

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 127	Heft 4	S. 525-549	Wien, Jänner 1985
-----------------	----------------	----------	--------	------------	-------------------

Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutschtunnel-Sondierstollen (Grazer Paläozoikum, Steiermark)

Von FRANZ JOSEF BROSC*)

Mit 9 Abbildungen und 6 Tafeln (davon 1 Beilage)

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 164

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Tektonik
Gefügekunde

Inhalt

Zusammenfassung, Summary	525
1. Einleitung	525
1.1. Geologischer Überblick	525
1.2. Bisheriger Kenntnisstand und Ziel der Arbeit	525
2. Kleintektonische Strukturen	526
2.1. Falten	526
2.1.1. Zum Altersverhältnis der Falten	532
2.2. Schieferigkeit	532
2.3. Lineationen	532
2.4. Klüftgefüge	533
2.5. Verschiebungsflächen (Verwerfer, Störungen)	533
2.6. Verheilte Rupturen	535
2.7. Dehnungs- und Längungsstrukturen	537
3. Schlußbemerkung	537
Literatur	538

Zusammenfassung

Beim Ausbruch des ca. 8 km langen Plabutschtunnel-Sondierstollens wurde in den paläozoischen Gesteinen eine Reihe von tektonischen Strukturen jeglicher Größenordnung aufgenommen. Beschrieben werden kleintektonische Formen wie Verfaltungen, die Klüftung, Störungen, die Schieferigkeit und mikroskopische Strukturen, welche insgesamt das bisherige tektonische Bild eines im wesentlichen nur von Störungen zerlegten Schichtstoßes erweitern.

Summary

The excavation of the Plabutsch pilote tunnel, some 8,5 km in Paleozoic rocks, has shown numerous structural features of a wide range of scale. Here are described mesoscopic folds, the joint system, faults, cleavage and structures of microscopic scale, all together enlarging the knowledge of structural geology in a pile of rocks which until now was thought to be affected mainly by faulting.

1. Einleitung

1.1. Geologischer Überblick

Das Grazer Paläozoikum liegt als oberostalpinen Element dem Mittelostalpin des steirischen Kristallinbogens tektonisch auf; im W, S und E von Graz wird es von mächtigen tertiären Sedimentfolgen überdeckt. In den überwiegend altpaläozoischen Gesteinsserien mit verwickeltem tektonischen Großbau (näheres s. FLÜ-

GEL, 1975 cum lit) werden drei Faziesbereiche unterschieden (welche teilweise als Faziesdecken vorliegen) von denen die sog. Rannach-Fazies weit verbreitet und gut erforscht ist (s. EBNER, FENNINGER & HOLZER, 1980 cum lit).

Am Aufbau des Bergzuges Buchkogel – Plabutsch – Jungfernsprung an der westlichen Grazer Stadtgrenze sind alle Schichtglieder der Rannach-Fazies beteiligt (Abb. 1) doch dominieren die mächtigeren Serien wie Dolomitsandsteinfohle, Barrandeschichten und Kanzelkalke.

1.2. Bisheriger Kenntnisstand und Ziel der Arbeit

Nur wenige geologische Bearbeitungen wurden bislang veröffentlicht, welche den genannten Hügelzug ganz oder teilweise kartierend erfaßten (KUNTSCHNIG, 1937; SCHÄFER, 1937; ZÖTL, 1953; FLÜGEL, 1961; HADITSCH, 1964). Bisher fehlen jedoch Untersuchungen zur Strukturgeologie (wie sie vereinzelt aus der weiteren Umgebung vorliegen), sodaß seit Jahrzehnten der Bau des Arbeitsgebietes als ein von Störungen zerlegtes Mosaik verkippter und versetzter Schollen ohne wesentliche Internektekonik betrachtet wurde. Wie stark die in der Vergangenheit herrschende Ausrichtung auf ausschließlich bruchtektonische Lösungen war, geht aus einem Satz SCHÄFER's (1937) hervor, wonach im Gelände zwar vielfach unterschiedliche Gesteinslagerungen festzustellen, die dazugehörigen Verwerfer aber nicht auffindbar seien.

Eine von EBNER und WEBER (1982) veröffentlichte Karte (nach einer unpublizierten Kartierung FLÜGEL's)

*) Anschrift des Verfassers: Dr. FRANZ JOSEF BROSC, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie der Technischen Universität Graz, Rechbauerstraße 12, A-8010 Graz.

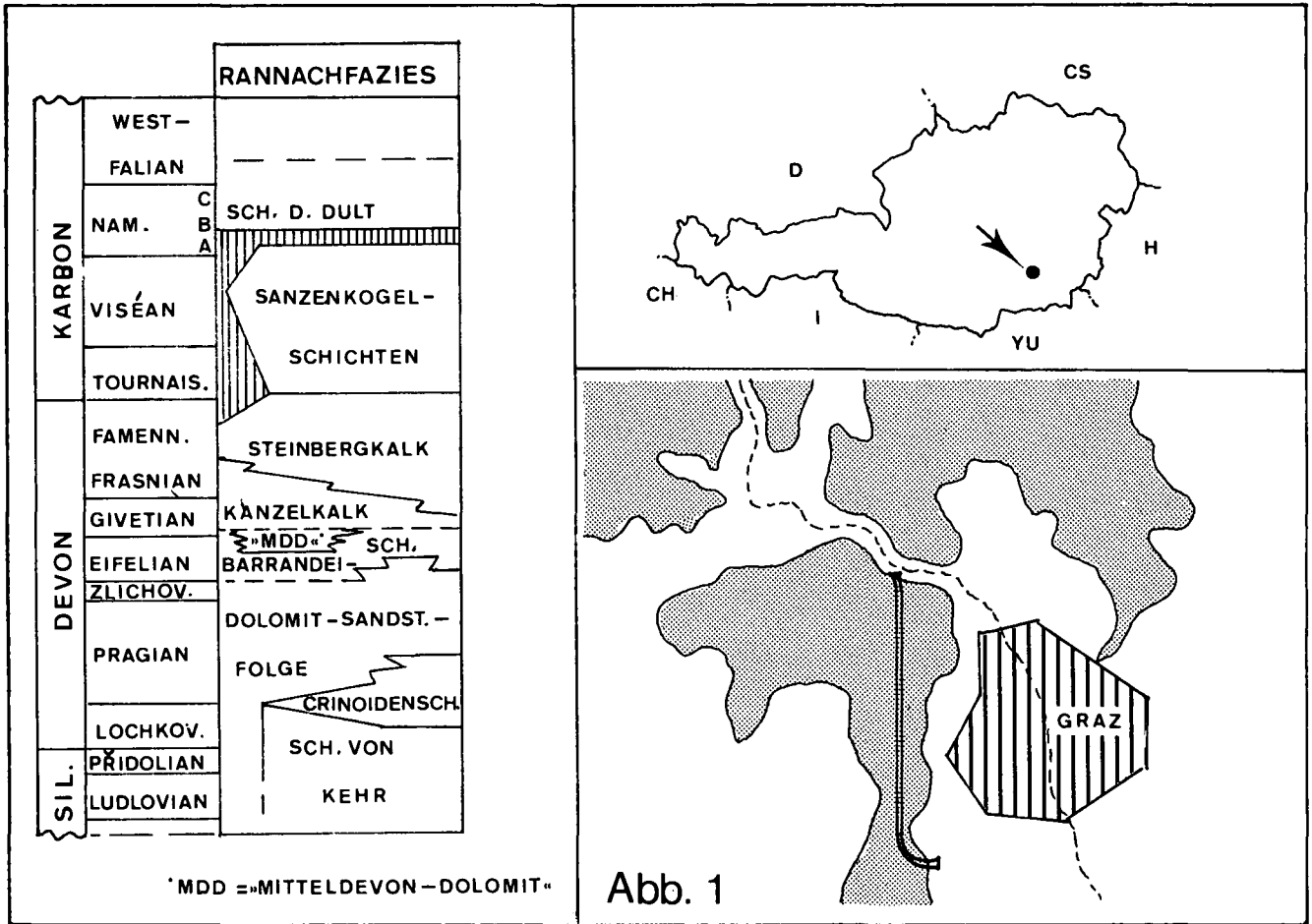


Abb. 1: Ausbisse des Paläozoikums um Graz mit Lage des Plabutschtunnel-Sondierstollens; Schichtfolge der Rannachfazies nach EBNER, FENNINGER & HOLZER (1980).

für Plabutsch und Buchkogel berücksichtigt die modernen stratigraphischen Kenntnisse und zeigt ein differenziertes Störungsmuster, dem Thema der Publikation entsprechend fehlen jedoch weitere tektonische Hinweise.

Die baugelogeische Betreuung des sog. Plabutsch-tunnel-Sondierungsstollens, welcher den Bergzug in N-S-Richtung auf ca. 8,5 km Länge unterfährt, zeigte, daß in den durchhörten Gesteinsfolgen ein reichhaltiges Inventar strukturgeologischer Klein- und Großformen vorhanden ist. Einschränkend muß hervorgehoben werden, daß wegen der Aufnahmebedingungen im Vortriebsbereich eines Stollens von ca. 10 m² Querschnitt die Daten und Strukturen weder vollzählig noch erschöpfend erhoben werden konnten. Vorliegende Ausarbeitung soll eine Dokumentation andernfalls verlorener strukturgeologischer Daten aus dem Stollen bieten und das Augenmerk auf den Formenschatz und die Forschungsmöglichkeiten in den Gesteinen des Gebietes lenken.

2. Kleintektonische Strukturen
2.1. Falten

Verfaltungen lithologischer Vorzeichnungen lassen sich vielerorts beobachten, doch dürfte es sich bei vielen Einrollungen, Knäueln und isoklinalen Faltenbildern ohne jede Achsenregelung in cm-dm Maßstab wohl überwiegend um gravitativ generierte Strukturen im noch frischen Sediment handeln. Die tektonisch hervor-

gerufenen Falten zeigen ebenfalls beträchtlich streuende Achsen, deren Richtungen sich um mehrere Maximascharen. Unter Berücksichtigung der natürlichen Streuung, unterschiedlicher Falteigenschaften und der systematischen, deformationsbedingten Achsenrotation (SANDERSON, 1973; ROBERTS, 1977; RAMSAY & STURT, 1973) lassen sich drei Faltenfamilien abgrenzen.

Familie I:
Achsen flach bis mittelsteil SW eintauchend, zwischen Stat. 1325 und Nordportal auch flach NE eintauchend. Falten dieser Achsenrichtungen sind im Grazer Paläozoikum weit verbreitet (FLÜGEL, 1951, 1953, 1954a,b; MAURIN, 1954). Großfalten mit Schenkellängen im 10 m- bis 100 m-Bereich prägen den Bau der bankigen Dolomite, Kalke und eingelagerten Schiefer zwischen St. Martin und Gaisberg. Hier wechseln weitspannige, flache Verbiegungen mit enggepreßten, geneigten Falten, doch auch überkippte bis liegende, fast isoklinal Strukturen kommen vor. Kleintektonisch interessante Falten obiger Achsenrichtung finden sich fast ausschließlich in den schieferigen Folgen der Crinoidenschichten und Schichten von Kehr. Die generelle NW-Vergenz der Falten schlägt bei intensiverer Einschichtung in die NW-fallende Schieferung in eine flache SE-Vergenz um. Mit Ausnahme einiger knäueliger Einrollungen handelt es sich bei den etwa sinusförmigen engen Kleinfalten (max. Amplitude ca. 15 cm) generell um Falten mit Klasse 2-Geometrie. Diese wird jedoch durch einen bankweisen Wechsel von Falten der Klassen 3 und 1C hervorgerufen. Dies ist bei Faltung

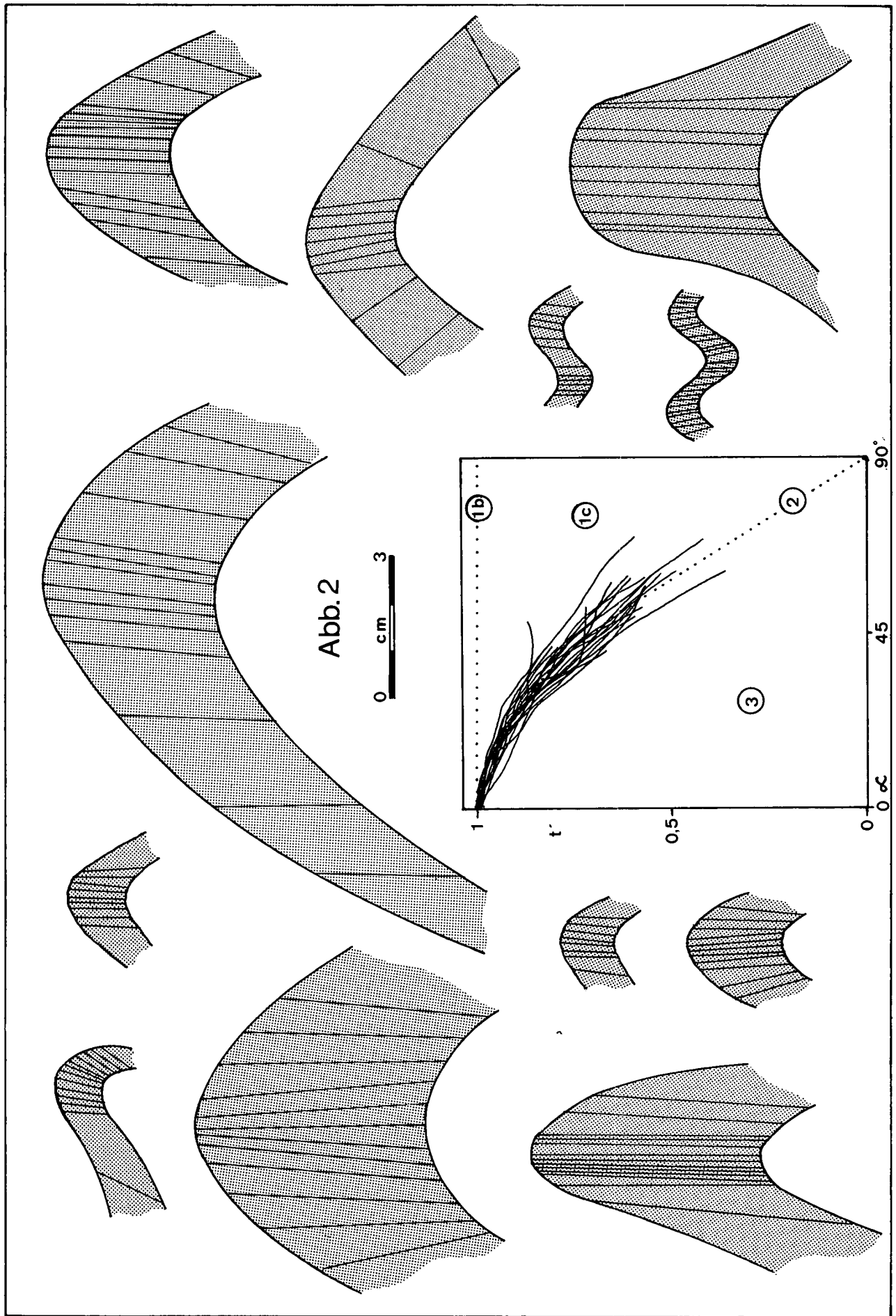


Abb. 2: Einige Kleinfaltenformen mit eingezeichnete Dip-Isogonen und Klassifizierung aller vermessenen Falten im t'/α -Diagramm.

durch tangentielle Einengung eine Voraussetzung für einen größeren Faltehtiefgang in geschichtetem, wechselnd kompetentem Material; in Abhängigkeit von den Dickeverhältnissen kompetenter und inkompetenter Lagen ist auch ein lateraler Wechsel der Faltenklasse zu erwarten. Reine Eigenschaften von Klasse 2 sind in einigen Faltscheitelbereichen anzutreffen, während die Schenkel teilweise komplexere Formen mit Tendenz in Richtung auf 1A-Geometrie aufweisen (Abb. 2). Ferner zeigen Profil- und Vergenzänderungen im Streichen einzelner Individuen, daß sie als nichtebene, nichtzylindrische Falten ausgebildet sind. Bemerkenswert sind scheinbare Verschwenkungen der Scheitellinien (in der AE) zwischen benachbarten Falten einer Bank. Dadurch gehen im Streichen der Falten beispielsweise flache, breite Antiklinalen in höhere, enge Formen über, während die anschließende Synform eine Profiländerung im umgekehrten Sinn aufweist (Konische Falten).

Faltenfamilie II:

Die Achsen der Gruppe tauchen flach gegen WNW, in einzelnen Fällen auch ESE ein. Nennenswerte Verbreitung haben diese Falten zwischen St. Johann und Paul und Gaisberg, wo sie in den bankigen Dolomiten und Kalken sehr flachwellige Verbiegungen im m- bis 10 m-Bereich, sowie sanfte dm-Wellungen in schieferigen Zwischenlagen bilden. Ferner sind sie als Wellungen und Knicke mit wenigen cm Amplitude, jedoch mehreren dm Wellenlänge, vereinzelt auch als seichte Rillung (b-Lineation) in den Grünschiefern und Kalk-Tonschiefern im N-Abschnitt des Stollens entwickelt. Hier vergittern sich die Strukturen mit gleichartigen Formen der Falten-Familie-I; aus einzelnen Überprägungen und Rotationen der Familie-I-Achsen läßt sich auf ein relativ jüngeres Alter der Familie-II-Falten schließen. Dieser Familie wird auch die breite, durch Schiefer von Kehr gebildete Antiklinale südlich des Thalgrabens zugerechnet, welche flach gegen E abtaucht und ältere Kleinfalten verschwenkt.

Eine Sonderstellung nehmen verfaltete, weiße Calzit-Quarz-(Plagioklas-)Adern ein. Sie treten in Crinoidenschichten und Grünschiefern zusammen mit Kleinfalten der Familie I, seltener auch II, doch ohne deutliche Bindung an deren Achsenrichtungen, auf.

In vielen Fällen stehen die Achsen der Adern in enger geometrischer Beziehung zur Schieferigkeit ($B = \beta$; Abb. 3), auch wechselnd stark in der ac-Ebene gegenüber den Hauptfalten des Nebengesteins verschwenkte Calzitfaltenachsen kommen vor (Abb. 4). Die gekrümmten Karbonatadern sind nicht in dieser Form als Füllungen von Scheitelabhebungen der Nebengesteinsfalten entstanden, da sie aushaltende Bänder bilden und teilweise disharmonisch zu den Hauptfalten entwickelt sind. Unterschiedliche Öffnungswinkel, Abweichungen in Stellung und Richtung von Achsenebene und Achse zwischen Gesteins- und Adernfalten legen den Schluß nahe, daß es sich um früh gebildete, diskordante Gänge (Adern) handelt, welche im Zuge der Gesteinseinengung wechselnd intensiv mitverfaltet wurden.

Im Scheitelbereich weisen die Adern stets die Eigenschaften von 1B-Falten auf, die Schenkel zeigen unterschiedlich ausgeprägte 1C-Geometrie, nur wenige Falten behalten die Eigenschaften der Klasse 1B bei (Parallel-Faltung). Eine Modifikation der Faltengeometrie von 1B nach 1C tritt bei fortschreitender Einengung bzw. Minderung des Viskositätsunterschiedes ein, so daß sich sog. flattened parallel folds ergeben (Abb. 5).

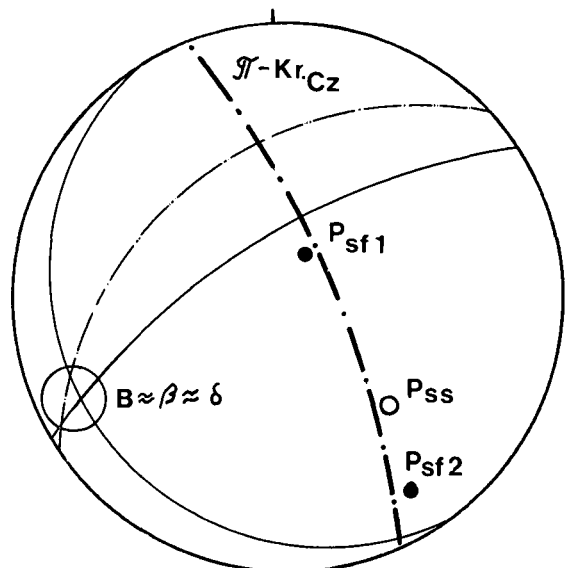
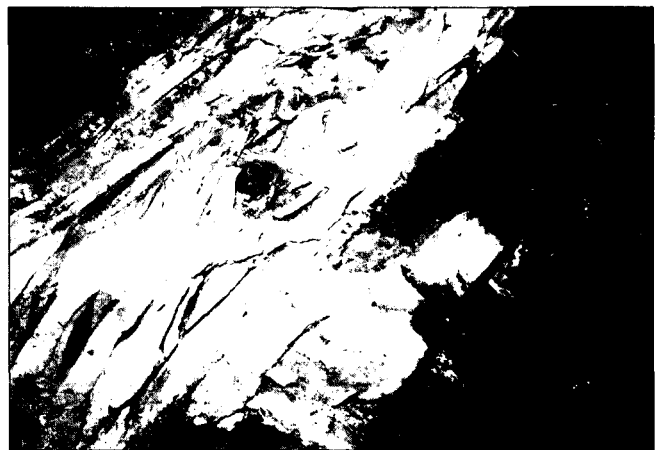
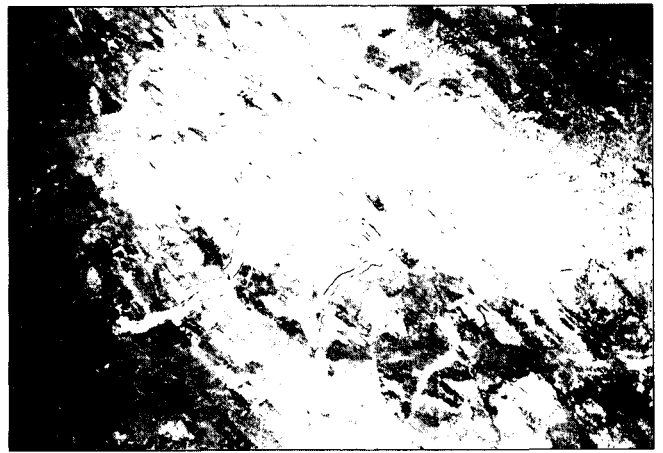


Abb. 3: Erscheinungsbild einiger gekrümmter Karbonatadern und ihre geometrische Beziehung zu Schichtung und Schieferigkeit.

Falten der Klasse 1B sind Formen der Einengung steifer Lagen innerhalb von mächtigem, geringer viskossem Material; der Faltung vorhergehende Schichtverkürzung (und Verdickung) drückt sich in der Bildung konvexer Bögen und Lappen aus, die gegen das geringer viskose Medium vorspringen und zwischen denen es in spitze Zwickel eingeklemmt wird. Solche Arkadengrenzen, spitze Einquetschungen zwischen Calzitfalten und umgebenden Kalk-Tonschiefern sowie Drucklösungserscheinungen sind in den untersuchten Stücken

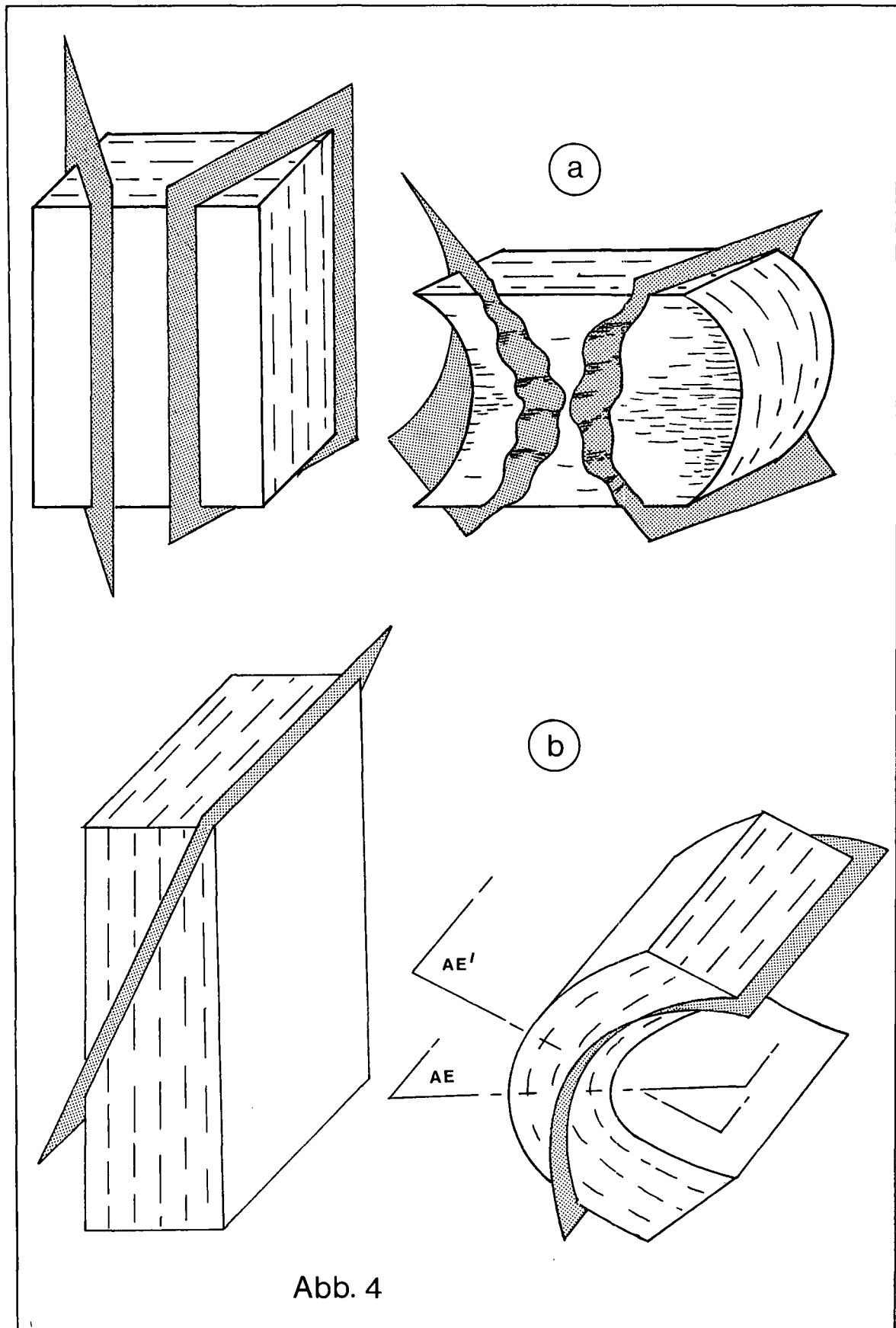


Abb. 4

Abb. 4: Modellvorstellung zur Entstehung einiger Karbonat-Quarz-Faltenformen:
a) Möglicher Ausgangszustand (links) zur beobachteten Endform (rechts) von disharmonischen, polytropen Adernfalten mit B-Achsenfächer in der bc-Fläche der Hauptgesteinsfalte.
b) Unterschiedliche Stellung der Achsenebenen zwischen Gesteins- und eingeschlossenen Adern-Falten, hervorgegangen aus der Mitverfaltung schichtschräg durchgreifender Karbonat-Quarzadern.

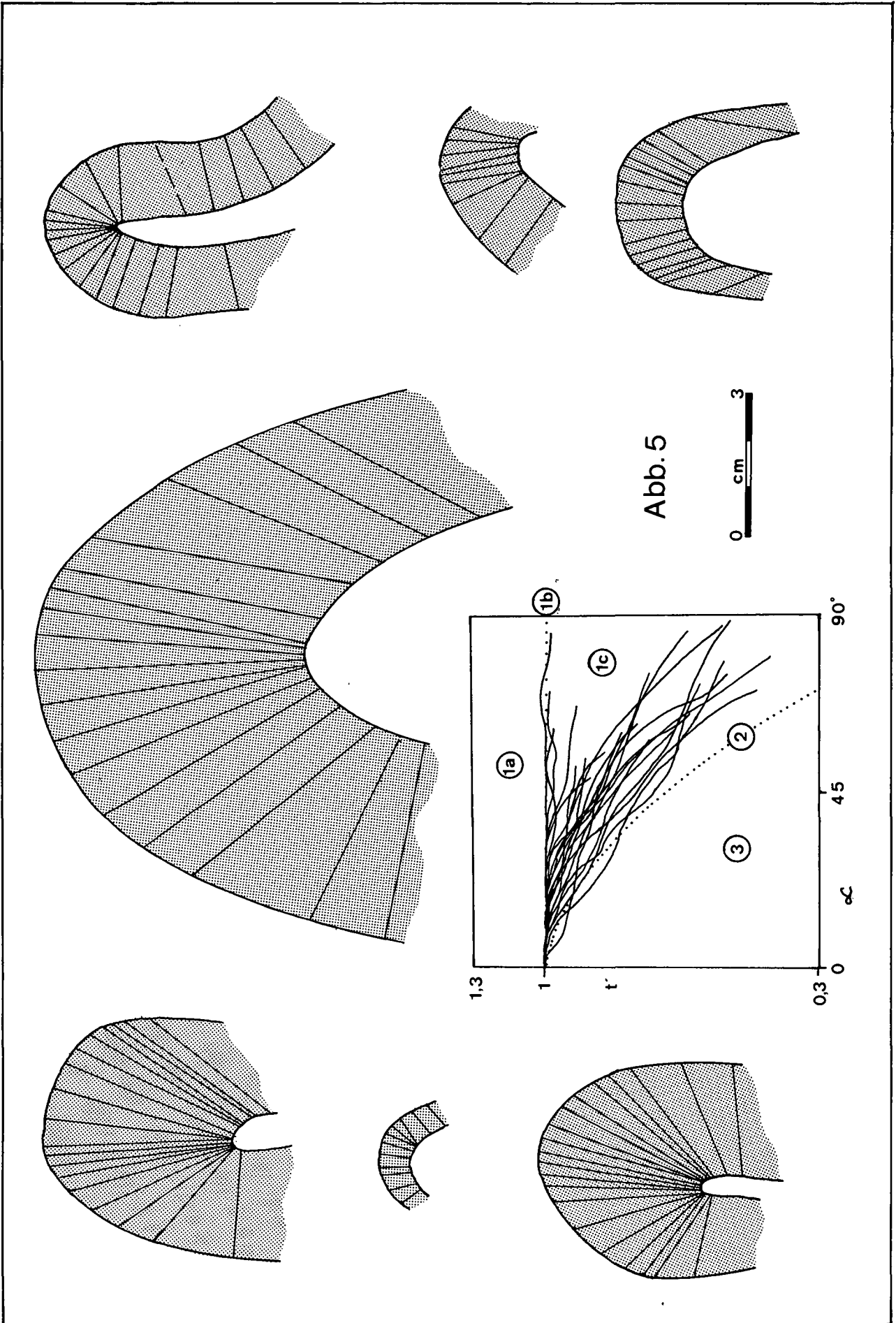


Abb. 5: Querschnittsformen einiger Karbonat-Quarz-Falten (mit Dip-Isogonen) und Klassifizierung aller vermessenen derartigen Falten im t'/α -Diagramm.

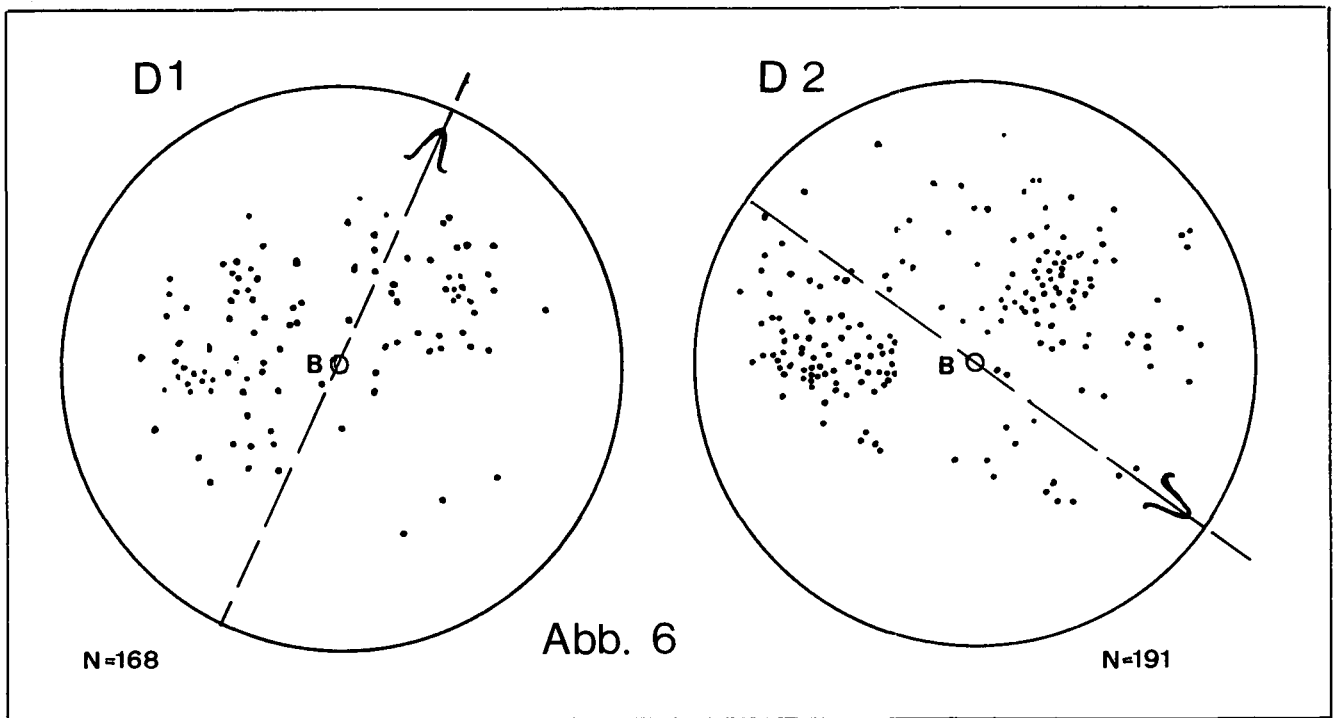


Abb. 6: Quarz-c-Achsen-Durchstoßpunkte für zwei Karbonat-Quarz-Falten mit der Spur ihrer Achsenebenen in wahrer gegenseitiger Stellung.

häufig erhalten (vgl. GRAY, 1982). Nach dem mikroskopischen Befund gibt es Unterschiede in den verfalteten Adern aus Crinoidenschichten und Grünschiefern. In ersteren zeigen alle Körner der Adern starke Deformationserscheinungen, wie mehrscharige, verbogene Zwillinglamellen und Spaltungsspuren der Calcite; lamellarfelderiges, undulöses Auslösches, verwaschene, suturierte Korngrenzen der Quarze. Nur selten und undeutlich sind Erholungserscheinungen der deformierten Körner (Mörtelkörner, Felderung, Subkornbildung) zu entdecken.

Die Adern aus Grünschiefern zeigen eine grobe Altkorngeneration mit zerfressenen Quarz-Calzit-Reaktionsrändern (stark undulös bis fleckig, Calcit mit absetzigen, kurzen Zwillinglamellen) die von den Rändern her, aber auch nestartig im Altkorn von einer Neukorngeneration ersetzt wird.

Die Neukörner bilden ein ungleichkörniges Mosaik mit geraden (teilweise auch einspringenden) Korngrenzen; Zwillinglamellen im Calcit fehlen, schwach undulöses Auslösches im Quarz. Risse und Deformationsbänder in Altquarzen werden durch ungestrainte Calcite und/oder kleinkörnig-isometrischen Neukornquarz verheilt. Diese mit einer Kornverkleinerung einhergehende Neukristallisation mit Großwinkelkorngrenzen läßt vermuten, daß die Hauptdeformation von einer Temperatur gefolgt bzw. überdauert wurde, bei der die Rekristallisationsschwellentemperatur für Calcit und Quarz (150°–200°C bzw. ca. 255°C) zumindest erreicht wurde.

Die optischen Achsenrichtungen der Quarze aus verfalteten Adern beider Gesteinseinheiten zeigen keinen gravierenden Unterschied im Diagramm, wenn man die natürliche Faltenstellung (Achsenebene) berücksichtigt (Abb. 6). Dies ist ein Hinweis darauf, daß die vorliegende optische Regelung einer gemeinsamen jüngeren Deformation entspringt, bei welcher die Faltenstellungen schon gegeben waren. Die Quarzachsen aus den Faltenchenkeln besetzen jeweils getrennte Durchstoß-

punktmaxima, im Scheitelbereich ergibt sich keine deutliche Regelung. Die wenigen meßbaren Neukörner deuten eine optische Orientierung in der Achsenebene und in sehr großem Winkel zum B der jeweiligen Falte an.

Faltenfamilie III:

Diese anscheinend jüngste Gruppe besitzt gegen NNW (bis NW) und einige SSE tauchende Achsen.

Von wenigen undeutlichen Rillen und Knicken abgesehen ist diese Faltenfamilie nur in Crinoidenschiefen und Grünschiefern im Bereich des Thalgrabens und auch innerhalb dieser Schichtfolge nur lokal konzentriert zu finden.

Kennzeichnend für die Formen der Familie III ist die Beschränkung auf Spitzfalten, Knickungen und Flexurbänder.

Knick- oder Spitzfalten (auch Scharnierfalten) resultieren aus hoher Schichtneigung relativ zur Richtung der Gesamteinengung bei hohen Strainraten und monoklinem Deformationstyp in dünnlagig ausgebauten Medien, in welchen der Schermodul der Einzellagen deren Kontaktfestigkeit übersteigt (RAMSAY, 1967; JOHNSON, 1977; FYFE, PRICE & THOMPSON, 1978; HOEPPNER, BRIX, VOLLBRECHT, 1983).

Tatsächlich zeigen die Spitzfaltenzüge in den Crinoidenschichten mit 34°–50° einfallende Faltenpiegel (welcher die Aufrichtung der Schichten vor der Faltung angibt) und treten bevorzugt in sehr dünnblättrigen, unreinen Kalken auf, deren Kalklagen (von 1–3 mm Dicke) durch Serizit-„Graphit“-Filme getrennt sind. Das Verhältnis von Schenkellänge zur Lagendicke der asymmetrischen, WSW-vergerten Falten ist stets größer als 10 : 1. Bemerkenswert ist die starke Absetzbarkeit und Formenvielfalt der Spitzfaltenkaskaden im Streichen. Stränge gabeln sich mehrfach auf, lenken aus, Scheitelverdoppelungen leiten in zerknüllte, verknitterte Strukturen über. Nur die Knickfalten geringer Amplitude und großer Öffnungswinkel zeigen ideal gerade Schenkel, während die spitzeren, stärker einge-

engten Formen keine reine Chevron-Form besitzen: Die Schenkel erhalten durch das Abheben übereinanderliegender Scheitel (Decollement, oft mit Scheitelkollaps und Einpressung plastischen Materials) und kleinerem Öffnungswinkel im Scheitel ein sanft S-förmig geschwungenes Querschnittsprofil.

Darüber hinaus kommen in Knickfaltenzügen auch gerundete Formen, Kofferfalten sowie isoklinal zusammengeklappte Falten mit internen Schichtzertrümmungen vor.

Die Grenzflächen von Flexurzonen (Achsenebenen von Knickbändern) fallen stets mit mehr als 60° meist gegen NE, seltener auch gegen SW ein, ein Auftreten als konjugierte Flexuren mit entsprechendem Knickungssinn war nicht beobachtbar. Obwohl die Grenzflächen der 1–20 cm breiten Flexuren bevorzugte Trennflächen des Gesteins darstellen, sind die Scharniere deutlich ausgerundet oder das rotierte Gesteinspaket randlich geschleppt: es resultieren sigmoidal gekrümmte, weit in die Knickachsenfläche ausgeschwänzte Teilkörper.

Aus der weitgehenden Überlagerung großräumiger Verbiegungen nach den Achsen der Faltenfamilie I, II und möglicherweise III ist das Diagrammbild der Schichtflächenpole zu interpretieren, welches durch die Kleinkreisverteilung (k-Konfiguration) eine generelle konische Verfallung mit steiler Achse vortäuscht.

2.1.1. Zum Altersverhältnis der Falten

Nach den Literaturangaben aus dem Grazer Paläozoikum zu urteilen, dürfte die relative Altersbeziehung der Falten vielfach (wie auch im Stollen) nicht eindeutig feststellbar bzw. lokal unterschiedlich sein, denn die Richtungen und (relativen wie absoluten) Altersdeutungen der veröffentlichten Falten-„Pläne“ divergieren beträchtlich. Folgt man der von FLÜGEL (1954a) gegebenen Darstellung, so sind SW- bis WSW-eintauchende Achsen nach-oberkarbonen Alters, während vor-oberkarbone Achsen gegen WNW, N oder NNE tauchen, obschon sich der zitierte Autor (1953) gegenüber der Verbindung von Achsenrichtungen und Altersangaben kritisch verhält und die Rolle von B–B' Tektonik sowie nachträglicher Achsenverswenkungen hervorhebt.

2.2. Schieferigkeit

In dünn-schichtigen, unreinen karbonatischen Schichtgliedern sowie in den Schichten von Kehr (vorwiegend Grünschiefer) tritt verbreitet ein- bis zweischarige Transversalschieferigkeit auf, auch flaserige Parallelschieferigkeit kann beobachtet werden. Die Pole der vermessenen, transversalen Scharen im Diagramm ergeben Gürtel mit Polkonzentrationen im SE- bzw. NW-Quadranten. Vor Ort springt stets die etwa gegensinnig zu ss einfallende Schar ins Auge, während sich vorhandene komplementäre Schieferigkeitsscharen durch spitzwinkelig zu ss verlaufende, wellig-stufige Kompromiß-Teilbarkeit zu erkennen geben. Makroskopisch liegen die Abstände der Schieferigkeitsebene gewöhnlich im cm-Bereich, in den Fällen von Parallelschieferigkeit bzw. in eng verfalteten Zonen auch darunter. Örtlich konzentriert und mit Abständen im dm-Bereich treten Schieferigkeitsscharen in Verbindung mit und als Grenzflächen von Flexuren auf.

U. d. M. zeigt sich, daß die betroffenen Gesteine keinen einheitlichen Schieferungstyp aufweisen, sondern lithologische Wechsel im Kleinbereich differenzierte Schieferungsformen zur Folge hatten.

Der verbreitetste Grundtyp ist "spaced cleavage" (Bezeichnung nach POWELL, 1979), wobei zwischen penetrativen Schieferigkeitsbahnen (mit Opakmaterial, Hellglimmerflittern) nicht geschieferte, dünne Gesteinsstreifen (0,4 bis $1 \cdot 10^{-1}$ cm breite Microlithons) liegen. In pelitbetonten (hellglimmerreichen) Bändern nähert sich die Schieferigkeit dem Typ der "continuous cleavage" mit fast völliger Einschichtung und Ausrichtung der Gemengteile. Teilweise tritt ss völlig hinter das Parallelgefüge der Schieferigkeit zurück und ist nur noch über Züge von Erzmineralen, Fossilresten oder charakteristischen Klasten zu erschließen.

Quert die Schieferigkeit sparitische oder sandige Lagen, so tritt bei dünnen derartigen Einschaltungen eine Vergrößerung der Flächenabstände ein, die gequerte Lage wird in Knoten oder phacoidartige Linsen aufgelöst. In dickeren Lagen verliert sich die Schieferigkeit bis auf wenige kurze Suturen, randlich ist dabei eine Brechung der Schieferigkeit beobachtbar, die aus der unterschiedlichen Verformbarkeit der Gesteinslagen resultiert (FURTAK, 1962; HELMSTAEDT & GREGGS, 1980). Bei stärker karbonatischem Gestein ist die Schieferigkeit absetzig-flaserig (anastomosing cleavage) tw. auch netzartig und zeigt an den unruhig-bogigen Suturen Drucklösungserscheinungen. Drucklösung und Flaserung in karbonatreichen Bänken bzw. scharfe, teilweise auffächernde glimmerige Bahnen in karbonatarmen, feinkörnigen Lagen charakterisieren auch die selteneren Parallelschieferigkeiten. In den Schichten von Kehr heben sowohl Drucklösung in Karbonatlinsen wie auch Serizitflitter und Chloritschuppen die Parallelschieferigkeit hervor.

In Verfallungsbereichen dominiert in den Scheiteln eine etwa achsenflächenparallele Schieferigkeit, wobei auch reine Karbonatlagen durch palisadenartiges Kristallwachstum die Flächenscharen abbilden, in tonigen Lagen zeigt sich hier, bis in die Faltschenkel reichend, der Typ der "crenulation cleavage" (Runzelschieferung) mit penetrativen, recht ebenen Hauptschieferigkeitsbahnen (Abstände $3-6 \cdot 10^{-2}$ cm) und dazwischenliegenden, absätzigen Suturen mit Abständen von $2-10 \cdot 10^{-3}$ cm. An den dünnen Gleitbrettern können Scherbewegungen abgelesen werden, woraus man schließen mag, daß die Schieferigkeitsflächen auch im Faltscheitel nicht völlig parallel der XY-Ebene im Deformationsellipsoid stehen (WILLIAMS, 1976), doch treten Scherbewegungen bei einfacher Schiebung auch parallel den prinzipiellen Strainachsen auf (MEANS, 1979).

Zonale, tw. auch diskrete crenulation cleavage ist auch in unverfalteten Bereichen der Crinoidenschichten verbreitet. Infolge der häufig fast isoklinalen Verfallung im Mikrobereich geht die transversale Schieferigkeit der Scheitel gegen die Schenkel in eine Parallelschieferigkeit über. Kleinräumige Auslenkungen im Verlauf der Schieferigkeitsspuren sind auf die strain-contact Zonen in den Faltenumbiegungsstellen beschränkt. Sekundäre bzw. komplementäre Schieferigkeitsscharen drücken sich vielfach in Form engständiger Flächenscharen aus, die selektiv in pelitbetonten Streifen die Hauptschieferigkeit queren. Das Dünn-schliffbild gleicht dabei einer c-, s-Flächenkonfiguration (vgl. BERTHÉ et al., 1979) bzw. synthetischen und antithetischen Klufscharen.

2.3. Lineationen

Einzelne vermessene Lineare in b (= B) sowie die großteils konstruktiv ermittelten Verschnittspuren von

Schieferigkeitsflächen (β) konzentrieren sich an der Netzperipherie in NE–ENE bzw. SW–WSW, sodaß die β -Lineationen geometrisch den Achsenmaxima der Faltenfamilie I entsprechen.

Bedingt durch die streuende, insgesamt aber von der jeweiligen Schichtorientierung recht unabhängige Stellung der Schieferigkeitsflächen ergeben sich auf den Schichtflächen wechselnde Richtungen der δ -Achsen. Das Schwergewicht liegt auch hier bei flach NW und SW (untergeordnet NE) eintauchenden Linearen (s. Beilage, Zeile 4). Auffällig ist, daß das Schwergewicht von β und δ -Linearen wie auch Faltenachsen im Bereich des Thalgrabens sowie zwischen St. Johann u. Paul und Steinbergfurche (Stat. 2.200–3.400 Süd) bei WNW bis NW weisenden Richtungen liegt.

2.4. Kluffgefüge (Beilage, Diagrammzeile 2)

Die Klüftung in Gesteinen des Paläozoikums zeigt über die Tunnellänge eine beachtliche statistische Konstanz der Raumstellungen. Bei wechselndem Gewicht der einzelnen Scharen kennzeichnet stets ein System von um NW und um NE pendelnder Steilklüfte die Abschnittsdiagramme (Beilage). Die Lage der entsprechenden Polpunktmaxima stimmt gut mit jener der B-Achsenkonzentrationen überein, sodaß das Kluffgefüge hauptsächlich ac-Lage zu den Faltenstrukturen aufweist.

In Sandsteinen und Kalken der Barrandeischichten erreicht die Klüftigkeitsziffer nur selten lokal Werte über 10, die Kluffscharen sind bei hohem Durchtrennungsgrad recht straff geregelt, bei dünnblättrig-schieferigen Gesteinen tritt die Klüftung zugunsten von Verschiebungsflächen oder Schieferungsebenen zurück. In den Dolomiten liegt die Klüftigkeitsziffer stets über 10 und steigert sich vielfach bis zu einer grusigen (latenten) Teilbarkeit des Gesteins. Die genaue Vermessung von Stellung und Abstand einzelner, nur wenige cm messender Grundkörper im Dolomit (meist Rhomboeder) ergibt in besonders engmaschig geklüfteten Zonen ein für

weitere Bereiche gültiges Bild des Kluffgefüges. Setzt man für die Kluffentstehung einen spröden Schubbruch voraus, so kann über die Winkelbeziehung und Raumstellung der die „Dolomithomboeder“ begrenzenden Flächenscharen die erzeugenden Normalspannungen in relativer Größe und Richtung ermittelt werden. Dabei ergibt sich, daß die mittlere Normalspannungskomponente stets etwa normal auf die Schichtung orientiert ist, während die Achse der numerisch größten Normalspannung σ_1 (in Abhängigkeit von der Gesteinslage) flach gegen den SE- bzw. NW-Quadranten im Diagramm eintaucht. Lediglich zwischen Station ca. 2.200 und ca. 3.400 (St. Johann u. Paul bis Steinbergfurche) zeigt die Analyse der Kleinkluffpaare gegen SW eintauchende Richtungen für σ_1 (Abb. 7). Auch die örtlich wohl ausgeprägte Klüftung in Lignitbändern der Tertiärschichtfolge am Südportal läßt eine etwa horizontal wirkende SW–NE gerichtete größte erzeugende Hauptspannung vermuten.

Hinsichtlich der Kluffbestige sind innerhalb eines Gesteinskomplexes keine verwertbaren Unterschiede zwischen einzelnen Scharen gegeben: Die Raumstellungen von Klüften mit Calcitrasen bzw. rotlehmgigen Anflügen oder Verfärbungen decken sich immer mit jenen des lokalen Gesamtkluffinventars.

2.5. Verschiebungsflächen (Beilage, Zeile 3)

Das Sammeldiagramm läßt eine recht symmetrische Polpunktconfiguration der Verwerfer erkennen, welche keine deutliche Beziehung zum Kluffsystem aufweisen. Es dominieren steil bis mittelsteil einfallende, um NE und ESE streichende Scharen, weniger bedeutend sind steil E-fallende Flächen. Bezogen auf die tektonischen Koordinaten könnte den Störungen (Polpunktmaxima im Sammeldiagramm) h0l-Stellung zu den dominierenden Faltenwürfen zukommen, die Einzeldiagramme zeigen jedoch keinerlei Bindung an die lokalen Gefügeachsen. Die vorliegende, sicher nicht einheitlich entstandene Verschiebungsflächenkonfiguration (mit Mehrfachbewegun-

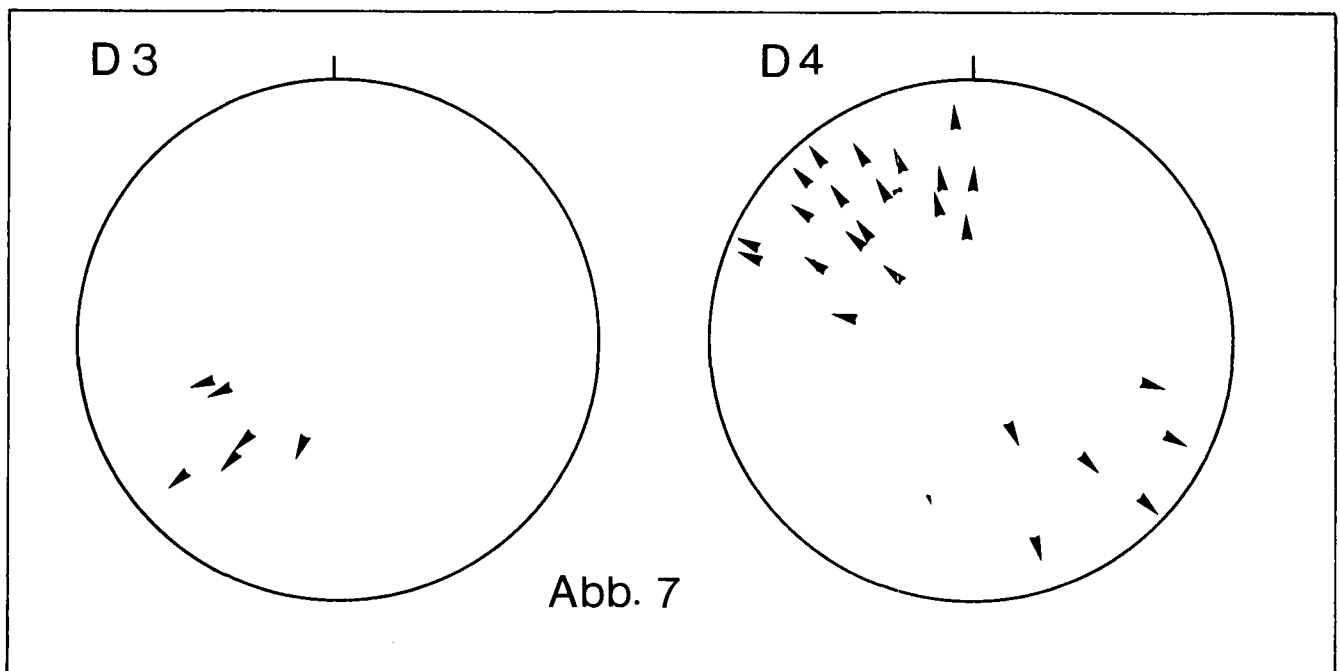


Abb. 7

Abb. 7: Richtung für σ_1 , gewonnen aus den Stellungen konjugierter Kluffscharen in Homogenbereichen mit sehr engmaschigem, gleichförmigem Kluffsystem in massigem Dolomit. D 3 = Zwischen Stat. ca. 2.200 Süd (etwa St. Johann und Paul) und ca. 3.400 Süd (etwa Steinbergfurche); D 4 = Alle anderen untersuchten Bereiche.

gen an vielen Flächen) entzieht sich weitgehend einer kinematisch-genetischen Deutung, da nur wenige Rutschstreifendaten und keine geeigneten konjugierten Brüche erhoben werden konnten. Außerdem ergeben einfache Beanspruchungen auch im homogenen, isotropen Medium (!) komplizierte Bruchmuster, die nur bei Kenntnis der maßgebenden Randbedingungen entsprechend mechanisch interpretiert werden können (Bock, 1980).

Der mittlere Abstand von Brüchen in der gesamten durchörterten Schichtfolge beträgt ca. 9 Laufmeter. Von der Felslinie bis Stat. 990 Süd (Bereich St. Martin) trifft man im Schnitt alle 3,5 m, bis zur Steinbergfurche etwa alle 6 m eine Störfläche. Der scheinbare Abstand vergrößert sich bis zum Gaisbergsattel auf ca. 8 m, wie er auch zwischen Stat. 900–1500 Nord, 200–2500 Nord und 3400–3600 Nord auftritt. Im Bereich des Nordportales sowie der Thalgraben-Südflanke zählt man ca. je 5,5 Laufmeter einen Verwurf; in allen nicht angeführten Strecken liegt der scheinbare Störungsabstand zwischen 15 und 20 m. Wo der Versetzungssinn der Störungen ohne weiteres erkennbar ist, handelt es sich mit wenigen Ausnahmen um eine scheinbare Absenkung der jeweiligen Hangendscholle; die selten zu messenden Rutschstreifen erweisen den Charakter von Schrägverschiebungen mit überwiegender Horizontalkomponente (Diagr. 5, Abb. 8) dergestalt, daß meist die jeweils südlich anschließende Scholle gegen E versetzt und (auch lagerungsbedingt, da vorherrschendes NW-Fallen) abgesenkt erscheint. Den Umstand der von N gegen S zunehmenden Abtreppung und E-Versatz hat schon KUNTSCHNIG (1937) erwähnt.

Einzelne Verwerfer werden an Schichtfugen versetzt oder lenken in diese ein, wie überhaupt schaufelig gekrümmte, bogig verlaufende Verschiebungsflächen vorherrschen. Nur an wenigen, größeren Störungen treten Schollenverkippen auf, weitaus häufiger sind

Schichtschleppungen im cm–m-Bereich. Ein deutlicher Zusammenhang zwischen dem Versetzungsbetrag und der Mylonitstärke bzw. dem Zerstörungsgrad des Gesteins (Gebirges) ist nicht die Regel. So finden sich glatte, von max. wenigen cm Mylonit begleitete Flächen mit Versetzungen im m-Bereich neben Brüchen mit nur wenigen dm Verschiebung, begleitet von m-starker, mylonitstreifiger Gesteinszerrüttung. Die Störungen mit im 10 m Bereich liegender Sprunghöhe (Dolomit gegen Barrandeischichten, Stat. 3.800–4.700) zeigen neben wenigen dm plastischem Mylonit Gefügelockerungen bis auf einige m Breite. Ebenso große Versetzungen sind für die Brüche zwischen Stat. 1.950 und 2.100 Süd anzunehmen; hier finden sich jedoch nur wenige, selten bis auf 15 cm anschwellende Mylonitstreifen.

Die mächtigste Bruchstaffel, welche ab Stat. 1.322 Nord die Antiklinale der Schiefer von Kehr gegen Dolomite absetzt (Sprunghöhe mindestens einige 100 m, „Göstinger Verwurf“; HERITSCH, 1906) ist in den Grünschiefern von einem wenige m breiten Auflinsungs- und Verdrückungssaum, 0,3–0,6 m grünem Mylonit und darüber ca. 40 cm schwarzem, plastischem Mylonit (tektonisch amputierte Crinoidenschichten?) begleitet. Jenseits der scharfen, ebenen Hauptbewegungsfläche setzen 1,5–4 m grusiger, teilweise staubfeiner Dolomitmylonit und sodann auf ca. 40 Laufmeter mürber, ruscheliger und von Harnischen durchzogener Dolomit ein.

Vielfach ist in Störungszonen die ursprünglich zerstörte und entfestigte Gebirgszone wieder völlig (meist karbonatisch) verheilt. So ist ein weit aushaltendes, NW-streichendes, vielfach auffächerndes Störungsblatt mit einer Sprunghöhe von weniger als 0,5 m im Bereich St. Martin durch eine bis 70 cm breite Derbyquarz-Dolomit-Gangspalte versiegelt.

Aber auch scharfe Einzelflächen (Harnische) ohne erkennbare Mylonitfüllung führen eine häufig einseitig

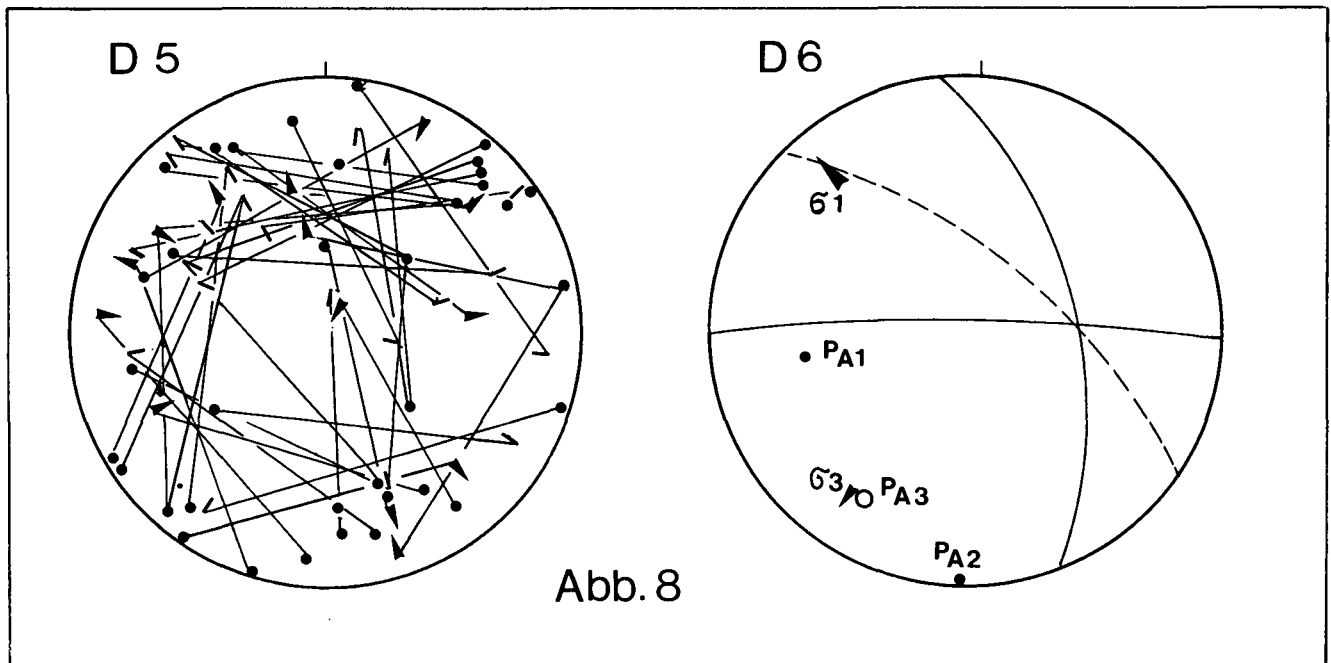


Abb. 8: D 5 = Pole von Harnischflächen und die dazugehörigen Durchstoßpunkte von Rutschstreifen. Pfeile geben die Relativbewegung der jeweiligen Hangendscholle an; D 6 = Beispiel für die tektonische Interpretation konjugierter Karbonatadern. Die im spitzen Überkreuzungs-Winkelbereich dünner, kurzer Adern (Pole A1, A2) angenommene Richtung für σ_1 liegt in der Ebene dicker, einscharig auftretender Adern (Pol A3). Diese können somit als Zugspalten, die feineren konjugierten Scharen als kongenetsche Scherspalten zu einer flach NW eintauchenden größten Druckspannung gedeutet werden.

entwickelte bis dm-dicke, harte Schwarte, deren kataklastische Natur (Brekzie) sich erst unter dem Mikroskop enthüllt.

2.6. Verheilte Rupturen (Abb. 9)

Ein für die altpaläozoischen Dolomite (z. T. auch die Kalke) charakteristisches Merkmal ist ihre intensive Durchaderung mit weißem Karbonat und gelegentlich Quarz (\pm Plagioklas); die Größenordnung der verheilten Rupturen reicht von mehreren m Ausbläße bis in den mikroskopischen Bereich. Aus dem verwirrenden Adernetzwerk lassen sich drei strukturgeologisch interessante Formenkreise herauschälen.

Schichtschräg stehende, an einzelne Bänke gebundene, gestaffelte Scharen treten an den Schenkeln flacher Falten oder Monoklinen im 10 m bis dm-Bereich auf. Sie sind auf offenbar kompetente Bänke in Wechsellagerungen beschränkt. Die häufig S-förmige Verkrümmung der Adern läßt diese recht steil (bis mehr als 80°) auf die begrenzenden, mechanisch wirksamen Schichtfugen treffen; dort enden sie zuweilen unter feiner Verästelung. Die größte Adernbreite ist etwa in Bankmitte gelegen, kann sich aber an den Schichtfugen wieder trompetenförmig vergrößern. An den Ausbissen der Adern auf den Schichtfugen tritt häufig ein geringfügiger Versatz auf, sodaß sich auf den Schichtflächen eine regelmäßige Stufung zeigt („falsche Rippel“), und zwar in Form einer Abschiebungstreppe.

Scheinbare Verschiebungen von Adern in der Bank sind durch Drucklösungen an stylolithischen, etwa schichtparallelen Suturen hervorgerufen und in Betrag und Sinn durch die gegenseitige relative Orientierung der Teilgefüge bestimmt.

U. d. M. erweist sich die Aderfüllung als säulig-stengelig-faserig und etwa normal auf die Bruchränder aufgewachsenes Karbonat (in Dolomiten meist Dolomit, sonst Calzit). Vielfach sind die Fasern sigmoidal verkrümmt bzw. schräggestellt (gleichsinnig zur Aderorientierung) und zwar an den Aderrändern weniger als in deren mittleren Bereich, wo die Stengel fast Parallelstellung zu den Bruchrändern einnehmen können. Zuweilen wächst stengeliger Quarz im Aderzentrum zunächst parallel zu den Karbonatfasern an, schließt die Füllung jedoch wieder in normal zu den Bruchrändern stehenden, kurzen Säulen.

Solche, oft sprunghafte Wechsel in der Wachstumsrichtung der Füllungsfasern belegen unterschiedlich gerichtete Öffnungsphasen der Trennfläche (DURNEY & RAMSAY, 1973).

Aus der Lage dieser Adern (in den Schenkeln flacher Verbiegungen) und ihrer Orientierung kann für ihre Genese das bei Biegegleitfaltung an den Bankungsfugen auftretende Schubspannungspaar verantwortlich gemacht werden, eventuell im Wechselspiel mit den in der größten Auslängerungsrichtung wirkenden Zugspannungen bei Biegescherfaltung. Der steile Abgangswinkel der Adern an den Schichtfugen mit „gegenseitiger“ Verkrümmung und Zerrungserscheinungen (Öffnungstendenz) ist mit der Bildung kurzer Zugrisse durch die Reibung auf den Bankungsfugen zu erklären. Die durch Bruchwandverschiebungen hervorgerufene Krümmung der Kristalle in der Füllung ist für BEACH (1977) ein Beweis für die Scherflächennatur der Adern, obwohl die den Bruch auslösenden Spannungen nicht notwendigerweise dessen Bewegungsbild bei progressiver Deformation kontrollieren.

Daß die bruchbildenden Beanspruchungen keine ebene Deformation hervorriefen, geht aus zahlreichen, verheilten Zerrspalten hervor, die bankrecht und normal auf die schrägen, gekrümmten Adern stehen (in $\bar{a}c$, sofern die gestaffelten Adern b-beinhaltende h0l-Stellungen einnehmen). Sie durchschlagen und zerstückeln die von den gestaffelten Adern und Schichtfugen begrenzten Gesteinsleisten, sodaß mit der Verformung in der Deformationsebene auch eine Auslängerung normal dazu (parallel b) einherging.

Eine weitere Gruppe bilden die deutlich konjugierten Adernscharen. Sie bestehen aus Bündeln absetziger, oft auffächernder Rupturen die sich unter 45° bis ca. 70° (stumpfer Winkel) überschneiden und keine einheitlichen gegenseitigen Altersbeziehungen erkennen lassen. Zur Entstehungsdeutung der konjugierten Scharen (im Sprödbereich) wird die größte Druckkomponente im spitzen Überkreuzungswinkel angenommen, wobei in den häufig ungleich dick entwickelten Adernscharen die Ebene mit den beiden größeren Normalspannungen den dominierenden Adern angenähert liegt. Die Orientierung gegenüber dem übergeordneten Stressfeld, ungleichmäßige Ausbildung der Scharen und der Kreuzungswinkel hängen jedoch sehr von lokalen Gegebenheiten, Materialeigenschaften, dem Größenverhältnis der Normalspannungen und dem Porendruck ab (s. FYFE, PRICE & THOMPSON, 1978; BOCK, 1980). Hohe Manteldrucke begünstigen in der Regel die Entwicklung konjugierter Rißsysteme, während einfache Verschiebungsflächen auf geringen Manteldruck hinweisen. Für die im Sondierstollen untersuchten konjugierten Rupturenscharen ergeben sich sowohl steil NE-eintauchende, wie auch flach tauchende, gegen NW gerichtete Beanspruchungsrichtungen (Abb. 8, D6), beide jedoch nie im gleichen oder unmittelbar benachbarten Beobachtungsbereich.

In räumlich engem Zusammenhang mit konjugierten Scharen stehen en echelon gestaffelte Adern in steil stehenden Fiederspaltzonen. Im Stollen treten sowohl gerade wie auch sigmoidal geschwungene Adernstaffeln auf, wobei nicht gekrümmte Formen mit weitgehend undeformierter, quersäulig eingewachsener Füllung deutlich überwiegen; die Enden der Spalten sind häufig verästelt und aufgespalten. Eine Beobachtung liegt auch von konjugierten Fiederspaltzonen vor und zwar der Form A nach BEACH (1975), bei welcher die Einzelspalten einer Zone etwa parallel dem Verlauf der konjugierten Zone gestellt sind (Konjugationswinkel ca. 60°, Abb. 9d). Manche S-förmig gekrümmten Fiederspaltzonen täuschen eine Rotation der Randbereiche gegenüber dem dicken Mittelteil um ca. 90° vor. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß die scheinbar extrem verbogenen Adern aus einem nur leicht geschwungenen Zentralteil bestehen an den sich in sanftem Bogen eine zweite, getrennte Schar anschließt, welche etwa normal auf die en echelon Adern steht und sich mit ihnen in der Scherzonenebene verschneidet. Ich möchte die Erscheinung dahingehend interpretieren, daß es sich bei der zweiten Adernschar um die in Fiederspaltzonen bekannten und verbreiteten Drucklösungssuturen handelt, die im Zuge nachlassender Beanspruchung bzw. Spannungsumkehr geöffnet, gefüllt und teilweise geschleppt wurden.

Nicht gekrümmte, einander nur schwach überlappende Spalten sind sicherlich in der Ebene der größten Normalspannung angelegte Zerrfugen, während besonders bei sigmoidalen Formen die Genese (Normal- oder

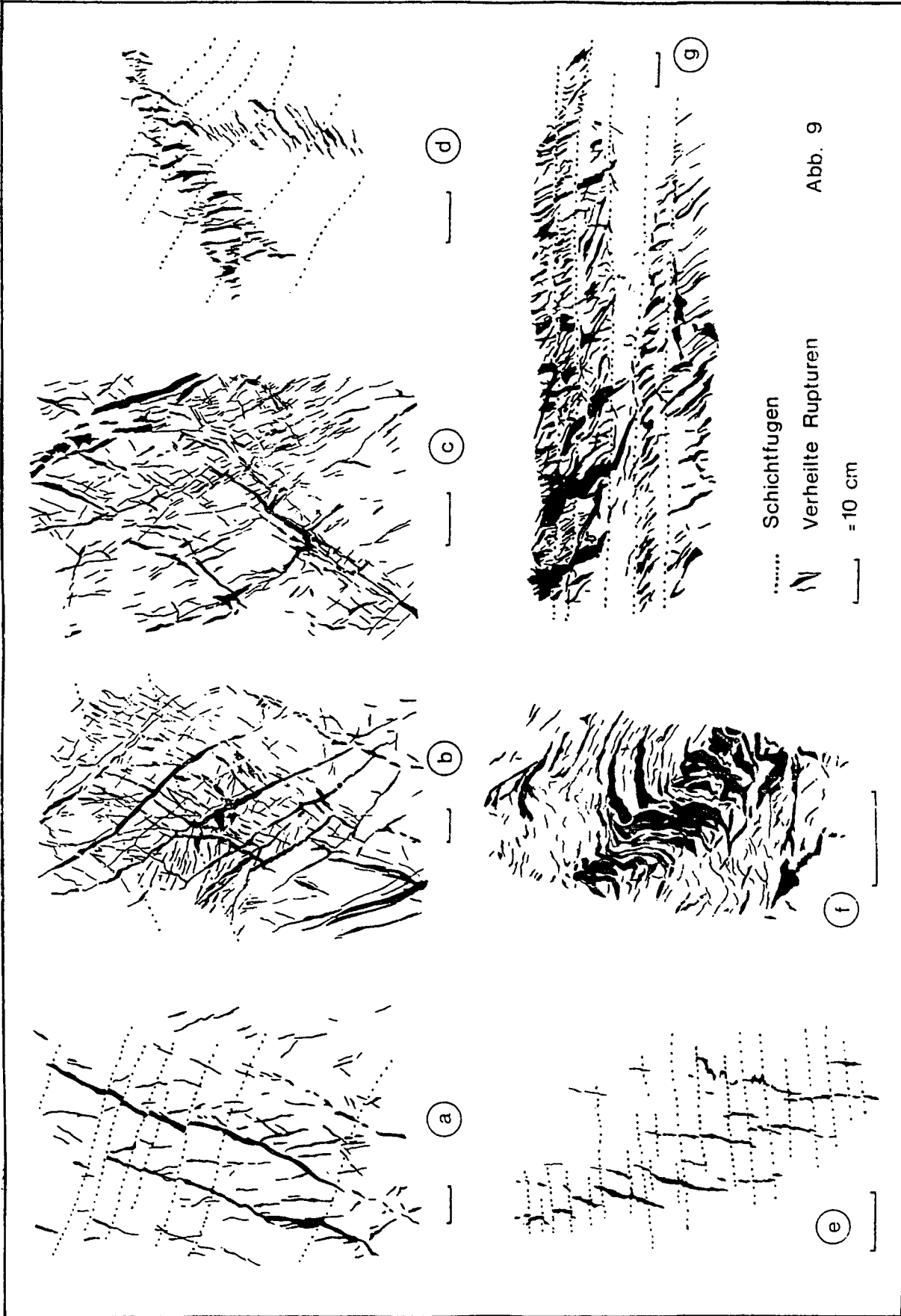


Abb. 9: Einige Erscheinungsformen verheilter Rupturen.
 a bis c) Konjugierte Adernsysteme, teilweise mit ungleichmäßig stark entwickelten Scharen.
 d) Unvollkommen entwickelte, konjugierte Fiederspaltenstafeln; der Verlauf einer Zone ist etwa parallel zu den Spalten der zweiten Staffel.
 e und f) Wenig deformierte, einschichtige bzw. kompliziert gebaute, verkrümmte Fiederspaltenstafeln in Scherzonen.
 g) Parallel der Schichtung gestaffelte Spalten, örtlich auch mehrscharig ausgebildet, zusammengesetzt aus Zug- und Scherrissen. In letzteren dürften sowohl Mohr'sche als auch Riedel-Flächen vertreten sein.

Schubspannungen) sowie die zeitliche Folge von Verschiebung und Öffnungsbewegung in der Literatur unterschiedlich bewertet werden (SHAININ, 1950; ROERING, 1968; LAJTAI, 1969; HANCOCK, 1972; GARNETT, 1974; BEACH, 1975, 1977). Fest steht, daß gestaffelte Fiederspaltenspalten in Scherzonen auftreten und Strain-Indikatoren sind, uneinheitlich sind die Aussagen darüber, ob die Brüche vor oder nach der Installierung einer Scherzone initiiert werden bzw. erst bei Spannungsabbau entstehen.

Die aus den Scherzonen mit Fiederklüften im Tunnel ableitbaren Deformationen zeigen sehr steile N- bis E-tauchende Hauptbewegungsrichtungen.

Konjugierte und en echelon gestaffelte Adern dürften recht alte Deformationsstrukturen darstellen, da sie an Schichtfugen versetzt, von Styrolithen durchzogen, sowie von verheilten und offenen Klüften bzw. Verschiebungsflächen gequert werden. U. d. M. läßt sich ferner beobachten, daß manche Äderchen bei späteren Beanspruchungen wie ein aussteifendes Gebälk wirkten, wodurch sich Schichtaufspreizungen, gleichsinnige Schleppung und Eindrückung ergaben ("Pre-cleavage veins"). Es besteht jedoch kein einheitliches Altersverhältnis gegenüber der Schieferigkeit, da Fiederspaltenspalten und konjugierte Scharen geschieferte Folgen durchschlagen, andererseits aber auch gestaffelte Adern durch die Schieferigkeit versetzt und in (parallel) den β - sowie δ -Achsen gekrümmt sind.

Faserkristallite um Härtlinge schließlich sind stets älter als die karbonatisch verheilten Rupturen.

2.7. Dehnungs- und Längungsstrukturen

Faserkristallite um rigide Einschlüsse wachsen parallel zur maximalen Elongation im Gestein und können unter gewissen Voraussetzungen, wie bekanntem Wachstumssinn, nicht zur großer Faserlänge (ca. Einschlußdurchmesser) zur Rekonstruktion der Strain-Inkrementen herangezogen werden (s. GRAY & DURNEY, 1979).

Quarz- und seltener auch Calcitfasern um starre, meist undeformierte Einlagerungen sind besonders in den Crinoidenschichten verbreitet. Sie wachsen um Pyritaggregate („Himbeerpyrit“), runde Pyrittröpfchen, streifige Kiesansammlungen, sowie Crinoidenstielglieder (hier stets Calcit) und erreichen bis 1 cm Länge. Das Faserbündel endet entweder spitz zulaufend oder etwas „bärtig“ aufgebürstet in einer breiten Rundung, wodurch das Aggregat aus Einschluß und Streckfasern ausgeschwänzt-schmallinsige oder länglich-rechteckige Querschnittsform annimmt.

Nur in wenigen Fällen ist es möglich, den Wachstumssinn der Kristallite abzuleiten: verflöbte Einschlußstücke weisen auf syntaxiales Wachstum hin. Alle Dünnschliffe zeigen, daß die maximale Auslängung in einer Schieferigkeitsebene (auch bei Parallelschieferigkeit) und in Verfaltungszonen in der AE und etwa normal zu B-Achse erfolgte (vgl. ROBERTS, 1977).

In Knickfalten liegen die Fasern in der Schieferigkeit und in $\alpha\bar{c}$, sind jedoch passiv um die engen Falten-scheitel gebogen wie sich in diesen Falten auch keine transversale Schieferigkeit nachweisen läßt.

Sind zwei Schieferigkeitsscharen in einem Schliff vorhanden, so sind beide Richtungen ihrer Spuren in den Kristalliten verwirklicht, sodaß sie s-förmig verkrümmt erscheinen. Solche Krümmungen können Schleppungserscheinungen darstellen, aus der Rotation des Ein-

schlusses bei richtungskonstanter Beanspruchung hervorgehen oder durch nicht koaxiale Straininkremente (Biegung von Fasern oder orientiertes Neuanwachsen) hervorgerufen werden (LANGHEINRICH, 1976; GHOSH, 1977; WHITE & WILSON, 1978; HELMSTAEDT & DIXON, 1980). Die untersuchten Druckschattenkristallite zeigen stets in ihren Endbereichen ein Einschwenken in die auch makroskopisch dominierende Schieferigkeitsschar; der größte Teil des Aggregates steht ohne Schleppungserscheinungen (am Anwachsraum zum Härtling) jedoch parallel zur Spur der undeutlicheren Schieferigkeitsschar. Interpretierend sehe ich darin die Abbildung einer winkelig zur dominierenden Schieferigkeit stehenden σ 1-Achse (größte Normalspannung, Hauptdruckrichtung), während Bewegungen vorwiegend in bzw. parallel der Schieferigkeit erfolgten. Eine solche Konfiguration ist z. B. bei Deformation durch einfache Schiebung zu erwarten, wofür auch die Ausbildung ungleichwertiger Schieferigkeitsscharen (c- und s-Flächensystem nach BERTHÉ et al., 1979) und die Asymmetrie der Kristallitenschwänze sprechen.

Ein Beispiel für den Unterschied von Kornstrain und Gesteinsstrain (s. BORRADAILE, 1981) bieten Crinoidenstielglieder, deren zumeist kreisrunde Querschnitte von lang in der Schieferigkeitsfläche ausgezogenen und von Calcitstengeln durchsetzten Streckungshöfen begleitet werden. Scheinbar zu stumpfen Ellipsen deformierte Glieder erhalten ihre Form weitgehend durch nicht faserig ausgebildete Anwachsäume, die sich durch die optische Orientierung vom Mutter-Einkristall (mit Zwillinglamellen) unterscheiden lassen. Weitere Auslängungen in der Schieferigkeit werden durch zerstückelte Kiesbänder, in einem Schliff auch durch ein stark deformiertes Korallum angezeigt. Makroskopisch erhebbar Hinweise auf Gesteinsdehnungen geben Zerrspaltengefüge. Die Auswertung von Füllungsweite (Öffnungsweite) und Abstand der bankrechten und orthogonal aufeinander stehenden verheilten Spalten, beispielsweise bei Stat. 1.322 Süd ergibt für ein ca. 2 cm starkes Dolomitband eine Dehnung gegen SW von 5,7 %, gegen NW um 9,3 %.

Solche Dehnungsindikatoren (Spalten mit querfaserig eingewachsener Füllung) können zeitlich keiner einheitlichen Deformationsphase zugeordnet werden: man findet sowohl durch Verkürzung (Plättung?) normal auf die Schichtung (Schieferigkeit) verkrümmte, mit schieferigkeitsparallel wachsenden Fasern verheilte Zerrfugen als auch ganz junge Formen, in denen bei beliebiger Stellung der Ader zu anderen Gefügeelementen die Füllung stets etwa normal auf den Bruchwandungen anwächst.

3. Schlußbemerkungen

Entgegen bisherigen Vorstellungen kennzeichnet den tektonischen Bau des Buchkogel-Plabutschzuges neben einer intensiven (teilweise sehr jungen) Zerstückelung durch Bewegungsflächen auch eine wechselnd enge Verfaltung mit Strukturen jeglicher Größenordnung, sowie bereichsweise eine Verschieferung. Liegende, fast isoklinale Großfalten (m- bis 10 m-Schenkellängen) in den Dolomiten (und Kalken?), enggepreßte, bis in den Dünnschliffbereich nachweisbare Verfaltungen und transversale Schieferigkeit, sowie Abtreppungen an zahlreichen, auch unscheinbaren Verschiebungsflächen

lassen eine kritische Überprüfung der Mächtigkeitsangaben vieler Schichtglieder geraten erscheinen.

Einer künftigen, strukturgeologischen Bearbeitung des Gebietes muß es vorbehalten bleiben, die Gründe für die NW-Achsen-Vormacht im Bereich des Thalgrabens und in der Umgebung des Ölberges zu klären und einen schlüssigen Plan zur Deformationsgeschichte zu entwerfen, in den weitere Daten (Sprunghöhen, Versetzungssinn, Metamorphoseerscheinungen, Korngefüge, Fossildeformation, etc.) eingebaut werden können.

Manche der beobachteten Strukturelemente lassen vermuten, daß im Mikrogefüge eine dominierende Deformation nach einem "simple-shear"-Modell nachzuweisen ist, wie es z. B. von RATSCHBACHER (1983) für das Jungpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone wahrscheinlich gemacht wurde.

Literatur

- BEACH, A.: The geometry of en-echelon vein arrays. – *Tectonophysics*, **28**, 245–263, Amsterdam 1975.
- BEACH, A.: Vein arrays, hydraulic fractures and pressure solution structures in a deformed flysch sequence, S. W. England. – *Tectonophysics*, **40**, 201–225, Amsterdam 1977.
- BERTHÉ, D., COUKROUNE, P. & JEGOUZO, T.: Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican Shear Zone. – *J. Struct. Geol.*, **1**, 31–42, Oxford 1979.
- BOCK, H.: Vielfache Bruchstrukturen bei einfachen Beanspruchungen – Rechnerische Untersuchungen mit Hilfe der Finite-Element-Methode. – *Geol. Rdsch.*, **61**, 824–849, Stuttgart 1980.
- BORRADAILE, G. J.: Particulate flow of rock and the formation of cleavage. – *Tectonophysics*, **72**, 305–321, Amsterdam 1981.
- DURNEY, D. W. & RAMSAY, J. G.: Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. – In: DEJONG, K. A. & SCHOLTEN, R.: Gravity and tectonics. – New York (Wiley) 1973.
- EBNER, F., FENNINGER, A. & HOLZER, H. L.: Die Rannach Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **41**, 45–65, Graz 1980.
- EBNER, F. & WEBER, L.: Geochemische Prospektion auf Quecksilbererzungen im Mitteldevon der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – *Arch. f. Lagerstättenforsch. Geol. B.-A.*, **2**, 47–62, Wien 1982.
- FLÜGEL, H.: Das flächige und lineare Gefüge der Breitenauer Magnesitlagerstätte. – *Berg-Hüttenm. Mh.*, Leoben 1951.
- FLÜGEL, H.: Kinematik einer Großfalte des Grazer Paläozoikums. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 169–180, Stuttgart 1952.
- FLÜGEL, H.: Die Querstruktur von Semmriach bei Graz. – *Verh. Geol. B.-A.*, 122–132, Wien 1953.
- FLÜGEL, H.: Das tektonische Gefüge von Kher bei Rein. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **45**, 147–162, Wien 1954a.
- FLÜGEL, H.: Die tektonischen Verhältnisse zwischen Stübinggraben und der Mur. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **84**, 40–49, Graz 1954b.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes (Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000). – *Mitt. Mus. Bergb. Geol. Technik Landesmus. Joanneum*, **23**, Graz 1961.
- FLÜGEL, H.: Die Geologie des Grazer Berglandes. – *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum*, **Sh. 1**, Graz 1975.
- FURTAK, H.: Die „Brechung“ der Schieferigkeit. – *Geol. Mitt.*, **2**, 177–196, Aachen 1962.
- FYFE, W. S., PRICE, N. J. & THOMPSON, A. B.: Fluids in the earths crust. – *Developments in Geochemistry* **1**, 1–383, Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier) 1978.
- GARNETT, J. A.: A mechanism for the development of en-echelon gashes in kink zones. – *Tectonophysics*, **23**, 129–138, Amsterdam 1974.
- GHOSH, S. K.: Drag patterns of planar structures around rigid inclusions. – In: SAXENA, S. K. & BHATTACHARJI, S. (Hrsg.): *Energetics of geological processes.* – 469 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1977.
- GRAY, D. R.: Poly-deformed slate with buckled quartz veins. – In: BORRADAILE, G. J., BAYLY, M. B., POWELL, C. M. A. (Hrsg.): *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics.* – 551 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1982.
- GRAY, D. R. & DURNEY, D. W.: Investigations of the mechanical significance of crenulation cleavage. – *Tectonophysics*, **58**, 35–79, Amsterdam 1979.
- HADITSCH, J. G.: Bericht über eine hydrogeologische Aufnahme des Steinkogel-Frauenkogelzuges nordwestlich von Graz. – *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, **15/16**, 155–174, Graz 1964.
- HANCOCK, P. L.: The analysis of en-echelon veins. – *Geol. Mag.*, **109**, 269–276, Cambridge 1972.
- HELMSTAEDT, H. & DIXON, J. M.: Superposed crenulation cleavages resulting from progressive deformation. – *Tectonophysics*, **66**, 115–126, Amsterdam 1980.
- HELMSTAEDT, H. & GREGGS, R. G.: Stylolitic cleavage and cleavage refraction in lower paleozoic carbonate rocks of the Great Valley, Maryland. – *Tectonophysics*, **66**, 99–114, Amsterdam 1980.
- HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **42**, 170–224, Graz 1906.
- HOEPFNER, R., BRIX, M. & VOLLBRECHT, A.: Some aspects on the origin of fold-type fabrics – theory, experiments and field applications. – *Geol. Rdsch.*, **72/2**, 421–450, Stuttgart 1983.
- JOHNSON, A. M.: Styles of folding. – *Developments in geotectonics*, **11**, 1–406, Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier) 1977.
- KUNTSCHNIG, A.: Geologische Karte des Bergzuges Plabutsch – Kollerkogel. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **74**, 114–132, Graz 1937.
- LAJTAI, E. Z.: Mechanics of second-order faults and tension gashes. – *Geol. Soc. A. Bull.*, **80**, 2253–2272, Tulsa 1969.
- LANGHEINRICH, G.: Verformungsanalyse im Rhenoherynkium. – *Geotekt. Forsch.*, **51**, 1–127, Stuttgart 1966.
- LINCOLN, B. Z.: Two schistosity. – In: BORRADAILE, G. J., BAYLY, M. B. & POWELL, C. M. A. (Hrsg.): *Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics.* – 551 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1982.
- MAURIN, V.: Das Paläozoikum im Raum zwischen Deutschfeistritz und Semmriach. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **84**, 81–102, Graz 1954.
- MEANS, W. D.: Stress and Strain. – 339 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1979.
- POWELL, C. M. A.: A morphological classification of rock cleavage. – *Tectonophysics*, **58**, 21–34, Amsterdam 1979.
- RAMSAY, J. G.: Folding and fracturing of rocks. – 362 S., New York (McGraw-Hill) 1967.
- RAMSAY, D. M. & STURT, B. A.: An analysis of noncylindrical and incongruous fold pattern from the eo-cambrian rocks of Söröy, northern Norway. – *Tectonophysics*, **18**, 81–107, Amsterdam 1973.
- RATSCHBACHER, L.: Geologische Untersuchungen in hohen ost-alpinen Decken. – *Unveröff. Diss. naturw. Fak. Univ. Graz*, Graz 1983.
- ROBERTS, J. L.: The structural analysis of metamorphic rocks in orogenic belts. – In: SAXENA, S. K. & BHATTACHARJI, S. (Hrsg.): 469 S., New York – Heidelberg – Berlin (Springer) 1977.
- ROERING, C.: The geometrical significance of natural en-echelon crack-arrays. – *Tectonophysics*, **5**, 107–123, Amsterdam 1968.
- SANDERSON, D. J.: The development of fold axes oblique to the regional trend. – *Tectonophysics*, **16**, 55–70, Amsterdam 1973.
- SCHÄFER, A.: Geologische Karte des Buchkogel-Florianibergzuges im Maßstab 1 : 25.000. – *Mitt. naturw. Ver. Stmk.*, **74**, 133–143, Graz 1937.
- SHAININ, V. E.: Conjugate sets of en-echelon tension fractures in the Athens Limestone at Riverton, Virginia. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **61**, 509–517, Tulsa 1950.

WHITE, S.-H. & WILSON, C.J.L.: Microstructure of some quartz pressure fringes. – N. Jb. Mineral. Abh., **134**, 33–51, Stuttgart 1978.

WILLIAMS, P. F.: Relationship between axial-plane-foliations and strain. – Tectonophysics, **30**, 181–196, Amsterdam 1976.

ZÖTL, J.: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Raume des Buchkogelzuges bei Graz. – Beitr. Hydrogeol. Stmk., **6**, 24–31, Graz 1953.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. März 1984.

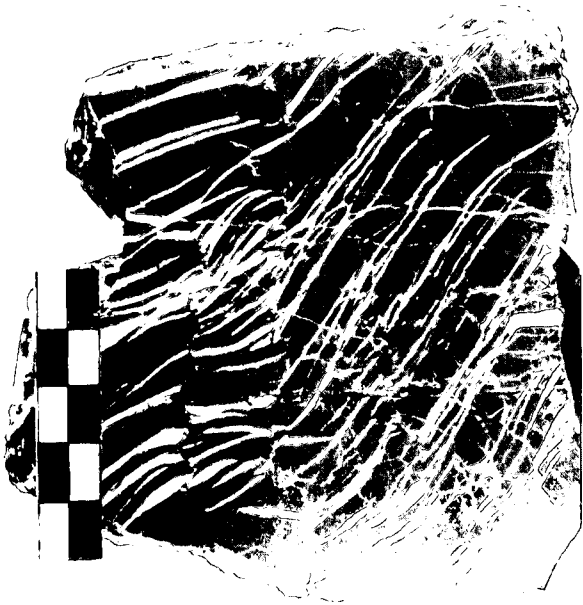
Tafel 2
(Tafel 1 befindet sich als großformatige Beilage in einer Stecktasche am Ende des Heftes)

- A) Handstück: Querschnitt einer Einrollung in mergeligem Dolomit. Die Struktur dürfte im noch weichen Sediment gebildet, die offensichtlich rigidiere Außenschale daraufhin bruchhaft deformiert worden sein.
- B) Ansicht eines verfalteten und teilweise in die Schieferigkeitsebene eingeschichteten Quarz-Calzitganges in Crinoidenschichten.
- C) Handstück: Die gekrümmte, weiße Karbonat-Quarzader zeigt gegen das umgebende Gestein rundlich-wulstige Grenzen wie sie bei schichtparalleler Verkürzung steifer Lagen in geringer viskosem Material entstehen; die Achsenebene der Ader-Falte weicht von jener des Nebengesteins ab.
- D) Handstück: Aufsicht auf die aufgabebelten, verknickten Scheitellinien von Knickfaltensträngen in Crinoidenschichten.

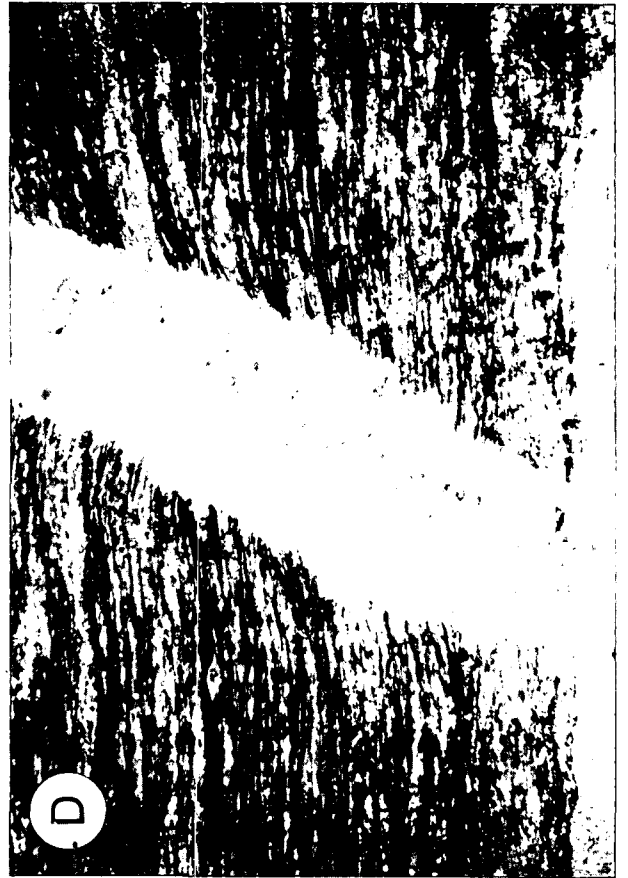


Tafel 3

- A) Handstück: Verkrümmter, ausgeschwänzter Teilkörper aus einer Knickzone.
- B) Handstück: Die dickeren, steilen Adernscharen dürften verheilte Zerrspalten darstellen, während die dünneren Adern (unterer Bildteil) als Scherflächen angelegt worden sind. Zur Bruchbildung kann man eine größte Druckspannung parallel zur Spur der oberen, breiteren Adernschar wirkend annehmen; damit stimmten auch die zu den Scherspalten konjugierten, verheilten Haarrisse (etwa senkrecht verlaufende, sehr dünne Adern) überein. Die Rißscharen sind an stylolithischen Schichtflächen (etwa waagrecht) unterbrochen bzw. versetzt.
- C) Handstück: Scherrisse aus Schubbeanspruchung in einer Dolomitbank zwischen Tuffiten. Die Adern sind durch Schlepplung an den Schichtgrenzen verkehrt S-förmig verkrümmt und teilweise trompetenartig geöffnet. An der oberen Schichtgrenze ist andeutungsweise ein treppenartiger Versatz an den Ader-Ausbissen zu erkennen.
- D) Dünnschliff: Faserige, schwach deformierte Karbonatverheilung eines Risses. Die geringen Schlepplungsspuren im Gestein und die Deformation der Calcitlamellen sind nicht mit der Rißentstehung verbindbar und dürften aus einer nachfolgenden, einengenden Beanspruchung resultieren.



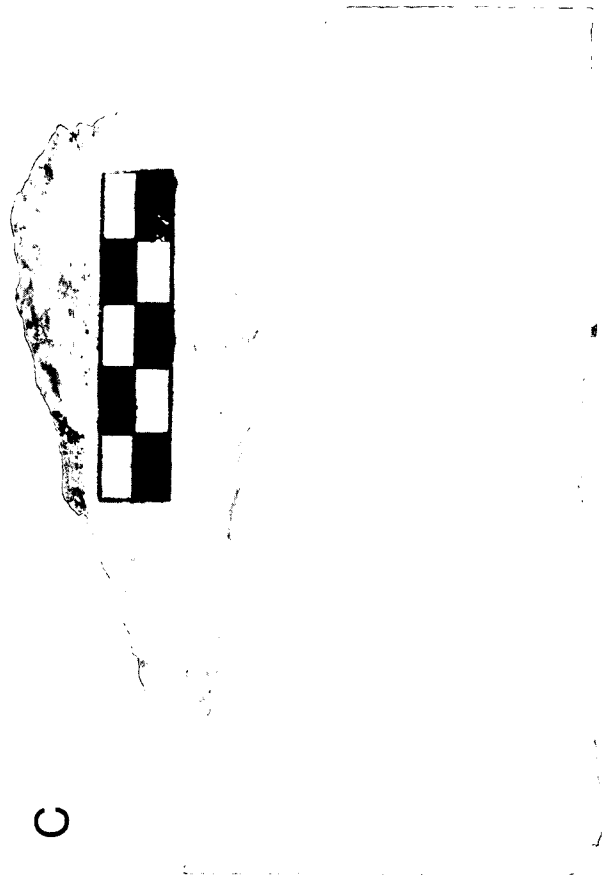
B



D



A



C

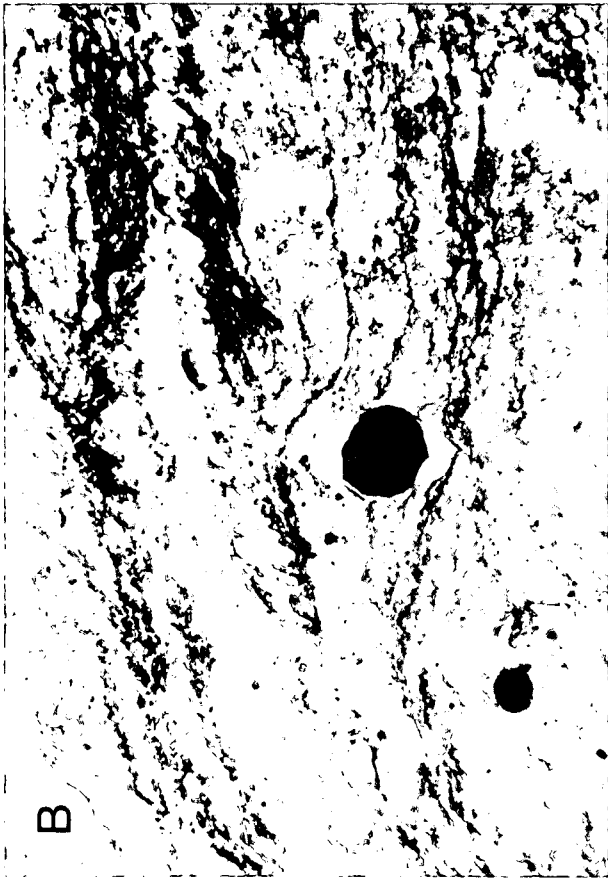
Tafel 4

- A) Dünnschliff: Scheitelbereich eines gefalteten Quarzganges in tonigen Kalkschiefern. Pelitisches Material ist in calzitverheilte Zerrfugen eingepreßt.
Vergr. ca. 80x; Nic. II.
- B) Dünnschliff: Grenzbereich zwischen einer pelitischen (links) und einer karbonatischen Lage im Schenkel einer cm-Antiklinale. Enggepreßte (Schlepp-?) Falten in der Pelitschicht und Zerrungserscheinungen am Außenrand der karbonatbetonten Lage (verflöhte Pyritklumpen mit von Spalten durchschlagenen Quarz-Streckfaserkristalliten).
Vergr. ca. 80x; Nic. +.
- C) Dünnschliff: Querschnitt eines in der Schieferigkeit ausgelängten Korallums; Crinoidenschichten.
Vergr. ca. 80x; Nic. II.
- D) Dünnschliff: Offensichtlich fast undeformiertes Crinoidenstielglied, umgeben von einem breiten Hof aus faserigem bis körnigem Karbonat.
Vergr. ca. 40x; Nic. +.



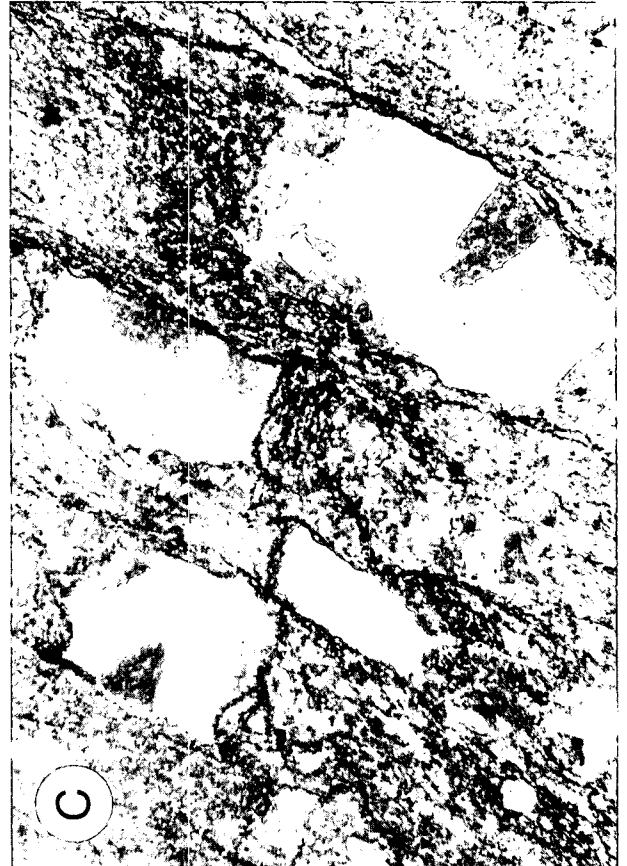
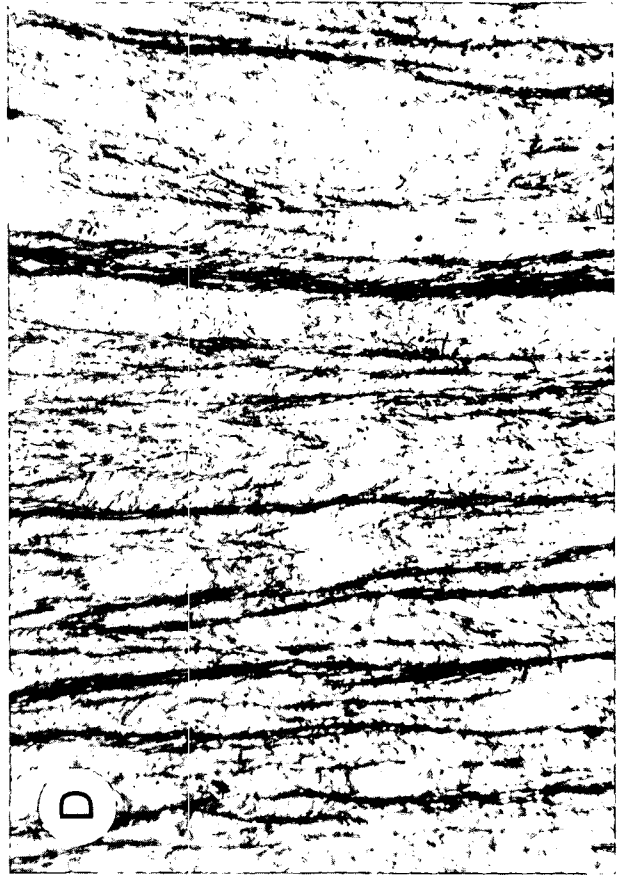
Tafel 5

- A) Dünnschliff: Zerrissenes Kiesband mit kurzen Quarz-Faserbärten an den teiltrotierten Bruchstücken als Hinweis auf Ausläu-
gungen in der Ebene der (Parallel-)Schieferigkeit.
Vergr. ca. 40x; Nic. ||
- B) Dünnschliff: Faserkristallite um Pyrittropfen. Die Quarzstengel wachsen parallel den Achsenebenen von Falten im Hand-
stück- bis Mikrobereich, eine dazu parallele Spur einer Schieferigkeit ist im Bild nur andeutungsweise zu erkennen.
Vergr. ca. 40x; Nic. ||
- C) Dünnschliff: Die Faserkristallite stehen parallel zu einer weitständigen, undeutlichen Schieferigkeitsspur, schräg zur beob-
achtbaren Hauptschieferigkeit. Ihre Enden sind aufgebürstet und scheinen durch Rotation des Gesamtgregates verbogen.
Vergr. ca. 80x; Nic. +
- D) Dünnschliff: Die schwach gekrümmten Quarzfasern am kokardenartigen Pyrit verlaufen parallel einer im Schliff nur unterge-
ordneten Schieferigkeitsspur und biegen erst an ihren Enden in die Hauptschieferigkeit ein. Die Einheit aus Pyrit und Quarz-
fasern ist durch spätes Karbonat so umwachsen, daß das Gesamtgregat eine schmal rechteckige, in der Hauptschieferig-
keit gelängte Form annimmt.



Tafel 6

- A) Dünnschliff: Die in pelitbetonten (dunklen) Streifen deutliche, transversale Schieferigkeit lenkt in karbonatreicheren Lagen aus und erlischt in dickeren Bänken.
Vergr. ca. 40x; Nic. ||.
- B) Dünnschliff: Selektiv in pelitischen Lagen einsetzende Achsenflächenschieferigkeit, die im Handstück als Runzelschieferigkeit erkennbar ist; schwach entwickelte Quarzbärte parallel der Achsenebene an Pyritaggregaten.
Vergr. ca. 40x; Nic. ||.
- C) Dünnschliff: Durch stylolithische Suturen hervorgehobene Parallelschieferigkeit mit gekappten Crinoidenstielgliedern.
Vergr. ca. 40x; Nic. ||.
- D) Dünnschliff: Transversale Schieferigkeit (crenulation cleavage) mit deutlichen penetrativen Flächen (teilweise gebündelt aus engständig gestaffelten Flächen in sehr spitzem Winkel zur Spur der manifesten Schieferigkeit) und absetzigen, feineren Flächenspurten.
Vergr. ca. 80x; Nic. ||.



ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1984

Band/Volume: [127](#)

Autor(en)/Author(s): Brosch Franz Josef

Artikel/Article: [Kleintektonische Beobachtungen aus dem Plabutschunnel-Sondierstollen \(Grazer Paläozoikum, Steiermark\) 525](#)