Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 61 (1968)

Heft: 1

Artikel: Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs

Autor: Steck, Albrecht

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163584

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: 24.11.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 61/1	Seiten 19—48	8 Textfiguren, 1 Tabelle und 2 Tafeln (I u. II)	Basel, Juli 1968

Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten des westlichen Aarmassivs

Von Albrecht Steck

Mit 8 Figuren und 1 Tabelle im Text sowie 2 Tafeln (I und II)

SUMMARY

The following paper deals with the alpine structures and metamorphism of the Aarmassif in the Swiss Alps. This autochthonous massif is exposed in form of a ragged-ridge, 115 km long and 23 km wide, which has a NE strike direction. The crystalline rocks are framed by autochthonous, parautochthonous and allochthonous sediments of Mesozoic and younger ages. This gneissmas, has been compressed and upheaved during the Tertiary orogenesis. The investigation was concentrated particularly upon the late-hercynian Central Aaregranite, overprinted by the alpine dynamometamorphism.

The mechanical deformation of these rocks began with the formation of a dominant schistosity parallel to the axis of the massif. The schistosity was acted upon by different strain-slip cleavages thereby resulting in a triclinic symmetry of the fabric. In the outcrop, we observe, in general, nearly the same stage of the deformation as follows:

1) Development of the dominant foliation which strikes to the NE and dips steeply to SE On the S-surface lies the strain-ellipsoid with its greatest axis subvertical in this surface.

2) In a few places, horizontal microfolds are formed that are overturned to the NW and later followed by

3) movements giving rise to two systems of strike-slip faults: the dominant one, whose southern parts are transported relatively to the W, strikes to the E. Of minor importance are the northerly-orientated wrench-faults on which a dextral rotation of the movement can be noticed.

4) Overthrust on subhorizontal shearplanes to the NW.

5) Up-faulting on subvertical planes, which inclines steeply to the NW. The above-mentioned deformations take place concomitantly with the crystallisation of quartz, albite, sericite, biotite, epidote-chlinozoisite, alanite and garnet.

6) In a late phase of the metamorphism, at lower temperatures, two principle systems of open joints came into being. Here chlorite, adularia and epidote have been formed instead of biotite and garnet.

It is suggested, that simultaneous with the principle metamorphism the Aarmassif has been compressed and upheaved by a unilateral thrust from the SE.

The structural map shows that this gneissmass forms an asymmetrical body with the culmination of the structures in the western part, in the region of the Aletschhorn.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Bernoullianum, 4000 Basel.

INHALTSVERZEICHNIS

Einleitung und Problemstellung 20
Geologische Übersicht 21
Alpidischer Bau und alpidische Bewegungen 23
Erste Schieferung S_1, Mineralstreckung L_1, vollständig mit Mineralien gefüllte Zerrklüfte 24
B_2-Falten 25
Dritte Schieferung und dritte Scherflächen S_3, Milchquarzgänge und Deformationsbreccien 25
Vierte Schieferung und vierte Scherflächen S_4 und Milchquarzgänge 28
Scher- und Harnischflächen S_5 28
Scher- und Harnischflächen S_6 29
Offene mineralführende Zerrklüfte 29
Beziehungen zwischen alpidischer Kristallisation und alpidischer Formung in den Zentralen Aaregraniten 29
Bau und Bewegung im Grossbereich (Erläuterungen zur Tafel II) 34
Das Grimselprofil 34
Die B-Tektonite am Massivwestende 36
Die Aletschhornkulmination 37
Das Alter der Metamorphose 38
Diskussion 38
Zur quantitativen Bestimmung der Deformation 39
Rekonstruktion der Aarmassivoberfläche 39
Die Plättung des Massivs 39
Kinematik der alpidischen Metamorphose 40
Zur Kinematik des Aarmassivs 42
Verzeichnis und Erläuterungen zu den Diagrammen der Fig. 2, 3, 6, 7 und 8 46
Literaturverzeichnis 46

Einleitung und Problemstellung

Im Sommer 1965 wurde der Autor von der Schweizerischen Geologischen Kommission mit der Bearbeitung des Blattes «Aletsch» (Siegfried-Atlas) beauftragt. Diese Kartierungsaufgabe erlaubte es, die in den Jahren 1960–64 begonnenen strukturgeologischen Untersuchungen im Aarmassiv weiter zu verfolgen. Ich möchte an dieser Stelle der Schweiz. Geol. Kommission, welche die Feldarbeiten durch ihre finanzielle Unterstützung ermöglichte, sehr herzlich danken.

In der vorliegenden Arbeit befasse ich mich mit der tertiären Tektonik des Aarmassivs, und zwar speziell behandle ich den alpidischen Bau, die alpidischen Bewegungen und die Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation der alpidischen Dislokationsmetamorphose im Bereiche der Zentralen Aaregranite im westlichen Aarmassiv.

Die herzynischen Granite eignen sich aus verschiedenen Gründen als Gesteine besonders gut, um die Internstruktur und Metamorphose des alpidisch aufgewölbten Grundgebirgskörpers zu untersuchen:

- In den Graniten konnten neben den Strukturen, welche durch die Magmentektonik bedingt sind, nur die Gefügeelemente der alpidischen Dislokationsmetamorphose nachgewiesen werden (STECK, 1966).
- Die Granite treten in einem grösseren Teil des Aarmassivs auf.
- Die Granite bildeten vor der tertiären Verformung homogene, weitgehend richtungsloskörnige Gesteinszüge.

Mit dem Bau der hier behandelten Region haben sich bereits verschiedene Geologen, nämlich VON FELLENBERG (1893), BALTZER (1888, 1901, 1903, 1904, 1906, 1910), ALB. HEIM (1921/22), ROSIER (1931), MINDER (1932), KOENIGSBERGER (1933), P. NIGGLI (1933), P. NIGGLI, KOENIGSBERGER, PARKER (1940), BAER (1959), STALDER (1964), LABHART (1965, 1967) und STECK (1966), befasst. Ich verzichte hier auf eine Besprechung der zitierten Arbeiten und verweise den Leser auf den «Historischen Rückblick» in STECK (1966).

Geologische Übersicht

Das Aarmassiv gehört zu den autochthonen, prätriadischen Kristallinmassiven der Westalpen. Es ist in einem 115 km langen und 23 km breiten Fenster aufgeschlossen. Sein westlicher Teil, zwischen dem Haslital und Leukerbad, ist auf der Tafel I im Blockdiagramm dargestellt. Das Grundgebirge wird von autochthonen, parautochthonen und allochthonen permischen und mesozoischen Sedimenten überlagert, bzw. eingerahmt.

ESKOLA (1949) erkennt im Aarmassiv einen «mantled gneiss dome». Wir können uns seiner Ansicht nicht anschliessen, denn das Aarmassiv wurde unter den Bedingungen der Grünschieferfazies, ohne Beteiligung irgendwelcher Granitisationsprozesse aufgewölbt, wie übrigens alle Zentralmassive der Westalpen.

HÜGI (1956) gliedert das Massiv in folgende NE-streichende Gesteinszonen: im Norden die Gastern-Lauterbrunnen-Innertkirchner-Granitzone, südöstlich anschliessend die kristallinen Hüllgesteine («kristalline Schieferhülle» HÜGI) des Zentralen Aaregranites. Dieses Altkristallin besteht aus sauren bis ultrabasischen, vorwiegend polymetamorphen Gesteinen, in welche in spätherzynischer Zeit die Schmelzen des Zentralen Aaregranites intrudierten.

Die dominierende, NE streichende «alpidische» Strukturrichtung im Massiv wurde bereits im Paläozoikum angelegt. Die damals vorhandenen Altkristallingesteine wurden grossteils isoklinal verfaltet und anschliessend migmatisiert. Die Stoffbänderung in den Faltenschenkeln streicht vorwiegend massivparallel NE und fällt steil gegen SE ein. Während der herzynischen Orogenese bildeten sich zuerst im Norden in einem relativ tiefen Erdkrustenniveau die Gastern-, Lauterbrunner- und Innertkirchnergranite, und wahrscheinlich etwas später drang im Süden die zentralaargranitische Schmelze in ein massivparalleles Spaltensystem (HUTTENLOCHER, 1947).

Die NE-Richtung der im Tertiär angelegten ersten alpidischen Schieferung S_1 wird auch durch die prätriadisch eingekeilten Karbonzüge im Lötschental und im Innertkirchnergebiet, sowie durch eine wahrscheinlich etwa gleichaltrige Deformationsbreccie nördlich des Grisighornes (STECK, 1966)[1]) vorgezeichnet.

Nach Abtragung des herzynischen Gebirges transgredierte zu Beginn der Trias das Meer über die Region des heutigen Aarmassivs und in der folgenden Geosynklinalphase lagerten sich mesozoische Sedimente – vorwiegend als Kalke – ab. Nach

[1]) Wir konnten nachweisen, dass die Deformationsbreccie jünger als die Migmatisation und isoklinale Verfaltung des Altkristallins ist, aber selbst diskordant von einem postzentralaargranitischen Quarzporphyrgang und einem Kersantit durchschlagen wird.

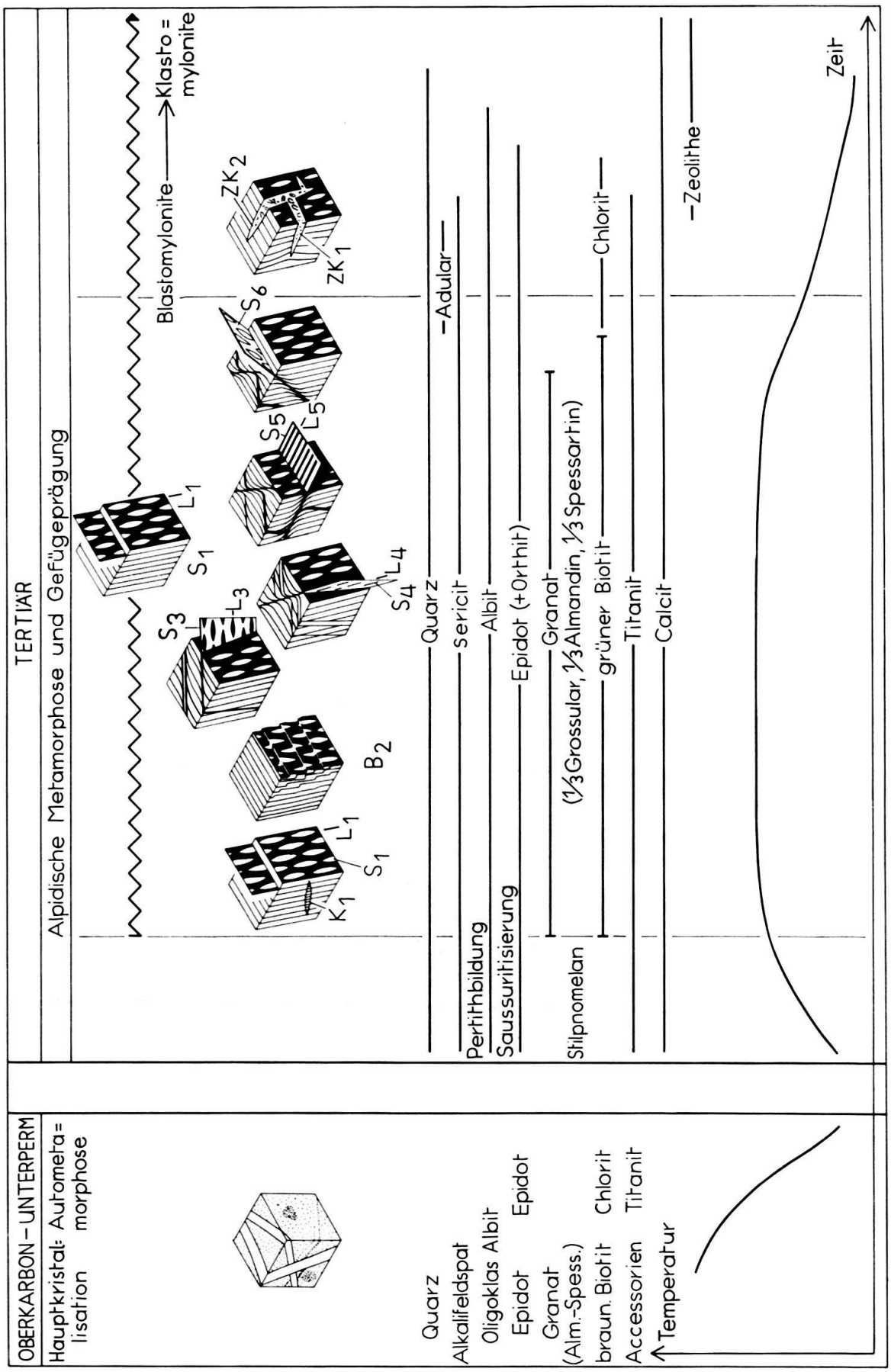


Fig. 1 Verhältnis zwischen Gefügeprägung und Kristallisation in den Zentralen Aaregraniten.

BAER (1959) zerlegte im Perm und Mesozoikum eine Zerrungstektonik den Kristallinsockel in einzelne NE-streichende Bruchschollen (vgl. TRÜMPY, 1960).

Im Verlauf der teritären Orogenese wurden Teile des herzynischen Sockels in den Bau des jungen Faltengebirges einbezogen und gleichzeitig regionalmetamorph überprägt. In unserem Gebiet, d. h. im Bereich der Epizone der alpidischen Regionalmetamorphose (Albitzone in der Paragenese Calcit/Plagioklas (E. WENK, 1962) und Stilpnomelan und CHLORITOID-Zonen (E. NIGGLI, 1960) wölbte sich das Grundgebirge zu einem langgezogenen Kristallingesteinsrücken, dem heutigen Aarmassiv auf.

Alpidischer Bau und alpidische Bewegungen

Auf der Fig. 1 sind schematisch die Beziehungen zwischen der alpidischen Gefügeprägung und der alpidischen Metamorphose im Zentralen Aaregranit dargestellt:

Vor der tertiären Orogenese lag ein weitgehend richtungsloses und gleichkörniges Intrusivgestein vor, in welchem keine präalpinen Schieferungen nachgewiesen werden konnten[2]). Biotit-, Aplit- und Pegmatitschlieren sind in den Intrusivgewölben zwiebelschalenförmig tautozonal zu den äusseren Eruptivkontakten orientiert. Im Innern der Granite bilden Ganggesteine, die in Scharen von parallelen Platten auftreten (Magnetkies-Kupferkies-Mineralisationen, Aplite, Granitporphyre, Quarzporphyre, Lamprophyre und Molybdänglanz-Quarzgänge) als wichtige Materialdiskontinuitäten kinematisch aktive Strukturen, welche die Anlage der jüngeren alpidischen Schieferungs- und Scherflächensysteme wesentlich beeinflussten. Die Gänge folgen bevorzugt zwei vertikalen Kluftsystemen, einem NE- und einem E-streichenden (MINDER, 1932, LIECHTI, 1933, STALDER, 1964, STECK, 1966).

Alle nachstehend beschriebenen Strukturen sind jünger als die herzynischen Ganggesteine. Sie sind die Produkte derselben alpidischen Dislokationsmetamorphose (vgl. den Abschnitt: Alter der Metamorphose).

Bereits beim ersten Betrachten eines Granitaufschlusses erkennt man neben der fast überall dominierenden NE-streichenden alpidischen Schieferung mit der steilen Mineralstreckung jüngere Schieferungen, Scherflächen und Klüfte. Ich habe nun nach den Methoden der Gefügekunde (SANDER, 1948/50, TURNER und WEISS, 1963) die räumliche Orientierung und das relative Alter der verschiedenen Strukturen untersucht, wo immer es möglich war Bewegungsspuren bestimmt und Beobachtungen über das Verhältnis von Kristallisation und Deformation gesammelt.

Wie bereits früher vermutet (STECK, 1966), stellte sich heraus, dass der Zentrale Aaregranit zwischen der Grimsel und dem Nesthorn, über eine Distanz von ungefähr 40 km, in allen untersuchten Teilbereichen von einer in der Regel gleichen mehrphasigen Verformung erfasst wurde. Die Reihenfolge der Prägung der einzelnen Strukturen und die Beziehungen zwischen Deformation und Kristallisation gehen aus Figur 1 hervor. Für die ganze untersuchte Region möchte ich aufgrund der mineralfaziellen Untersuchungen nur zwei Phasen in der dislokationsmetamorphen

---

[2]) Für verschiedene Schieferungen, die nach ROSIER (1931), MINDER (1932), LIECHTI (1933) und STALDER (1964) während der herzynischen Orogenese geprägt wurden, gelang es, das alpidische Alter nachzuweisen.

Überprägung der Granite unterscheiden: Während der Hauptmetamorphose wurden die Strukturen S_1–S_6 gebildet und erst bei abnehmenden Temperaturen die offenen Zerrklüfte aufgerissen. Im Folgenden werden die verschiedenen Gefügeelemente im einzelnen beschrieben.

Erste Schieferung S_1, Mineralstreckung L_1, vollständig mit Mineralien gefüllte Zerrklüfte

Die alpidische Gefügeprägung beginnt mit der Ausbildung der dominierenden Schieferung, die gleich wie das ganze Massiv NE streicht und gegen SE einfällt, und zwar stets etwas steiler als die primären Eruptivkontakte der Aaregranite und der Quarzporphyrplatten im Altkristallin. Es ist evident, dass die vorwiegend NE-streichende Stoffbänderung der prägranitischen Migmatite, die gleich orientierten spätherzynischen Intrusivgesteinszüge und die mesozoischen Brüche (BAER, 1959) die spätere Anlage von S_1 wesentlich bestimmten.

Nach der ersten Hauptverformungsphase wird die erste Schieferung während der gesamten alpidischen Metamorphose immer wieder neu erzeugt. Diese späteren Verformungen sind aber in der Regel nur sehr gering und oft im Aufschlussbereich nicht zu beobachten. In einzelnen wichtigen Mylonitzonen z. B. an den Nord- und Südkontakten der Aaregranite überdauerte die Bildung von S_1 die Kristallisation (Fig. 2q). Hier entstanden oft bis metermächtige Kluftlehmzonen. Die von JÄCKLI (1951) entdeckten postglazialen Brüche im östlichen Aarmassiv zeigen, dass auch noch im Quartär Bewegungen parallel zu S_1 stattfanden.

Die Verschieferung des herzynischen Kristallins ist am Massivsüdrand am intensivsten, von hier wird sie gegen Norden immer schwächer. Dies geschieht aber nicht kontinuierlich, sondern es folgen sich, in der Regel in rhythmischem Wechsel, einige Millimeter bis 50 m mächtige Blastomylonitzonen, in welchen die Schieferung stark gesteigert ist. So trifft man heute nebeneinander alle Übergänge zwischen einem richtungsloskörnigen Granit und sehr feinkörnigen, laminierten Blastomyloniten. In den homogenen vergneissten Gesteinspartien ist die Deformation oft in bis mehrere Meter grossen Bereichen affin. Diese werden durch die Mylonite unterbrochen, die Scherflächen und -zonen bilden, an welchen durch laminare Gleitung in Richtung der steilen Faser L_1 in der Regel südöstliche Teile um stark variierende Translationsbeträge aufgeschoben sind. Innerhalb der Granite sind Versetzungen im Dezimeter- bis Meterbereich am häufigsten. An den 50 bis 100 m breiten Blastomylonitzonen an den Süd- und Nordkontakten der Zentralen Aaregranitkörper können aber auch Sprunghöhen bis zu 400 m als extremste Distanzen gemessen werden, so z. B. im NW-Grat des Gr. Fusshornes.

Die charakteristischen Eigenschaften von S_1 sind auf Fig. 2a, b, c, d dargestellt: Mineralkörner und -aggregate und basische Butzen[3]) sind in der Schieferungsebene geplättet und parallel zu L_1 gelängt.

Biotite und Muskowite regelten sich bevorzugt in S. Viele Körner des präexistierenden Mineralbestandes wurden durch die Dehnung zerrissen. In den entstandenen Spalten, welche meist ungefähr senkrecht auf der Mineralstreckung stehen,

---

[3]) Die basischen Butzen sind durchschnittlich dezimetergrosse Schollen, die aus einem Agglomerat von Erstkristallisaten des herzynischen Intrusivgesteines bestehen.

kristallisierten vorwiegend Quarz und Albit, seltener Epidot, Sericit, Biotit und Karbonat, wobei die Blättchenebene der Glimmer häufig in der Faserrichtung orientiert ist. Die gleichen Mineralarten findet man auch im Druckschatten von Feldspatkörnern des Altbestandes, als zum Linear parallele faserige Bärte. Die Glimmerhäute auf den Schieferungsflächen sind in der Regel durch eine sekundäre Verfaltung genau parallel zur Mineralstreckung, d. h. zur Haupttransportrichtung gerunzelt und zwar durch eine ein- oder zweischarige Zerscherung an Ohl-Flächen, wenn L_1 mit der Gefügekoordinate a bezeichnet wird.

In einem fortgeschrittenen Stadium der Verschieferung entstanden Zerrklüfte ungefähr senkrecht zu L_1, die stets vollständig mit Mineralien, vorwiegend Quarz, gefüllt sind. Epidotstengel orientierten sich, wahrscheinlich durch Wachstum während des Aufreissens, in der Öffnungsrichtung der Spalten.

Ein seltener Gesteinstyp, der bisher nur an einer Stelle gefunden wurde, muss hier noch erwähnt werden. Am Südkontakt des Zentralen Aaregranites im Olmenhornsüdgrat, auf der linken Talflanke des Mittelaletschgletschers zwischen Höhe 2870 und dem Grat (Koordinaten 647400/144500/3110) ist der Zentrale Aaregranit in einer 1 m bis 10 m mächtigen kontaktparallelen Zone zu einer Deformationsbreccie zermalmt worden. Eine blastomylonitische Matrix, in welcher die steile Mineralstreckung gut zu erkennen ist, ist mit zahlreichen, einige Millimeter bis Dezimeter grossen, eckigen und gerundeten Granitbruchstücken durchspickt.

B_2-Falten

Selten werden Sericithäute oder intensivlaminierte Blastomylonite der ersten Schieferung gerunzelt und verfaltet. Die monoklinen, stets NW vergenten Kleinfalten besitzen eine Amplitude und Wellenlänge in der Grössenordnung von 1 mm und kleiner und werden nur selten über 10 cm gross. B_2 steht ungefähr senkrecht auf L_1, fällt aber am Massivende in der Regel steiler nach Südwesten ein. Die Achsenlage variiert im Aufschluss, zum Teil auch im Handstück sehr stark (Fig. 2e).

Die Runzeln entstehen in der Regel durch eine Zerscherung von S_1 an antithetischen Scherflächenscharen S_2 (Fig. 2d), wie dies LABHART (1965) für die B_2-Falten in den permischen Phylliten der Urserenzone zeigt. Es gibt aber auch Biegegleitfalten, die keine S_2-Scherflächen erkennen lassen (Fig. 42, STECK 1966). Bei grösseren Falten kommt es oft zur Ausbildung von syn- und antithetischen Scherflächen (S_{2s} und S_{2a}) (Fig. 2g).

Dritte Schieferung und dritte Scherflächen S_3, Milchquarzgänge und Deformationsbreccien

In einem fortgeschrittenen Stadium der Deformation wird die NE-orientierte erste Schieferung durch laminare Gleitung an steilstehenden und E-streichenden Scherflächen und Scherflächenscharen zerschnitten. Durch Blattverschiebung sind südliche Teile parallel zu einem flachliegenden Linear L_3 stets nach Westen transportiert.

Diese Scherflächen treten besonders in den mittleren und äusseren nördlichen Teilen der Aaregranitzone auf (Fig. 3) und hier sehr verschieden häufig. So gibt es mehrere Quadratkilometer grosse Bereiche, in welchen nur vereinzelte solche S-

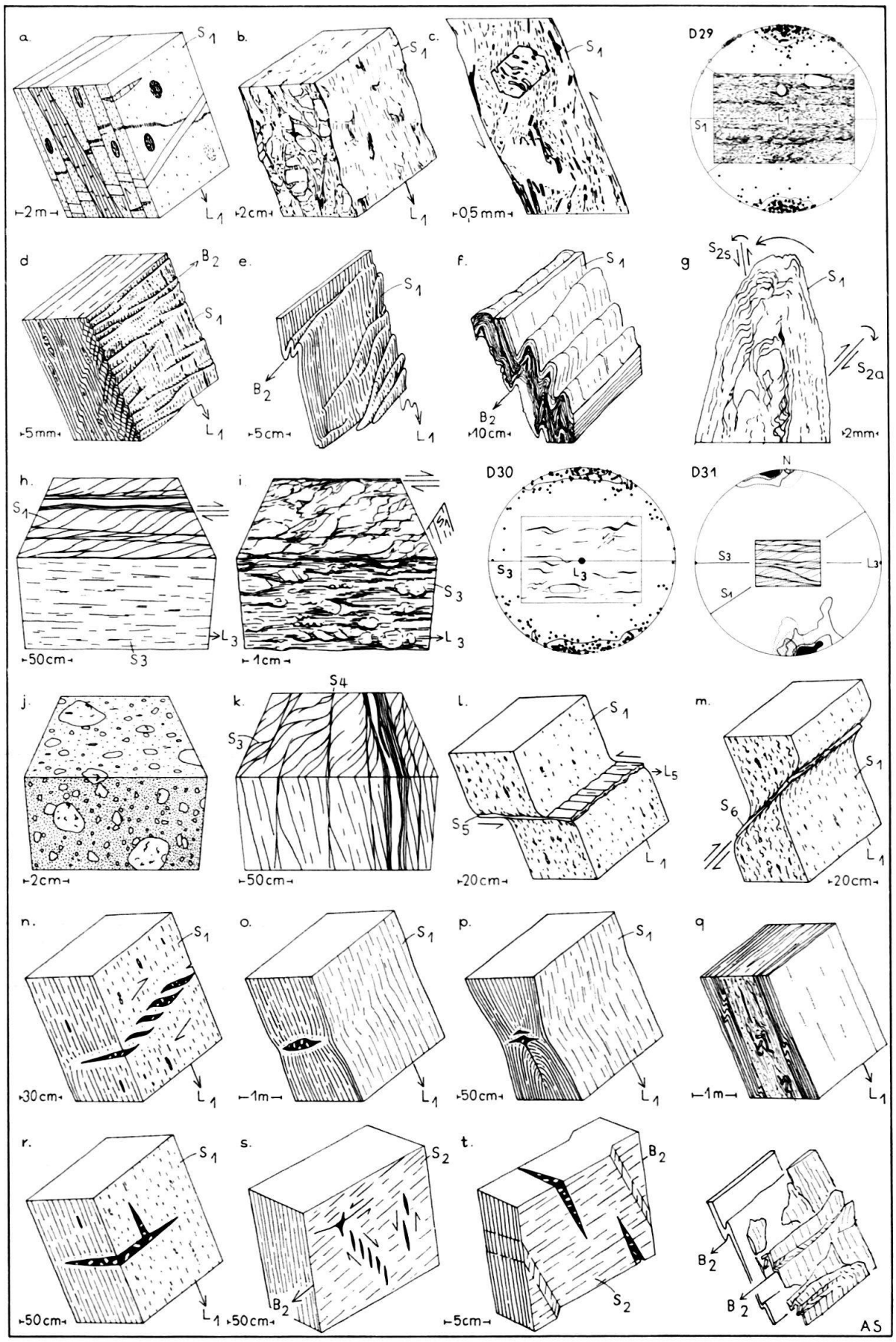


Fig. 2 Die alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten.

Fig. 2 Die wichtigsten alpidischen Strukturen in den Zentralen Aaregraniten. Alle Zeichnungen sind gleich orientiert: W liegt links – E rechts.

Fig. 2a, b, c und D29 Die dominierende NE-streichende Schieferung S_1 mit der steilen Mineralstreckung und Glimmerwellung L_1.

Fig. 2a Die alpidische Schieferung fällt stets steiler als die ebenfalls NE-streichenden herzynischen Quarzporphyrgänge gegen SE ein. An einzelnen Scherflächen sind südöstliche Teile in Richtung des steilen Linears relativ aufgeschoben. Basische Butzen im Granit wurden zu flachen Ellipsoiden deformiert, deren längste Achse gleich wie das Streckungslinear orientiert ist. «ac»-Zerrklüfte, welche vollständig mit Mineralien gefüllt sind, stehen senkrecht auf dem Linear.

Fig. 2b Am angeschliffenen Handstück erkennt man, dass eine rupturelle Formung neben Um- und Neukristallisationen wesentlich am Schieferungsprozess beteiligt war.

Fig. 2c Dünnschliffbild eines Schnittes senkrecht zur Schieferung, der das Linear enthält. Der Granatidioblast wurde während des Wachstums rotiert.

D29 Biotitregelung in einem permischen Quarzporphyr aus der Urserenzone bei Hospental. Die Glimmer-Flächenpole bilden einen Gürtel um das steile Linear L_1 mit einem deutlichen Maximum in S_1. Die Mikrofältelung wurde durch eine mehrscharige Zergleitung an Ohl-Flächen (Kreise) erzeugt.

Fig. 2d, e, f und g B_2-Falten. Die Skizzen d, e und f zeigen NW-vergente Kleinfalten, wie sie gelegentlich in Blastomyloniten (S_1) des Aarmassivkristallins auftreten. Solche B_2-Falten bestimmen an vielen Orten am Massivsüdrand und -westende das Strukturbild (B-Tektonite).

Fig. 2g Schnitt senkrecht zur b-Achse einer Falte der Figur f mit syn- und antithetischen Scherflächen S_{2s} und S_{2a}. Am Mechanismus der Faltung sind aber ausser den Scherbewegungen noch Biegegleitung und chemischer Stoffumsatz beteiligt.

Fig. 2h, i, D30, D31 und j E-streichende Blattverschiebungsflächen und Schieferung S_3. Sowohl im Aufschluss (h.) als auch am Handstück (i.) erkennt man die einscharige Zerscherung parallel zur subhorizontalen Mineralstreckung und Glimmerwellung an der S-förmig verbogenen ersten Schieferung.

D30 Die {001}-Pole der Biotite eines Quarzporphyrs (Belalp) belegen einen Gürtel um das Linear L_3. Diese auffallende Mikrofältelung mit Achsen in der Haupttransportrichtung ist durch eine mehrscharige Zergleitung an Ohl-Flächen (Kreise) entstanden.

D31 {001}-Flächenpole von Serizit aus einer nach S_1 und S_3 verschieferten Zentralen Aaregranitprobe von der Belalp.

Fig. 2j Deformationsbreccie mit gut gerundeten Granitgeröllen, welche in einer blastomylonitischen Matrix eingebettet sind. Solche Reibungsbreccien bilden bis metermächtige konkordante Lagen innerhalb von Scherzonen S_3.

Fig. 2k N-orientierte Blattverschiebungsflächen S_4, welche sich von dem meist älteren S_3 durch ihre Streichrichtung und den umgekehrten Vorschub unterscheiden.

Fig. 2l An den subhorizontalen bis flach SE-geneigten Scherflächen S_5 ist stets das Hangende nach NW überschoben. Ein bis Zentimeter dicker Mineralbelag mit einer deutlichen Harnischstriemung in der Schubrichtung kann aus Quarz, Biotit, Epidot und Granat bestehen.

Fig. 2m Aufschiebung gegen SE an einer steil NW geneigten Scherfläche S_6. Wie bei S_5 ist auch hier die Ruptur von einer Mineralschicht mit Rutschstriemen überzogen.

Fig. 2n, o, p, r, s und t Die sechs Zeichnungen stellen die offenen Zerrklüfte dar, welche in einer Spätphase der alpidischen Gefügeprägung aufgerissen wurden. Es sind zwei Kluftsysteme, wovon eines senkrecht auf L_1, das andere auf B_2 steht. Sowohl die horizontalen als auch die vertikalen Spalten sind meist in Fiederstellung angeordnet. Gelegentlich wird derselbe Hohlraum von Klüften beider Systeme gebildet.

Fig. 2t Die vertikalen Spalten treten häufig zusammen mit parallelen Knickbändern im Gestein auf.

Fig. 2q In einer postkristallinen Ruschelzone, die konkordant in einem Blastomylonit S_1 eingelagert ist, sind kompetente Gesteinslamellen in NW-vergente Falten gelegt, symmetriekonstant zur älteren Faltung im parakristallinen Blastomylonit.

Flächen vorkommen, während an anderen Stellen S_3 als penetrative Schieferung den Granit durchsetzt (vgl. dazu Tafel II in STECK, 1966). Ähnlich wie bei der ersten Schieferung ist die Deformation in einzelnen Blastomyloniten stark gesteigert, welche bis 2 m, in seltenen Fällen auch bis 50 m mächtig werden können. Auch hier treten dann gelegentlich postkristalline Ruschelzonen auf.

Die charakteristischen Strukturmerkmale von S_3 sind auf Fig. 2 zusammengefasst. Analog zur ersten Schieferung ist die Transportrichtung durch ein Streckungslinear gekennzeichnet, und auch hier bilden die Glimmerhäute feine, gleichsinnig mit dem Linear orientierte Runzeln, die durch Zerscherung von S an Ohl-Flächen entstanden sind (D 30). Selten bildeten sich in dieser Phase Deformationsbreccien, die als einige Dezimeter breite S-parallele Lagen auftreten (Fig. 2j). In einer blastomylonitischen Grundmasse schwimmen meist gut gerundete Komponenten, verschiedener Grösse, aus dem zermalmten Nebengestein. Charakteristisch für S_3 sind einige Millimeter bis metermächtige schieferungsparallele Milchquarz- und Quarz-Karbonatgänge.

Vierte Schieferung und vierte Scherflächen S_4 und Milchquarzgänge

Viel seltener als die E–W orientierten Scherungs-Rupturen sind allgemein N-streichende Blattverschiebungsflächen, an welchen östliche Gesteinspakete parallel zu einer flach S-fallenden Mineralstreckung und Glimmerwellung durch einen rechtshändigen Vorschub relativ nach Norden versetzt sind. Dieses Gefügeelement S_4 ist in der Regel jünger als S_3. An einigen Stellen wechseln aber Bereiche im Gesteinsverband miteinander ab, in welchen in einem Falle S_4 jünger ist als S_3 und im anderen Falle die Bewegungen an den E-streichenden Flächen die N-orientierten Strukturen deformieren. Die beiden Scherflächensysteme sind also ungefähr gleichaltrig. Die Beschreibung der strukturellen Merkmale von S_3 gilt auch für dieses Gefügeelement. Nur die Raumlage und der entgegengesetzte Rotationssinn der Translationsbewegung unterscheidet die beiden Systeme (vgl. Fig. 2k).

Scher- und Harnischflächen S_5

Im ganzen Bereich der Zentralen Aaregranite findet man einzelne SE-fallende bis subhorizontal angelegte Scherflächen (S_5), die oft präexistierenden mit Quarz gefüllten Zerrklüften ungefähr senkrecht L_1 folgen. Parallel zu einer Harnischstriemung ist stets das Hangende über das Liegende nach NW transportiert. Regelmässig sind diese S-Flächen mit einem mehrere Millimeter bis zu 1 cm dicken Mineralbelag überzogen. Dieser besteht aus Quarz und häufig auch aus Granat und Epidot und seltener Biotit. Die Striemung L_5 kommt durch eine Zerscherung des Mineralbelages an Ohl-Flächen (L_5 = Gefügekoordinate a) zustande. In Schnitten senkrecht S_1, die das Linear enthalten, erkennt man Fiederklüfte, die mit Quarz, seltener mit Biotit oder Granat ausgeheilt sind, welche den gleichen Relativsinn der Verschiebung erkennen lassen wie die Schleppung präexistierender Strukturen im Nebengestein (STECK, 1966, Fig. 40).

Scher- und Harnischflächen S_6

Besonders in den nördlichen Teilen der Zentralen Aaregranite treten vereinzelt NE-streichende und mit ungefähr 45° nach NW einfallende Scher- und Harnischflächen (S_6) auf, an welchen nordwestliche Teile relativ aufgeschoben sind. Auch diese Flächen sind meist mit einer dünnen Mineralschicht, bestehend aus Quarz, Biotit, Epidot und Granat überzogen.

S_5 und S_6 sind beide jünger als die Schieferung S_1–S_4, sie werden aber ihrerseits gelegentlich durch später angelegte erste Schieferungen deformiert.

Offene, mineralführende Zerrklüfte

In einer Spätphase der alpidischen Gefügeprägung wurden heute noch offene Zerrspalten aufgerissen, welche die schönen Kluftmineralien führen. Diese Rupturen sind nur selten nachträglich zerschert. Letzte geringe Gesteinsdeformationen während und nach dieser Phase beschränken sich im wesentlichen auf Bewegungen in Mylonitzonen der ersten Schieferung.

Die Klüfte treten hauptsächlich in einem flachliegenden und einem steilstehenden System auf, und zwar stehen erstere ungefähr senkrecht auf der Mineralstreckung L_1 und letztere bilden «ac-Klüfte», die senkrecht zu den Faltenachsen B_2 orientiert sind. Die vertikalen Klüfte sind nur selten offen. Meist beobachtet man sehr planer mit einem Bruchteil einer millimetersdicken Chloritschicht belegte Fugen, die über mehrere Meter bis Dezimeter sehr richtungskonstant das Gestein durchsetzen. Gelegentlich sind diese jüngsten Strukturen zerschert und dann meist durch Blattverschiebung an den Kluftflächen selbst, und zwar sind gleich wie bei S_4 östliche Teile stets durch Vorschub relativ nach Norden versetzt.

Die subhorizontalen Spalten sind am häufigsten in einer ungefähr 6 km breiten Zone am Südrande des Massivs, die im Westen ungefähr nördlich Brig beginnt und sich in östlicher Richtung über die Grimsel bis ins Tavetsch verfolgen lässt, einem Gebiet, in welchem die Gesteine am intensivsten parallel L_1 gestreckt sind. Die vertikalen Klüfte findet man dagegen am häufigsten in den westlichen Teilen der Urserenzone und am Massivende, wo B_2-Falten dominieren. In Übergangsgebieten, z. B. nördlich der Belalp, treten beide Systeme nebeneinander auf, wobei oft ein Hohlraum durch Spalten beider Richtungen gebildet wird. STALDER (1964) beschreibt Zerrklüfte aus dem Grimselgebiet, die als Fiederspalten angeordnet sind. Nach unseren Beobachtungen findet man Fiederkluftscharen sowohl beim flachliegenden als auch beim steilstehenden Kluftsystem. Verbreitete Typen von Zerrklüften sind in den Fig. 2n, o, p, r, s, t abgebildet. In den autochthonen Quartenschiefern im Rhonetal zwischen Baltschieder und Gampelsteg treten Fiederklüfte vielfach in der auf Fig. 2t dargestellten Weise zusammen mit Knitterfalten («kinkbands») auf.

Beziehungen zwischen alpidischer Kristallisation und alpidischer Formung in den Zentralen Aaregraniten

In der Region der Zentralen Aaregranite herrschten während der alpidischen Metamorphose gleichförmige thermodynamische Bedingungen, die zur Bildung der einheitlichen Mineralparagenesen führten, welche ich auf der Fig. 1 darstellte. Einzig

Tab. 1 Alpidische Strukturen in der Region der Zentralen Aaregranite.

STECK (1968) Haslital-Baltschiedert.	STECK (1966) Belalp	ALB. HEIM (1921/22) Aarmassiv	MINDER (1932) Haslital	STALDER (1964) Grimsel	KVALE (1957/66) Haslital und Reusstal	KOENIGSBERGER (1926) Haslital und Reusstal
NE-streichende erste Schieferung S_1 mit steiler Mineralstr. L_1 und vollständig mit Mineralien gefüllte Zerrklüfte ungefähr senkrecht L_1	Wie STECK (1968)	Dominierende NE-streichende Schieferung mit steiler Mineralstreckung	Herzynische S-Klüfte	S-Klüfte mit evtl. herzynischem Alter	NE–E-streichende Schieferung mit steiler Striemung	Dominierende steil S–SE-fallende Schieferung mit steiler Faser
Ohl-Scherflächen S_1', die S_1 in L_1 schneiden	Wie STECK (1968)		Alpidische S-Klüfte	Alpidische S-Klüfte		
Flache, NE-streichende NW-vergente Kleinfalten B_2.	Wie STECK (1968)				Subhorizontale, E-gerichtete Wellungs- und Faltenachsen	
Steil NW-fallende zweite Schieferung S_2 mit steiler Mineralstreckung L_2	Beschrieben, mit keinem Symbol gekennzeichnet.					
E-streichende Blattserschiebungsflächen S_3 mit linkshändigem Vorschub, flache Mineralstreckung L_3, Milchquarzgänge	S_2, L_2,		Nebenkluftsystem der herzynischen Endphase, herzynische Quarzitgänge			

N-streichende Blattverschiebungsflächen S_4 mit rechtshändigem Vorschub zum flach S-fallenden Linear L_4; Milchquarzgänge	S_3, L_3, Milchquarzgänge		Herzynisches Nebenkluftsystem		
Horizontale-SE geneigte Scherflächen S_5, an welchen das Hangende parallel zur Striemung L_5 nach NW überschoben ist	S_4, L_4				
Steil NW fallende Aufschiebungsflächen S_6 mit steiler Striemung L_6					
Subhorizontale, offene Zerrklüfte ZK_1	Wie STECK (1968)	Subhorizontale, offene Zerrklüfte (alpidisch)	Herzynische Lagerklüfte (horizontales System)		Alpidische, subhorizontale offene Zerrklüfte
Steile, NW-streichende meist vollständig mit Mineralien (Chlorit) gefüllte Zerrklüfte ZK_2	Wie STECK (1968)		Herzynische Q-Klüfte (Kontraktionssystem)		Wie STECK (1968)
Postkristalline, NE-streichende Mylonite S_1 mit steiler Mineralstreckung L_1				Postkristalline NE-streichende Kluftlehmzonen	
Postkristalline E-streichende Blattverschiebungsflächen S_3 mit sinistralem Vorschub parallel zu horizontaler Striemung L_3					

am Nordrand der Granite beobachten wir einen Übergang in schwächer metamorphe Bereiche. Hier verläuft die Nordgrenze der Granat- und Biotitzone, und in diesem Gebiet (z. B. im Mittagfluhgranit) kristallisierten Stilpnomelan, Granat und Biotit gleichzeitig, während weiter südlich Stilpnomelan nur als Relikt der beginnenden noch niedrig temperierten Metamorphose neben Granat und Biotit erhalten ist.

Die Nordgrenze der Chloritoidzone folgt ungefähr dem Südkontakt der Zentralen Aaregranite (E. NIGGLI et al., 1965).

Die chemischen und thermodynamischen Bedingungen in diesem niedrig temperierten Bereich der Regionalmetamorphose sind äusserst kompliziert. Die Verhältnisse können folgendermassen charakterisiert werden.

Die Reaktionsgeschwindigkeit ist bei den niedrigen Temperaturen für die meisten Mineralumwandlungen so klein, dass nur unter günstigen Bedingungen das chemische Gleichgewicht erreicht wird. Als Katalysator wirkte in erster Linie die Verformung.

Wässerige Lösungen zirkulierten auf Gesteinsfugen und Rupturen, diese ermöglichten Stoffwanderungen auf grosse Distanzen. Die häufigen, bis mehrere Meter mächtigen alpidischen Quarz- und Karbonatgänge und die Anhydritgänge im Altkristallin des Riederhornstollens (SCHNEIDER, 1965) zeugen von solchen Stofftransporten. Im allgemeinen verlief die Metamorphose aber doch weitgehend – isochemisch. Auch zu einer bedeutenden metamorphen Differentiation kam es nicht, wenn wir von den charakteristischen Stoffwanderungen im Dünnschliffbereich absehen. Hier beobachtet man zum Beispiel häufig eine deutliche Anreicherung von Serizit auf Scherflächen.

Der Umstand, dass die epizonale alpidische Metamorphose die verschiedenen Gesteine selektiv überprägte, erlaubt es, innerhalb des Granites alle Übergänge zwischen dem richtungsloskörnigen herzynischen Intrusivgestein und alpidischen Blastomyloniten zu untersuchen. Bereits im praktisch nicht deformierten Granit findet man sekundäre Mineralbildungen, die entweder als Produkte der Autometamorphose oder als alpidische Neukristallisate gedeutet werden müssen. P. NIGGLI (1950) hat durch Vergleiche mit Graniten aus den Vogesen und dem Schwarzwald geschlossen, dass die Saussuritisierung, d. h. die Umwandlung der basischen Plagioklase in Albit, Sericit und Epidot – Klinozoisit, während der alpidischen Regionalmetamorphose erfolgt ist.

Als seltener Gemengteil tritt Silpnomelan in gelben, spiessigen Rosetten im nicht oder nur sehr wenig deformierten Gestein auf. Meist sitzt er den Biotitaggregaten auf. Ich nehme an, dass dieses Mineral bei der beginnenden noch schwach temperierten alpidischen Metamorphose kristallisierte, um später bei höherer Temperatur als instabile Mineralphase wieder zu verschwinden.

Ausserdem sind die primären Biotite gelegentlich randlich und in Streifen parallel zu {001} in Chlorit (Thuringit) umgewandelt; und auf der Kornoberfläche und auf Spaltrissen finden sich Säume von zahlreichen kleinsten Titanitkriställchen. Eine analoge Umwandlung der Biotite trifft man im Barr-Andlau- und im Bressoirgranit der Vogesen als Produkt einer Autometamorphose. Im Zentralen Aaregranit sind diese Umwandlungen sicher älter als die tertiäre Deformation. Der Chlorit wird mit der Prägung der ersten Schieferung durch olivgrünen Biotit ersetzt, dessen alpipidisches Alter durch Frl. E. JÄGER und WÜTHRICH nachgewiesen wurde.

Synkinematisch mit der Prägung von S_1, S_2, B_2, S_3, S_4, S_5 und S_6 kristallisieren Quarz, Albit, grüner Biotit, Sericit, Epidot-Klinozoisit, Granat und Calcit. All diese Mineralien treten als Neubildungen in Spalten von während der Plättung und Streckung zerrissenen Mineralkörnern, in deren Druckschatten als zur Gesteinsfaser parallele Bärte sowie als Bruchteile eines Millimeters breite Scherzonen zwischen den präexistierenden Gemengteilen auf. Und zwar sind die Glimmerblättchen bevorzugt parallel zum Linear geregelt. Biotit und Sericit überziehen als dünne Häute die verschiedenen S-Flächen. Wobei ältere Schwerflächen durch jüngere deformiert werden, auf welchen die Glimmer auch stets wieder neukristallisieren.

Porphyroblasten findet man im alpidischen Aarmassivkristallin nur sehr selten. Sie sind aber charakteristisch für die permischen Phyllite und das Mesozoikum in der südlich anschliessenden Urserenzone (LABHART, 1965). Im Bereiche der Granite sind in seltenen Fällen in grösseren Kristallen nur bis einige Millimeter grosse Pyrithexaeder und Granatrhombendodekaeder gewachsen. Gelegentlich erkennt man bei letzteren einen Einschlusswirbel, der durch Externrotation des Granates während des Wachstums entstanden ist (Fig. 2c). Der junge Granat, ein Mischkristall, der zu je einem Drittel aus Almandin-, Grossular- und Spessartinkomponente besteht (STECK, 1966), nimmt im Verlaufe der Metamorphose an Häufigkeit zu. In S_1-Tektoniten tritt er nur accessorisch auf, auf den Scherflächen S_2 und S_3 findet man ihn oft, und auf S_5 und S_6 bildet der Granat einige Millimeter dicke Lagen, und zwar meist zusammen mit Epidot. Diese Erscheinung könnte auf einen Temperaturanstieg während der Metamorphose zurückzuführen sein. Der Mineralbelag auf den beiden jüngsten Scherflächensystemen wurde in der Regel zu einem Harnisch ausgewalzt. Der primäre Almandin-Spessartin im Granit wandelte sich oft in alpidischen Granat um. In einem sicher herzynischen schriftgranitischen Quarz/Granatgefüge konnte mit der Mikrosonde eine teilweise und pseudomorphe Verdrängung von altem durch jungen Granat nachgewiesen werden.

Die offenen Zerrklüfte, die die schönen, idiomorphen Kristalle enthalten, sind während der abklingenden alpidischen Metamorphose entstanden. An Stelle von Granat und Biotit tritt hier Epidot, Chlorit und Adular auf. Die Mineralparagenesen, die eingehend von P. NIGGLI, KÖNIGSBERGER und PARKER (1940) und STALDER (1964) beschrieben wurden, kristallisierten bei abnehmenden Temperaturen. STALDER bestimmte mit dem Heiztisch und dem Dekrepitoskop die Bildungstemperatur von Kluftquarzen. Diese liegt zwischen 150 und 200 °C (300 Bar). Sehr schön ergaben seine Temperaturmessungen das Absinken der Bildungstemperaturen von der Erstausscheidung (= Quarzband) zu den Letztausscheidungen (= Kristallspitzen, aufgewachsene Kristalle) $\Delta T = 20\,°C$).

Die Prägung von S_1 und letzte Bewegungen an den andern Scherflächen- und Schieferungssystemen haben die Kristallisation von Biotit und Granat ebenfalls überdauert. Innerhalb von grösseren Blastomylonitzonen der NE-streichenden ersten Schieferung und seltener an E–W-orientierten Blattverschiebungsflächen treten stellenweise bis metermächtige, konkordante Kluftlehmzonen auf. Kompetente Gesteinslamellen in S_1-Myloniten sind durch Knickung in NW-vergente Falten gelegt, symmetriekonstant zur Prägung von B_2 (Fig. 2q). Möglicherweise handelt es sich um quartäre Bildungen, wie solche JÄCKLI (1951) aus dem östlichen Aarmassiv beschreibt.

Bau und Bewegung im Grossbereich

Erläuterungen zur Tafel II

Die alpidischen Strukturen der Zentralen Aaregranite zwischen der Grimsel und dem Lötschental sind auf der Tafel II in einem Stereogramm dargestellt. Auf diese Weise war es möglich, die grosse Zahl von Strukturelementen in übersichtlicher Art zu zeigen. Es können auf dieser Tafel ausserdem die Altersbeziehungen zwischen den einzelnen Gefügeelementen und die Richtung und der Relativsinn von Verschiebungen bestimmt werden. Für die Konstruktion des Blockdiagrammes wurden Detailkartierungen von HUTTENLOCHER (1921), SWIDERSKI (1919), MORGENTHALER (1921), WYSS (1932), SCHENKER (1946), FURRER (1962), STALDER (1964), C. NIGGLI (1965), LABHART (1965), STECK (1966) und nicht veröffentlichte Aufnahmen des Autors verwendet. Die Nummern neben den kleinen Blockdiagrammen bezeichnen die zugehörigen Darstellungen der im Felde gesammelten Strukturdaten auf dem Schmidtschen Netz (untere Halbkugel).

In der untersuchten Region können wir verschiedene Strukturbereiche unterscheiden, die fliessend ineinander übergehen.

Ein auffälliger Wechsel der alpidischen Strukturen findet in N–S-Profilen statt. Während im Streichen des Aarmassivs zwischen dem Gredetschtal und der Grimsel die Deformationsbilder sich nur sehr wenig verändern.

Das Grimselprofil

Entlang der Grimselstrasse zwischen Oberwald im Goms und der Tschingelbrücke im Haslital kann an prächtigen Strassenaufschlüssen der alpidische Bau in einem charakteristischen Querprofil untersucht werden. Es lohnt sich aber auch, sich die von den Gletschern blank polierten Felsen auf dem Nägelisgrätli, auf den Bächliplatten, am Gruben- und Aerlengletscher und im Gelmergebiet anzusehen.

Allgemein ist die Deformation am Massivsüdrand am stärksten. Von hier nimmt sie gegen Norden ab. Der Übergang ist aber nicht ein allmählicher, sondern es wechseln Zonen schwächerer mit solchen stärkerer Deformation rhythmisch miteinander ab. Besonders deutlich erkennt man diese Erscheinung an der Intensität der ersten Verschieferung. Am Massivsüdrand in den permischen und mesozoischen Sedimenten der Urserenzone und den Augengneissen von Oberwald (D 15, Fig. 3) durchsetzt S_1 als penetrative Schieferung das Gestein. In den nördlich anschliessenden Migmatiten und Amphiboliten tritt diese alpidische Struktur nur in Form vereinzelter Scherflächen und bis zu einigen Metern mächtigen Blastomylonitzonen auf. Ebenso intensiv wie die Gesteine bei Oberwald sind wieder die Augengneisse von Gletsch geplättet (D 20). Von hier nimmt die Deformation weiter gegen N ab. Besonders stark überarbeitet wurde die GSZ (Gneiss-Schiefer-Zwischenzone, STALDER, 1964) auf der Grimselpasshöhe. Von den Zentralen Aaregraniten ist der nördlichste Granitzug, der Mittagfluhgranit, am wenigsten überprägt. Bei der Tschingelbrücke findet man nur noch vereinzelte NE streichende Scherflächen mit der steilen Mineralstreckung in dem richtungsloskörnigen Gestein.[4])

---

[4]) Der Mittagfluhgranit tritt aber nicht nur in dieser massigen, weitgehend richtungsloskörnigen Fazies auf. An einigen Stellen, z. B. an seinem Südrand im Haslital, am Aerlengletscher oder im Triftgebiet ist der gleiche Granit intensiv nach S_1 laminiert.

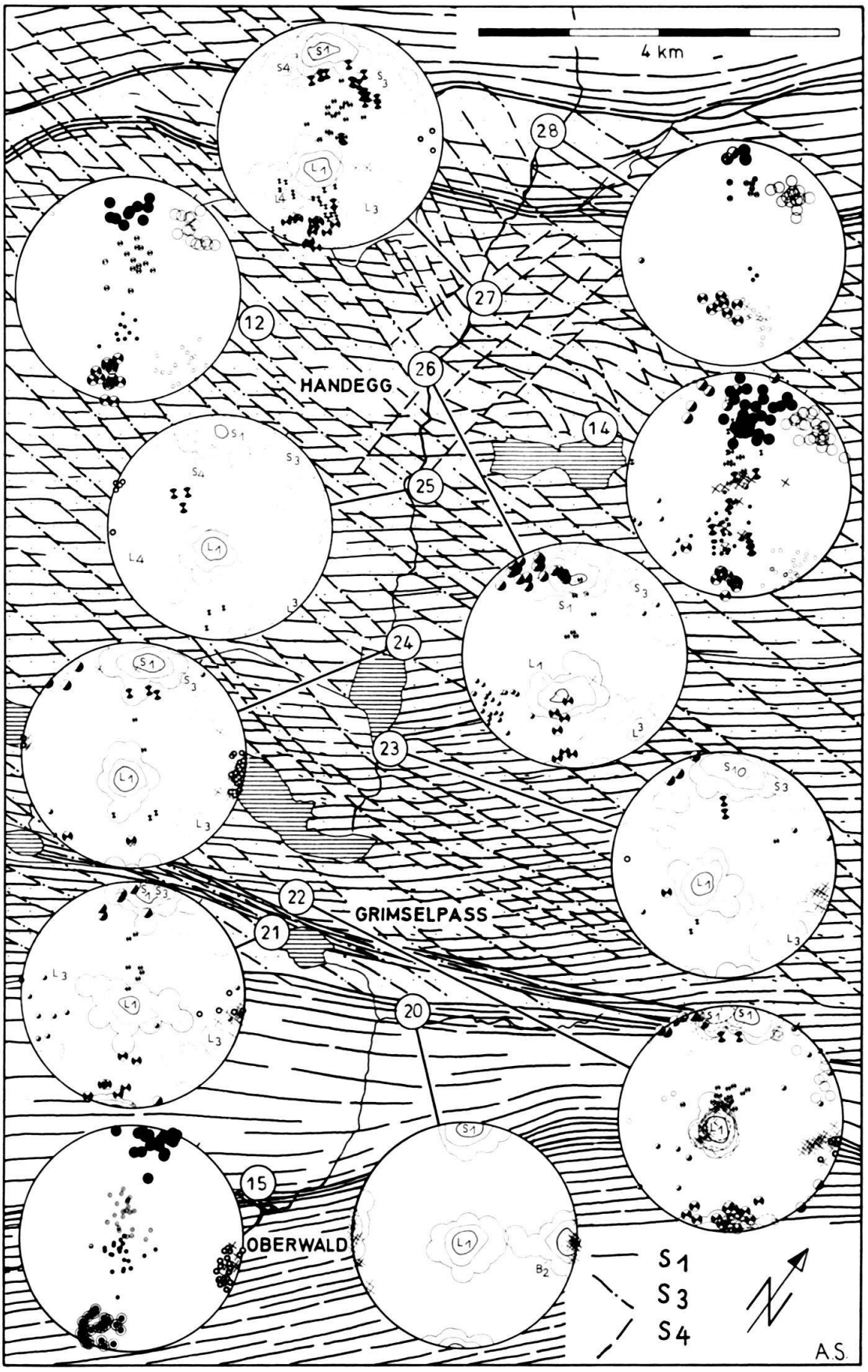


Fig. 3 Eine Strukturkarte des Grimselgebietes zwischen Oberwald im Goms und Guttannen im Haslital. Vergleiche dazu die Erläuterung der Diagramme S. 46 und die Legende S. 45.

Den Wechsel im alpidisch geprägten Gefüge zwischen Oberwald im Goms und der Tschingelbrücke möchte ich anhand der Fig. 3 zeigen.

Im Süden in den Augengneissen von Oberwald herrscht die ENE-streichende erste Schieferung mit der hier steil nach W einfallenden Mineralstreckung vor. Die B_2-Falten treten in einer feinen Runzelung der Biotit-Sericithäute auf S_1 in Erscheinung. Gleichzeitig mit der Prägung dieser leicht E-geneigten Kleinfalten bildeten sich steil N-fallende Scherflächen S_2 (Fig. 2d). An den Strassenaufschlüssen fallen vollständig plane, oft mehrere Quadratmeter messende Kluftflächen, die quer zur Schieferung und ungefähr senkrecht zu B_2 das Gestein durchsetzen, besonders auf. Es handelt sich in der Regel nur um millimeterbreite Fugen, die vorwiegend mit Chlorit, ferner mit Quarz, Karbonat, Adular, Pyrit, Hämatit und anderen Mineralien belegt sind. Gelegentlich erkennt man auf den Kluftflächen eine flach südfallende Harnischstriemung. Durch Blattverschiebung sind hier östliche Teile relativ nach N versetzt worden. Analog zu Oberwald treten die alpidischen Strukturen 2 km weiter nördlich in der Augengneisszone von Gletsch in Erscheinung. Einzig die B_2-Runzeln sind hier viel seltener, und S_2 fehlt (D20).

Ein auffallender Wechsel im tertiären Gefüge folgt nun in der nördlich anschliessenden Zone der Zentralen Aaregranite (D22, 23, 24, 25, 26, 12, 14, 27 und 28). Neben der auch hier dominierenden NE-streichenden Schieferung mit der steilen Mineralstreckung L_1 treten verschiedene jüngere Scherflächensysteme auf, die das Gefügebild wesentlich komplizieren. Diesen alpidischen Baustil, der charakteristisch ist für die Region der Zentralen Aaregranite, wurde bereits eingehend auf S. 23 ff. beschrieben.

Ein interessantes Resultat ergaben die Strukturmessungen in der GSZ (D21). In dieser ENE-streichenden, 200 m breiten altkristallinen Biotitgneiss- und -schieferzone zwischen dem südlichsten Zentralen Aaregranitzug und dem Grimselgranodiorit schneiden sich die drei wichtigsten steilstehenden S-flächensysteme S_1, S_3 und S_4 unter einem deutlich spitzeren Winkel als in den südlich und nördlich anschliessenden Aaregraniten. Die Gefügemessungen zeigen hier sehr schön, wie die mechanischen Eigenschaften eines Gesteins die Anlage später überprägter Schieferungen und Scherflächen beeinflussen.

Die Tektonik der Aaregranite im Grimselprofil wurde bereits von MINDER (1932) untersucht und gedeutet. Auf der Tabelle 1 sind meine Resultate seinen Ergebnissen gegenübergestellt.

Viel auffälliger als der Wechsel der Strukturen in N–S-Profilen ist die Veränderung des alpidischen Baustiles westlich des Gredetschtales im Bereiche, wo das Aarmassiv in einer Axialflexur steil unter die sedimentäre Hülle abtaucht.

Die B-Tektonite am Massivwestende

Die B-Tektonite herrschen am Massivwestende zwischen Eggerberg und Leukerbad vor. Einheitlich südwestfallende Falten und eine zu diesen parallele Mineralstreckung bestimmen hier das strukturelle Bild. Im Kristallin erkennen wir eine Glimmerwellung im Millimeterbereich. Sie bildet die Schnittlinie (β) von zwei oder auch mehreren, tautozonal angeordneten Scherflächensystemen. In den mesozoischen Sedimenten variiert die Grösse der Falten zwischen einigen Millimetern und

hunderten von Metern. Häufig beobachtet man eine annähernd symmetriekonstante Wiederverfaltung: Ältere Falten sind von jüngeren spitzwinklig überprägt. Mit Mineralien gefüllte, geschlossene und teilweise offene Zerrklüfte treten hier häufig als jüngste Bildungen auf. Als «ac-Klüfte» stehen sie ungefähr senkrecht auf den B-Achsen. In der Regel sind die einzelnen Fugen in Fiederstellung angeordnet (Fig. 2s). Der hier in ein paar Sätzen charakterisierte Baustil des Massivwestendes ist in Wirklichkeit sehr viel komplizierter. Die tektonischen Verhältnisse dieser Region sind ausführlich in BAER (1959) behandelt.

Die im Aarmassiv dominierende NE-streichende Schieferung (S_1) mit der steilen Mineralstreckung konnte am Massivende, nämlich im Gredetschtal und im Ijollital als Relikt in kompetenten Gesteinslagen neben den jüngeren, an die Faltung gebundenen Schieferungen nachgewiesen werden. Unbeantwortet bleibt die Frage, ob hier, analog zum übrigen Aarmassiv, an allen Stellen die alpidischen Deformationen mit der Anlage der ersten Schieferung begann.

Die Aletschhornkulmination

Die Axialkulmination des Aarmassivs befindet sich im Aletschgebiet. Von hier tauchen die Strukturen flach gegen NE und in einer Axialflexur steil gegen SW unter die autochthonen mesozoischen Sedimente ab (Fig. 4). Die von ALB. HEIM (1921/22) postulierte Depression im Haslital und zweite Kulmination im östlichen Aarmassiv konnte nicht bestätigt werden.

Die Verbiegung der Massivachse ist auf der Tafel II sehr schön zu sehen.

- Die steile Mineralstreckung L_1 auf der dominierenden NE-streichenden Schieferung S_1 bildet zwischen dem Baltschiedertal (D6) und dem Haslital einen gegen oben offenen Fächer.

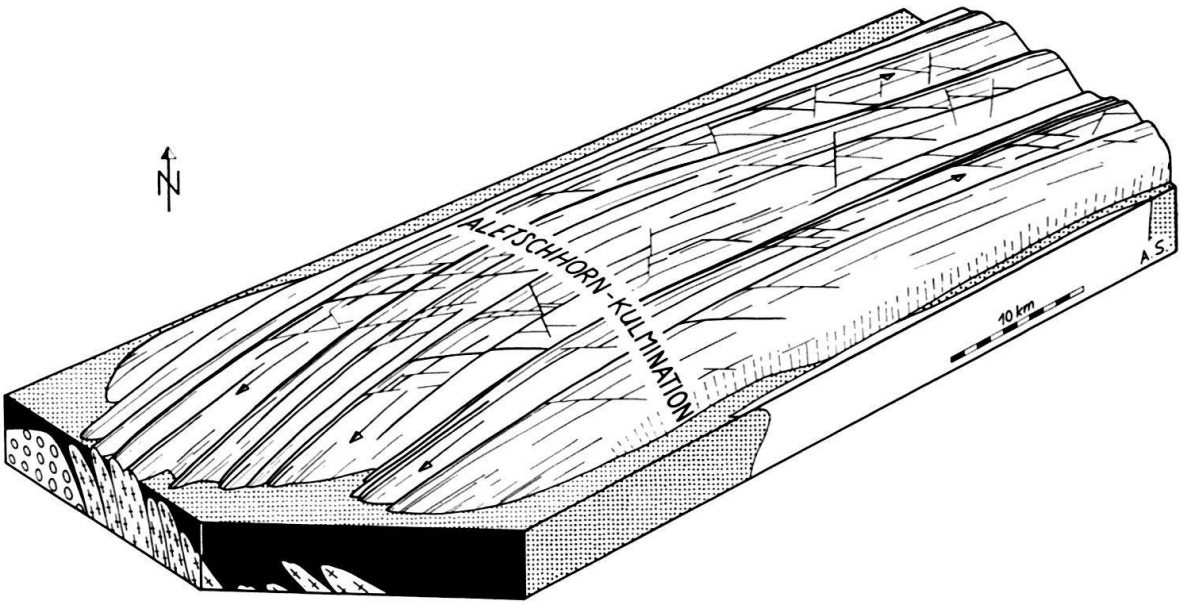


Fig. 4 Modell des westlichen Aarmassivs.

- B_2 taucht bei Gampelsteg (D 19), im Ijollital (D 2), bei Ausserberg (D 1) und Eggerberg (D 4) mit 40–60° gegen Westen ab, liegt bei Naters (D 5) ungefähr horizontal und ist bei Fürgangen (D 18) und Oberwald (D 15) flach gegen E geneigt.
- Die Zerrklüfte, die ungefähr senkrecht auf den subhorizontalen Faltenachsen stehen, fallen im Grimselgebiet steil gegen W und am Massivende steil gegen E ein.
- Besonders auffällig tritt die Umbiegung bei der Lage der Mineralstreckung L_3 auf den E-streichenden Blattverschiebungsflächen in Erscheinung. L_3 fällt im Baltschiedertal (D 6) und nördlich der Belalp (D 7) mit 30 gegen Westen ein, liegt am Zenbächengletscher (D 8) ungefähr horizontal und taucht im Grimselgebiet mit 30°–60° gegen Osten ab. Lokal (D 21) ist das Linear hier auch gegen W geneigt.
- Die Striemung L_6 auf den steil N-fallenden Scherflächen S_6 bildet wie L_1 einen gegen oben offenen Fächer.

Das Alter der Metamorphose

Das älteste alpidische Gefügeelement, die NE-streichende Schieferung S_1 durchsetzt kontinuierlich sämtliche Gesteinstypen des Aarmassivkristallins und die südlich anschliessenden permischen und mesozoischen Sedimente (Malmkalke) der Urserenzone (ALB. HEIM, 1921).

LABHART (1965) fand die synkinematisch mit der Prägung von S_1 kristallisierten Mineralien Albit, Biotit und Epidot sowohl in den permischen Konglomeratgneissen der Urserenzone, als auch in den Graniten des nördlich anschliessenden Altkristallins. Nach einer freundlichen Mitteilung von M. FREY (Bern) beschreibt AMBÜHL (1930) jungen Granat aus einem permischen Psephitgneiss bei Hospenthal. Im letzten Sommer gelang es mir nun, dieses Mineral als alpidischen Porphyroblasten auch in den keratophyrkomponentenführenden Konglomeratgneissen bei Fürgangen nachzuweisen.

Das tertiäre Alter der alpidischen Metamorphose wurde von JÄGER (1961) und WÜTHRICH (1963) an jungen grünen Biotiten aus dem Zentralen Aaregranit mit K-Ar- und Rb-Sr-Altern eindeutig bestimmt. Eine genauere Datierung der jungen Deformation und Kristallinisation ist im Untersuchungsgebiet weder mit den klassischen Methoden der Geologie noch mit massenspektrometrischen Isotopenbestimmungen möglich. E. NIGGLI (in E. JÄGER et al., 1967) diskutiert eingehend das Alter der alpidischen Metamorphose in den Zentralalpen. Nach seinen Ausführungen ist es evident, dass die tertiäre Metamorphose zwischen frühes und mittleres Oligozän fällt.

Die postkristallinen Ruschelzonen sind möglicherweise quartäre Bildungen, wie solche JÄCKLI (1951) im östlichen Aarmassiv nachweisen konnte.

Diskussion

Im folgenden seien einige Arbeitshypothesen dargelegt, die den Weg für eine weitere Behandlung der alpidischen Tektonik des Aarmassivs weisen sollen. Die dabei angestellten Überlegungen sind Folgerungen aus den bis jetzt vorliegenden strukturgelogischen Untersuchungen im Aarmassiv.

Zur quantitativen Bestimmung der Deformation

Ein Hauptziel meiner Untersuchungen war die möglichst quantitative Bestimmung der alpidischen Deformation. Es wurden zu diesem Zweck bei Zerscherungen Translationsbetrag und -richtung gemessen, was leider nur an wenigen Stellen möglich war. Eine vorerst angestrebte, lückenlose Bestimmung dieser Daten in Profilen erwies sich im untersuchten Gebiet deshalb bald als undurchführbar.

Der Versuch, die Hauptdeformation, nämlich die Plättung nach S_1 quantitativ zu erfassen, war dagegen viel fruchtbarer. Für diesen Zweck eigneten sich basische Butzen, Agglomerate von Erstkristallisaten, in den Aaregraniten am besten. Ich konnte nachweisen (STECK, 1966), dass die flachellipsoidische Form dieser Schollen auf die sekundäre alpidische Plättung der Granite nach S_1 zurückzuführen ist.

In der Grisighorngranitzunge, im Querprofil des Oberaletschgletschers, habe ich an 50 Butzen die Richtung und Grösse der Ellipsoidachsen gemessen und dabei ein durchschnittliches Achsenverhältnis von a:b:c = 1:2,82:4,9 erhalten. Die kürzeste Achse a des Ellipsoides verhält sich zum Durchmesser 2r einer Kugel mit gleichem Volumen wie 1:2,4. Theoretisch kann nun auf sehr verschiedenen Wegen eine Kugel in ein Ellipsoid verformt werden (vgl. SANDER, 1948). Wir erhalten, unter der Annahme, dass die Formung durch eine reine Pressung in der Richtung a erfolgte, einen Zusamenschub der Grisighorngranitzunge in der NW–SE-Richtung auf ungefähr $^2/_5$ der ursprünglichen Breite.

Rekonstruktion der Aarmassivoberfläche

Eine Rekonstruktion der Lage der permotriadischen Transgressionsfläche des Aarmassivs im Gebiete, wo sie heute erodiert ist, ist nur annäherungsweise möglich. Nach den Gefügeuntersuchungen liegt die Kulmination im Aletschhorngebiet, d. h. das Massiv ist asymmetrisch gebaut. Nimmt man nun an, dass die B_2-Faltenachsen im allgemeinen parallel zur ursprünglichen Massivoberfläche orientiert sind, wie am Massivende, so kann in einem Längsprofil, im Streichen der Faltenachsen, die ungefähre Lage der Massivoberfläche rekonstruiert werden. Auf diese Weise bestimmte ich eine Höhe von 6500 m ü. Meer im Bereiche der Aletschhornkulmination, d. h. die Kristallinoberfläche lag 2500 m über dem Aletschhorngipfel. Stimmt aber unsere Annahme, dass B_2 und die Massivoberfläche parallel verlaufen, nicht, so ist die Konstruktion falsch.

Die Plättung des Massivs

Auf Fig. 5 wurde die Deformation der Zentralen Aaregranite skizziert. Aus einer Kugel entsteht bei der Prägung der ersten Schieferung S_1 durch Plättung ein Ellipsoid, dessen längste Achse steil gegen SE einfällt, die mittlere Achse b NE streicht und der kürzeste Durchmesser c ungefähr NW–SE gerichtet ist. Das Achsenverhältnis a:b:c entspricht der Verformung am Oberaletschgletscher.

Durch laminare Aufschiebung südöstlicher Teile an zu S_1 parallelen Scherflächenscharen richtet sich das Deformationsellipsoid durch Internrotation auf; ausserdem wird das Ellipsoid weiter in subvertikaler Richtung gelängt.

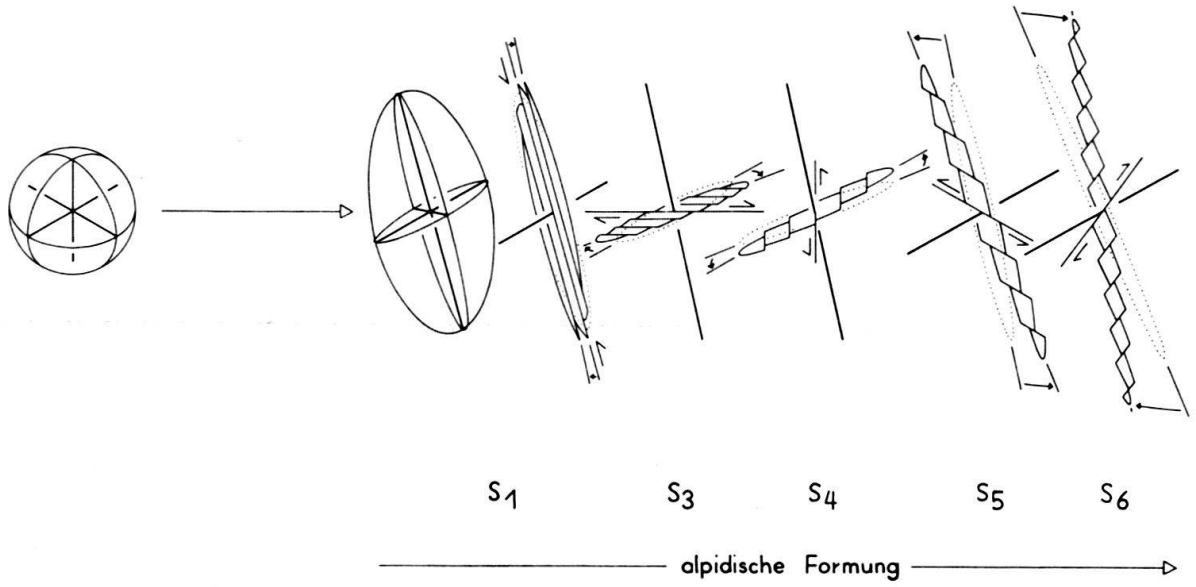


Fig. 5 Die alpidische Plättung der Aaregranite.

Blattverschiebungen an S_3 und S_4 bewirken eine Dehnung in der NE–SW-Richtung (b-Achse), wobei durch die Zerscherung an S_3 das Deformationsellipsoid eine Drehung im Uhrzeigersinn und an S_4 eine Linksdrehung erfährt. In analoger Weise wird das Ellipsoid durch die Scherung an S_5 und S_6 in der Vertikalen gestreckt.

Durch die Summe der Verformungen erfährt also das Gestein eine Plättung. Eine Behandlung der Dynamik der hier noch nicht genügend abgeklärten Kinematik soll, soweit dies überhaupt möglich ist, in einer späteren Arbeit erfolgen.

Kinematik der alpidischen Metamorphose

Die parakristalline Formung begann an allen Stellen im Massiv mit der Anlage der dominierenden steil SE- bis S-fallenden Schieferung. In dieser Phase wurden die Gesteine geplättet, wobei die grösste Achse a des Deformationsellipsoides steil SE fällt, die mittlere Achse b NE streicht und der kürzeste Durchmesser c NW gerichtet ist. Gleichaltrig wie diese Plättung oder etwas jünger sind Aufschiebungen südlicher Teile in Richtung des steilen Linears an S-parallelen Flächen. Aus zwei Gründen müssen wir annehmen, dass die erste Schieferung durch Pressung aus südöstlicher Richtung erzeugt wurde:

Erstens ist die mechanische Verformung in der Urserenzone am intensivsten und nimmt generell gegen Norden ab, und zweitens schneidet die Schieferung die Südkontakte der Zentralen Aaregranit-Intrusivkörper und die Quarzporphyrgangplatten im Altkristallin, die mechanisch aktive Vorzeichnungen im Massiv bildeten, unter einem spitzen Winkel, und zwar fällt S_1 stets steiler als die präexistierenden planaren Diskontinuitäten im Gestein gegen SE ein.

Nach der Hauptdeformation nach S_1 setzten in der Region der Aaregranite Blattverschiebungen an E-streichenden Flächen ein, wobei südliche Teile stets relativ nach W transportiert wurden. Diese Horizontalbewegungen setzten wahrscheinlich an einer Stelle früher, an einer andern später ein.

Meist jünger, an verschiedenen Stellen aber auch älter sind Blattverschiebungen mit rechtshändigem Vorschub an vereinzelten N-gerichteten Scherflächen.

Als ebenfalls recht unbedeutend erachte ich die Verformungen durch Bewegungen an flach S-geneigten Aufschiebungsflächen S_5 und den steil N-fallenden Scherflächen S_6.

Die Gefügeelemente S_1, S_3 und S_4, S_5 und S_6 wurden innerhalb eines Aufschlusses in der Regel in der gleichen Reihenfolge geprägt. Diese Beobachtung erlaubt uns aber nicht etwa, den voreiligen Schluss zu ziehen, dass im ganzen Aarmassiv die Strukturen in sechs gemeinsamen, sich zeitlich ablösenden Phasen geprägt wurden. Sondern es ist wahrscheinlich, dass zwischen verschiedenen Bereichen im Massiv zeitliche Verschiebungen innerhalb des Deformationszyklus bestanden. Die Beobachtung, dass häufig S_3 auch jünger ist als S_4, dass als seltene Ausnahme von der Regel auch andere Altersbeziehungen zwischen den verschiedenen Deformationen bestimmt werden können und dass all diese Strukturen gleich alt sind wie die Hauptmetamorphose, veranlasste mich, die verschiedenen Bewegungen einer gemeinsamen Deformationsphase mit zyklischem Charakter zuzuordnen.

Erst bei abklingender Metamorphose wurden die offenen Zerrklüfte mit den idiomorphen Kristallen, die wegen ihrer Schönheit gesammelt werden, aufgerissen. Subhorizontale offene Spalten stehen ungefähr senkrecht auf der steilen Mineralstreckung im Massiv. In einem zweiten NW-streichenden vertikalen System treten nur schmale, oft über mehrere Dekameter das Gestein geradlinig durchsetzende Fugen auf, die ungefähr senkrecht auf den flachen B_2-Falten im Massiv stehen. Die Mineralparagenesen in den Klüften dieser Spätphase weichen stark von denjenigen der Hauptmetamorphose ab. Zum Beispiel bildete sich in den Zentralen Aaregraniten an Stelle von Granat und Biotit in den offenen Fugen Epidot, Chlorit und Adular.

Geringe letzte Deformationen im Aarmassiv überdauerten auch die Kristallisation. Die Bewegungen beschränkten sich auf einzelne Scherzonen, die bevorzugt bereits angelegten, alpidischen Blastomyloniten der ersten und dritten Schieferung folgten. Symmetriekonstant wurden die präexistierenden Strukturen überprägt. In NE-streichenden Kluftlehm- und Ruschelzonen sind analog zu S_1 südliche Teile relativ gehoben und bei den E–W-Brüchen erfolgte, gleich wie bei den Blattverschiebungsflächen S_3 ein linkshändiger Vorschub.

Möglicherweise dauerten diese jüngsten Bewegungen bis ins Quartär an (vgl. JÄCKLI, 1951).

BAER (1959) glaubte in der räumlichen Anordnung der Strukturen in der Axialflexur am Massivwestende zwischen Baltschieder und Leukerbad einen Beweis für eine späte Aufwölbung des Aarmassivs zu finden:

«Tardivement, et en tout cas après la mise en place du bâti actuel dans ses grandes lignes, le massif de l'Aar tout entier a commencé à se soulever. Nous en avons ici trois témoignages: l'inclinaison des linéations, les diaclases du système N 130–150 E; 70 NE et les stries de glissement au contact du granite de Baltschieder et du Malm à la Rote Kuh.»

Ich kann mich dieser Argumentation nicht anschliessen. Wäre nämlich diese Vorstellung richtig, so müssten durch eine Rotation der Teilbereiche alle Gefüge-

elemente in die gleiche ursprüngliche Lage zurückversetzt werden können, was nicht möglich ist.

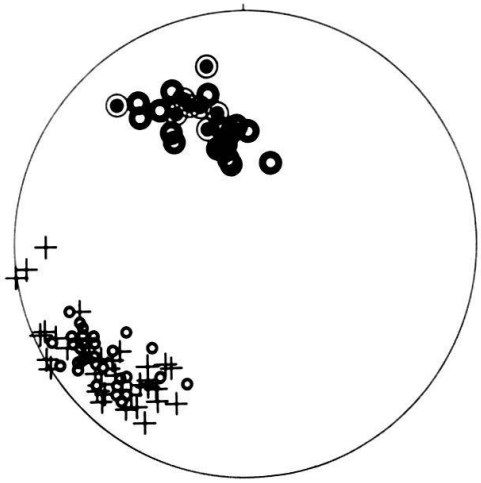
Wird L_1 in allen Diagrammen in die Fallinie auf S_1 gedreht und die übrigen Strukturen in gleicher Weise mitrotiert, so bilden die steilstehenden Zerrklüfte (les diaclases du système N 130–150 E; 70 NE) immer noch einen gegen oben offenen Fächer, und das flache Linear L_3 fällt am Massivende auch nach dieser Konstruktion gegen W und östlich des Aletschhornes gegen E ein. Die gesamte Verbiegung des Massivs ist also sicher nicht jünger als die Anlage der alpidischen Strukturen. Ich nehme an, dass ein von Ort zu Ort wechselndes Spannungsfeld zur Aufwölbung des Kristallinkörpers während und nach der Gefügeprägung geführt hat.

Zur Kinematik des Aarmassivs

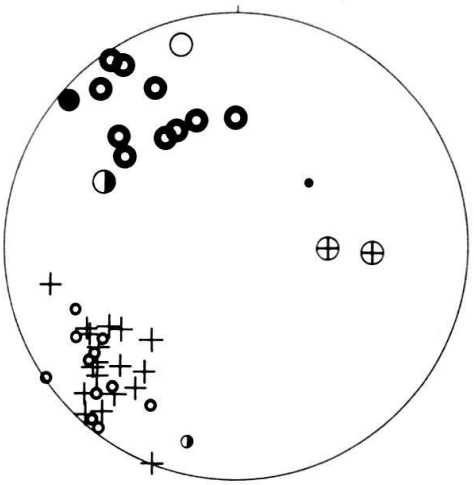
Zu Beginn der Trias transgredierte das Meer über den Kristallinsockel eines vollständig erodierten herzynischen Gebirges ähnlich den Vogesen oder dem Schwarzwald. In der folgenden Geosynklinalphase zerlegte eine Bruchtektonik das Grundgebirge in NE-streichende Kristallinblöcke (BAER, 1959). Es bildeten sich Horste, Gräben und Bruchschollentreppen.

Im Tertiär, während der alpidischen Orogenese wurden Teile des herzynischen Kristallinsockels in den Gebirgsbau einbezogen und von einer Regionalmetamorphose erfasst. Verschiedene Schieferungs- und Scherflächensysteme und gleichaltrige Mineralneubildungen sind Zeugen der jungen mechanischen Verformungen und Kristallisationen. Die Analyse dieser Erscheinungen gibt uns Einblick in einen kleinen Abschnitt – oder Abschnitte – der Geschichte des Aarmassivs. Über die Zusammenhänge mit der Grosstektonik des alpidischen Gebirges lassen sich nur Vermutungen anstellen. Die dislokationsmetamorphe Überprägung des Massivs kann vorläufig weder einer bestimmten zeitlichen Phase der tertiären Gebirgsbildung zugeordnet, noch räumlich, im Bezug auf die mitverformte Umgebung fixiert werden. Wahrscheinlich fand die Verschieferung, Zerscherung und gleichzeitige Hauptkristallisation in einer späten Phase der Orogenese, nach den Hauptdeckenüberschiebungen statt. Am ehesten kann die Plättung des Aarmassivs mit der späten parakristallinen Rückfaltung im südlich anschliessenden Penninikum der Walliseralpen (BEARTH, 1967, CHATTERJEE, 1961) korreliert werden. Die Absonderung zum selbständigen Aarmassiv durch Zerscherung des herzynischen Kristallinsockels an einzelnen NE-streichenden Brüchen, und die Einkeilung der Urserenzone ist älter, sie begann vermutlich bereits mit den ersten frühalpidischen Bewegungen unmittelbar an die Zerrungstektonik im Mesozoikum anschliessend.

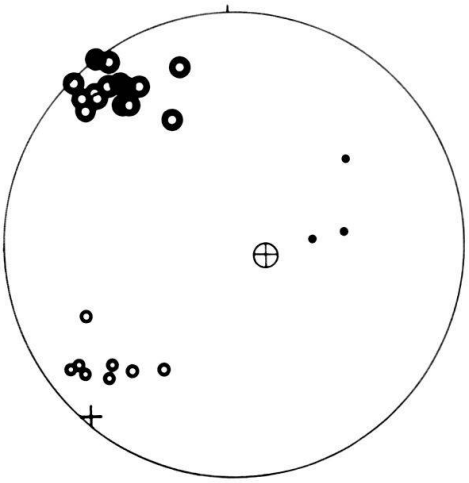
Der Vergleich des Baues der Zentralalpen mit den Biotit-Abkühlungsaltern (Tafel I in JÄGER et al., 1967) führt uns auf eine sicher nicht zufällige Erscheinung. Die Gebiete der Kulminationen der Zentralalpen haben bei der spätorogenen Abkühlung in der Reihenfolge Tessin-, Toce-, Aletschhorn-Kulmination die 300-Grad-Grenze erreicht. Entweder wurden die genannten Gebiete auch noch in einer späten Phase der jungen Gebirgsbildung gehoben, wobei diese jüngste Aufwölbung im Osten im Bergell begann und sich von hier im Verlauf von ungefähr 12 M. J. in westlicher Richtung bis ins Aarmassiv hinein verlagerte oder erstreckte, oder es fand eine Verlagerung einer Wärmequelle in der Erdkruste statt.



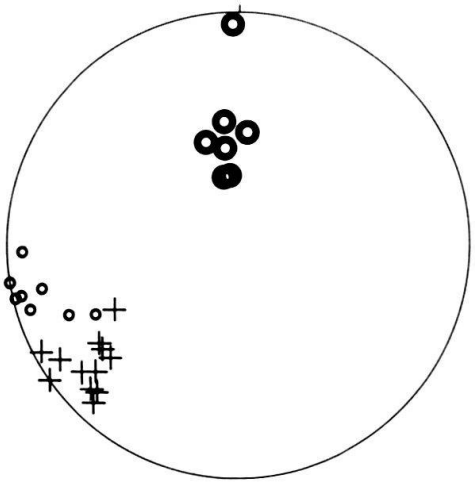
D1 Ausserberg



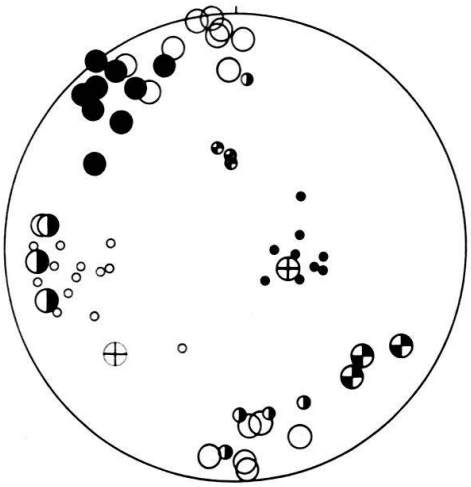
D2 Ijollital und Seetal



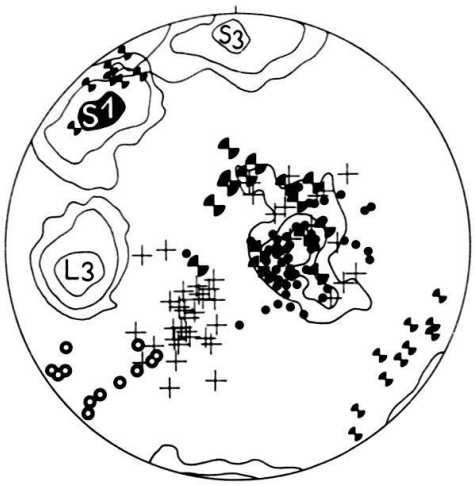
D3 Im Strick, Gredetschtal



D4 Neue Strasse nach Eggerberg

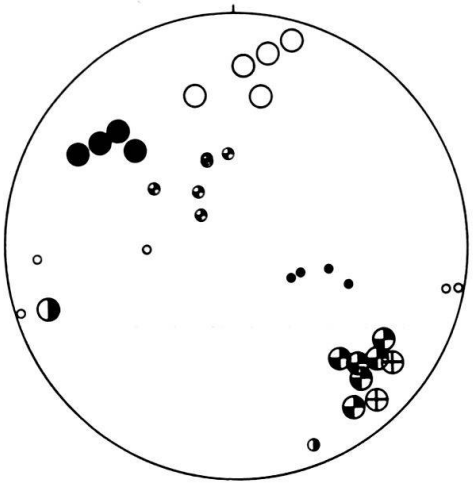


D6 Baltschiederklause

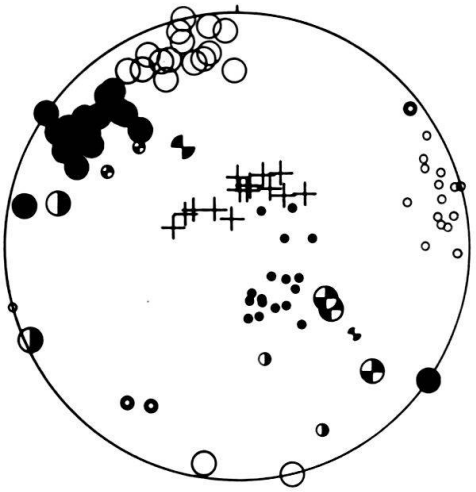


D7 Belalp-Oberaletsch

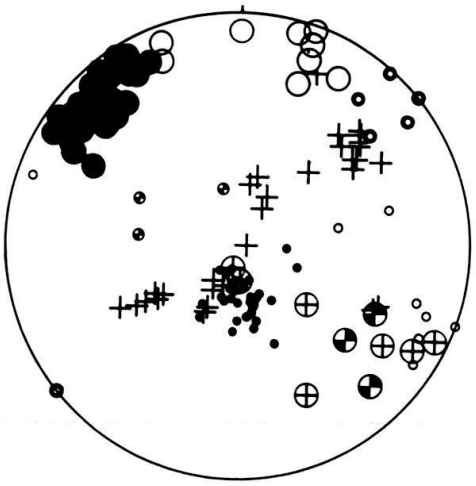
Fig. 6 Diagramme D1–D7. Lokalitäten siehe Seite 46.



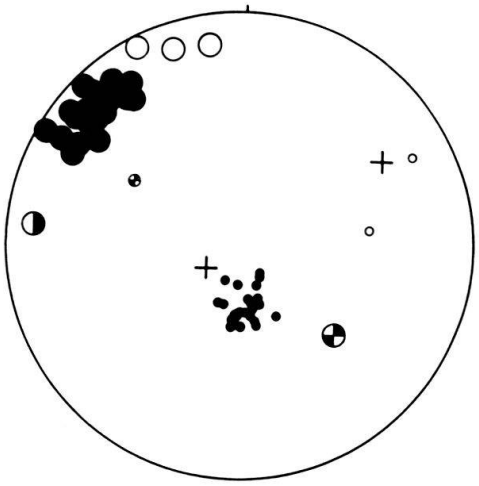
D7a Beichgletscher



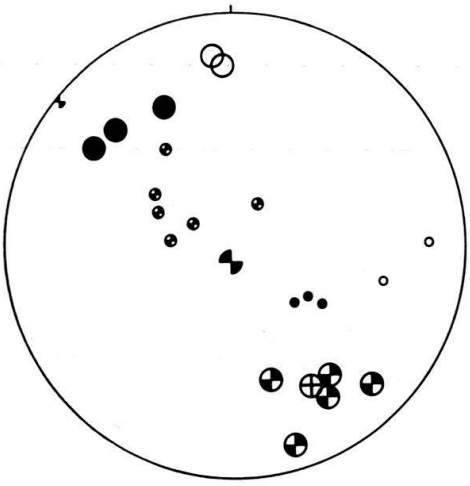
D8 Zenbächengletscher



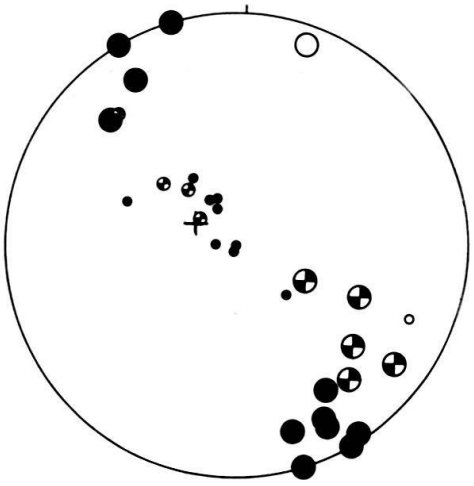
D9 Galtjien (nördlich Märjelensee)



D9a Märjelensee

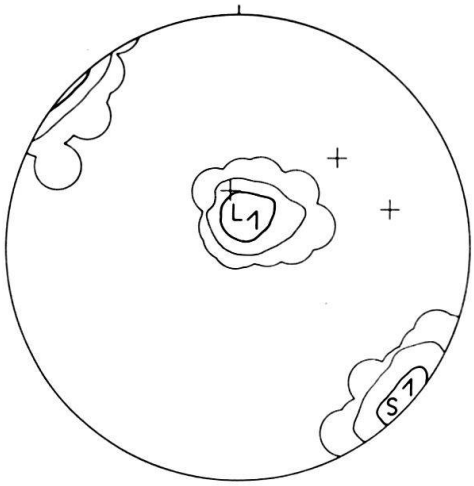


D10 Lauteraargletscher

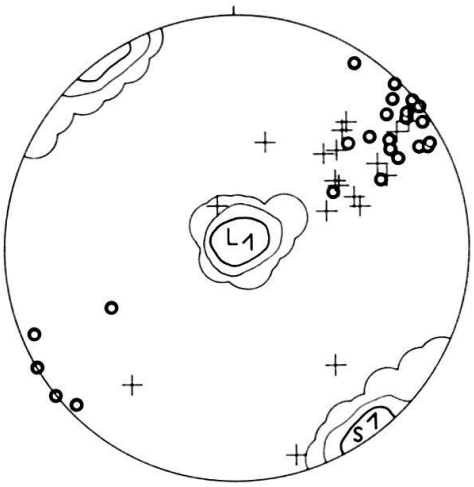


D11 Münstigertal

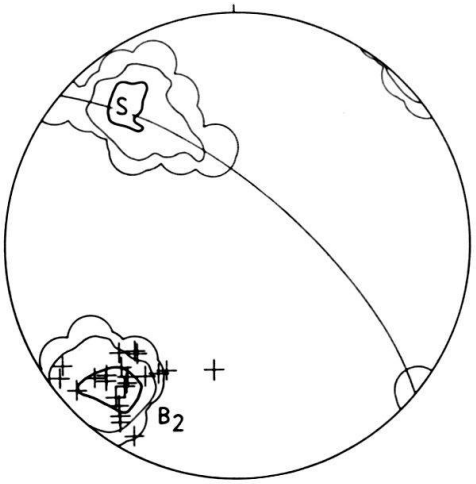
Fig. 7 Diagramme D7a–D11. Lokalitäten siehe Seite 46.



D 17 Galmihornhütte



D 18 Fürgangen



D 19 Steg

Legende zu den Diagrammen D1–D28

Die Darstellung erfolgte überall auf dem flächentreuen Netz, untere Halbkugel!

- ● • S_1, L_1 NE-streichende erste Schieferung mit steiler Mineralstreckung und Glimmerwellung.
- ⊕ K_1 Horizontale bis N-fallende, mit Mineralien, vorwiegend Quarz, gefüllte Zerrklüfte.
- ∘ B_2 Flache, NE-streichende Kleinfalten.
- ◉ • S_2, L_2 Steil NW-fallende Scherflächen mit Mineralstr. L_2.
- ○ ∘ S_3, L_3 E-streichende Blattverschiebungsflächen mit linkshändigem Vorschub, mit subhorizontaler Mineralstreckung und Glimmerwellung.
- ◑ • S_4, L_4 N-streichende Blattverschiebungsflächen mit rechtshändigem Vorschub mit flach S-fallender Mineralstreckung und Glimmerwellung.
- • S_5, L_5 Horizontale bis SE-geneigte Scherflächen, an welchen das Hangende in NW-Richtung überschoben ist, mit Striemung in der Transportrichtung.
- ◕ • S_6, L_6 Steil NW-fallende Aufschiebungsflächen mit steiler Striemung in der Transportrichtung.
- + ZK_1, ZK_2 Horizontale und vertikale offene Zerrklüfte der Spätphase der alpidischen Metamorphose..
- ⊙ Tautozonal zu B_2 angeordnete Scherflächen am Massivwestende, nicht näher bezeichnet.

Fig. 8 Diagramme D 17–D 19 und Legende. Lokalitäten siehe Seite 46.

VERZEICHNIS UND ERLÄUTERUNGEN ZU DEN DIAGRAMMEN DER FIG. 2, 3, 6, 7, 8 UND TAFEL II

D 1 Ausserberg, Permische Quarzporphyre.
D 2 Ijollital und Seetal, Zentraler Aaregranit.
D 3 Im Strick, Gredetschtal, Altkristallin.
D 4 Neue Strasse nach Eggerberg, Augengneiss des Altkristallins.
D 5 Naters-Mörel (nach LABHART, 1965), Altkristallin und Perm; kein Diagramm.
D 6 Baltschiedertal, Zentraler Aaregranit.
D 7 Belalp-Oberaletsch, Zentraler Aaregranit (S_1: 98 Pole, 5%-10%-, $S_2 + L_3$ je 72 Punkte, 5%-10%-20%-).
D 7a Beichgletscher (Thurberg), Zentraler Aaregranit.
D 8 Zenbächengletscher, Zentraler Aaregranit.
D 9 Galtjien (nördlich Märjelensee), S_1; 27 Pole, Zentraler Aaregranit.
D 9a Märjelensee (S_1; 22 Pole), Zentraler Aaregranit.
D 10 Lauteraargletscher, Zentraler Aaregranit.
D 11 Münstigertal, Zentraler Aaregranit.
D 12 Gruben- und Aerlengletscher, Zentraler Aaregranit.
D 14 Gelmergebiet, Zentraler Aaregranit.
D 15 Oberwald, Augengneiss des Altkristallins.
D 16 Pfaffenkopf südöstlich Innertkirchen, Innertkirchnergranit (nach LABHART, 1966); kein Diagramm.
D 17 Galmihornhütte, Augengneiss des Altkristallins (S_1, L_1 je 82 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 18 Fürgangen, permischer Konglomeratgneiss (S_1, L_1, je 75 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 19 Steg, Serizitgneiss des Altkristallins (S-flächen besetzen einen π-gürtel, S; 30 Pole, B_2: 33 Achsen, 0%-10%-30%-).
D 20 Gletsch, Augengneiss des Altkristallins (S_1, L_1 je 100 Punkte, 0%-10%-30%).
D 21 Grimselpasshöhe, Gneiss-Schiefer-Zwischenzone (S_1, L_1 je 53 Punkte, S_3, L_3 je 78 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 22 Oberaarstrasse, 1 km westlich der Grimselpasshöhe, Grimselgranodiorit (S_1, L_1 je 48 Punkte, S_1, L_1 je 27 Punkte, S_6, L_6 je 21 Punkte, ZK_1 15 Pole, ZK_2 (vertikal) 23 Pole, 0%-10%-30%-).
D 23 Südende des Räterichbodensees, Grimselgranodiorit (S_1, L_1 je 49 Punkte, S_3, L_3 je 44 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 24 Strassenkehren unterhalb der Staumauer Räterichsbodensee, Zentraler Aaregranit (S_1, L_1 je 79 Punkte, S_3, L_3 je 43 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 25 Strassenkehren nördlich Punkt 1506, Landeskarte Blatt Sustenpass, Zentraler Aaregranit (S_1, L_1 je 34 Punkte, S_3, L_3 je 47 Punkte, S_4, L_4 je 42 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 26 Grimselstrasse zwischen Hotel und Elektrizitätswerk Handegg, Zentraler Aaregranit (S_1, L_1 je 49 Punkte, S_3, L_3 je 75 Punkte 0%-10%-30%-).
D 27 Grimselstrasse bei Punkte 1274, Zentraler Aaregranit (S_1, L_1 je 38 Punkte, S_3, L_3 je 35 Punkte, S_4, L_4 je 30 Punkte, 0%-10%-30%-).
D 28 Tschingelbrücke, Zentraler Aaregranit («Mittagfluhgranit»).
D 29 Quarzporphyr nach S_1 verschiefert, 200 Pole von {001}-Flächen von Biotit (Linien gleicher Dichte: 5%-10%-20%-).
D 30 Quarzporphyr, Belalp, nach S_3 verschiefert, 220 Pole von {001}-Flächen von Biotit (Linien gleicher Dichte: 5%-10%-).
D 31 Zentraler Aaregranit nach S_1 und anschliessend nach S_3 zerschert, {001} Pole von Serizit auf S_1 und S_3 je getrennt dargestellt (S_1 81 Pole, S_3 58 Pole).

LITERATURVERZEICHNIS

AMBÜHL, E. (1930), *Petrographie und Geologie des Zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *2*, 266–441.

BAER, A. (1959), *L'extrémité occidentale du massif de l'Aar.* Bull. Soc. neuchât. Sc. nat. *82*, 5–160.

BALTZER, A. (1888), *Das Aarmassiv (mittlerer Teil) nebst einem Abschnitt des Gotthardmassivs.* Beitr. geol. Karte Schweiz *24*/IV.

– (1901), *Nachlese zur Geologie des Aarmassivs.* Mitt. natf. Ges. Bern, S. 67–72.

– (1903), *Die granitischen Instrusivmassen des Aarmassivs.* N. Jb. Mineral. usw., S. 292–324.

– (1904), *Die granitischen lakkolithenartigen Intrusionsmassen des Aarmassivs.* C. R. IX. Congr. géol. intern. Vienne 1903, S. 787–798.

– (1906), Sammlung geologischer Führer XI: *Das Berneroberland und Nachbargebiete.* Gebr. Bornträger, Berlin.

– (1910), *Die intrusive Granitzone des westlichen Aarmassivs.* Eclogae geol. Helv. *11*, 280–283.

BEARTH, P. (1967), *Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee.* Beitr. geol. Karte Schweiz NF, *132*. Liefg.

CADISCH, J. (1926), *Der Bau der Schweizeralpen*, Orell-Füssli.

CADISCH, J. und NIGGLI, E. (1953), *Geologie der Schweizer Alpen.* Wepf & Co., Basel.

CHATTERJEE, N. D. (1961), *The Alpine Metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy.* Geol. Rdsch. *51*/1, 1–72.

ESCOLA P. E. (1949), The problem of mantled gneiss domes. Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. civ, part 4, 461–476.

FELLENBERG, E. VON, MOESCH, C. und SCHMIDT, C. (1893), *Geologische Beschreibung des westlichen Teiles des Aarmassives.* Beitr. geol. Karte Schweiz *21*/I und II.

FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. und TAVEL, H. VON (1956), Atlasblatt *32*, *Gemmi*, 1 : 25000, Geol. Atlas Schweiz.

– (1962), *Erläuterungen zu Blatt Gemmi*, Geol. Atlas Schweiz, Erl. Nr. *473*.

HEIM, ALB. (1919/1922), *Geologie der Schweiz, Bd. II: Die Schweizeralpen.* Leipzig.

HÜGI, TH. (1956), *Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs.* Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. *94*.

HUTTENLOCHER, H. (1947), *Über Verschiedenheiten im Verlaufe magmatischer und metamorpher Prozesse, erläutert an Beispielen aus dem Aarmassiv.* Mitt. natf. Ges. Bern N. F. *4*, 85–116.

JÄCKLI, H. (1951), *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *44*/2, 332–337.

– (1957), *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. *36*.

JÄGER, E. und FAUL, H. (1959), *Age mesurements on some granites and gneisses from the Alps.* Bull. geol. Soc. Amer. *70*, 1553–1557.

JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967), *Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz NF, *134*. Liefg.

KOENIGSBERGER, J. (1925), *Über alpine Minerallagerstätten.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *5*, 67–127.

– (1933), *Bemerkungen zu W. Minder, Petrographie des mittleren Aarmassivs.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *13*, 292–295.

KVALE, A. (1966), *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten.* Sonderveröffentlichung der Schweiz. geotechn. und der Schweiz. geol. Kommission, Kümmerly & Frey, Bern.

LABHART, T. P. (1965), *Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz).* Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. *124*.

– (1967), *Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aarmassivs.* Eclogae geol. Helv. *59*/2, 803–830.

LIECHTI, H. (1933), *Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *13*, 491–563.

MINDER, W. (1932), *Beiträge zur Petrographie des mittleren Aarmassivs.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *12*, 353–422.

– (1933), *Beitrag zur Begriffs- und Altersbestimmung alpiner Mineralklüfte und Kluftmineralien.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *13*, 296–301.

MORGENTHALER, H. (1920), *Petrographisch-tektonische Untersuchungen am Aarmassiv.* Eclogae geol. Helv. *16*, 122–126.

NABHOLZ, W. K. und VOLL, G. (1963), *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *56*/2, 755–808.

NIGGLI, C. R. (1965), *Petrographie und Petrogenesis der Migmatite und Gneise im südlichen Aarmassiv zwischen Obergestelen und Furkapass.* Diss. Bern.

NIGGLI, E. (1960), *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen.* Intern. geol. Congr., Rep. *21.* Sess. Norden XIII: S. 132–138. Copenhagen.

NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965), *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen.* Eclogae geol. Helv. *58*/1, 335–368.

NIGGLI, P. (1933), *Bemerkungen zu den vorstehenden zwei Beiträgen über Kluftmineralien.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *13*, 302–304.

NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R. L. (1940), *Die Mineralien der Schweizeralpen.* Bd. 1 und 2. Wepf, Basel.

NIGGLI, P. (1950), *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *30*, 500–538.

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. und WUNDERLICH, H. G. (1961), *Eine Achsenkarte des inneren Westalpenbogens.* N. Jb. Geol. Paläont., Mh. *4*, 199–210.

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

ROSIER, G. (1931), *Contribution à la Géologie de l'Aletschhorn.* Eclogae geol. Helv. *24*/1, 83–124.

SANDER, B. (1948/1950), *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* 1. und 2. Teil. Springer, Wien.

SANDER, B. mit KASTLER, D. und LADURNER, J. (1954), *Zur Korrektur des Schnitteffektes in Gefügediagrammen heterometrischer Körner.* Sitz.-Ber. österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, *163*/6 und 7, Wien.

SCHNEIDER, T. R. (1965), *Zwei eigenartige Sulfatvorkommen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *45*/1, 153–166.

SCHENKER, M. (1946), *Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal.*

STALDER, A. (1964), *Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *44*/1, 187–398.

STAUB, R. (1956), *Grundlagen und Konsequenzen der Verteilung der spätherzynischen Massive im alpinen Raum.* Eclogae geol. Helv. *49*/2, 291–311.

STECK, A. (1966), *Magnetkies-Kupferkies-Vererzungen am Kontakt des Zentralen Aaregranites im westlichen Aarmassiv nördlich Brig.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *46*, 389–414.

– (1966), *Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv.* Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. *130.*

SWIDERSKI, B. (1919), *La partie occidentale du massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa.* Mat. Carte géol. Suisse, n. s. *47*/1.

TRÜMPY, R. (1960), *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.* Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843–908.

TURNER, F. J. und WEISS, L. E. (1963), *Structural analysis of metamorphic tectonites.* McGraw-Hill. San Francisco.

WENK, E. (1955), *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *35*, 311–319,

– (1958), *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *38*/2, 492/493.

– (1962), *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *42*, 139–152.

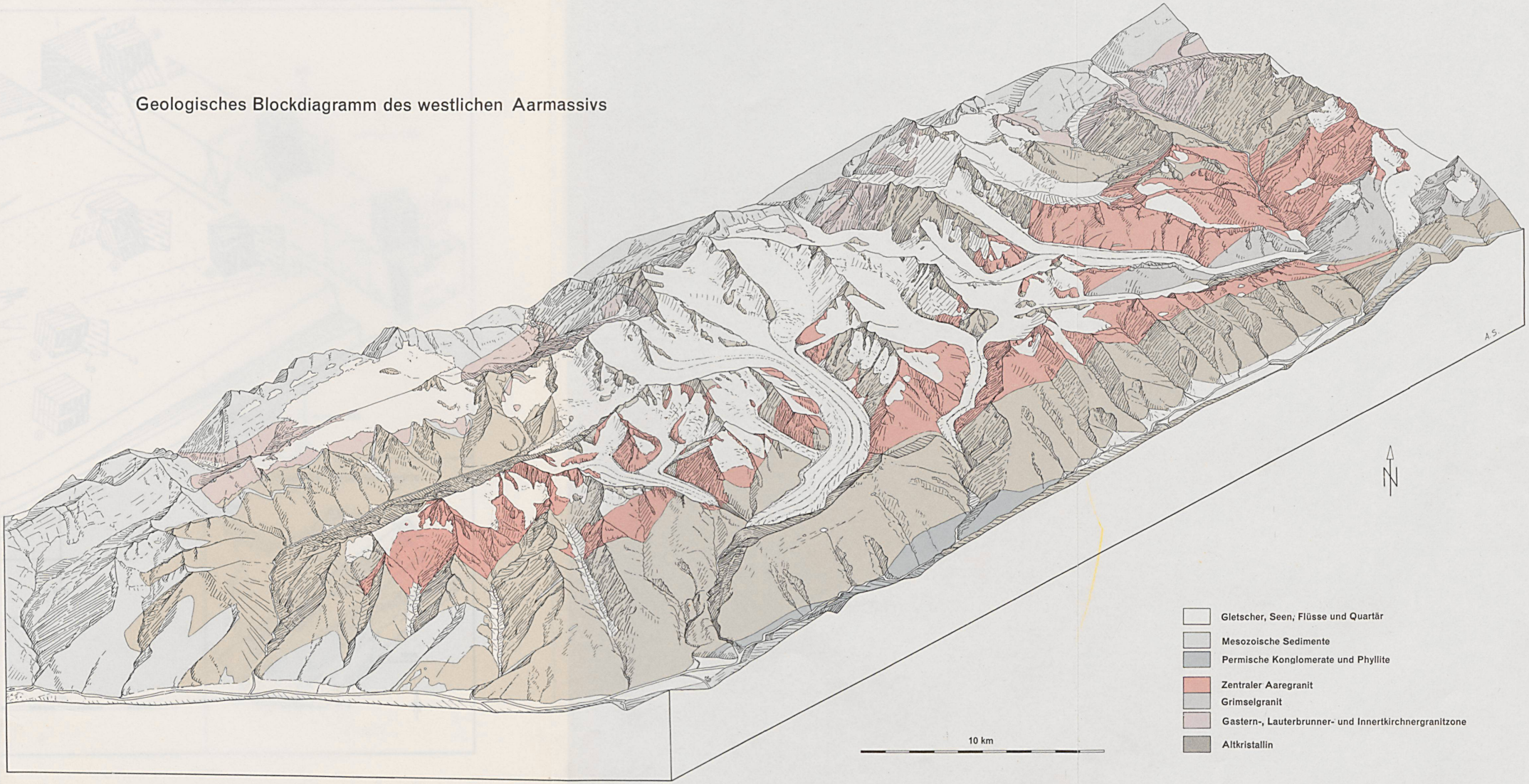
WÜTHRICH, H. (1963), *Rb-Sr-Altesbestimmungen an Gesteinen aus dem Aarmassiv.* Eclogae geol. Helv. *56*, 103–112.

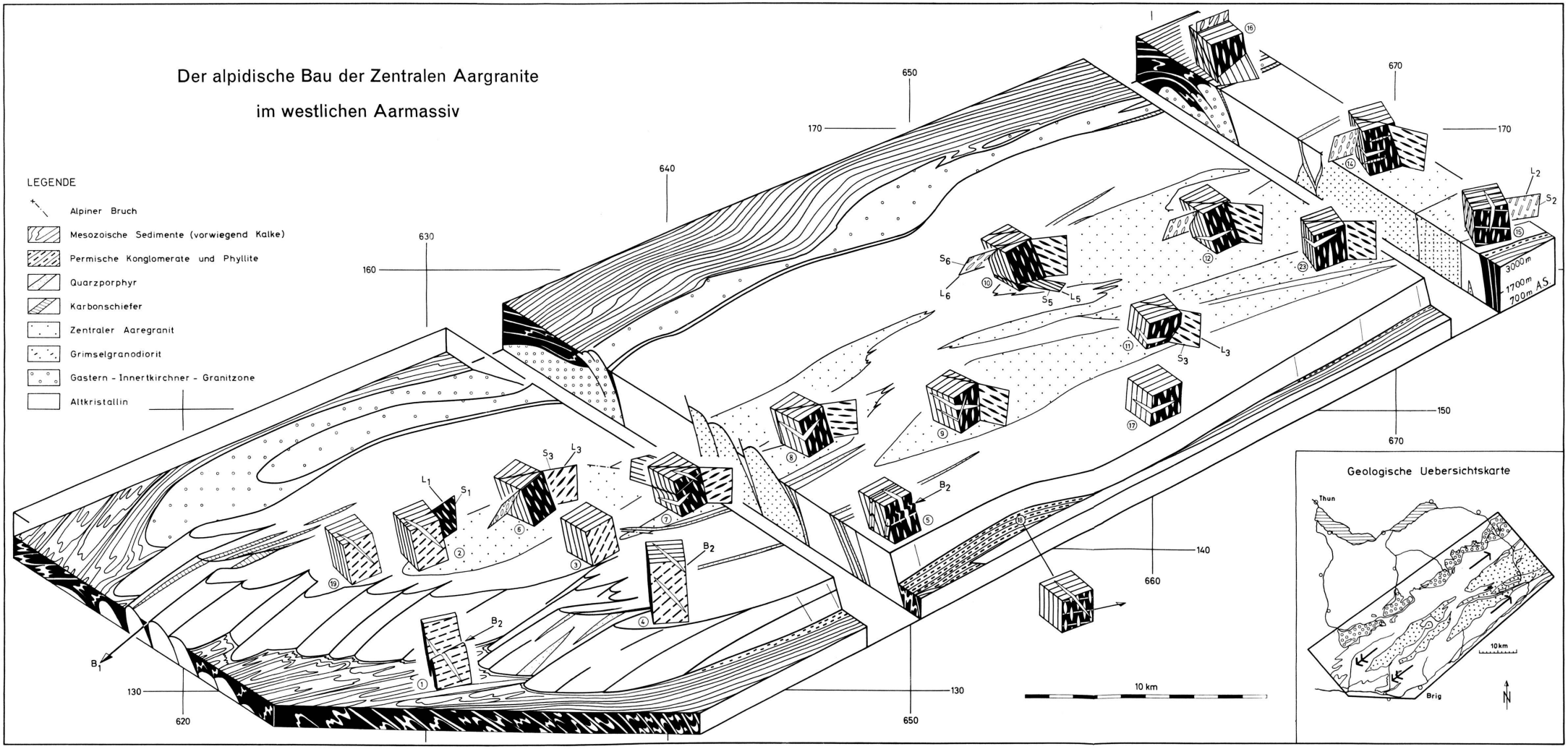
– (1965), *Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv.* Schweiz. miner. petrogr. Mitt. *45*, 875–972.

WYSS, R. (1932), *Petrographisch-geologische Untersuchung westlich der Grimsel im Finsteraarhorn-Lauteraarhorngebiet.* Mitt. Bern. natf. Ges.

Manuskript eingegangen am 7. Dezember 1967.

Geologisches Blockdiagramm des westlichen Aarmassivs




Der alpidische Bau der Zentralen Aargranite
im westlichen Aarmassiv
LEGENDE
Alpiner Bruch
Mesozoische Sedimente (vorwiegend Kalke)
Permische Konglomerate und Phyllite
Quarzporphyr
Karbonschiefer
Zentraler Aaregranit
Grimselgranodiorit
Gastern - Innertkirchner - Granitzone
Altkristallin
3000m
1700m
700m A.S.
10 km
Geologische Uebersichtskarte
Thun
Brig
10km
N