Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 52 (1959)

Heft: 2

Artikel: Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen

Autor: Jäckli, Heinrich

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-162586

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: 13.12.2025

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

Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen

Von **Heinrich Jäckli**, Zürich

Mit 4 Textfiguren

Die Alpen entstanden nicht in einer Nacht. Abzuklären, wann und wo die Orogenese einsetzte, wann sie aufhörte, welche tektonischen Elemente früh, welche spät entstanden, wie sie sich gegenseitig beeinflussten, wie sie später wieder reaktiviert wurden, ist eine der spannendsten Aufgaben der Alpengeologie.

Eine erste Gruppe von Methoden zu deren Lösung basiert auf paläogeographischen Überlegungen: Die erste Bildung von Geosynklinaltrögen, ihre Veränderung, ihr Wandern, das Erscheinen von Inselkränzen und entlang deren Küstensäumen von grobklastischen Litoralsedimenten, der Übergang von feindetritischen Geosynklinalbildungen vom Typus Bündnerschiefer s. l. zum gröberdetritischen vom Typus Flysch, das alles kann zur tektonischen Entwicklungsgeschichte des jungen Orogens herangezogen werden und wurde es auch in ebenso konsequenter wie grosszügiger Weise von R. Staub schon vor mehr als 40 Jahren im Werk «Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen» (1917). Darin konnte er auf Grund vieler Beispiele u. A. die Regel nachweisen, dass Deckenstirnen von relativ geantiklinaler Facies mit Schichtlücken und detritischen Einschaltungen, die Deckenrücken dagegen von mehr bathyaler Facies sind und eher monotone, dafür lückenlosere Sedimentfolgen aufweisen.

Eine weitere Methode stützt sich auf die Vorlandsedimentation. Ragte das alpine Gebirge nämlich bereits aus dem Meere heraus und verlagerte sich dabei die orogene Sedimentation vom Alpeninnern auf die randlichen Vortiefen des werdenden Gebirges, so sind es die klastischen Sedimente vom Typus Molasse, die in ihrer Geröllzusammensetzung, Geröllgrösse und Lage der Schüttungszentren wichtigste Rückschlüsse auf die tektonischen Vorgänge in ihrem Herkunftsgebiet, dem inneralpinen Raum, zu ziehen erlauben. In «Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie» gab R. Staub 1934 eine Darstellung dieser Zusammenhänge, die auch heute noch zu den umfassendsten paläomorphologischen Monographien des Tertiärs für das alpine Gebiet gehört.

Wie weit lassen sich aber heute im Felde erkennbare tektonische Strukturelemente zeitlich einordnen, zueinander und zum Deckenbau einerseits, zu den Oberflächenformen anderseits in räumliche und zeitliche Beziehung bringen?

Am Beispiel des Gebietes zwischen Chur und dem Schams soll im folgenden versucht werden, auf einige dieser Probleme kurz einzugehen. Im Osten eingerahmt von der Überschiebung des Ostalpins, im Süden noch einzelne mittel- und hochpenninische Elemente der Schamser-Decken umfassend, besteht dieses Gebiet im übrigen aus Bündnerschiefer und penninischem Flysch, jenen tektonisch vorwiegend inkompetenten Sedimenten geosynklinaler Facies, wie sie für die inneralpinen Sedimentträge typisch sind.

Wodurch sind diese Serien charakterisiert? Die Bündnerschiefer sind gekennzeichnet durch ihre grosse Mächtigkeit, durch eine endlose Wechsellagerung zwischen kalkreichen und tonreichen Lagen, beide mit wechselndem Sandgehalt, durch das fast völlige Fehlen reiner, sandfreier Kalke (der sog. Safierkalk [R. STAUB 1937] bildet eine löbliche Ausnahme), durch den Mangel an grobdetritischen Komponenten, durch eine ziemlich einheitliche Metamorphose, welche in diesem Gebiet Graubündens noch eine rein epizonale Facies zeigt, und durch eine in ihrer Intensität höchst wechselvolle Verfältelung, die in gewissen Zonen an Komplexheit ihresgleichen sucht, andernorts in lithologisch durchaus analog ausgebildeten Schichten wieder fast fehlen kann.

Etwas modifiziert sind die Verhältnisse im Flysch: Die Mächtigkeit ist geringer – beim Flysch der Aduladecke beträgt sie noch rund 200–300 m –, die grobdetritischen Komponenten sind zwar nicht gerade häufig, finden sich aber in vielen verschiedenen Horizonten, und ein grobes Basiskonglomerat, als «Hauptkonglomerat» bezeichnet, bildet die Basis des Adulaflysches und lässt sich zusammenhängend über rund 30 km Länge verfolgen. Gemeinsam mit den Bündnerschiefern zeigt aber auch der Flysch die feinschichtigen Wechsellagerungen, den obligatorischen Sandgehalt der Kalke und die intensive Verfältelung der leicht deformierbaren Schichten, welche die Hauptmasse bilden; steifere Blöcke finden sich nur in den Flyschsandsteinen vom Typus Ruchberg, wie sie beispielsweise am Gipfel des Piz Danis mit seiner ruhigen Bankung zu erkennen sind.

Vom kleintektonischen Element im Handstück zum grosstektonischen in der Decke vorrückend, sollen nun im folgenden einige Beobachtungen mitgeteilt werden, welche gewisse tektonische Eigenheiten dieser penninischen Sedimentgebiete kennzeichnen.

1. FÄLTELUNG UND KLUFTFÜLLUNGEN IM KLEINBEREICH

Es ist altbekannt, dass die Radien der Fältelungen mit zunehmendem Tongehalt des Gestienes kleiner werden, dass sie also weitgehend eine Funktion der lithologischen Ausbildung des betreffenden Schichtchens sind. Demzufolge sind verfältelte Aufschlüsse voller disharmonischer Faltungserscheinungen, indem kalkreiche Bänkchen von grösserer Mächtigkeit starrer und grossradiger verfaltet wurden als beispielsweise die sie begleitenden Tonphyllite.

Die meisten Fältelungen gehören zweifellos zu relativ frühen Strukturelementen und bildeten sich in ihren ersten Anlagen vielleicht schon im noch nicht oder erst schwach konsolidierten Sediment. Zudem werden sie von Kluft- und Verwerfungssystemen begleitet und gequert, die jünger sein müssen als sie.

Stärker verfältelte Partien sind voller Kluftfüllungen, die bald als linsige Quarzadern bis Quarzaugen, meist begleitet von Kalzit, bald als grosse, wirr begrenzte Sekretionen von beträchtlichem Ausmass im dunkelm Schiefer liegen. Am Rande solcher grösseren Quarzkluftfüllungen erkennt man aber nicht selten, wie die angrenzenden Schieferpartien, besonders Tonphyllite, sich der Form der Kluftfüllung stark anpassen, so dass die letzte Überprägung ihrer Struktur etwas jünger sein muss als die betreffende Kluftfüllung.

Noch jünger sind querschlägige Kluftfüllungen, in denen meist der Kalzit über den Quarz dominiert, die zudem nicht nur das Muttergestein, sondern sehr deutlich auch die darin vorhandenen eben genannten, mehr oder weniger konkordanten Kluftfüllungen durchsetzen. Die steilstehenden weissen Bänder in den Schieferwänden sind von relativ konstanter Dicke, weniger knotig als die konkordanten Kluftfüllungen, und es scheint, dass sie kaum mehr eine Fältelungsphase erlitten haben.

Dagegen können solche querschlägigen Kluftfüllungen sprunghaft seitliche Verschiebungen längs Schichtflächen aufweisen, die darauf schliessen lassen, dass nach ihrer Bildung noch bescheidene Differentialbewegungen auf ausgewählten Schichtflächen stattgefunden haben.

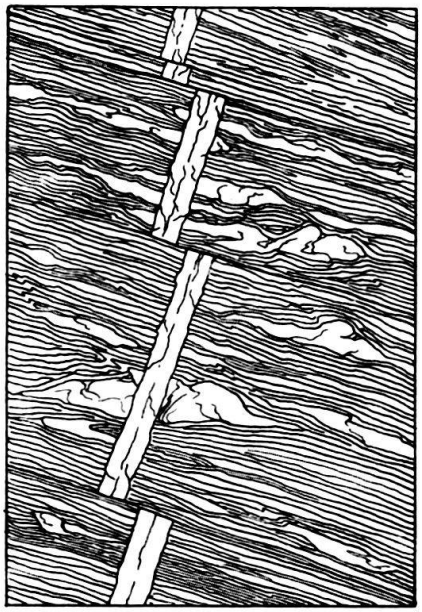


Fig. 1. Kalkschiefer der Via Mala mit konkordanten und querschlägigen Kluftfüllungen, durch spätere Bewegungsphase nochmals verstellt. Maßstab ca. 1:5.

Auf Figur 1 ist eine solche Wandpartie im Kalkschiefer der Via Mala skizziert, aus welcher folgende Phasen zeitlich voneinander unterschieden werden können:

a) Erste Fältelung.

b) Ausscheidung mehr oder weniger konkordanter Kluftfüllungen, vorwiegend aus Quarz.

c) Zweite Fältelung; Verfältelung der unter b) gebildeten linsig-aderigen Quarzschnüre und randliche Anpassung des plastischen Phyllitmaterials an die starren Quarzsekretionen.

d) Aufreissen querschlägiger Klüfte und deren Ausfüllung vorwiegend mit Kalzit neben Quarz. (Noch jünger als diese verheilten sind natürlich die unverheilten, oft noch klaffenden Klüfte, wenigstens in ihren jüngsten Bewegungsphasen, auf die später noch einzugehen sein wird.)

e) Bescheidene seitliche Verschiebungen auf einzelnen Schichtflächen.

Die Achsen der Fältelungen zeigen im Streichen und Fallen im Detail eine oft nicht unbedeutende Streuung, die leicht 20° erreichen kann, im grossen aber doch

ein relativ einheitliches Bild, das mit der Richtung der grossen Falten kompetenter Schichten nicht schlecht übereinstimmt und auf Figur 2 auf einer Karte 1:200 000 dargestellt ist.

Im hinteren Safiental beispielsweise beträgt das Azimut rund 50–60° (im rechtsseitigen Druckstollen zwischen Wanna und Safien-Platz gemessen) und dreht in der nordöstlichen Fortsetzung jener Schichten gegen die Talenge von Rothenbrunnen im nördlichen Domleschg nur wenig auf 60–70° ab. Am Heinzenberg ist das Azimut grösser, meist 80–90°, und kann am Grat, auf Bischolaalp und Tguma, lokal sogar 90° etwas überschreiten.

Das Fallen dieser b-Achsen ist etwas einheitlicher als das Streichen. Die häufigsten Fallwinkel betragen 0–20° nach E, ganz untergeordnet gelegentlich auch nach W. Steile Faltenachsen mit mehr als 30° fehlen, demzufolge auch Schlingenstrukturen mit steiler bis senkrechter b-Achse.

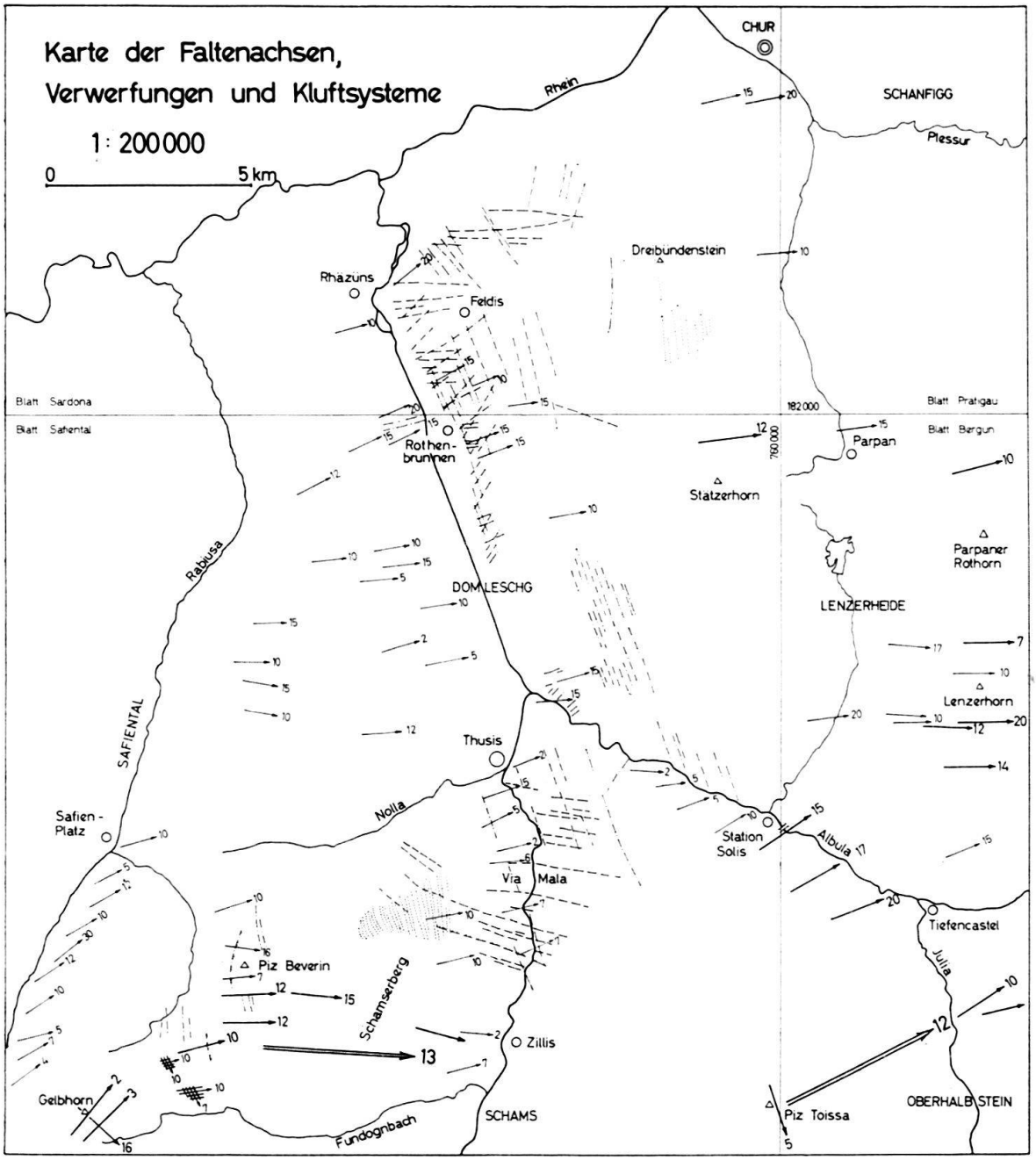
Diese negative Feststellung ist insofern bemerkenswert, als bezüglich Streichen und Fallen der Schichtung eine viel grössere Variationsbreite vorherrscht und beispielsweise vom unteren Safiental über Crest dil Cot zur Talenge von Rothenbrunnen die Schiefer annähernd senkrecht stehen, ebenso etwa die Liaskalke bei den Brücken von Solis. Die Richtungen der b-Achsen der Bündnerschieferfältelung erscheinen damit als ein viel ausgeglicheneres und über grosse Flächen durchhaltenderes Strukturelement als etwa die Schichtung.

Die in eigentümlicher Lage sich befindlichen Trias- und Verrucanovorkommen in der Talsohle des Domleschg, von Nundraus (NLK Undrau) südlich Rhäzüns, Pardisla westlich Paspels und Tomba westlich Rodels, die wiederholt als anstehend betrachtet wurden, sei es als penninische deckentrennende Trias, sei es als helvetische Wurzelrelikte, wirken sich in keiner Weise in Strukturabweichungen in den Bündnerschiefern der benachbarten Talflanken aus, ein Argument mehr, das für deren Bergsturznatur spricht.

2. ELONGATION UND ABPLATTUNG VON KONGLOMERATKOMPONENTEN

An verschiedenen Aufschlüssen des «Hauptkonglomerates», dem Basalkonglomerat des Flysches der Aduladecke, wurde geprüft, ob an den Konglomeratkomponenten, welche Grössen von einigen Zentimetern bis einigen Dezimetern aufweisen können, eine Elongationsrichtung im Sinne einer durch die mechanische Metamorphose bedingten Streckung zu erkennen sei. Überraschenderweise war das meist nicht der Fall; die Gerölle, oft nur mässig gerundet, zeigen in der Regel keine bevorzugte Richtung ihrer längsten Achsen, obschon sie durchaus nicht immer sehr isometrisch geformt sind. Einzelne Komponenten bestehen aus Breccien etwa vom Typus Tristelbreccien und scheinen fast unmetamorph zu sein, während das Bindemittel zwischen den Komponenten eine ganz deutliche Verschieferung aufweist.

Im Schnitt senkrecht zur Schichtfläche sind dagegen die Komponenten stark plattgedrückt und erscheinen gelegentlich am Rande linsig ausgezogen. Wo die heutige Oberfläche die Schichtfläche sehr spitzwinklig schneidet, kommt diese



12 Deckensynklinalen mit axialem Einfallen

10 b - Achsen in kompetenten Schichten mit Achsenfallen

5 b - Achsen der Schieferfaltelung

Faltenvergitterung im Liaskalk der Gelbhorn - Decke

Verwerfungen des Systems 4

Uebrige Verwerfungen und Kluftsysteme

atektonische Auflockerungsstrukturen auf tektonisch vorgezeichneten Richtungen

Fig. 2. Faltenachsen, Verwerfungen und Kluftsysteme, 1:200 000. (im ostalpinen Gebiet unter Verwendung der Aufnahmen von R. Brauchli, J. Cadisch, Fr. Frei, W. Leupold & E. Ott).

Abplattung ebenfalls zum Ausdruck und vermag dann eine Elongation vorzutäuschen, die aber von der Intersektionsrichtung abhängig ist und deshalb bald parallel, bald quer zum Schichtstreichen, je nach der Schnittrichtung, orientiert sein kann.

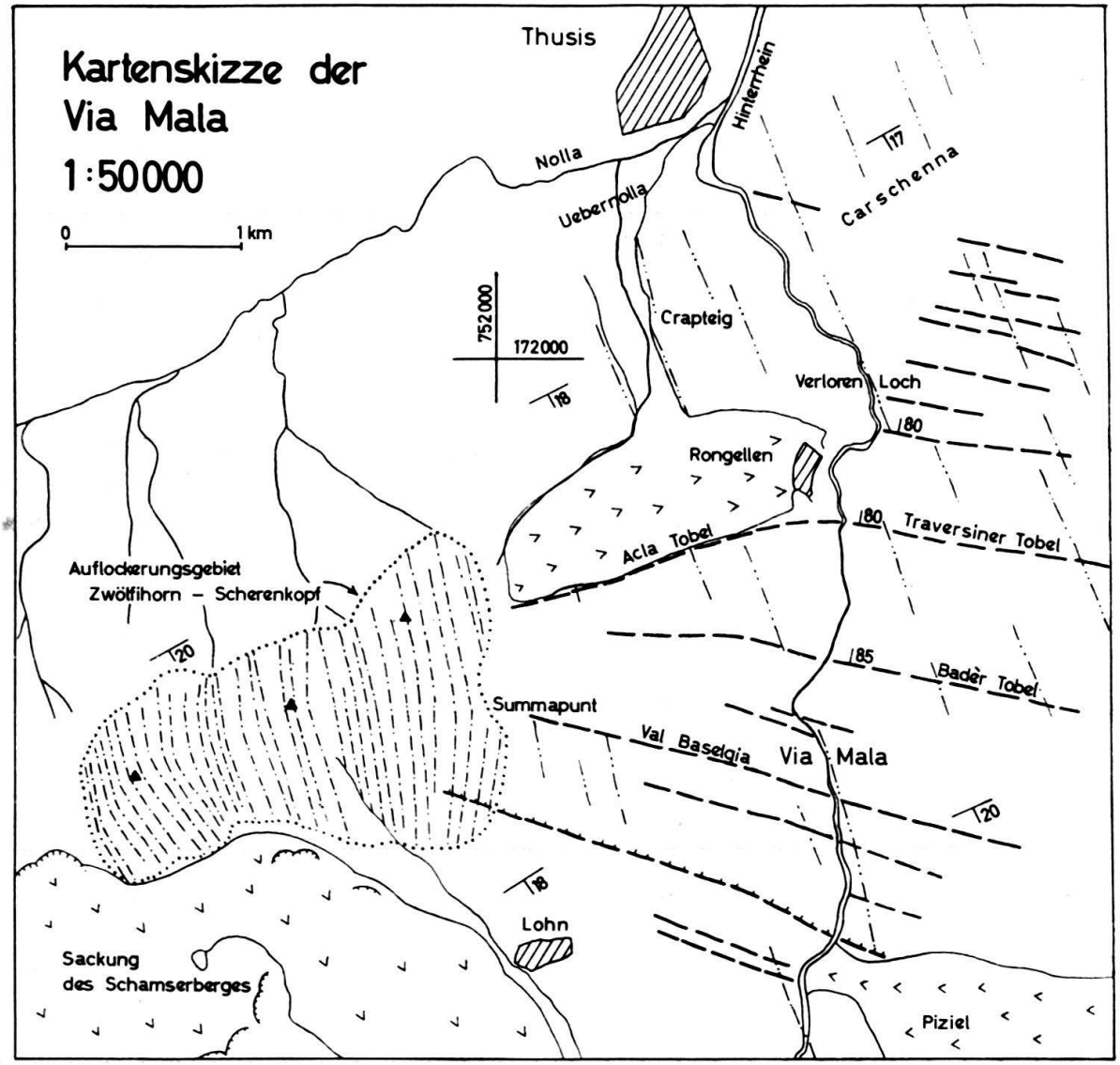


Fig. 3. Verwerfungen und Kluftsysteme im Gebiet der Via Mala, mit Auflockerungsgebiet Zwölfihorn–Scherenkopf, 1:50 000.

3. VERWERFUNGEN UND KLUFTSYSTEME, RUSCHELZONEN

Tonreiche und starke Wechsellagerungen aufweisende Schichtpakete vermögen auf mechanische Beanspruchungen plastischer zu reagieren als andere; in den Bündnerschiefern sind deshalb viel weniger ausgeprägte bruchtektonische Erscheinungen zu erwarten als etwa in massigen Kalken.

Wo sich Verwerfungen als Schwächezonen und junge, noch unverheilte Klüftung als Absonderungsflächen morphologisch auswirken, zeigt es sich, dass deutlich einige Systeme unter sich paralleler Verwerfungs- und Absonderungsflächen

auftreten, die sich über grössere Räume verfolgen lassen. Im Gebiet der Via Mala und des Domleschg lassen sich unschwer fünf Systeme erkennen, die im folgenden, geordnet nach ihrem Azimut, nicht nach ihrem Alter, erwähnt seien:

System 1: Azimut N 20–40° E. Am rechten Talhang des nördlichen Domleschg und bei Feldis deutlich ausgeprägt.

System 2: Azimut N 50–60° E. Häufig mit dem System 1 spitzwinklig geschnitten, im Domleschg von Rodels bis Feldis am Hangfuss tiefe, geradlinige Depressionen bildend.

System 3: Azimut N 85–95° E. Nur im Gebiet von Feldis häufiger anzutreffen, sonst untergeordnet.

Wie auf Figur 2 zu erkennen ist, konzentrieren sich die Bruchlinien dieser drei Systeme auf das Gebiet des mittleren und nördlichen Domleschg, während sie weiter im Süden, im Schyn und der Via Mala, weitgehend zu fehlen scheinen.

System 4: Azimut N 100–120° E. Verwerfungen dieses Systems bewirkten offenbar eine starke Verruschelung und Schwächung des Gesteins, so dass sich in der Via Mala eine ganze Anzahl von Quertobeln bildete (siehe Figuren 2 und 3), unter ihnen das Traversiner- und Badèrtobel rechts, das Aclatobel und Baselgiatobel links des Hinterrheins. In der nördlichen Via Mala, zwischen Rongellen und Thusis, fallen diese Verwerfungsflächen steil nach Nord, im südlichen Teil stehen sie annähernd senkrecht.

System 5: Azimut N 155–165° E. Weit verbreitetes Kluftsystem, das in der Via Mala, im Schyn und insbesondere im ganzen Domleschg zur Absonderung auf glatten, steilstehenden Felswänden führt. Als wahrscheinlich jüngstes Kluftsystem haben diese Flächen die Tendenz, sich zu den bereits vorhandenen Strukturen möglichst senkrecht zu stellen. Im Domleschg ist diese Klüftung talparallel, und auch in der Via Mala gehören beispielsweise die Wände der alten interglazialen Rheinschlucht westlich des Crapteig zu diesem System, ebenso die imposante östliche Schluchtwand oberhalb der zweiten Brücke in der innern Via Mala, von welcher Schluchtstrecke Nicolin Sererhard (1742) anschaulich schreibt: «Dieses enge Tal hat auf beiden Seiten ganz gäche Wolken hoche Felsen neben sich, under sich fliesst der Hinterrhein durch eine ungeheure tiefe Kluft hinunter gegen Thusis, da die Felsen an theils Orten zusammen ragen, und beynache an einander stossen, dz man nichts vom Rhein sehen mag...».

Leider sind an der Oberfläche Schnittlinien verschiedener Bruchsysteme so selten gut aufgeschlossen, dass es nicht leicht fällt, unzweifelhafte Altersbeziehungen unter den einzelnen Systemen nachzuweisen. Sicher sind alle Systeme jünger als die Fältelung, denn letztere wird von den Bruchflächen zerschnitten. Die südlichsten Verwerfungen des Systems 4 zeigen westlich der Via Mala, am Isoklinal-Hang nördlich Lohn, in morphologischer Beziehung eine Höherstellung der Südscholle gegenüber der Nordscholle, die dem Hanggefälle entgegengesetzt gerichtet ist und wohl verwischt wäre, wenn nicht noch spät, wahrscheinlich spätwürmeiszeitlich, Bewegungen in dieser Richtung stattgefunden hätten. Das sagt aber gar nichts über Bewegungsrichtung und Bewegungsausmass in früheren Phasen, ist doch anzunehmen, dass präexistierende Verwerfungen als Schwächezonen der obersten Erdkruste immer wieder aufs neue reaktiviert wurden, wenn sich

Spannungen einstellten, wie beispielsweise bei der Belastung durch Gletschereis oder der Entlastung bei dessen Abschmelzen.

4. ATEKTONISCHE BEWEGUNGEN LÄNGS TEKTONISCHEN STRUKTUREN

Wäre die Felsunterlage ein homogener, mechanisch isotroper Stoff, dann müssten sich bei Sackungen oder Rutschungen auch im Fels muschelförmige, gewölbte Abrisse und Gleitflächen bilden, ähnlich wie das in ungeschichtetem Moränenlehm gelegentlich der Fall ist. In den grossen Sackungs- und Rutschgebieten etwa des Heinzenberges oder des Schamserberges, wo Schiefer in Bewegung sind, sind aber Gleitmasse wie Unterlage natürlich höchst anisotrop. Schichtflächen ermöglichen Differentialbewegungen und liefern die wichtigsten Gleitflächen; die Abrissränder, an denen durch Zug die Schichten zerrissen werden, weisen meist bevorzugte Richtungen parallel zu Kluftsystemen auf.

Ausnahmsweise stellen sich aber auch Auflockerungen, Kippungen und Absonderungen nicht auf der Schichtfläche, sondern mit Differentialbewegungen längs engen Scharen von Kluftflächen ein. Ein solcher Fall liegt im flachen Alpgebiet südlich des Dreibündensteins vor, wo klaffende Abrißspalten und geradlinig verlaufende Abrisse ziemlich parallel streichen und unserem Kluftsystem 5 angehören dürften (siehe Figur 2).

Ein noch imposanteres Beispiel findet sich am Ausläufer des Nordnordostgrates des Piz Beverin (siehe Figur 3): Westlich über der Via Mala, zwischen der Maiensässe Summapunt und der Zwölfihornlücke, das Zwölfihorn, den Rappentobelkopf und den Scherenkopf umfassend, ist ein rund 3 km² grosses Gebiet von mehr als 30 steilstehenden Absonderungsflächen unseres Systems 5 zerhackt, die alle fast parallel streichen und im Fallen steil fächerförmig nach unten konvergieren. Es handelt sich um eine ihrem Alter nach wohl mittelpleistozäne Auflockerung ähnlich einem Hakenwurf, wobei aber die Schichtung überhaupt nicht in Erscheinung tritt, sondern alle Differentialbewegungen auf engscharigen Kluftflächen desselben Systems stattfanden.

5. FALTENACHSEN

Grossradige Faltenstrukturen werden in den Bündnerschiefer- und Flyschgebieten von der Kleinfältelung weitgehend überdeckt. In den Schamserdecken dagegen sind grosse Falten gut zu erkennen und zu verfolgen, besonders in der Trias–Lias-Serie der Gelbhorndecke, die zudem ein scharfes Faltenscharnier in ihrer Stirnumbiegung aufweist. Im nördlichen Westschams streichen am Gelbhorn über dem Safiental die Falten noch konsequent nach NE, biegen dann ohne scharfen Knick am Piz Tuff, Piz Tarantschun und Runal und an der Südflanke des Piz Beverin in ein reines W–E-Streichen um und erreichen weiter gegen Osten, wo bei der alten Kirche Mathon die von Liaskalken umhüllte Stirnumbiegung im Triasdolomit in die Luft ausstreicht, sogar ein Azimut von 105°. Das Streichen der b-Achsen in der Gelbhorndecke beschreibt somit einen nach NNW konvexen Viertelskreis, dessen Zentrum im östlichsten Teil der Splügener Kalkberge, etwa beim sympathischen Dörfchen Sufers, gelegen ist.

Von der Alp Tumpriv gegen Osten Richtung Donath streicht eine grossradige Synklinalstruktur, die sich im Adulaflysch, in der Bruschghornschuppe und der Gelbhorndecke konform zu erkennen gibt und die im Schamserberg eine wichtige Hauptstruktur repräsentiert; wir nennen sie Schamserberg-Synklinale. Sie streicht ungefähr W–E und fällt mit 13° gegen E.

In der Albulaschlucht von Solis bis Tiefencastel finden sich abermals kompetente Liaskalke und Triasdolomite, deren Faltenachsen im Westen, bei den Brükken von Solis, ein Azimut von N 60° E zeigen, die aber gegen E Richtung Tiefencastel immer mehr in die W–E-Richtung umdrehen. Somit auch hier wieder ein ähnliches Bild wie im nördlichen Westschams: Die Faltenrichtung derselben Schichten derselben Decke bleibt nicht konstant, sondern zeigt girlandenähnlich geformte Bögen, deren konvexe Aussenseite gegen NNW gerichtet ist.

Südlich Tiefencastel erscheint die erste ostalpine Synklinalstruktur, die markante Deckenmulde mit dem Hauptdolomit des Piz Toissa als Klippe, ENE davon die Halbklippe des Motta Vallac, die am Crap Ses in die Suraver-Deckenmulde (E. Ott 1925) überleitet. Ähnlich wie die Falten in der Albulaschlucht zwischen Solis und Tiefencastel streicht auch diese Großstruktur mit einem Azimut von rund 65° nach ENE.

Nördlich von Tiefencastel (R. Brauchli 1921, J. Cadisch 1921) weisen die Faltenachsen in den verschiedenen ostalpinen Elementen am Lenzerhorn, am Parpaner Rothorn und Parpaner Weisshorn ziemlich konsequent nach E; ihr Azimut schwankt zwischen 85 und 90°. Auch diese Falten gehören tektonisch verschiedenen Decken an, ohne dass sich für verschiedene tektonische Stockwerke verschiedenes Faltenstreichen zu erkennen gäbe. Diese Erscheinung wird noch unterstrichen durch die Tatsache, dass auch die Fältelungen in den liegenden Flyschschiefern und Bündnerschiefern s. l. mit ihren b-Achsen weitgehend mit den genannten grossradigen Strukturen übereinstimmen, obschon als Strukturelement die Schieferfältelungen eine sehr viel kleinere Grössenordnung repräsentieren. H. P. Cornelius (1950) beschreibt aus dem Gebiet der Err–Julier-Gruppe die Erscheinung, dass im Unterostalpin alle Falten E bis ENE streichen, während im Hangenden der Errdecke ein durch die Silvrettadecke bedingtes Umbiegen nach NE bis NNE zu erkennen ist; verschiedene Deckenstockwerke derselben Region zeigen dort verschiedenes Faltenstreichen. In unserem Untersuchungsgebiet scheint mir das Gegenteil der Fall zu sein: Verschiedene Deckenstockwerke derselben Region zeigen auffallend konformes Faltenstreichen und auch konforme Verbiegungen der b-Achsen, wogegen aber von Region zu Region nennenswerte Unterschiede zu erkennen sind, und zwar in allen dort beteiligten Decken jeweils in gleichem Sinne.

6. QUERFALTEN UND FALTENVERGITTERUNGEN

Querfalten, deren Achsen mehr oder weniger rechtwinklig zum übrigen Faltenstreichen verlaufen, sind selten. Am Gelbhorn sind sehr lokal solche Strukturen zu erkennen; die bekannte Falte des Piz Toissa im Hauptdolomit der Eladecke mit einem Azimut von N 160 E gehört auch dazu. In beiden Fällen fällt die Achse gegen SSE, und zwar eher flacher als die Achsen in der Hauptrichtung.

Auf der Alp Anarosa im Westschams, südlich von Piz Tuff und Piz Tarantschun, kommt es zwischen den beiden Faltenstrukturen, der Hauptstruktur mit einem

Azimut N 80 E und der genannten Querstruktur mit einem Azimut N 150° E, zu einer höchst auffälligen Faltenvergitterung: Der Liaskalk der Gelbhorndecke ist flächenhaft von einer grossen Zahl von Faltenbeulen bedeckt.

Die Tatsache, dass Querfalten dermassen selten auftreten und die Hauptfaltenrichtung so stark dominiert, lässt keinen Zweifel darüber offen, dass die Deckenbewegung im grossen ganzen von S nach N vor sich ging und dass ein nennenswerter Querschub von E nach W, wie er früher häufiger als jetzt von Ostalpengeologen postuliert wurde, durch die Faltenstruktur in diesem Gebiet nicht belegt ist.

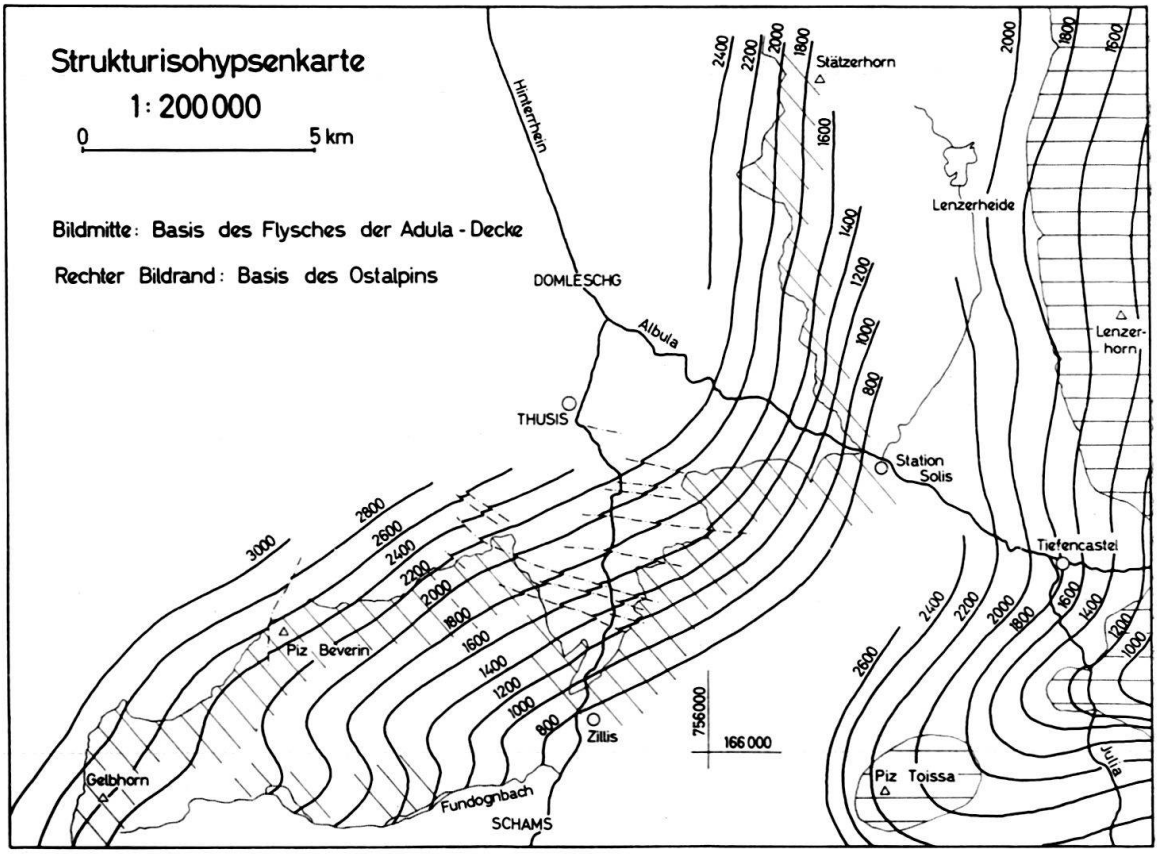


Fig. 4. Strukturisohypsenkarte der Flyschbasis der Adula-Decke und der Basis des Ostalpins, letztere unter Verwendung der Aufnahmen von R. Brauchli, J. Cadisch, Fr. Frei, W. Leupold & E. Ott. 1:200 000.

7. DECKENÜBERSCHIEBUNGEN

Auf Figur 4 wurde für zwei wichtige Grenzflächen, nämlich die Basis des Flysches der Aduladecke, gekennzeichnet durch das Hauptkonglomerat, und die Überschiebungsfläche des Ostalpins auf penninischem Flysch, das Isohypsenbild konstruiert. Das Kurvenbild zeigt, wie die Flyschbasis zwischen Via Mala und Albulatal deutlich nach SE ausbuchtet, was zur Folge hat, dass Hinterrhein und Albula die schrägstehenden Schichtflächen sehr stumpfwinklig bis fast quer zum Streichen kreuzen. Diesem Umstande ist es weitgehend zuzuschreiben, dass sich die beiden Schluchten, die Via Mala und der Schyn, trotz der relativ leichten Verwitterbarkeit des Gesteins als steilwandige Kerben zu halten vermochten; weiter im Norden, am Heinzenberg und auf der Lenzerheide, führte die dort annähernd hangparallele

Lagerung derselben Schichten zwangsläufig zu sehr ausgedehnten Schieferrutschungen.

Im übrigen zeigt die Basisfläche des Adulaflysches nur unbedeutende Störungen, welche wohl jünger sind als die bescheidene Überschiebungsbewegung, die auf dieser Diskontinuitätsfläche immerhin stattgefunden haben muss. Dazu gehört beispielsweise die Synklinale des Schamserberges, die auch von den höheren Elementen ziemlich konform abgebildet wird, und selbstverständlich alle Verwerfungen wie jene, die beispielsweise in der Piz-Beverin-Westwand die Flyschbasisfläche vertikal um rund 30 m verstellt, wobei der Westflügel relativ nach oben verschoben ist.

Die bescheidenen Verbiegungen der Überschiebungsfläche streichen sowohl an der Flyschbasis als auch an der Basis des Ostalpins W–E bis WSW–ENE, was auf eine verfaltende Kraft aus S bis SSE schliessen lässt; Anzeichen eines Ost–West-Schubes oder einer Randflexur an der Basis des Ostalpins sind auf Grund unserer Strukturisohypsenkarte nicht zu erkennen.

Dagegen kommt selbstverständlich in beiden dargestellten Flächen das generelle Axialgefälle nach E deutlich zum Ausdruck, das beispielsweise in der Schynschlucht 22° beträgt; am ostalpinen Deckenrand östlich über der Lenzerheide reduziert es sich allerdings auf die Hälfte.

Die zeitliche Datierung der axialen Schrägstellung ist nur mittels Strukturstudien schwer zu fixieren, da es sich bei ihr um grossradige Verstellungen der Kruste handelt, denen zusätzliche, datierbare Strukturstörungen schwer zuzuordnen sind. Sicher ist das starke Achsengefälle jünger als die eigentlichen Deckenüberschiebungen, denn mechanisch wären Überschiebungsbewegungen fast in der Hauptgeraden so stark schief gestellter Flächen nicht denkbar. Anderseits nehmen die Verwerfungs- und Kluftsysteme auf das Achsengefälle keine Rücksicht, scheinen somit ihrerseits wieder jünger zu sein als die axialen Verstellungen.

8. ZEITLICHE ABFOLGE

Wenn wir im folgenden der Versuchung nicht widerstehen können, verschiedene strukturbildende Vorgänge in eine zeitliche Reihenfolge einzuordnen, so geschieht das nur mit folgendem ausdrücklichem Vorbehalt: Viele dieser Prozesse waren nicht einmalig, sondern wiederholten sich, oft an derselben Stelle, oft auch an neuen Orten, meist in demselben geometrischen Sinne, gelegentlich aber auch in umgekehrtem, ältere Bewegungsrichtungen aufhebendem Sinne. Feldbeobachtungen lassen in solchen Fällen üblicherweise nur die jüngste von verschiedenen Bewegungsphasen erkennen, und es ist deshalb durchaus möglich, dass ältere zwar vorhanden waren, aber nicht mehr datierbar und in ihrem Bewegungssinne nicht mehr rekonstruierbar sind.

Die Sukzession der Vorgänge ist die folgende:

1. *Frühphase der Fältelung der Schiefer*, damit verbunden durchgehende, ziemlich einheitliche Epimetamorphose. Überraschenderweise sind Breccien- und Konglomeratkomponenten davon weitgehend ausgenommen, indem sich in grobklastischen Gesteinen die Durchbewegung weitgehend auf das Bindemittel be-

schränkt. Die älteste, ursprünglichste Richtung jener b-Achsen ist heute kaum mehr zu rekonstruieren.

2. *Deckenüberschiebungen* auf mehr oder weniger ebenen Gleitflächen. Diese Überschiebungsbewegungen sind für verschiedene Decken nicht synchron, und es war gerade R. STAUB (1924, 1934), der im zentralalpinen Bereich verschiedene Schubphasen unterschied, wobei er den Vorstoss der mittelpenninischen Surettadecke auf Grund der Rückfaltungsphänomene im Avers zu den letzten Schubphasen zählte. In unserem Gebiet wirkt die Gelbhorndecke als ein «enfant terrible» tektonischer Art; sie passt sich schlecht ihrer Umgebung an und scheint sowohl im nördlichen Westschams als auch im Albulatal zwischen Solis und Tiefencastel ein noch relativ junges und schwer zu zügelndes Deckenelement darzustellen.

3. *Spätphase der Fältelung*, wobei sich die Richtung der b-Achsen zwischen älteren Bündnerschiefern und jüngerem, wahrscheinlich oberkretatischem Flysch nicht unterscheiden, ebensowenig oberhalb und unterhalb wichtiger Überschiebungsflächen, wohl aber innerhalb regionaler Bezirke.

4. *Axiale Schrägstellung.* Die Überschiebungsbewegungen müssen wohl weitgehend abgeschlossen gewesen sein, als sich in der Längsachse des Gebirges *Kulminationen* und *Depressionen* ausbildeten, was dazwischen zu starkem einseitigem *Achsengefälle* aller Elemente führen musste.

5. *Bruchtektonische Bewegungen.* Als letzte Verstellungen bildeten sich die mehr oder weniger zu parallelen Systemen angeordneten *Brüche* aller Art. Zweifellos musste es schon viel früher solche gegeben haben, aber sie wurden durch nachfolgende Deformationen wieder überprägt. Nur die jüngsten konnten als ebenflächige, unter sich parallele Brüche bis auf den heutigen Tag erhalten bleiben und sich entsprechend morphologisch zu erkennen geben.

*

In bahnbrechender Weise wurde in unserem östlichen Nachbarlande unter der Führung B. SANDERS (1930 ff.) schon in den dreissiger Jahren die Gefügeanalyse geologischer Körper entwickelt; für kristalline Gebiete der schweizerischen Zentral- und Südalpen hat sich auch bei uns unter E. WENK und jüngeren Petrographen eine neue Forschungsrichtung angebahnt, die auf Grund von Strukturuntersuchungen überraschende Zusammenhänge aufzudecken vermochte. Es ist aber anzunehmen, dass sich solche Methoden durchaus nicht nur im Kristallin, sondern ebensosehr im sedimentären Deckenland anwenden lassen. Das anzuregen und mit bescheidenen Mitteln für einen Abschnitt zu versuchen, war das Ziel dieses Aufsatzes, den ich meinem geschätzten Lehrer, Prof. Dr. RUDOLF STAUB, zu seinem 70. Geburtstag darbringe.

LITERATURVERZEICHNIS

BRAUCHLI, R. (1921): *Geologie der Lenzerhorngruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *49.*Lfg., II. Abt.

BRUNNER, H. (1949): *Die Landschaft von Chur und Umgebung.* Geogr. Helv. *4*, 2.

BUXTORF, A. (1919): *Aus der Talgeschichte der Via Mala.* Heim-Festschrift, Naturf. Ges. Zürich, Jg. *64.*

CADISCH, J. (1921): *Geologie der Weissfluhgruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], 49. Lfg., I. Abt.
– (1944): *Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns GR.* Eclogae geol. Helv. *37.*
– (1950): *Prätigauer Halbfenster und Unterengadiner Fenster, ein Vergleich.* Eclogae geol. Helv. *43.*
– (1953): *Geologie der Schweizeralpen.* Verlag Wepf & Co., Basel.
CLOOS, H. (1948): *Gang und Gehwerk einer Falte.* Z. deutsch. geol. Ges. 100/290.
CORNELIUS, H. P. (1935–1951): *Geologie der Err–Julier-Gruppe.* Beitr. [NF] *70.* Lfg., I.–III. Abt.
ECKHARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen.* Diss. Univ. Zürich.
ESCHER, ED. (1934): *Erzlagerstätten der obern penninischen und der ostalpinen Decken Graubündens* Beitr. Geol. Schweiz, [geotechn. S.] Lfg. 18.
EUGSTER, H. (1923): *Geologie der Ducangruppe.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *49.* Lfg., III. Abt.
FREI, FR. (1925): *Geologie der östlichen Bergünerstöcke.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *49.* Lfg., VI. Abt.
GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *17.*
GLASER, TH. (1926): *Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *49.* Lfg., VII. Abt.
GRÜNENFELDER, M. (1956): *Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung.* Beitr. Geol. Schweiz [geotechn. S.], Lfg. *35.*
HAFNER, S. (1958): *Petrographie des südwestlichen Gotthardmassivs.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *38.*
HALLER, J. (1957): *Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *37.*
HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Beitr. geol. Karte Schweiz, *25.* Lfg.
JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams GR.* Eclogae geol. Helv. *34.*
– (1944): *Zur Geologie der Stätzerhornkette.* Eclogae geol. Helv. *37.*
– (1946): *Paläogeographische Studien im tiefpenninischen Flysch des Domleschg und Schams.* Eclogae geol. Helv. *39.*
– (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix–Rabius GR.* Eclogae geol. Helv. *44.*
– (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften.* Beitr. Geol. Schweiz [geotechn. S.], Lfg. *36.*
KARL, F. (1954): *Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen.* Jb. Geol. Bundesanstalt *97*, H. 1 (Wien).
LEUPOLD, W. (1922): *Der Gebirgsbau des unteren Landwassertales in Mittelbünden.* Jb. Phil. Fak. II Bern *2.*
MÜLLER, R. O. (1958): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *38.*
NABHOLZ, W. (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.* Eclogae geol. Helv. *38.*
– (1954): *Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau–Tamins.* Verh. naturf. Ges. Basel *65*, 1.
NEHER, J. (im Druck): *Geologische Untersuchungen in den Splügener Kalkbergen und ihrer Umgebung.* Diss. Zürich.
OTT, E. (1925): *Geologie der westlichen Bergünerstöcke.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *49.* Lfg., V. Abt.
SANDER, B. (1930): *Gefügekunde der Gesteine* (Springer-Verlag Berlin).
– (1948–1950): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper.* Bd. I und II (Springer-Verlag Wien).
SCHUMACHER, G. (1927): *Geologische Studien im Domleschg.* Jb. Phil. Fak. II Bern.
SERERHARD, N. (1742): *Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreyen Bünden.* Neu bearbeitet von Prof. Dr. O. Vasella. Herausgeg. von W. Kern (Chur 1944).

STAUB, R. (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *46.* Lfg., III. Abt.
– (1924): *Der Bau der Alpen.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *52.* Lfg.
– (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. Schweiz. naturf. Ges. *69,* Abh. 1.
– (1937 u. 1942): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer.* 1. und 2. Teil. Vjschr. naturf. Ges. Zürich *82* u. *87.*
– (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *103.* Lfg.
STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams.* Diss. Univ. Zürich.
TRÜMPY, R. (1955): *Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, Jg. *100.*
– (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine.* Bull. Soc. géol. France [6e série] *7.*
WENK, E. (1943): *Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *23.*
– (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *35,* H. 2.
– (1955): *Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola–Gamedo–P. Porcarescio.* Eclogae geol. Helv. *48.*
– (1956): *Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera.* Eclogae geol. Helv. *49.*
– (1958): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges.* Schweiz. min.-petr. Mitt. *38.*
WILHELM, O. (1933): *Geologie der Landschaft Schams.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *64.* Lfg.
WINKLER-HERMADEN, A. (1957): *Geologisches Kräftespiel und Landformung* (Springer-Verlag Wien)
ZIEGLER, W. (1956): *Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins.* Eclogae geol. Helv. *49.*
ZYNDEL, F. (1912): *Über den Gebirgsbau Mittelbündens.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF], *41.* Lfg.
– (1913): *Kurze Mitteilung über die Bündner-Schiefer-Region des Schams und Avers.* Eclogae geol. Helv. *12.*

GEOLOGISCHE KARTEN

BRAUCHLI, R., & GLASER, TH. (1924): *Geologische Karte von Mittelbünden 1:25 000, Blatt Lenzerhorn,* Sp.-K. Nr. 94C.
CADISCH, J. (1922): *Geologische Karte von Mittelbünden, Blatt Arosa.* Sp.-K. Nr. 94A.
CADISCH, J., & LEUPOLD, W. (1928): *Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, Blatt Davos.* Sp.-K. Nr. 94B.
FREI, FR., & OTT, E. (1926): *Geologische Karte von Mittelbünden 1:25 000, Blatt Piz Michèl.* Sp.-K. Nr. 94E.
HEIM, ALB., ESCHER V. D. LINTH, A., THEOBALD, G., BALZER, A., & FRITSCH, L. V. (1885): *Geologische Karte 1:100 000,* Blatt XIV.
STAUB, R. (1916): *Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250 000.* Sp.-K. Nr. 78.
WILHELM, O. (1929): *Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000.* Sp.-K. Nr. 114.