontaktes. Auf diese Verhältnisse machte ESCHER VON DER LINTH (1839) in seinen skizzenhaften Profilen des Mettenberges und des Urbachtales aufmerksam, und sein Begleiter B. Studer (STUDER, 1851) sah in dieser Diskontinuität lange Zeit ein Argument einer postsedimentären Gneis-intrusion.

BALTZER (1880) verifizierte dieses diskordante Schieferungsfallen durch Messungen und führte eine scharfe Polemik gegen HEIM (1878), der in seinem «Mechanismus der Gebirgsbildung» den Beobachtungen Studers nicht glauben will und in seinen Profilen die Schieferung in den überschobenen Kristallinanteilen eine flache Lage annehmen lässt. In seiner «Geologie der Schweiz» fasste Heim dann allerdings die von den zitierten Autoren gefundenen und weitere denkbare Verhältnisse meisterhaft zusammen (HEIM, 1921, Abb. 49).

Die Frage nach der eigentümlichen Konstanz des Schieferungsfallens ist seither nicht mehr aufgegriffen worden, trotz der z. T. annähernd 90° betragenden Diskordanz zur nordfallenden Schieferung der Sedimente (Abb. 6a).

In der folgenden Untersuchung werden wir klar zwischen Flächen und deren räumlicher Anordnung, d. h. zwischen Gefüge und Strukturen zu unterscheiden haben.

2. Geologischer Überblick

Wir beschränken uns im folgenden auf die Tektonite der Jungfrauzone, die sich in der nördlichsten Einheit des aarmassivischen Altkristallins, im Innertkirchner Kristallin, befindet (Abb. 1). Das Innertkirchner Kristallin wird gegen den sich

südlich anschliessenden Erstfelder Gneis durch eine spätherzynische Mylonitzone abgegrenzt, die den triadischen Sediment-Kristallin-Kontakt nicht versetzt und somit während der alpidischen Orogenese nicht reaktiviert worden ist. Innerhalb der nördlich davon gelegenen Jungfrauzone sind die autochthonen Sedimente mit dem Grundgebirge verfaltet und verschuppt und geben bei einer Abwicklung Verkürzungen von bis zu 50% an (KAMMER, 1985). Über der Verformungszone liegt wenig verformtes Kristallin, dessen Überschiebungsbetrag dem Ausmass der Verformungszone entspricht.

Das Innertkirchner Kristallin setzt sich aus Biotitgneisen zusammen und enthält migmatitische Bereiche (RUTISHAUSER, 1973; LABHART, 1977). Die Stoffbänderung liegt etwa parallel zu seiner südlichen Begrenzung.

Die autochthonen Sedimente beginnen mit einem etwa m-mächtigen Basissandstein, an den sich der triadische Rötidolomit und geringmächtige Kalke des Doggers anschliessen. Diese sogenannten Zwischenbildungen werden von den über 300 m mächtigen Hochgebirgskalken des Malm und der unteren Kreide überlagert (ROHR, 1926, MUELLER, 1938).

Die alpidische Metamorphose erreichte im nördlichen Aarmassiv eine Temperatur zwischen 300° und 350° und ein Druck von 2kb (FREY et al., 1980).

3. Gefügeflächen des Mesobereichs

Die Schieferung bildet mit Serizit belegte Trennflächen und trägt ein steil abtauchendes Streckungslinear. Weitständigere konjugierte Gefügeflächen, die wir kurz als «Schieferflächen» bezeichnen (vgl. dt. Handwörterbuch der Tektonik), stellen im einzelnen diskrete Brüche bis Runzelschieferungen dar. Sie gliedern sich in eine schwach und eine stark südfallende Schar und enthalten die Schieferung etwa in ihrer Winkelhalbierenden (Abb. 2a).

Grössere Brüche bilden Trennflächen im m-Bereich und weisen Quarz-Chlorit-Epidotbeläge auf, deren abgesetzte Strömungen Verschiebungssinne angeben. An den steilstehenden Brüchen hob sich der nördliche gegenüber dem südlichen Flügel an, während an den flachliegenden Brüchen das Hangende gegenüber dem Liegenden nach Norden vorrückte. Entsprechende Schersinne zeichnen sich auch an den asymmetrischen Fältelchen der Runzelschieferungen ab.

Zerrklüfte treten in zwei verschiedenen Ausbildungen auf (Abb. 2a). Eine erste Art beschränkt sich auf kompetente, oft leicht boudinierte Lagen

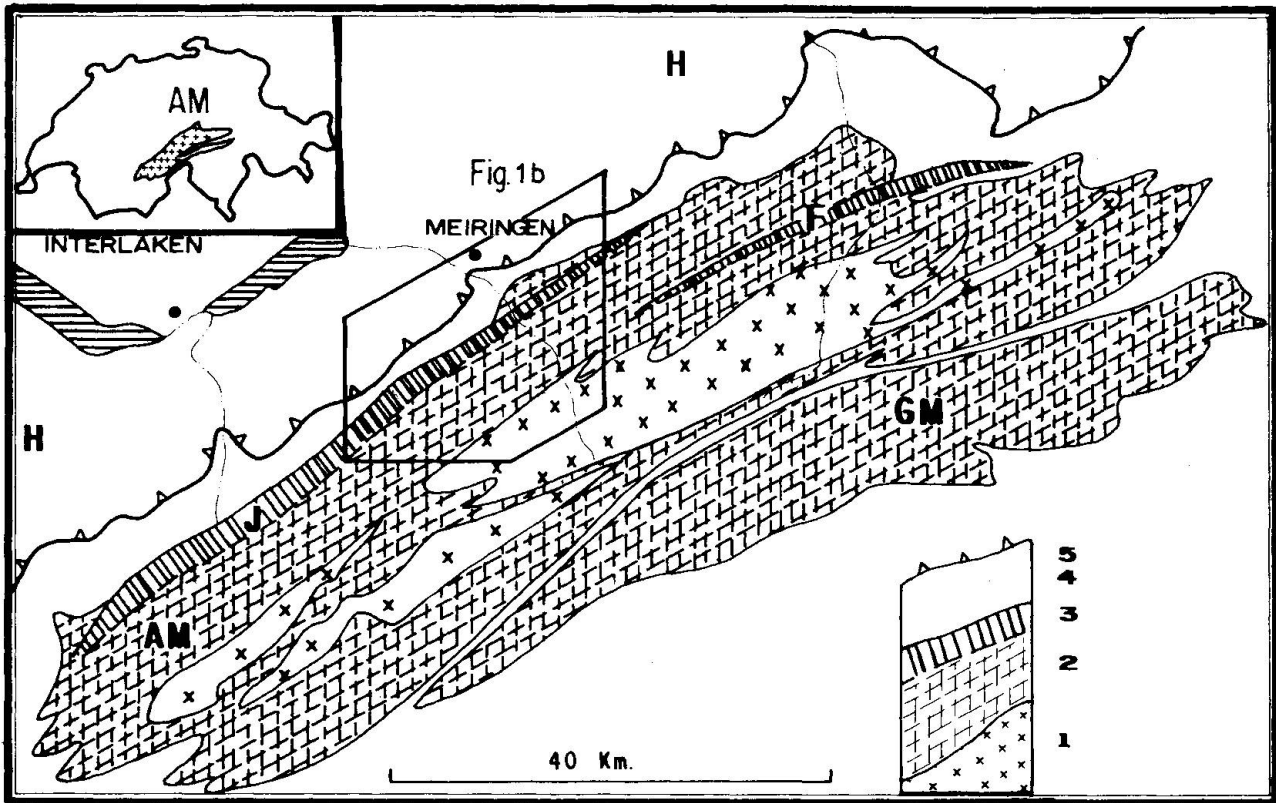


Abb. 1 Geologische Stellung und lithologische Einheiten des Aarmassivs.

Abb. 1a: Allgemeine geologische Situation. - Abkürzungen: AM Aarmassiv, GM Gotthardmassiv, H Helvetischer Deckenbereich, J Jungfrauzone, F Fernigenzone, 1 Zentraler Aaregranit und verwandte Gesteine, 2 Altkristallin, 3 überschobenes Kristallin der Fernigen- und Jungfrauzone, 4 autochthone Sedimente, 5 helvetische Hauptüberschiebung.

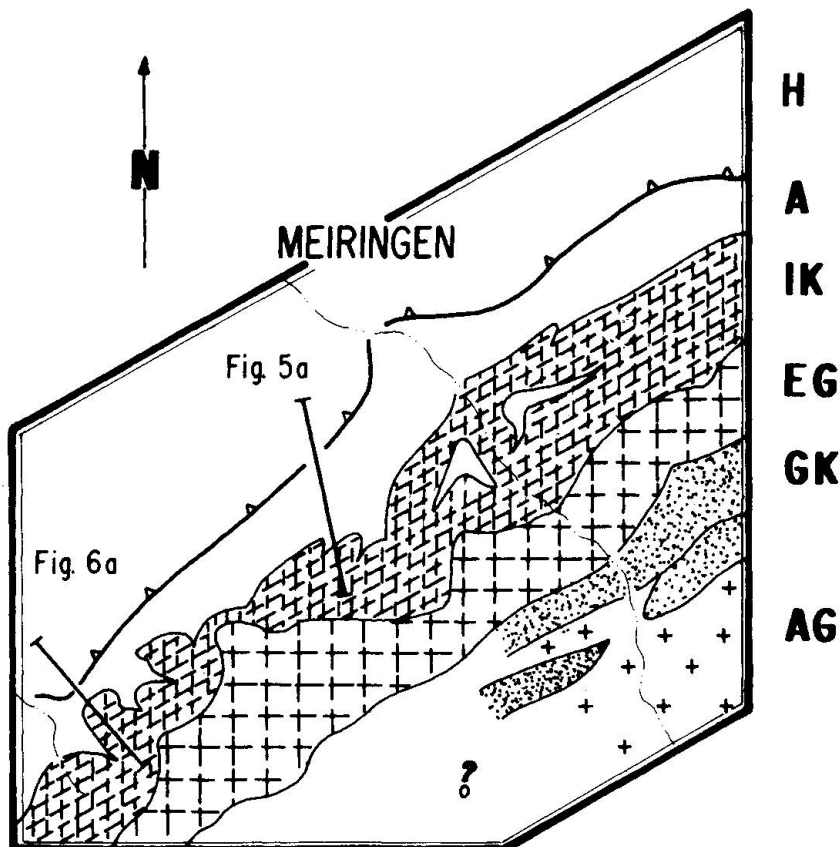


Abb. 1b: Ausschnitt der Abb. 1a und Lage der Profillinien des Urbachtals (Abb. 6) und Mettenbergs (Abb. 7) - Abkürzungen: AG Zentraler Aaregranit, GK Guttannen Kristallin, EG Erstfelder Gneis, IK Innertkirchner Kristallin, A autochthone Sedimente, H helvetischer Deckenbereich.

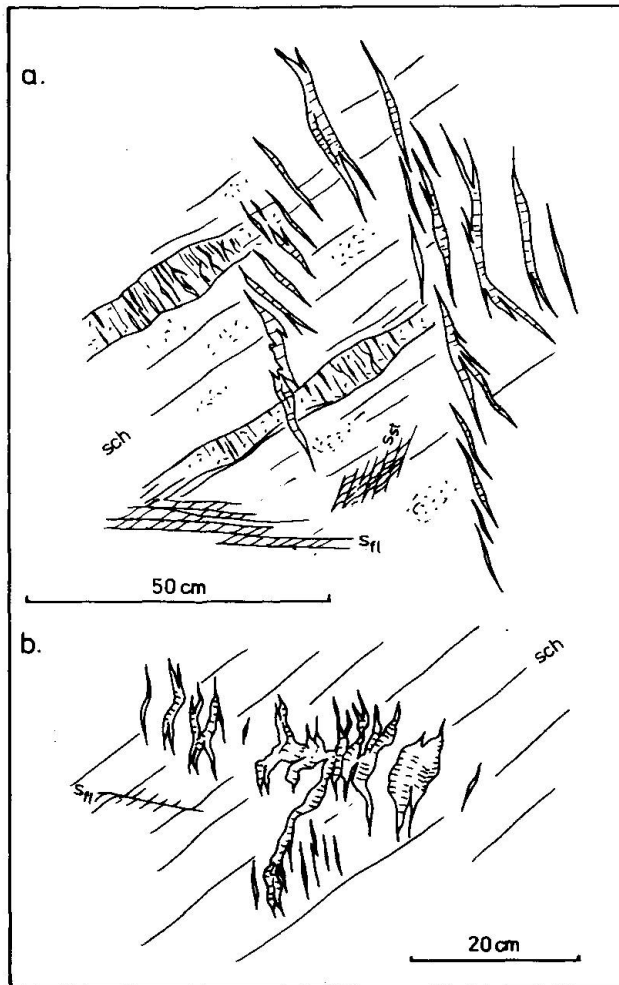


Abb. 2 Gefüge im Erstfelder Gneis, Unterer Grindelwaldgletscher. - Abkürzungen:

Z_1 Zerrklüfte in en-échelon-Anordnung,

Z_2 Zerrissen in kompetenten Lagen,

sch Schieferung und Gneisbänderung,

sfl flache Schieferflächen mit dextralem Schersinn,

ssl steile Schieferflächen mit sinistralen Schersinn.

Abb. 2a zeigt die beiden Arten von Zerrklüften, während Abb. 2b teilweise leicht verfaltete Zerrklüfte aus einer Scherzone wiedergibt.

und besteht aus unregelmässigen, feinen, senkrecht zur Bänderung stehenden Risschen. Eine zweite Art tritt in Form grösserer Klüfte unabhängig von der Bänderung in en-échelon-Anordnungen auf, in denen sich Scherrichtungen abzeichnen, die den Spuren der Schieferflächen nahekommen.

Zerrklüfte haben sich oft an Brüchen oder Scherzonen und von diesen ausstrahlend gebildet (Abb. 5) und weisen dem Schersinn entsprechende, abgebogene Umriss auf (Abb. 2b). Diese Beobachtungen weisen auf eine synkinematische Entstehung der Zerrklüfte.

Das konstante Fallen von Schieferung und Schieferflächen illustrieren zwei Gefügestereogramme des basalen und überschobenen Kristallins des Urbachtals (Abb. 3a und 3b).

Wir ordnen alle soweit aufgeführten Gefügeelemente nur einem Verformungsfeld zu. Dazu bewegen uns folgende Gründe:

- Setzen wir als Näherung die Schieferung mit der XY-Ebene des finiten Verformungsellipsoides gleich, so sind auch die Schieferflächen mit ihren konjugierten Schersinnen und die Dehnungsrichtungen und en-échelon-Anordnungen der Zerrklüfte mit diesem Ellipsoid verträglich.

- Fassen wir die Abbildungen 4a bis 4c als Verformungssequenz auf, so lassen sich spröduktile Bereiche ausscheiden, in denen die Schieferflächen mit zunehmender Verformung enger geschart auftreten. Gleichzeitig entwickeln sich aber auch phyllitische Zonen, in denen die Schieferung dominiert oder als einziges Gefügeelement ausgebildet ist.

- In spröde verformten Bereichen bestehen an Brüchen unterschiedliche Versetzungsverhältnisse, indem zwar meistens flachliegende Brüche steilstehende Brüche versetzen, es aber auch umgekehrte Verhältnisse gibt, was mit einer synchronen Aktivierung vereinbart werden kann. Letzteren Fall dokumentiert LABHART (1966) mit Aufnahmen aus einem Druckstollen des Triftgebietes.

Ein erweitertes Konzept drängt sich allerdings für Fälle auf, in denen eine Schar von Schieferflächen deutlicher ausgebildet ist und aus deren Vorherrschen auf eine Divergenz von Schieferung und XY-Ebene des Verformungsellipsoides geschlossen werden muss. Am Nordrand des Aarmassivs sind in der Regel die flachen Schieferflächen deutlicher entwickelt und definieren Scherzonen, wie sie die Abbildungen 4 und 5 zeigen. Bei der Verteilung der Zerrklüftpole fällt zudem auf, dass sie im allgemeinen flacher als die Streckungslineare nach Süden einfallen, was mit dem intensiven Auftreten der flachen Schieferflächen in Einklang steht (Abb. 3b).

Die Schieferung behält ihre bänderungsparallele Orientierung also auch bei offensichtlich schiefer Beanspruchung bei, indem sich an den Schieferflächen unterschiedliche Scherungen ergeben haben.

4. Interne Strukturen

Eine interne Strukturierung des Kristallins ergibt sich aus der spezifischen Anordnung der Schieferflächen und Scherzonen, die kompetentere rauten- bis linsenförmige Bereiche umschliessen und, wie schon hingewiesen wurde, mit zunehmender Verformung stets kleinere Abmessungen einnehmen. Wegen der engständigeren Scharung der flachliegenden Bruch- oder Scherzonen weisen die kompetenten Körper oft rhomboederförmige

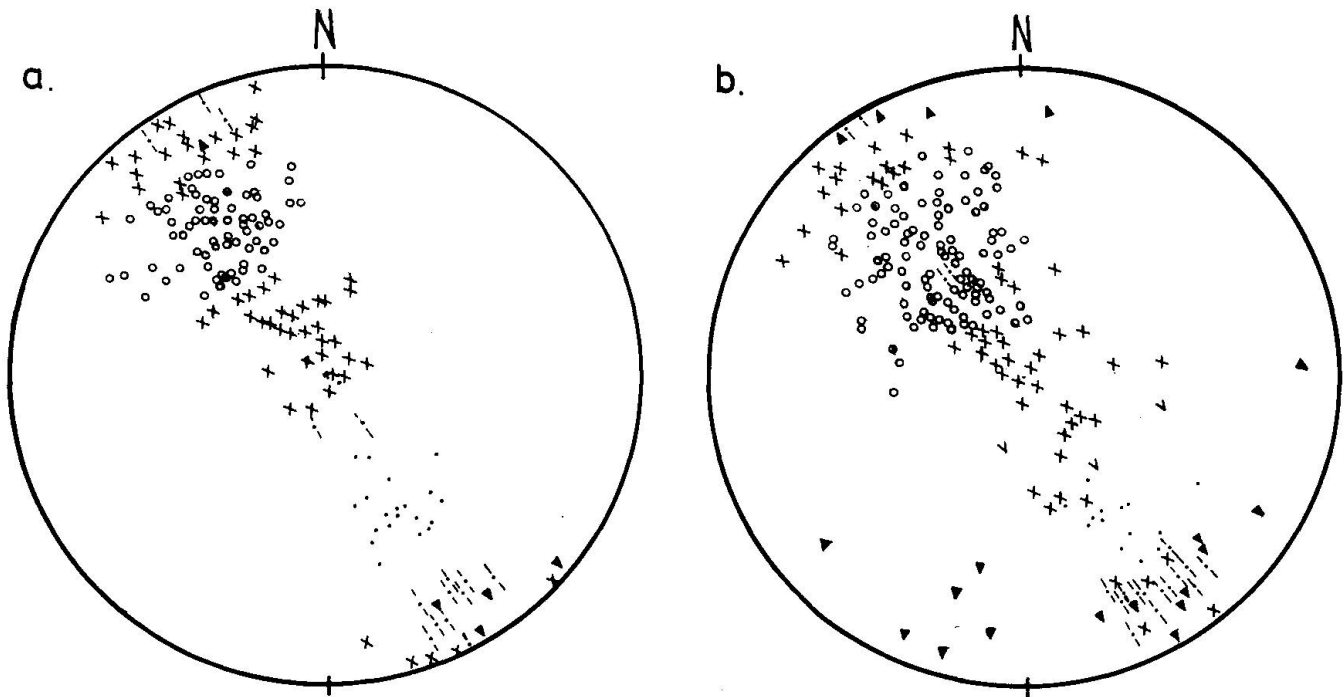


Abb. 3 Gefügediagramme des basalen (Abb. 3a) und überschobenen Kristallins (Abb. 3b) vom Urbachtal (flächentreue Projektion der unteren Halbkugel). - Symbole: ○ Pol der Schieferung, × Pol einer Schieferfläche, ▲ Pol einer Zerrkluft, ● Linear der Schieferung, ! Linear einer Schieferfläche.

Querschnitte auf, deren lange Diagonalen etwas schief zur Schieferung stehen.

In den mässig verformten Übergangsbereichen zwischen basalem und überschobenem Kristallin treten die steilen Schieferflächen zurück. Die Rauten werden hier an ihrer Stelle durch schieferungsparallele Verformungszonen begrenzt.

In den wenig verformten überschobenen Kristallinanteilen liegen nur noch flach liegende Schieferflächen und Scherzonen vor. Das Kristallin weist hier eine laminare Internstruktur auf (Abb. 4d).

In den stark verformten basalen Teilen des Kristallins treten nebst den bisher besprochenen rauten- auch linsenförmig begrenzte kompetente Bereiche auf, die oft verkieselt und in diesen Fällen ausschliesslich spröde verformt sind. Sie werden von phyllitischen Zonen begleitet und weisen in der Regel etwas abweichende Orientierungen gegenüber der regionalen Gneisbänderung und Schieferung auf.

Aus dem bisher Dargestellten ergibt sich folgender scheinbarer Widerspruch: Die Strukturen, oder vielmehr die die kompetenten Bereiche begrenzenden Verformungszonen, werden einerseits von den raumkonstanten Gefügeflächen aufgebaut, haben jedoch selbst Orientierungen, die mit den Gefügeflächen nicht übereinstimmen. Dieser Widerspruch erklärt sich jedoch, wenn wir beobachten, dass die Gefügeflächen auch schief zu

ihnen stehende Verformungszonen aufbauen (Abb. 5).

5. Kontaktstrukturen

Am Sediment-Kristallin-Kontakt haben sich möglicherweise in Analogie zu «mullions» an Grenzflächen verschieden kompetenter Medien mehr oder weniger konzentrische, gegen die Sedimente vorgestülpte Falten gebildet, die durch schmale Sedimenteinkeilungen getrennt werden (Abb. 6a).

Für ihre Untersuchung gibt der Basissandstein einen nützlichen Bezugshorizont ab, da er sich mit dem Grundgebirge verfaltet und nur in Ausnahmefällen von letzterem abgeschert vorliegt, somit also die ursprüngliche Kristallinoberfläche nachzeichnet.

Im unteren Teil des Urbachtalprofils (Segment a-b in Abb. 6a) entsprechen sich die Orientierungen der kristallinen Faltenkerne und der Schieferung, so dass letztere als Achsenflächenschieferung des verfalteten Sediment-Kristallin-Kontaktes angesprochen werden kann. Diese Falten stehen jedoch in auffallend hohem Winkel zur leicht nordfallenden Achsenflächenschieferung der Hochgebirgskalke. In den Sedimentkeilen ist der Basissandstein beidseitig in etwa gleicher Mächtigkeit ausgebildet. Lokale Ausdünnungen weisen

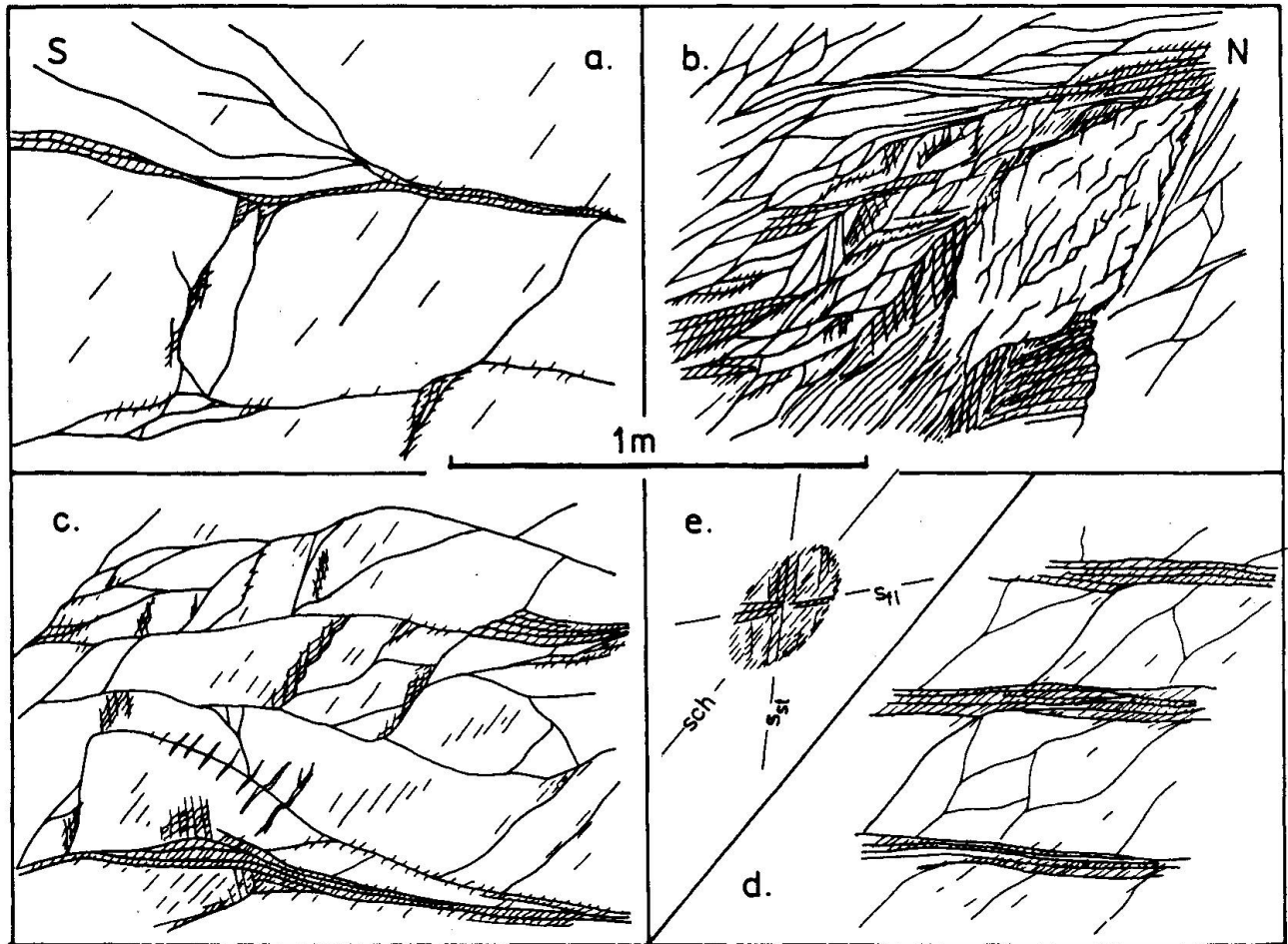


Abb. 4 Gefüge und Strukturen aus vier unterschiedlich verformten Bereichen des Innertkirchner Kristallins. Die angegebenen R_s -Werte sind Achsenverhältnisse der Verformungsellipse und wurden aus der Abwicklung der Sedimente am Sediment-Kristallin-Kontakt abgeschätzt (KAMMER, 1985).

a: vorherrschend bruchhafte Verformung, unteres Urbachtal; $R_s = 1.7$.

b: spröd-duktil verformtes Kristallin mit flachliegenden Scherzonen, Gadmental; $R_s = 4$.

c: spröd-duktil verformtes Kristallin mit kompetenter spröd verformter Linse, Urbachtal; $R_s = 30$.

d: Verschertes, überschobenes Kristallin vom Urbachtal; $R_s = 2$.

e: Schema zur Orientierung der Gefügeflächen. -

sch: Schieferung, s_{fl} : flache Schieferflächen mit dextralem Schersinn, s_{st} : steile Schieferflächen mit sinistralen Schersinn, sfl.

auf schieferungsparallele Dehnungszonen hin (Abb. 6b).

Im oberen Teil dieses Profils (Abb. 6a, Segment c-d und Abb. 6c) bilden die Achsenflächen der Keile Winkel von bis zu 35° mit dem regionalen Fallen der Schieferung und gehen kontinuierlich in die Achsenflächenschieferung der Hochgebirgskalke über. Der Basissandstein ist hier in den Verkehrtchenkeln gegenüber den Normalschenkeln stärker ausgedünnt.

Am Mettenberg (Abb. 7a) ist an der Grenze zwischen überschobenem und flachliegendem Kristallin ein schmaler, vorerst flachliegender Sedimentkeil ausgebildet, der sich nach Süden versteilt, jedoch noch in seinen tieferen Teilen

flacher als die Schieferung liegt. Entlang des Keiles werden die Sedimente entlang kleinerer Kristallinlamellen verdoppelt oder vervielfacht (Abb. 7a, Lokalitäten a und b). Im unteren Teil dieses Keiles ist der Basissandstein des Normal- und Liegendschenkels gleichmäßig mächtig ausgebildet und setzt stellenweise beidseitig aus, so dass relativ wenig verformtes Kristallin mit der regionalen, diskordant zum Keil stehenden Schieferung direkt an die ausgezogenen Sedimente grenzt. Entlang der horizontal liegenden Kristallinlamellen des oberen Teiles des Keiles (Abb. 7a, Segment b-c und Abb. 7b) und des steil nordtauchenden Kontaktes ist der normallagernde Basissandstein im allgemeinen wiederum mächtiger entwickelt.

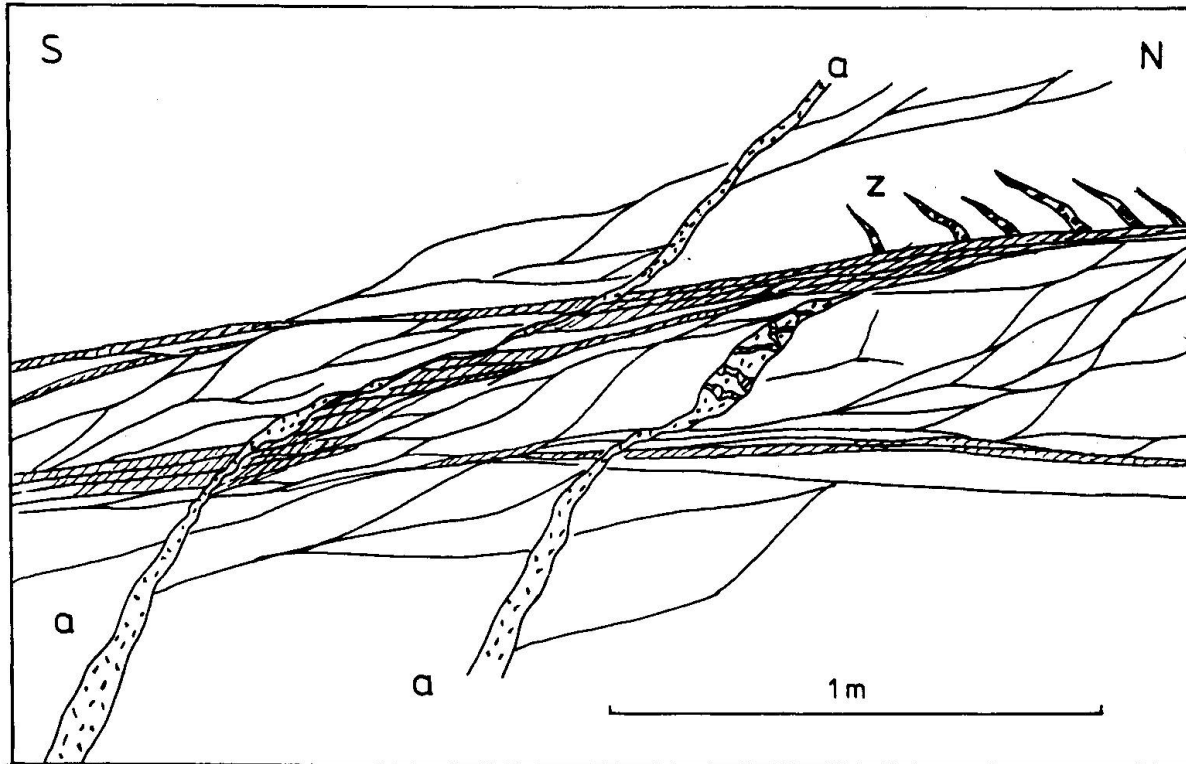


Abb. 5 Scherzone im Innertkirchner Kristallin, Untere Trift. - a: verschleppte Aplitgänge, z: Zerrklüfte, die sich an einer Scherzone gebildet haben.

An der Stelle, an der sich der Keil mit der Synklinalen der Malm- und Kreidekalke vereinigt (Abb. 7a, Lokalität c und Abb. 7b), sind die Kristallinlamellen verschieden weit in die Sedimente vorgepresst worden und liegen z. T. völlig losgelöst vom Grundgebirge vor, so dass sich auch ihre rückwärtigen Begrenzungen definieren lassen. Sie weisen eine bemerkenswert geringe Internverformung auf und sind gegenseitig nur durch diskrete Bruchflächen abgetrennt.

Die kristallinen Faltenkerne scheinen wie die Internstrukturen des Kristallins ungefähr parallel zur langen Achse der Verformungsellipsen zu liegen. Dafür spricht ihre Kontinuität mit der Achsenflächenschieferung der Sedimente, besonders in den überschobenen Kristallinanteilen, wo sie annähernd horizontale Lagen einnehmen. Der abgobogene Verlauf des Keiles vom Mettenberg würde damit die Variation der Längungsrichtung am aarmassivischen Nordrand wiedergeben.

Diese Interpretation steht im Einklang mit der gleichbleibenden Mächtigkeit des Basissandsteins im Verkehrt- und Liegendschenkel des tieferen Teiles vom Mettenberg. Scherungen entlang der Keilebenen, wie sie MORGENTHALER (1921) für den Mettenberg und RAMSAY et al. (1983) für das Urbachtal postulierten, müssten sich in den tieferen Teilen der Keile durch eine einseitige Ausbil-

dung des normallagernden Basissandsteins manifestieren.

Die Parallelisierung der langen Achsen des Verformungsellipsoids und der Längsrichtungen der Internstrukturen ist jedoch wiederum nur beschränkt möglich.

Dazu bestehen folgende Gründe:

- Im Urbachtal fehlt ein Übergang zwischen den schieferungsparallelen Keilen des basalen und den flachliegenden Keilen des überschobenen Teiles. Die schmalen Kristallinlamellen unterhalb des Trennbruches bei b, Abb. 6a, sind sicher passiv in ihre horizontale Lage gedrängt worden, da in ihnen die Schieferung ausnahmsweise konkordant ausgebildet ist. In diesem Teil des Profils scheint sich eine Art von Formwiderstand geltend gemacht zu haben, der eine leicht schief zur Schieferung erfolgende Anlage der Keile verhinderte.

- Im überschobenen Bereich desselben Profils können die ausgedünnten oder abgerissenen Verkehrtchenkel der flachliegenden Keile dahingehend gedeutet werden, dass sich an ihnen Scherungen vollzogen haben. Einmal angelegte Keile konnten nicht oder nur beschränkt aus ihrer anfänglichen Lage herausrotiert werden, so dass bei weiterer rotationaler Verformung ihre Ebenen von Scherungen erfasst wurden.

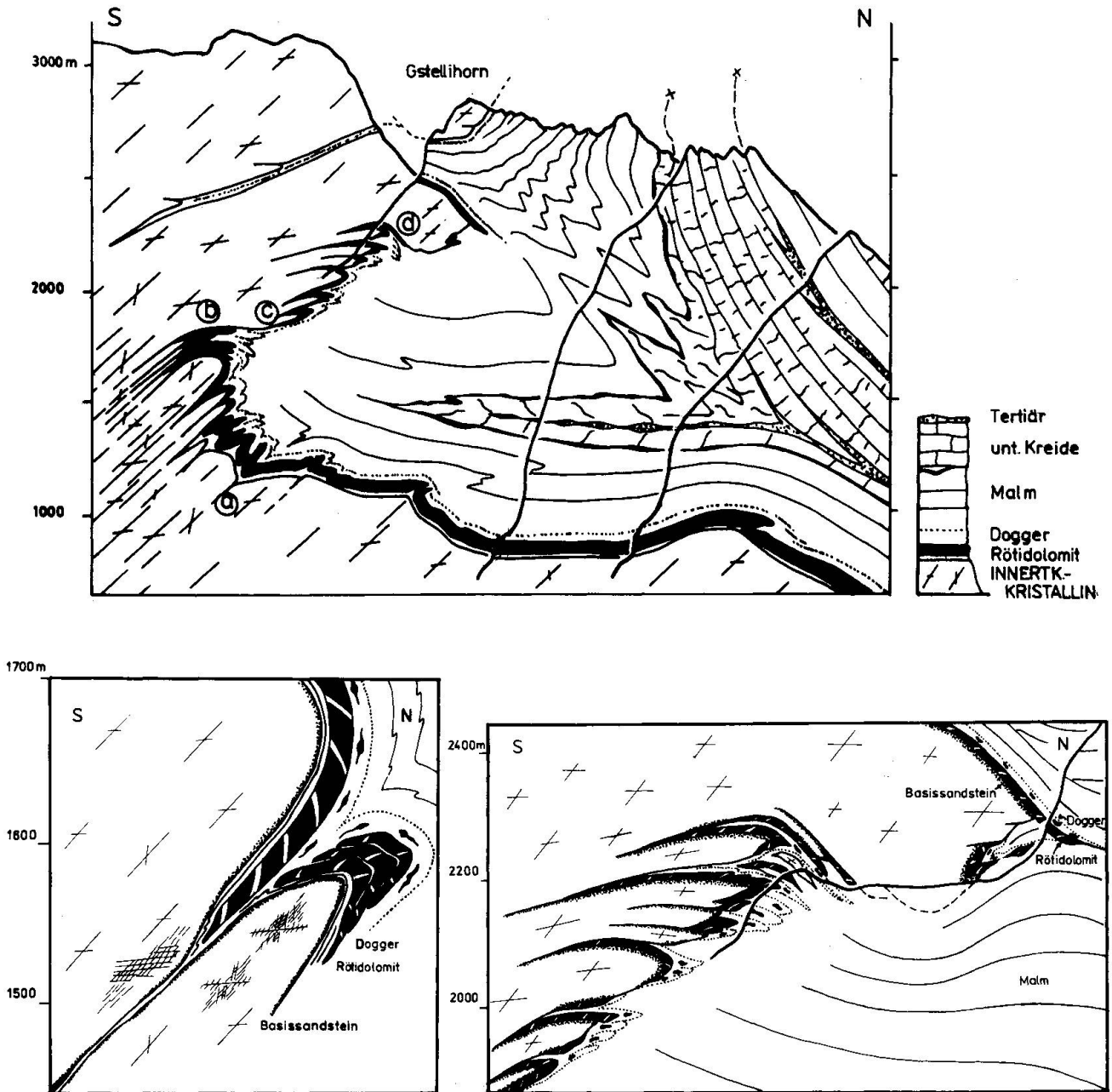


Abb. 6 Profile des Urbachtals und der Engelhörner (nach eigenen Feldaufnahmen). a: Gesamtprofil b: Symmetrischer Keil. c: Verfalteter Kontakt des überschobenen Kristallins.

6. Mikrostrukturen

Im Mikrobereich zeichnen sich die Tektonite durch eine Domänenstruktur aus, indem sie sich aus Kornlinsen und Grundmassenbereichen aufbauen. Zu dieser Differenzierung tragen insbesondere zwei Verformungsmechanismen bei: die mechanische Zerkleinerung des Kornverbandes, die sich auf einmal gebildete Schwächezonen konzentriert, und Stoffumlagerungsvorgänge, welche die Bildung einer serizitischen Grundmasse er-

möglichen. Letzterer Vorgang beruht v. a. auf der Mobilität der Kieselsäure, welche aus Verformungszone wegtransportiert und in Kornlinsen angereichert wird.

Gegenüber diesen beiden Vorgängen fällt der intrakristallinen Verformung des Quarzes und der Biotite eine untergeordnete Rolle zu. Wir geben im folgenden einige Erläuterungen zu den einzelnen Verformungsprozessen und gehen dann auf die mikrostrukturelle Entwicklung ein.

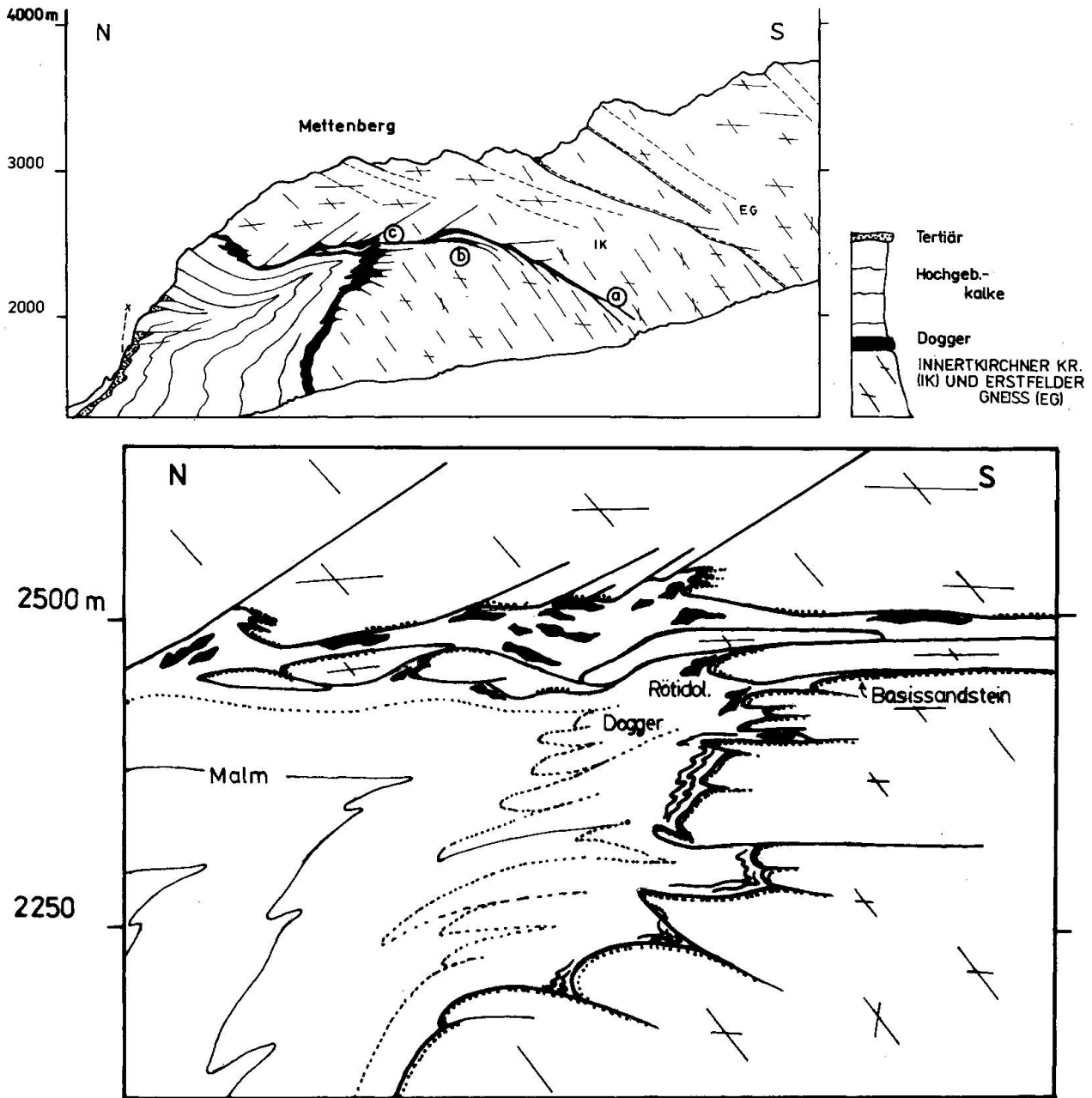


Abb. 7 Profile des Mettenberges (nach eigenen Feldaufnahmen). Abb. 7a: Gesamtprofil. Abb. 7b: Ausschnitt c, Abb. 7a.

6.1. ZERGLIEDERUNG DES KORNVERBANDES

Bei den Mikrobrüchen unterscheiden wir zwischen Scher- und Zerrbrüchen, die ihrerseits in trans- und intragranulare Brüche unterteilt werden können (Abb. 8). Transgranulare Brüche sind in kompetenten, d.h. grundmassfreien und oft kaum verformten Bereichen ausgebildet, während intragranulare Brüche naturgemäss einen gewissen Grundmasseanteil, in dem sich die Kornfragmente

gegenseitig verschieben konnten, bedingen. An intragranularen Scherbrüchen haben sich in der Regel nur bruchparallele Verschiebungen vollzogen, währenddem an intragranularen Zerrbrüchen Fragmente unterschiedlich auseinanderdrifteten und sich in den Zwischenräumen Faserbärte bildeten. Die Scherbrüche weisen auch im Mikrobereich die charakteristischen Winkel der Schieferflächen auf (Abb. 9). Rotationen von Körnern und Kornfragmenten haben demzufolge nicht stattgefunden.

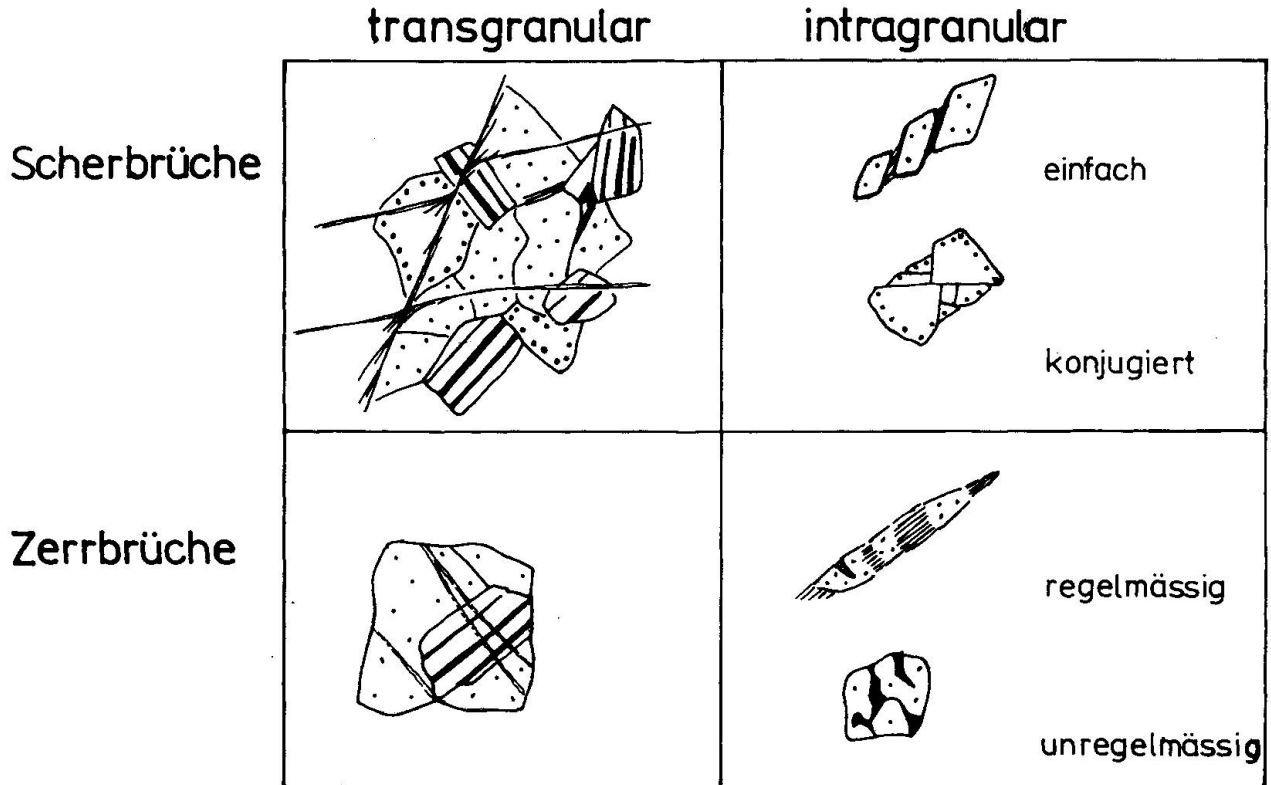


Abb. 8 Klassifikation der Mikrobrüche. - Signatur der Mineralien: punktiert Quarz, gestreift Plagioklas, randlich gepunktet Kalifeldspat.

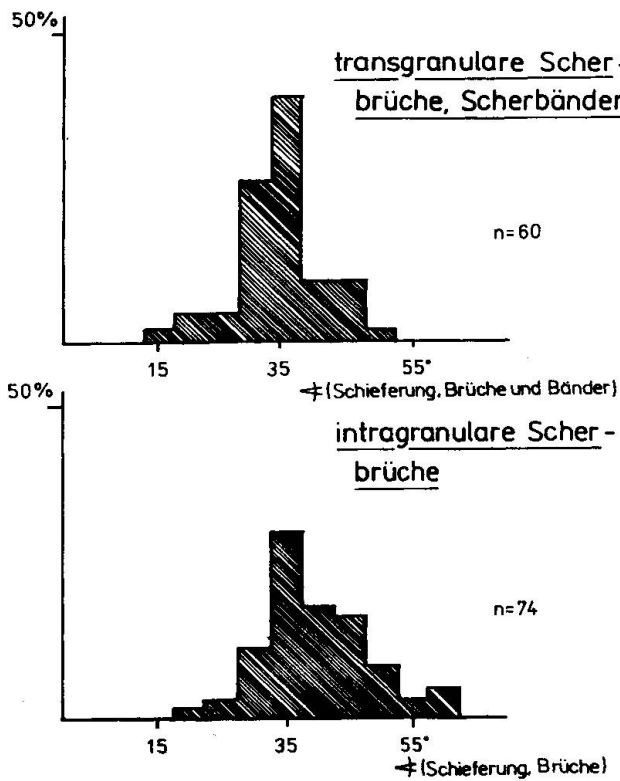


Abb. 9 Histogramme für Winkel zwischen Schieferung und Scherbrüchen oder -bändern von XZ-Schnitten.

Transgranuläre Zerrbrüche sind hauptsächlich mit Quarz, in geringerem Ausmass auch mit Albit und Kalzit gefüllt und rufen in kompetenten Lagen Längungen von bis zu 100% hervor (vgl. Bänder der Abb. 2a). Diese Brüche und ihre Füllmasse geben damit Aufschluss über den Verkieselungsgrad der kompetenten Bereiche.

In grundmassereichen Lagen treten in porphyroklastischen, wenig verformten Quarzen unregelmässige, mit Karbonat ausgeheilte, intragranulare Zerrbrüche auf. Solche mit artfremden Mineralien gefüllte Brüche parallelisierten WHITE & WHITE (1983) mit experimentell erzeugten Brüchen, die sich bei Spannungskorrosion unter statischer Belastung gebildet haben (ATKINSON, 1982). Das nötige Kalzium für die Bildung der Karbonate wurde möglicherweise bei der Umwandlung der Plagioklase (siehe weiter unten) freigesetzt. Intragranulare Zerrbrüche lassen sich im Unterschied zu den übrigen Brucharten in verschiedenen Bildungsstadien beobachten (angedeutet in Abb. 8).

Die Ausbreitungsgeschwindigkeiten transgranularer Brüche sind nach experimentellen Befunden (ATKINSON, 1982) niedriger als diejenigen intragranularer Brüche. Da die Bildung und Ausweitung der Zerrbrüche im Gegensatz zu den Scherbrüchen an die Auskristallisation von Füllmineralien gebunden ist, schreiben wir den erste-

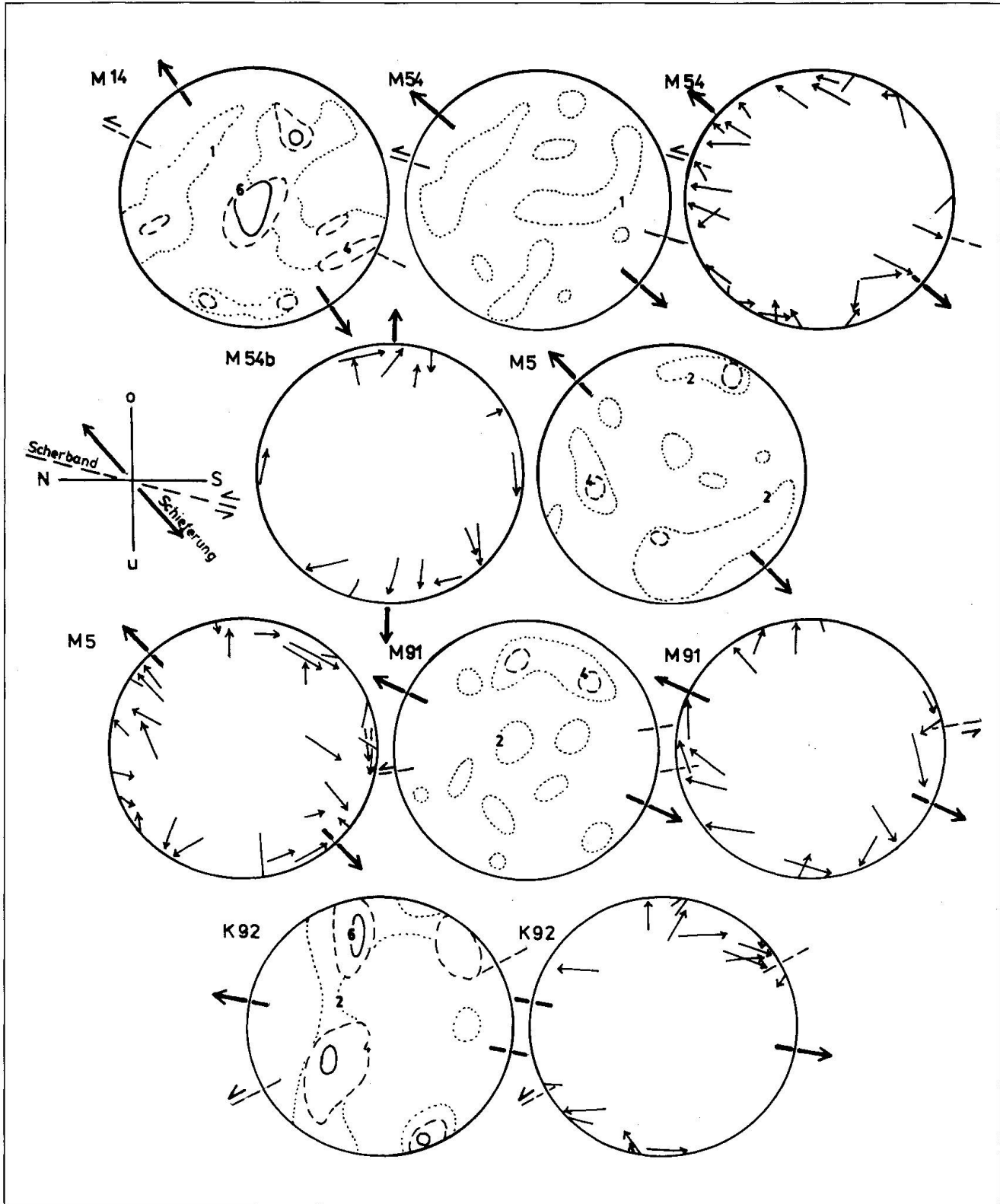


Abb. 10 Quarzgefüge von Körnern des Basissandsteins (M) und einer Probe aus dem Kristallin (K). Die konturierten Diagramme geben Verteilungen der c-Achsen an. Die Pfeildiagramme bestehen aus Grosskreissegmenten, die Lamellenpole mit dazugehörigen c-Achsen verbinden. Die Projektionsebene entspricht, mit der Ausnahme von M54b, der XZ-Ebene. In M54b wurde zusätzlich in der XY-Ebene gemessen. Die Spur der Schieferung ist mit ausgezogenen Strichen angegeben, diejenige von Scherbändern mit durchbrochenen Strichen. Die Proben M14, M54 und M5 sind vom Mettenbergkeil und in der Reihenfolge ihres Auftretens mit zunehmender Höhe aufgeführt. Die Proben M91 und K92 stammen aus dem flach liegenden Teil eines Keiles vom Loicherli, Urbachtal, unterhalb des Segmentes b-c, Abb. 6a. Flächentreue Projektion, untere Halbkugel.

ren eine geringere Ausbreitungsgeschwindigkeit als den letzteren zu. Bezüglich der Ausbreitungsgeschwindigkeiten ergibt sich damit folgende Reihenfolge: 1. transgranulare Scherbrüche, 2. intragranulare Scherbrüche, 3. transgranulare Zerrbrüche, 4. intragranulare Zerrbrüche.

Das Vorherrschen der einzelnen Brucharten gibt einen Hinweis über die Stetigkeit des Verformungsfließens, in dem die transgranularen Scherbrüche punktuelle einmalige, die intragranularen Zerrbrüche dagegen länger dauernde und sich in ein und demselben Korn wiederholende Ereignisse darstellen.

6.2. ZUR BILDUNG UND VERFORMUNG DER GRUNDMASSE

Der phyllitische Anteil der Grundmasse bildet sich in erster Linie auf Kosten des Plagioklases und entstand z. T. schon bei einsetzender Verformung. In diesen Fällen bilden die Serizitschüppchen ein feines, parallel zu den Spaltflächen reliktscher Plagioklasbereiche orientiertes Gewebe, in dem sie sich in gewissen Schnitten unter echten Winkeln kreuzen.

In gelängten Aggregaten sind die Serizitplättchen grobkörniger und tragen Anzeichen einer syntektonischen Rekristallisation: der Grossteil der Plättchen ist parallel zur Schieferung angeordnet, umschliesst aber auch querstehende Glimmerpakete und -linsen, die sich aus den längsgerichteten Plättchen durch Scherung, Biegung und Querspriesung ableiten lassen und durch ihre Rekristallisation einer orientierungsbedingten Härtung entgegenwirken.

6.3. QUARZVERFORMUNG

Die intrakristalline Verformung des Quarzes steht in Abhängigkeit zum Grundmasseanteil. In grundmassearmen Bereichen weisen gelängte Quarze oft längsstehende Suturen auf und sind in kornrandnahen Teilen ansatzweise rekristallisiert. In Verformungszonen grundmassearmer Gesteine (vgl. Probe, Abb. 12b) liegen Bänderquarze vor, die verschiedene Lamellensysteme aufweisen und ihrerseits in Bänder mit suturierten Subgrenzen unterteilt sind. In grundmassereichen Gesteinen sind die Quarze dagegen kaum rekristallisiert.

In stark verformten Proben des eingekeilten Basissandsteins sowie in einer keilparallel verschieften Probe des Kristallins mit Bänderquarzen wurde das Quarzgefüge untersucht. Die c-Achsenregelung, einschliesslich der Probe des Kristallins, ist wenig ausgeprägt und zeichnet sich durch wenig deutliche Minima in Richtung des Schieferungslinears aus (Abb. 10).

Aufgrund der Orientierungen von subbasalen Lamellen und c-Achsen wurden gemäss den Angaben von CARTER & RALEIGH (1969) Pfeildiagramme erstellt, in denen die Pfeilspitzen oder Lamellenpole gegenüber den Pfeilenden oder c-Achsenrichtungen bevorzugt in die Streckungsrichtung weisen sollten. In den untersuchten Beispielen zeichnen sich solche Konvergenzrichtungen nur undeutlich ab (Abb. 10).

Die Proben sind in der Reihenfolge ihres Einfallens aufgeführt und zeigen durch diese Anordnung, dass sich die Symmetrie der c-Achsengefüge und die Konvergenzrichtungen der Pfeile mit dem Einfallen der Schieferung systematisch ändert. Falls sich diese Gefüge wirklich auf die langen Achsen der Verformungsellipsoide beziehen, unterstützen sie unsere Annahme, wonach sich die Keile ungefähr parallel zur Plättungsebene des finiten Verformungsellipsoides angelegt hätten.

6.4. AUSGEWÄHLTE BEISPIELE UND DEREN KLASSIFIKATION

Die mikrostrukturelle Entwicklung wurde anhand einiger repräsentativer Beispiele gemäss der Ausbildung der Mikrobrüche in einen spröden, spröduktilen und einen duktilen Verformungsbereich unterteilt und nach dem Verformungsgrad geordnet (Abb. 11). In der Abbildung 11 wurde ferner für jede Probe der Grundmasseanteil dargestellt. Der Verformungsgrad wurde direkt aus Messungen der langen und kurzen Achsen der Kornaggregate ermittelt (RAMSAY, 1967, Abschnitt 5-2). Zur Grundmasse wurden alle Komponenten, die kleiner als 2 mm sind, und der Biotit gezählt. Modalbestände und Verformungsbeträge sind in der Tabelle 1 aufgeführt, und die Abbildung 12 illustriert vier typische Beispiele.

Wo die Grundmasse weniger als die Hälfte des Gesteins ausmacht, sind ausgezogene Kornlinsen bis -bänder entwickelt, in denen die Körner stark fragmentiert sind, rundliche Umriss und Faserbärte aufweisen und sich anhand versetzter Kornfragmente Teilbewegungen nachweisen lassen (Abb. 12b).

In grundmassereichen Proben ist die Verformung bedeutend homogener (Abb. 12d). Die Komponenten bestehen hier vorwiegend aus Quarz, sind allseitig von Grundmasse umgeben, im allgemeinen gerundet und werden oft unvermittelt durch opake Säume oder schieferungsparallele Glimmerplättchen begrenzt. Wir führen diese Formregelung, da sie ohne Anzeichen einer intrakristallinen Verformung auftritt, auf Drucklösungsvorgänge zurück (vgl. VOLL, 1960, und GRAY, 1978).

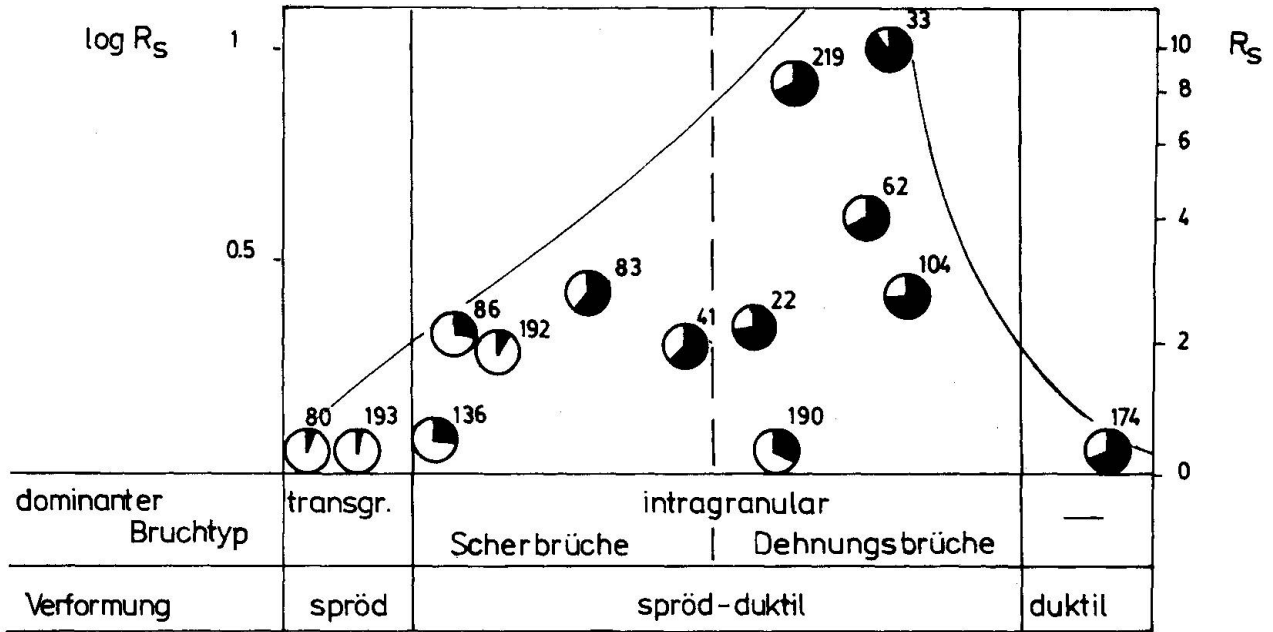


Abb. 11 Klassifikation der Mikrostrukturen. R_s Achsenverhältnis von Verformungsmarken in XZ-Schnitten. Die schwarzen Kreissegmente geben für jede Probe den Grundmassegehalt an.

Aus der Tabelle 1 geht eine gewisse Beziehung zwischen der Mineralogie des Ausgangsgesteins und der Art der Verformung hervor, indem Proben mit einem hohen Kalifeldspat-Plagioklas-Anteil sich vorwiegend auf der spröden, Proben mit ei-

nem niedrigen Kalifeldspat-Plagioklas-Anteil sich dagegen vorwiegend auf der duktilen Seite des Verformungsdiagrammes befinden.

Das Verformungsdiagramm der Abbildung 11 zeigt deutlich, dass sich die Bildung der Grundmas-

Tab. 1 Mineralbestand der untersuchten Proben.

Probe	Herkunft	Grundmasse, %	Mineralien, %				R_s	$1/1_0$	Figur
			Qz	Kfs	Plag	Bi			
80.1	Trift, Ga	5	33	18	40	4	—	—	
4	Jägigrat, M	61	34	5	—	4	2.1	—	
22	Mettenbergkeil, M	76	20	4	2	3	1.8	2.0	
28	Mettenbergkeil, M	54	42	—	10	5	2.3	1.9	
33	Grüne Wände, M	83	11	—	2	—	10.8	—	
62	Mettenbergkeil, M	71	27	1	—	4	3.2	—	
83	Schlätteren, U	56	34	2	8	—	—	—	
86	Loicherli, U	32	30	38	—	4	—	—	
104	Bös Bärkli, Wh	73	27	—	—	4	—	—	
115	Schwarzen Berg, Wt	71	18	11	71	—	1.3	—	
136	Loicherli, U	27	31	6	34	2	—	—	
174	Stein, U	69	24	—	69	7	1.5	—	
190	Grund, U	34	33	4	29	—	—	—	
192	Kastenstein, M	71	46	12	42	—	—	2.1	
193	Kastenstein, M	7	41	8	44	—	—	—	
216	Stieregg, M	60	40	—	37	10	1.4	—	
219	Schlätteren, U	71	25	4	—	—	8.3	—	

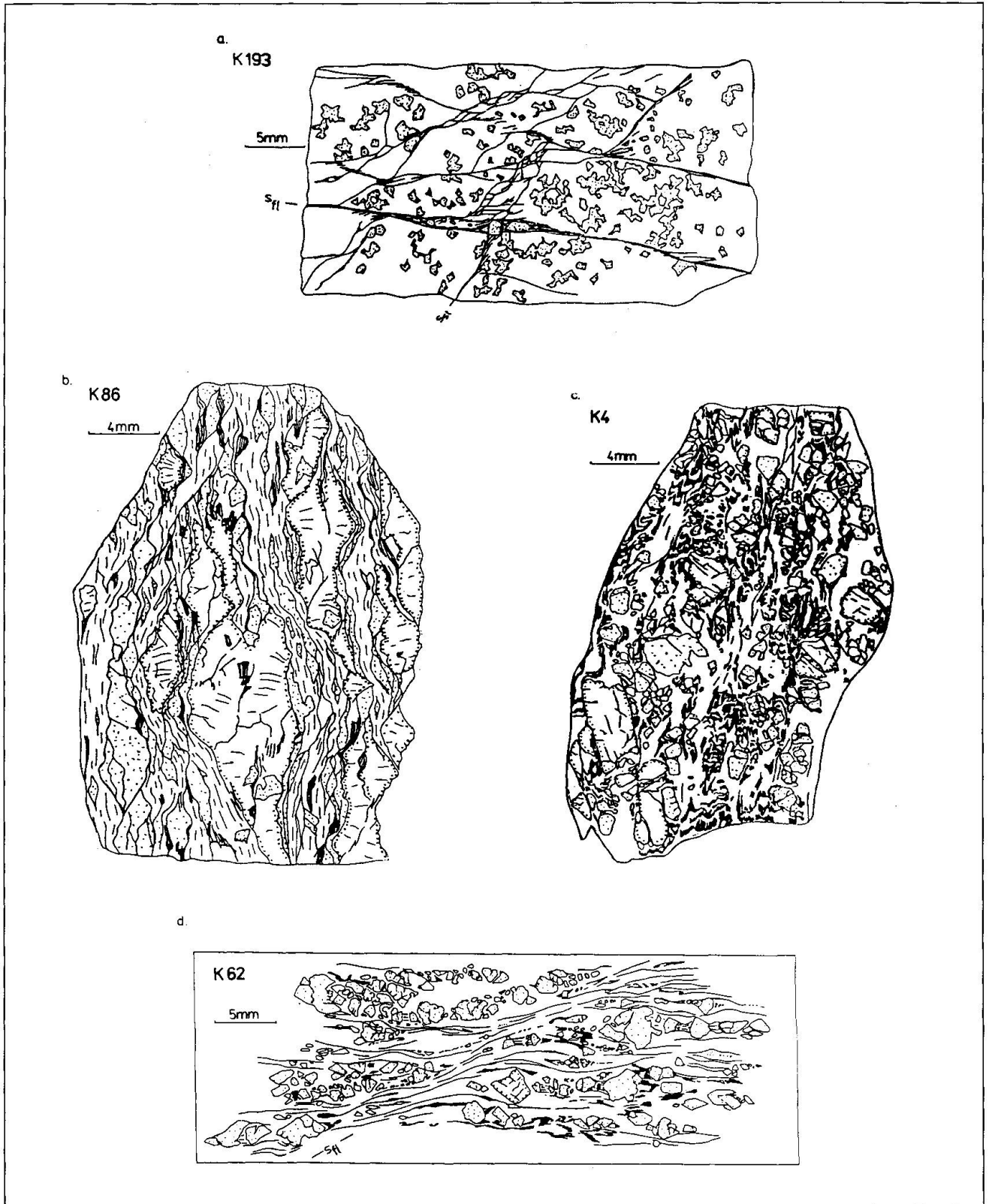


Abb. 12 Ausgewählte Mikrostrukturen. - Signaturen:

Quarz punktiert, Kalifeldspat randlich punktiert, Grundmasse gestrichelt, Biotit ausgezogene Striche, Karbonat-rhomboeder schwarz.

a: Spröd verformtes aplitisches Gestein. Nebst den Bruchflächen sind nur die Umrissse grösserer Quarze gezeichnet.

b: spröd-duktil verformtes kalifeldspatreiches Gestein.

c: spröd-duktil verformtes biotitreiches Gestein.

d: phyllitisches Gestein mit stark fragmentierten Quarzen. S_{II} ist ein Scherband.

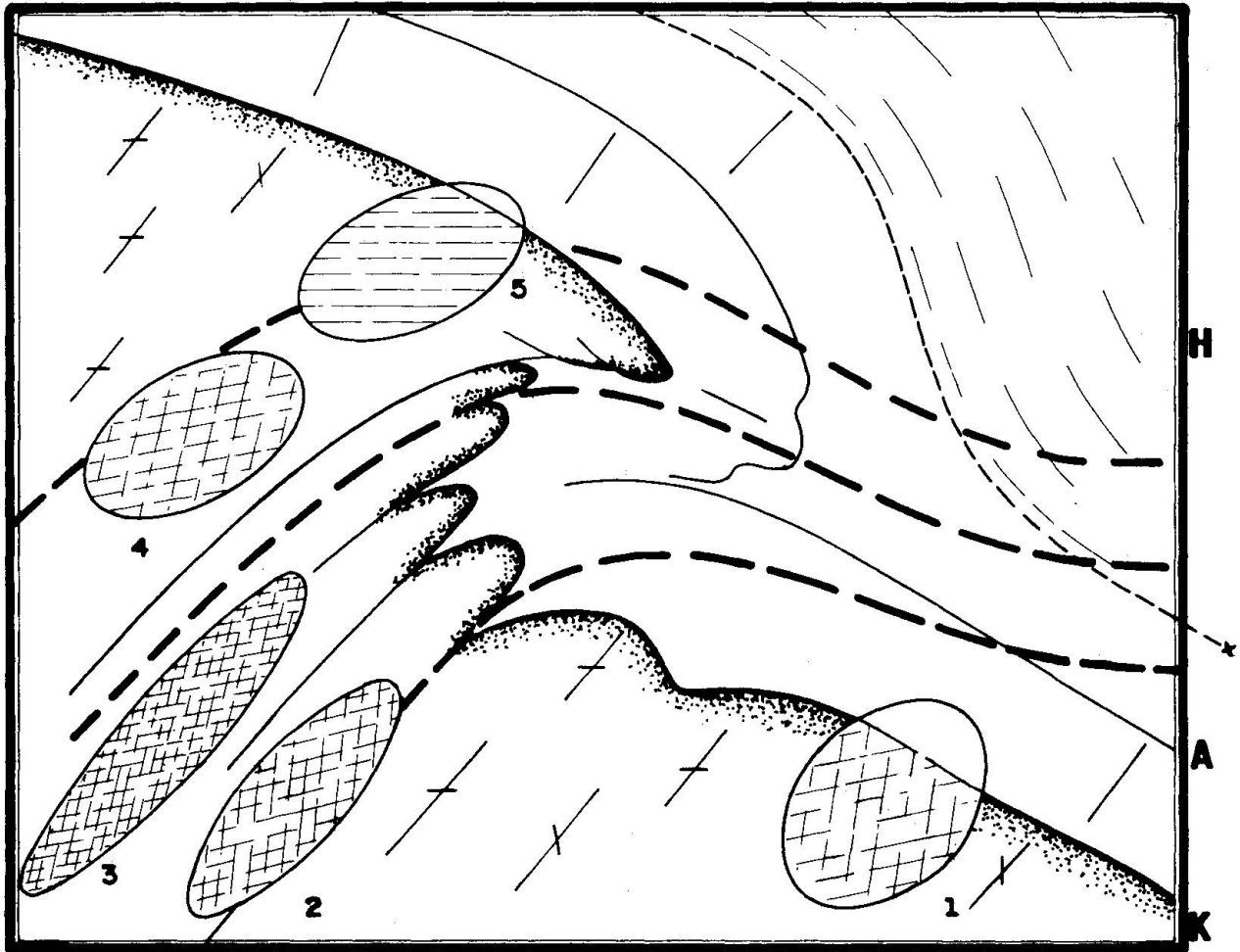


Abb. 13 Verformungsschema des aarmassivischen Nordrandes. - Die Verformungsellipsen geben Verformungsbeträge und -modi für spröde verformtes (1), spröde-duktil verformtes (2, 3) und spröde und rotationell verformtes Grundgebirge an (4, 5). Die durchbrochenen Linien verbinden die aarmassivische Schieferung mit der regionalen Schieferung des Helvetikums. - H: helvetischer Dogger, A: autochthone Sedimente, K: kristallines Grundgebirge.

se in erster Linie auf die Art der Verformung, d. h. auf das Ausmass der Umwandlungen, und nur in zweiter Linie auf den Verformungsbetrag bezieht.

Das Klassifikationsschema von SIBSON (1977) und in noch stärkerem Ausmass dasjenige von HIGGINS (1971), in dem auch die Korngrösse der Porphyroklasten einbezogen wird, setzt jedoch eine mikrostrukturelle Entwicklung in ausschliesslicher Abhängigkeit vom Verformungsgrad voraus. In Bruchzonen, in denen sich die Verformung innerhalb kleiner Bereiche stetig ändert, mag die Voraussetzung einer linearen Entwicklung annähernd erfüllt sein. Sobald zu den kataklastischen und Erholungsvorgängen jedoch Umwandlungen hinzutreten, die auf Stoffumlagerungen beruhen und zu einer Verformungsblindung führen, müssen mehrere Entwicklungslinien postuliert werden können, die schliesslich ein ganzes Verformungsspektrum konstituieren, wie dies die Abbildung 11 veranschaulichen möchte.

7. Diskussion

Die beiden vorgestellten Profile erlauben es, die Tektonite des Innertkirchner Kristallins unter verschiedenen Verformungsbedingungen zu untersuchen. In den basalen Teilen haben sich die Strukturen weitgehend koplanar zur Schieferung gebildet, während die überschobenen Teile hauptsächlich von Scherungen entlang der flachen Schieferflächen erfasst wurden. Die unterschiedliche Orientierung von Schieferung und Achsenflächen der Kontaktfalten ist hier besonders ausgeprägt. Die horizontalen Scherungen, die die charakteristische Laminarstruktur der höheren Kristallinanteile hervorrufen, sind Ausdruck von differenziellen Bewegungen zwischen tieferen, stärker verformten und höheren, wenig verformten Teilen des Massivs. Sie lassen sich auch in den südlicheren Einheiten des Altkristallins und im Zentralen Aaregranit nachweisen und stehen im Zusammen-

hang mit der leicht fächernden Struktur des Aarmassivs.

Die Schieferung hat, aus ihrer Parallelität mit den spätherzynischen Mylonitzonen zu schliessen, schon vor der alpidischen Verformung bestanden (weitere Argumente finden sich in KAMMER, 1985). Ihre konstant bleibende Lage führen wir auf diskontinuierliche Scherungen zurück, die sich in den überschobenen Kristallinanteilen v.a. entlang der flachen Schieferflächen vollzogen haben. Das Kristallin verhielt sich hier weitgehend als starrer Körper.

Im basalen Kristallin setzt sich die Verformung nebst einem auch hier vorhandenen diskordanten Anteil, der sich in einer geringfügigen Abweichung des Schieferungsfallens von der Orientierung der Strukturen manifestiert, auch aus einer Internverformung zusammen, die sowohl im Mikro- wie im Mesobereich zu einer Domänenstruktur führte. Diese verformungsbedingte Differenzierung ist wesentlich an die Mobilität der Kieselsäure gebunden. In metasomatischen Variationsdiagrammen wurden, gegenüber einem möglichen Ausgangsgestein, in phyllonitischen Gesteinen Kieselsäureabnahmen von bis zu 25%, in kieseligen Bereichen dagegen Anreicherungen von bis zu 50% festgestellt (KAMMER, 1985).

Das Zusammenwirken dieser beiden Verformungskomponenten führte zu einer Internstrukturierung, die in ihrer Orientierung weitgehend der Achsenflächenschieferung der Kontaktfalten entspricht und im allgemeinen schief zur Schieferung steht. Eine solche Diskordanz ergibt sich im einfachsten Fall schon durch die ungleiche Scherung der Schieferflächen, da die von ihnen umgrenzten rhomboederförmigen kompetenten Bereiche Längsdiagonalen aufweisen, die gegenüber der Schieferung flacher nach Süden einfallen.

Im allgemeinen werden die kompetenten Bereiche jedoch von Verformungszonen begrenzt, die sich zwar aus den raumkonstanten Gefügeflächen zusammensetzen, jedoch in ihrer Orientierung mit den letzteren nicht übereinstimmen. Die kompetenten Bereiche weisen fließende Übergänge zu den verkieselten linsenförmigen Bereichen auf.

Die Abbildung 13 gibt eine Übersicht der verschiedenen Verformungsmodi in Abhängigkeit der strukturellen Lage. Die durchbrochenen Linien stellen Längungsrichtungen dar und charakterisieren einen ausgedehnten Übergangsbereich zwischen massivinterner, weitgehend parallel zur Stoffbänderung erfolgender Längung und der Achsenflächenschieferung der autochthonen und allochthonen Sedimente des Helvetikums mit einem steil nordtauchenden Streckungslinear. Die Verformung des Aarmassivs hat im wesentlichen

nach der Platznahme der helvetischen Decken stattgefunden und kulminierte in der grossräumigen Verfaltung oder «Einwicklung» der helvetischen Hauptüberschiebung an seinem Nordrand. Auf diese Altersverhältnisse machte schon GÜNZLER-SEIFFERT (1943) aufmerksam und schied von diesen ausgehend eine bezüglich der Deckenüberschiebung synkinematische Kiental- und eine spätkinematische Grindelwaldphase aus.

Verdankungen

Der vorliegende Artikel fasst Teile einer Dissertationsarbeit zusammen, die an der Universität Neuenburg mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds, Projektnummer 2.865-0.80, unter der Leitung von F. Persoz und A. Pfiffner durchgeführt wurde. Den Leitern der Arbeit sowie E. Klaper, die Anregungen zu Verbesserungen gegeben hat, sei für ihre Hilfe herzlich gedankt.

Literaturverzeichnis

- ATKINSON, B.K. (1982): Subcritical crack propagation in rocks. *J. Struct. Geol.* 4, 41-56.
- BALTZER, A. (1880): Der mechanische Contact von Gneis und Kalk im Berner-Oberland. *Beitr. geol. Karte Schweiz* 20.
- CARTER, N.L. & RALEIGH, C.B. (1969): Principal stress directions from plastic flow in crystals. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1231-1264.
- Deutsches Handwörterbuch der Tektonik, Herausg. Murawski, H., Stuttgart, 1968-1982.
- ESCHER v.d. LINDT, A. (1839): Erläuterungen der Ansichten einiger Contact-Verhältnisse zwischen kristallinen Feldspathgesteinen und Kalk im Berner Oberlande. *Neue Denkschr.* 3.
- FREY, M., BUCHER, K., FRANK, E. & MULLIS, J. (1980): Alpine metamorphism along the Geotraverse Basel-Chiasso - a review. *Eclogae geol. Helv.* 73/2, 527-546.
- GRAY, D.R. (1978): Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. - *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 577-590.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. *Eclogae geol. Helv.* 36/2, 219-223.
- HEIM, Alb. (1878): Untersuchung über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe. Schwabe, Basel.
- HEIM, Alb. (1921): Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipzig.
- HIGGINS, M.W. (1971): Cataclastic rocks, *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* 687, 1-97.
- HUGI, E. (1934): Das Aarmassiv. *Geol. Führer Schweiz* 2, 130-138.
- KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente. - Unveröffentlichte Dissertation, Univ. Neuenburg.
- LABHART, T.P. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 59/A, 803-830.

- LABHART, T.P. (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. Sammlung geol. Führer 63, Borntraeger Berlin-Stuttgart.
- MORGENTHALER, H. (1921): Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Nordrand des Aarmassivs. *Eclogae geol. Helv.* 16/2, 179-217.
- MÜLLER, F. (1938): Geologie der Engelhörner, der Aareschlucht und der Kalkkeile bei Innertkirchen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 91.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of Rocks.* Mc-Graw Hill, N.Y.
- RAMSAY, J.G., CASEY, M. & KLIGFIELD, R. (1983): The role of shear development of the Helvetic fold-thrust belt of Switzerland. *Geology* 11/8, 439-442.
- ROHR, K. (1926): Stratigraphische und tektonische Untersuchung der Zwischenbildungen am Nordrande des Aarmassivs (zwischen Wendenjoch und Wetterhorn). *Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F.* 57/1.
- RUTISHAUSER, H. (1973): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich. *SMPM* 53/1, 99-124.
- SIBSON, R.H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. *J. geol. Soc. London* 133, 191-213.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz.* Bern/Zürich.
- VOLL, G. (1960): *New work on petrographics.* *Geol. J.* 2, 502-567, Liverpool Manchester.
- WHITE, J.S. & WHITE, S.H. (1983): Semi-ductile deformation in the Alpine Fault Zone. *J. Struct. Geol.* 5, 579-590.

Manuskript eingegangen 23. April 1987, überarbeitetes Manuskript angenommen 7. Dezember 1988.