

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 53

Deformation und Metamorphose von Gesteinen. I



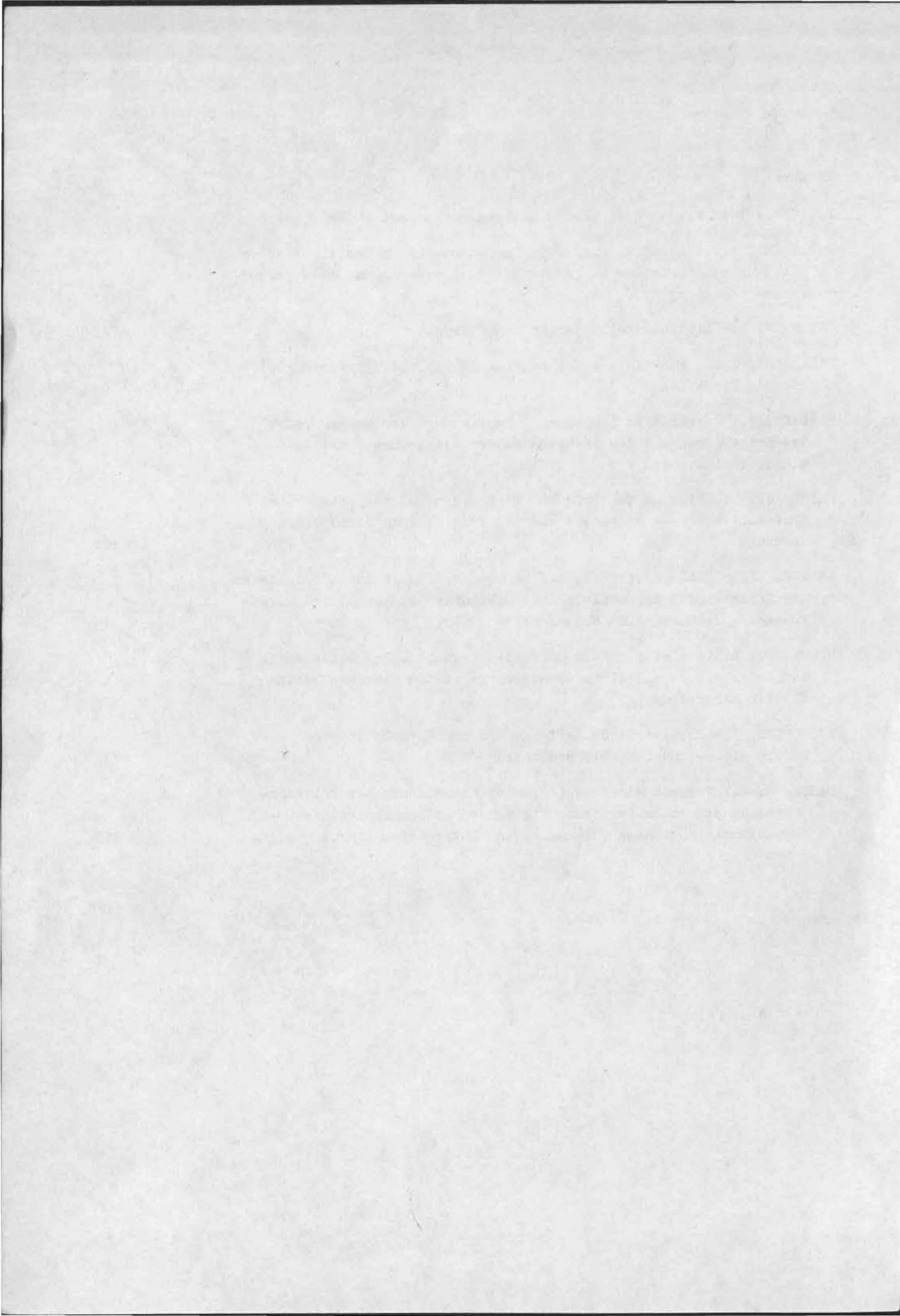
Beiträge der Arbeitsgruppe 4.3 der Problemkommission IX
der multilateralen Zusammenarbeit
der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder
1. Beratung vom 23. 3. - 27. 3. 1976

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1977

Wissenschaftliche Redaktion: Dr. P. Bankwitz, E. Bankwitz
Technische Redaktion: Dipl.-Phil. K. Hasert

I n h a l t s v e r z e i c h n i s

Vorwort	5
EZ, V.V.: Tektonische Deformation und Regionalmetamorphose	7
PATALACHA, E.I.; SMIRNOV, A.V.: Die Hauptmechanismen des plastischen Fließens von Gesteinen bei tektonischen Prozessen und ihre praktische Bedeutung	21
BANKWITZ, P.: Einige Aspekte der Faltenbildung	43
PATALACHA, E.I.; POLJAKOV, A.I.: Regelmäßigkeit und Symmetrie geologischer Strukturen	69
HOFMANN, J.: Quarzgefüge (c-Achsen-Orientierung) der Metamorphite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges als tektonische Indikatoren	81
MATHÉ, G.: Der Einfluß tektonischer Bewegungen auf die metamorphe Kristallisation -- Beispiele aus dem kristallinen Grundgebirge Sachsens	101
KAEMMEL, Th.; MAASS, I.; WAND, U.: Bemerkungen zu Isotopenvariationen des Kohlenstoffs in hochinkohlten Substanzen und Graphiten vordevonischer Sedimente und Metamorphite	115
MÖBUS, G.: Einige Gedanken zum Mobilitätsverhalten der Gesteine in der Erdkruste, speziell im Grundgebirge und im glazigen beeinflussten Känozoikum	127
SCHROEDER, E.: Zur zeitlichen Abfolge und zur Korrelation von Deformations- und Metamorphoseetappen	137
PAECH, H.-J.: Versuch einer tektonischen Rayonierung der Faltungszonen Europas unter Berücksichtigung der faltungsbezogenen Deformationsintensitäten (Einengung und Interndeformation)	153



V o r w o r t

Vor wenigen Jahren wurde die Problemkommission IX der multilateralen Zusammenarbeit der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder zum Thema "Geosynklinalprozeß und Entwicklung der Erdkruste" gegründet (PK IX). In ihr wird seit 1974 die internationale Zusammenarbeit zwischen den sozialistischen Staaten auf ausgewählten Gebieten der geologischen Grundlagenforschung koordiniert, die in den geowissenschaftlichen Einrichtungen der Akademien der Wissenschaften der beteiligten Länder durchgeführt wird. Auf nationaler Ebene sind darüber hinaus weitere geowissenschaftliche Einrichtungen in die Arbeit der PK IX mit eingeschlossen.

Innerhalb der PK IX bearbeitet die Arbeitsgruppe 4.3 das Thema "Deformation und Metamorphose von Gesteinen". Die Arbeitsgruppe führt jährlich eine gemeinsame Beratung durch, verbunden mit mehrwöchigen Geländearbeiten. Die 1. Beratung der AG 4.3 fand vom 23. - 27. 3. 1976 in Berlin, Hauptstadt der DDR, statt.

Jede neu initiierte internationale Zusammenarbeit entwickelt sich in Etappen: vom Gedankenaustausch über die Problem-Fokussierung (Problemorientierung) bis zur Umsetzung in die gemeinsame Arbeit. Während der Berliner Beratung sind auf der Grundlage dieser ersten Bestandsaufnahme demgemäß wissenschaftliche und wissenschaftsorganisatorische Schritte beraten und festgelegt worden, die der Realisierung der Zusammenarbeit dienen (1. Etappe bis 1980).

Die AG 4.3 hat sich mit dem Thema "Deformation und Metamorphose von Gesteinen" das Ziel gesteckt, sich in Teilbeiträgen zur PK IX mit dem Gestein selbst bzw. mit dessen Verhalten bei Deformation und Metamorphose zu befassen und aus den im Gelände beobachtbaren Formen von Deformation und Metamorphose in verschiedenen Tektogenen bzw. Orogenen die Art der Vorgänge zu ermitteln, die zu diesen Erscheinungen geführt haben (Prozeßanalyse). Die Problematik ist also sowohl theoretisch, experimentell als auch durch Geländearbeiten zu verfolgen.

Die Skala der Forschungsthemen schließt Probleme der elastischen, plastischen und rupturrellen Deformation von Gesteinen ein, die zeitliche Korrelation von Deformation und Metamorphose mit tektonischen Phasen, laterale und vertikale Variationen in der Intensität von Deformation und Metamorphose, Gesetzmäßigkeiten in der Entwicklung der Metamorphose und der charakteristischen Deformationsformen sowie der Tektonik generell in metamorphen Gebieten, das betrifft auch räumlich-regionale Beziehungen.

Die prinzipielle Aufgabenstellung der PK IX "Geosynklinalprozeß und Erdkrustenentstehung" orientiert die Blickrichtung der Gesamt- und Spezialuntersuchungen auf Tiefenprozesse der Erdkruste. Für die AG 4.3 ist zur Zeit bereits der Anteil überschaubar, der zum Teilthema "Geosynklinalprozeß" geliefert werden kann und wird. Einer späteren Arbeitsetappe bleibt es vorbehalten, die abzuleitenden Gesetzmäßigkeiten der Form- und Stoffänderungen von Gesteinen im Hinblick auf die "Entstehung der Erdkruste" insgesamt zu überprüfen.

Der vorliegende Sammelband enthält den größten Teil der Vorträge, die auf der 1. Beratung der AG 4.3 gehalten wurden. Er zeigt den ersten Schritt einer planmäßig ablaufenden internationalen Gemeinschaftsarbeit: die Dokumentation laufender Arbeiten, aus denen die zukünftige multilaterale Kooperation hervorgehen wird. In dem in Vorbereitung befindlichen 2. Band der nächsten Arbeiten wird die inzwischen erfolgte multilaterale Orientierung durch Gemeinschaftsbeiträge von Autoren verschiedener Länder deutlicher werden. Ein Vorwort lebt jedoch nicht von Versprechungen, sondern vom lesbar Erreichten: die Tendenz der weiteren Arbeit ist aus den folgenden 10 Beiträgen ersichtlich. Der Progreß und damit Erfolg der zukünftigen Arbeit hängt, wie jede Forschungsarbeit, vorrangig vom persönlichen wissenschaftlichen Engagement für die internationale Kooperation im Rahmen der Problemkommission IX ab.

Die an der Arbeit im Rahmen der AG 4.3 Beteiligten danken dem Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde AdW DDR, Prof. Dr. habil. H. KAUTZLEBEN, für die Möglichkeit, daß die 1. Beratung der Arbeitsgruppe in der DDR durchgeführt werden konnte, und Prof. Dr. sc. K.-B. JUBITZ, Bereichsdirektor im Zentralinstitut für Physik der Erde und ständiger Vertreter der Akademie der Wissenschaften der DDR für die PK IX, für stetige und vielfältige Unterstützung bei der Vorbereitung und Realisierung der Arbeitsberatung sowie bei der Herausgabe des vorliegenden Bandes.

Berlin, DDR
im November 1977

Peter BANKWITZ
Leiter der Arbeitsgruppe 4.3
der Problemkommission IX

Tektonische Deformation und Regionalmetamorphose

von

VALENTIN VIKTOROVIČ EZ¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es wurde eine Modellvorstellung erarbeitet, nach der in der Erdkruste ein materieller Konvektionsstrom existiert: Tektonische Einengung im unteren Teil der Kruste wird durch ein Auseinanderfließen des Materials in einem höheren Abschnitt kompensiert, tektonische Einengung im oberen Teil durch Auseinanderfließen in der unteren Kruste.

Je nach der Position der Gesteinseinheit in einer Aufwärts- oder Abwärtsströmung entstehen aufrechte oder liegende Falten, die im weiteren Verlauf eines Gesamtzyklus sich gegenseitig überlagern. In diesem Schema bilden Metamorphose und Tektonik eine Einheit; die wiederholte Deformation metamorpher Komplexe ist das Ergebnis eines vollständigen Materialkreislaufs. Der Aufwärtsstrom ist durch Granitisation gekennzeichnet.

S u m m a r y

A conception is discussed according to which within the Earth's crust material convection occurs: The tectonic shortening in the lower part of the crust is compensated by diverging flow in the higher part, tectonic shortening in the upper part of the crust is compensated by diverging flow in the lower crust.

Depending on the position of a rock unit within an up or down flow upright or lying folds originate, which superimpose one another. Within this scheme metamorphic and tectonic events form a uniform process; the repeated deformation of metamorphic complexes is the result of a complete circulation of material. The upward flow is characterized by granitization.

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Institut für Physik der Erde, Moskau

Р е з ю м е

Предложена модель, по которой в земной коре существует конвекционный поток материала: тектоническое сжатие в нижней части коры компенсируется расплыванием материала в верхней части, тектоническое сжатие в верхней части — расплыванием в нижней.

В зависимости от расположения данного комплекса пород в восходящем или нисходящем потоках формируются прямые или лежачие складки, которые в дальнейшем ходе полного цикла деформации налегают друг на друга. Рассмотренная схема позволяет увязать метаморфические процессы и тектонические деформации в единый процесс. Повторная деформация метаморфических комплексов является результатом полного круговорота материала. Восходящий поток характеризуется проявлением гранитизации.

Ein Vergleich des Aufbaus und der strukturellen Entwicklung metamorpher Komplexe hinsichtlich der Deformationsintensität, der Überlagerung verschiedener Deformationsphasen, des Zusammenwirkens von Metamorphose und tektonischer Deformation, des gesetzmäßigen Wechsels von Serien, deren Metamorphose auf unterschiedliche Temperaturbedingungen zurückgeht, und hinsichtlich der Verbreitung metamorpher Tiefenkomplexe mit bedeutenden Granitbildungen läßt die Schlußfolgerung zu, daß während des Deformationsprozesses, insbesondere präkambrischer Komplexe, die mit der Granitbildung in Zusammenhang stehenden Konvektionsbewegungen innerhalb der Erdkruste eine wesentliche Rolle gespielt haben.

Die Untersuchung regionaler metamorpher Komplexe wirft eine Reihe bisher ungeklärter Probleme auf, z.B. wie weit der Druck als Voraussetzung der Metamorphose dem lithostatischen Druck entspricht, geht man von einer Entsprechung aus, erhebt sich die Frage, auf welche Weise Serien, die der Metamorphose in großen Tiefen unterworfen waren, wiederum an die Oberfläche gelangten. Es bleibt zu klären, weshalb metamorphe Komplexe immer die Spuren intensiver und wiederholter Deformationen tragen, weshalb im Verlauf der Entwicklung vieler metamorpher Zonen die früheren Etappen der Metamorphose durch einen größeren Wert des Verhältnisses von Druck zu Temperatur gekennzeichnet sind als die späten Etappen (GLEBOVICKIJ 1973). Angaben über die strukturelle Entwicklung metamorpher Komplexe und die Art der Deformation weisen auf die Möglichkeiten bei der Lösung dieser Fragen hin.

Viele Untersuchungen gelten der Frage des Bildungsniveaus und der Bildungszeit der Regionalmetamorphose im Verlaufe der tektonischen Entwicklung. Eine direkte Korrelation der metamorphen Prozesse ist jedoch dadurch erschwert, daß die Gesetzmäßigkeiten der tektonischen Entwicklung im oberflächennahen Bereich der Erdkruste untersucht werden müssen, während die metamorphen Prozesse in der Tiefe abliefen. Das gilt vor allem für sehr alte metamorphe Komplexe. Ihre geologischen Entstehungsbedingungen sind, ebenso wie die primäre Gesteinszusammensetzung, nur mit großem Arbeitsaufwand herauszufinden und die Ergebnisse mit Fehlern behaftet. Da der weitaus größte Teil der kontinentalen Kruste aus derartigen Gesteinskomplexen aufgebaut ist, sind die Gesetzmäßigkeiten ihrer Entwicklung von großem Interesse.

Die Karte der metamorphen Zonen der UdSSR, zusammengestellt auf Initiative des Instituts für Geologie und Geochronologie des Präkambriums der Akademie der Wissenschaften der UdSSR (KRATC & GLEBOVICKIJ 1972), zeigt bei einer Analyse, daß über die Hälfte des zutage streichenden Archaikums und unteren und mittleren Proterozoikums metamorphe Bildungen aus sehr großer Tiefe sind: Subfaziesgesteine der Granulitfazies, entstanden bei mittleren und hohen Drücken (teilweise durch eine Amphibolitfazies verändert), sowie Gesteine der Hochtemperatur-Almandin-Amphibolit-Subfazies. Die Drücke, bei denen sich diese Gesteine bilden, werden dem Bereich von 5 bis 10 kbar zugerechnet. Falls diese Drücke ausschließlich durch die Auflast des Hangenden hervorgerufen werden, so bedeutet das, daß der weitaus größere Teil der gegenwärtig an der Erdoberfläche ausstreichenden sehr alten Gesteinskomplexe einer Metamorphose in einer Tiefe von 20 bis 30 km unterworfen war.

Am einfachsten wäre es, das Ausstreichen solcher Komplexe an der heutigen Erdoberfläche durch eine allgemeine Hebung großer Abschnitte der Erdkruste und eine damit verbundene Tiefenerosion zu erklären. Dem widerspricht aber vor allem das Fehlen einer Akkumulation von Abtragungsprodukten in solchen Mengen, die einer derart gewaltigen Erosion entsprechen. Es kann natürlich vermutet werden, daß sich die ältesten Metamorphite nacheinander in kleinräumigen Mobilzonen gebildet haben, wobei die Erosionsprodukte der älteren Zonen das Material für die Akkumulation in der jüngeren lieferten. In einem solchen Fall dürfte die Menge des erodierten und umgelagerten Materials nicht sehr groß gewesen sein. Eine derartige Vermutung birgt jedoch ebenfalls eine Reihe von Widersprüchen in sich.

Falls es sich um freie Hebungen handelte, müßten wir heute auf ihren Flanken eine zonale Verteilung der metamorphen Fazies bis hin zu der Fazies der niedrigsten Temperatur vorfinden. In sehr alten Gesteinen wird ein derartiges Bild äußerst selten angetroffen. Erfassten dagegen die Hebungen und Senkungen ganze Schollen, so bleibt auffallend, daß die Amplitude der Vertikalbewegungen überall derart einheitlich war, daß überwiegend Metamorphite der Tiefenfazies in den Bereich der heutigen Oberfläche gelangten.

Diesen beiden Vermutungen widerspricht auch die große Homogenität des Liegenden der Erdkruste dort, wo sehr alte Komplexe ausstreichen. Die Mächtigkeit der Kruste zeigt keine Abhängigkeit vom Tiefenniveau der an die Oberfläche gelangten metamorphen Komplexe und weicht selten um mehr als 5 km von 40 km ab. Gleichzeitig läßt eine Vielzahl von Angaben vermuten, daß die Grenze zwischen Kruste und Mantel nicht einfach die Grenze eines Phasenübergangs ist, die automatisch auf ein bestimmtes Niveau bei vertikalen Schwankungen festgelegt werden kann, sondern daß sie die Unterschiede zwischen Erdkruste und Mantel in bezug auf die chemische Gesamtzusammensetzung widerspiegelt.

Wenn allein vertikale Bewegungen erforderlich wären, würde es ausreichen, daß die Gesteine den Bedingungen der Metamorphose unterworfen werden und danach wieder an der Oberfläche ausstreichen; der außerordentlich hohe Dislokationsgrad und die wiederholten Deformationen der metamorphen Serien blieben jedoch unverstänlich: Irgendwo müßten Gesteine zutage treten, die auch nach Durchlaufen der Tiefenmetamorphose eine praktisch ungestörte horizontale Lagerung beibehalten hätten.

Vielfach wird die Lösung dieser Widersprüche in der Vermutung gesehen, daß der Druck bei der Metamorphose in keinem direkten Zusammenhang mit der Tiefe steht. Die einen Autoren meinen, daß aus verschiedenen Gründen ("Überhitzung" der Flüssigphase, Zufuhr von Fluida unter hohem Druck aus großen Tiefen, tektonische Prozesse) innerhalb der Erdkruste ein allseitiger Druck auftreten kann, der größer ist als die Auflast des Hangenden. Obwohl denkbar, ist eine derartige Vorstellung jedoch kaum auf homogene regionalmetamorphe Komplexe anwendbar, die große Flächen umfassen. Der von allen Seiten wirkende Druck innerhalb der Erdkruste kann die Auflast des Hangenden an Größe nicht übertreffen, kann nicht größer sein als die Festigkeit dieser Schichten, die in diesem Falle von der Dilatationsfestigkeit der Schichten bestimmt wird. Da in allen Entwicklungsstadien der Erdkruste und auf allen Krustenniveaus, auch auf den tiefsten, zahlreiche Bruchstörungen auftraten (EZ 1970), ist eines offensichtlich. Je größer eine Fläche ist, um so wahrscheinlicher ist es, daß auf derselben vertikale Brüche vorkommen, die die horizontale Dilatationsfestigkeit praktisch auf Null herabsetzen. Folglich ist anzunehmen, daß "Höchstdrücke" auf großen Flächen nicht auftreten.

Andere Autoren meinen, daß die vorner angeführten Druckwerte, bei denen die metamorphen Reaktionen abgelaufen sind, stark überhöht sind, da der durch tektonische Ursachen bedingte ungleichseitige Spannungszustand bei metamorphen Prozessen nicht berücksichtigt wurde. Obwohl diese Überlegungen im Prinzip wahrscheinlich richtig sind, ist kaum anzunehmen, daß ihre praktische Bedeutung in bezug auf eine konkrete geologische Situation groß ist.

Der ungleichseitige Spannungszustand kann bei unterschiedlichen Strukturverhältnissen wie auch darüber hinaus innerhalb einer Schicht, die zu einer Falte verbogen ist, nicht gleich sein. An der konvexen Seite der Schicht, die unter anhaltendem Druck verbogen wurde, treten Zugspannungen und an der konkaven Seite Druckspannungen auf. Irgendwo innerhalb der Schicht bleibt der Spannungszustand jedoch praktisch gleichmäßig und allseitig. Es wurden noch keine Falten beschrieben, in denen in verschiedenartigen Schichtabschnitten Mineralien unterschiedlicher metamorpher Fazies vorkommen und entsprechend dem Spannungsfeld angeordnet sind. Die Mineralassoziationen der regionalmetamorphen Komplexe sind vielmehr über eine große Strecke sehr gleichförmig und in der Regel von der Beschaffenheit der durch sie gebildeten Struktur sowie von tektonischen Deformationen unabhängig. Derart gleichförmige Drücke können nur durch die Masse des Hangenden hervorgerufen werden. Folglich spielt der ungleichseitige Spannungszustand bei der Entstehung von metamorphen Fazies keine bestimmende Rolle.

Es können mindestens zwei mögliche Gründe für eine derartige Divergenz zwischen den thermodynamischen Berechnungen und den wirklichen geologischen Verhältnissen genannt werden. Das ist erstens die große Nachgiebigkeit des Gesteins in bezug auf Deformationen bei der Metamorphose, wobei die Deformation hauptsächlich durch Umkristallisierung hervorgerufen wird. In diesem Fall kann die Elastizitätskomponente der Deformation niemals so groß sein, daß ungleichseitige Spannungen hervorgerufen werden können, die ausreichen würden, um Reaktionen während der Metamorphose in das Stabilitätsfeld anderer Mineralassoziationen zu verschieben. Zum zweiten kann der die tektonischen Deformationen hervorrufende ungleichseitige Druck kaum zur Genese dichter Mineralphasen beitragen, da bei tektonischen Deformationen deformierte Schichtfolgen an Umfang eher ab- als zunehmen. Gleichfalls vergrößert sich die Anzahl der freiwerdenden Stellen und

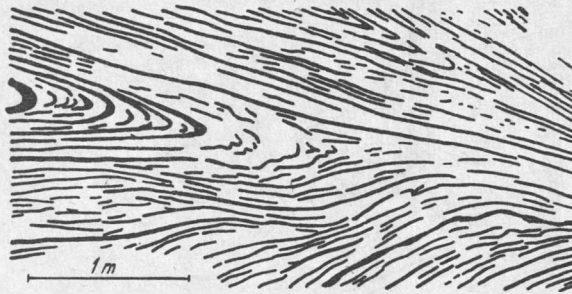


Abb. 1. Stark eingeengte liegende Falten in präkambrischen Migmatiten Nordkareliens (Zeichnung nach einer Photographie)

Versetzungen im Kristallgitter, und es entstehen durch Drehung früher eng aneinander-grenzender Korngruppen intergranulare Poren. Gut bekannt sind auch die Schichtumbie-gungen in Falten sowie das Auftreten von Dehnungsspalten auf der konvexen Seite der Faltenumbiegungen, die mit Gangmaterial gefüllt sind.

Wenden wir uns nun wieder dem Problem zu, wie die an der Erdoberfläche entstandenen sedimentären und vulkanogenen Bildungen, die sich zeitweise in sehr großer Tiefe befan-den, wieder an die Erdoberfläche gelangten. Diese Prozesse sind keine Ausnahmereishei-nungen, sondern erfaßten vielmehr zeitweilig praktisch die gesamte Fläche der Kontinen-te. Die Untersuchung der Strukturbeschaffenheit metamorpher Komplexe und ihrer Genese gestatten, dieses Problem zu lösen.

Heute kann mit Gewißheit behauptet werden, daß alle regionalmetamorphen Komplexe einer intensiven und wiederholten tektonischen Deformation unterworfen waren, wobei zu verschiedenen Zeiten der dazugehörige Deformationsplan unterschiedlich war (EZ 1970). Die mitunter in den metamorphen Gesteinen erhaltenegebliebenen Mineralassoziationen früherer Metamorphoseetappen erlauben es, davon zu sprechen, daß sich nicht nur der Deformationsplan, sondern auch die thermodynamischen Bedingungen verändert haben, un-ter denen diese metamorphen Prozesse abliefen, die diese Deformationen begleiteten.

Metamorphe Komplexe sind unterschiedlich gefaltet, von den kleinsten Falten bis zu Falten, die sich über viele Kilometer erstrecken. Im Querprofil zeigen sie häufig eine komplizierte Form. In metamorphen Schichtserien werden praktisch überall Falten angetroffen, die derart stark eingeengt wurden, daß sie kaum zu erkennen sind. Dadurch entsteht der falsche Eindruck einer parallel geschichteten Lagerung, die nicht durch Falten gestört ist (Abb. 1). Deformationen, die bei der Metamorphose und auch in höhe-ren Bereichen vorkommen, wurden von einer Veränderung der Kompaktheit des Materials begleitet. Die Falten wurden durch eine große Anzahl von Brüchen unterteilt und die Teile häufig durch Verschiebungen entlang der Brüche voneinander getrennt, so daß schließlich eine komplizierte Struktur von Bruchfalten entstand.

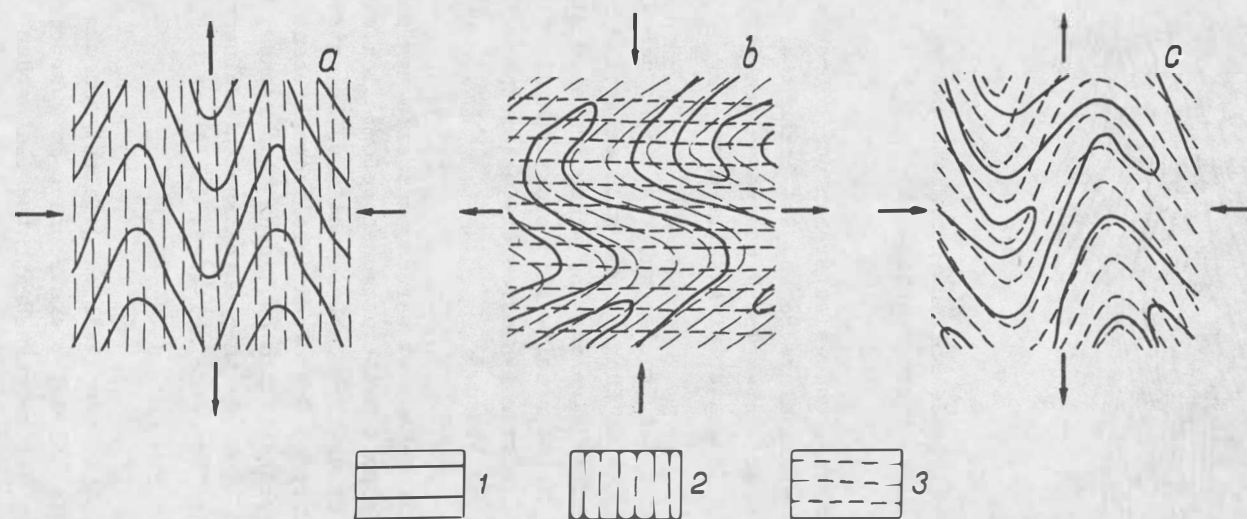


Abb. 2. Schema der Faltenbildung

a - aufrechte Falten; b - liegende Falten, die aufrechte überlagern; c - aufrechte Falten, die liegende überlagern.

1 - Schichtung; 2 - erste Schieferung; 3 - zweite Schieferung

Morphologische Untersuchungen der Struktur metamorpher Komplexe bestätigen, daß der vorherrschende Typ von Falten, die sich bei der Metamorphose (auch in weniger tiefen Bereichen der Erdkruste) herausbildeten, durch Kompression im Streichen entstand (EZ 1976).

In nichtmetamorphen Schichtfolgen überwiegen aufrechte oder schwach geneigte Falten, was bei Kompression horizontal lagernder Schichten völlig natürlich ist. Die erforderliche Voraussetzung für die Bildung dieser Falten ist die horizontale Kompression der Körper, die gefaltet werden (Abb. 3a). Da die Kompressibilität des Gesteins im Vergleich zum Deformationsumfang bei der Faltenbildung unbedeutend ist, müssen bei der Faltung horizontal lagernder Schichten infolge von Kompression die Vertikalgrößen entsprechend zunehmen.

In metamorphen Schichtfolgen (mit Ausnahme von aufrechten Falten) sind liegende Falten (Abb. 1) sehr verbreitet, die durch Faltung eines nicht horizontal, sondern vielmehr vertikal geschichteten Mediums bei Verringerung der Vertikalgrößen entstehen konnten. Eine vertikale "Schichtung", die noch im nichtmetamorphen Gestein in Form einer Schieferung von Faltenserien entstand, tritt besonders deutlich in metamorphen Komplexen zutage, in denen praktisch überall eine Schieferung entwickelt ist (auch eine Schieferung, die im Prinzip parallel zu den Achsenebenen der Falten verläuft), sowie eine metamorphe oder Migmatitbänderung, die längs der Schieferung angeordnet ist. Um diese Fläche falten zu können, muß sich der Deformationsplan grundlegend ändern im Vergleich zu dem Deformationsplan, bei dem die ersten Falten entstanden: Das ist erforderlich, um die Verringerung der Horizontalgrößen in eine Dehnung in horizontaler Richtung und eine Kompression in vertikaler Richtung zu verwandeln (Abb. 2b). Die dabei entstehenden liegenden Falten sind keine primären Deformationsprodukte horizontal geschichteter Serien, sondern überlagern ein System anderer, früher existierender Falten.

Ein Merkmal der Struktur metamorpher Komplexe ist die Tatsache, daß später entstandene Falten ältere überlagern (Abb. 3). Detaillierte Strukturuntersuchungen der unterschiedlichsten Bereiche zeigen, daß gewöhnlich drei bis vier nacheinander entstandene Faltenysteme gefunden werden. Jedes dieser Systeme entspricht einer bestimmten Orientierung der Deformationswirkung im Verhältnis zum jeweiligen Gesteinsvolumen. Am häufigsten überlagern liegende Falten aufrechte und aufrechte liegende (Abb. 2c u. 3). Daraus folgt, daß große Gesteinsmengen nacheinander bald einer horizontalen Kompression bei vertikaler Dehnung, bald einer horizontalen Dehnung bei vertikaler Kompression ausgesetzt waren. Bei der Metamorphose entstanden praktisch in jeder Etappe der Deformation neue Texturen, die sich gemäß dem Deformationsplan entwickelten.

Die bedeutende Größe der Deformationen während der Metamorphose ist hinreichend bekannt. In metamorphen Komplexen müssen in einigen Stadien Isoklinalfalten entstehen, deren Schenkel praktisch parallel verlaufen. Berechnungen zeigen, daß beispielsweise für die Bildung von Falten mit einem Öffnungswinkel von 10° (je nach der Intensität der Schichtverbiegung und der homogenen Deformation der ganzen Serie) eine fünf- bis zehnfache Verkürzung längs der Ausgangslage der Schichtung erforderlich ist. Dabei vergrößert sich die Gesamtmächtigkeit der gefalteten Serie gleichfalls auf das Fünf- bis Zehnfache. Falls eine horizontale Schichtenfolge von 10 km Mächtigkeit in derar-



Abb. 3. Aufrechte Falten überlagern liegende Falten in metamorphen Schieferen
(nach einer Photographie von J. V. MILLER)

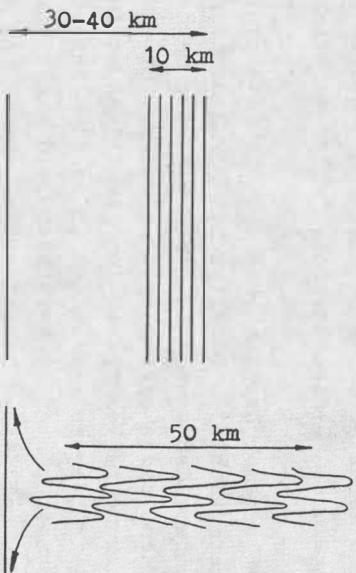


Abb. 4. Schematische Darstellung, die zeigt, dass die Erdkruste nicht in ihrer Gesamtmächtigkeit von homogenen großen Deformationen erfaßt werden kann

tige Falten gelegt wird, müßte ihre Mächtigkeit nach der Faltung 50 km betragen (Abb. 4). Der obere Teil dieser Schichtenfolge wird über das durchschnittliche Niveau der Erdoberfläche gehoben und der Erosion ausgesetzt. Nimmt man an, daß die Mächtigkeit symmetrisch nach oben und unten zunimmt (was offensichtlich nicht der Fall ist, da Hebungen mit Amplituden von 20 km nicht festgestellt wurden), so befinden sich auch dann die unteren Abschnitte dieser Schichtenfolge in einer Tiefe von 30 km, d.h. auf einem Niveau, auf dem die Metamorphose unter recht hohen Drücken abläuft.

Offensichtlich können Deformationen derartiger Intensität und desselben Strukturplans auch auf kleinen Flächen nicht die Gesamtmächtigkeit der Erdkruste erfassen. Es bleibt zu vermuten, daß unter den Abschnitten der Erdkruste, die einer horizontalen Kompression ausgesetzt waren, das Material horizontal gedehnt und dabei aus dem Senkungsgebiet weggeführt wurde. Analoge Überlegungen führen zu der Schlussfolgerung, daß sich in der Nachbarschaft solcher tiefliegenden Abschnitte Zonen horizontaler Kompression, die kompensiert wurden, befinden müssen und in höheren Lagen Zonen horizontaler Dehnung. Die einfachste dabei mögliche Verteilung der Deformationspläne im Profil der Erdkruste zeigt Abb. 5 a und die allgemeine Bewegungsrichtung des Materials während der Deformation Abb. 5 b. Anders ausgedrückt, erfordert eine derartige Verteilung der Deformationspläne unweigerlich einen gewissen Materialkreislauf in der Erdkruste: das Absinken von Material in einigen Zonen und die Hebung in benachbarten. Die Abwärtsströmung fließt in den tieferen Krustenteilen in verschiedenen Richtungen auseinander, speist dabei den Aufwärtsstrom, und das aufsteigende Material fließt in den oberen Teilen auseinander.

Im oberen Abschnitt der Abwärtsströmung erfolgt eine Kompression in horizontaler und eine Dehnung in vertikaler Richtung. Es entstehen aufrechte Falten und parallel zu ihren Achsenebenen neugebildete Texturen, die eine subvertikale Lage haben. Im unteren Abschnitt der Abwärtsströmung dagegen verringert die Materialbewegung die vertikalen Komponenten und vergrößert die horizontalen, es entstehen liegende Falten und eine subhorizontale flache Struktur. Trifft dieses Material auf den Anfang eines aufsteigenden Zweiges, wird es wiederum horizontal zusammengepreßt und in Richtung Erdoberfläche gedehnt, aufrechte Falten überlagern vormals liegende, es bilden sich subvertikale Texturen. Fließt das Material oben auseinander, werden die Bedingungen dafür geschaffen, daß neue liegende Falten entstehen oder daß vormals aufrechte Falten überkippen. Prinzipiell stimmt dieses Schema durchaus mit den mehrmals erfolgten tektonischen Deformationen der metamorphen Komplexe überein.

Das vorgeschlagene Modell für die Entstehung der Strukturen metamorpher Komplexe hat den Vorzug, daß es keine spezifischen Bedingungen erfordert und nicht nur lokal, sondern praktisch auf der gesamten Fläche der Kontinente wirksam sein kann. Eine Deformationsverteilung dieser Art kann sich mehrfach wiederholen und einen übereinstimmenden Entwicklungs- und Strukturtyp über große Gebiete hinweg garantieren. Das erörterte Schema entspricht dem Schema des Stoffaustauschs zwischen oberer und unteren Abschnitten der Erdkruste von BELOUSSOV (1966) und RAMBERG (1967), bei dem leichteres Material, das einer Granitisierung unterworfen war, aus tiefen Bereichen der Erdkruste aufsteigt.

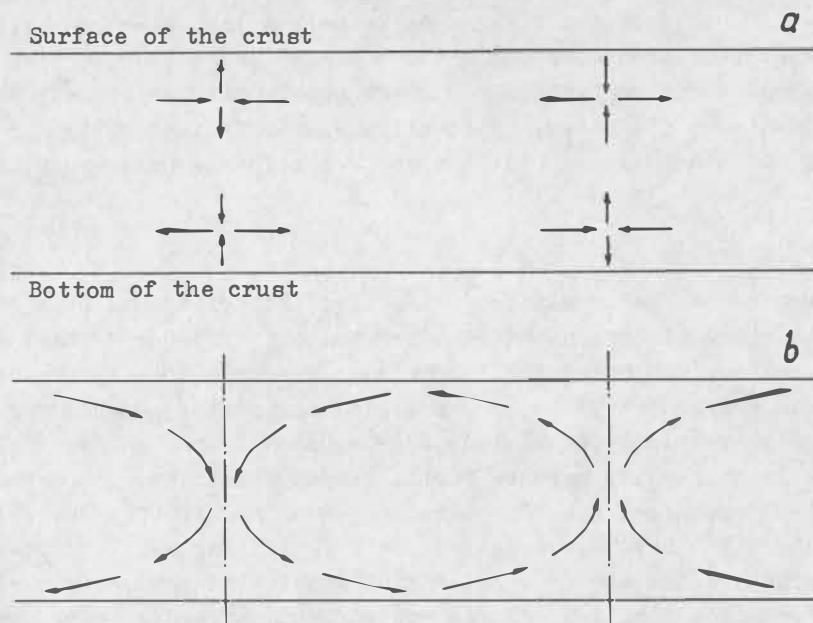


Abb. 5. Schema der Richtungen sehr großer Deformationen im Profil der Erdkruste (a) und Bewegungsrichtungen des Materials bei den Deformationen (b)

Es kann vermutet werden, daß die Verteilung der Aufstiegszonen durch intensivere Ströme granitisierter Fluida bestimmt wird. In diesen Zonen mußte sich die Gesteinsdichte in Senkungsfeldern verringern: hauptsächlich als Ergebnis einer Umwandlung von primär stärker basischem Krustenmaterial in leichtere granitisierte Gesteine; ferner durch das Auftreten einer großen Anzahl von Schmelzflüssen und schließlich infolge einer höheren Temperatur, die sowohl durch die Zufuhr von Tiefenwärme als auch durch die Zufuhr radioaktiver Stoffe sowie durch den exothermen Charakter, der hier ablaufenden Reaktionen, bedingt war.

Wird angenommen, daß zwischen dem granitisierten Aufwärtsstrom und der Abwärtsströmung die Differenz der durchschnittlichen Gesteinsfestigkeit $0,3 \text{ g/cm}^3$ beträgt, so erreicht in einer Tiefe von 30 km zwischen der Abwärtsströmung und dem Aufwärtsstrom die Differenz des Belastungsdrucks rund 2 kbar. Scheinbar ist das keine ausreichende Größe, um Bewegungen und Deformationen gewaltiger Massen hervorrufen zu können. Berücksichtigt werden muß jedoch, daß dabei die Restdeformation im Zuge metamorpher Prozesse abläuft und die Partikelumlagerung hauptsächlich durch Umkristallisierung erfolgt, was zur Folge hat, daß die wirksame Viskosität der Erdkruste faktisch durch die Geschwindigkeit der metamorphen Reaktionen und die Geschwindigkeit des Lösungsprozesses sowie der Ablagerung bestimmt wird.

Die dabei ablaufenden Prozesse gibt schematisiert Abb. 6 als Profil wieder. Um die Formen der in den oberen und unteren Abschnitten der Erdkruste hervorgehobenen Räume zu verdeutlichen, die anfangs das Aussehen horizontaler mächtiger Schichten haben, werden sie auf der Basis von Versuchswerten (RAMBERG 1967) dargestellt: a und b vertreten Etappen der Umbildung absinkenden Materials, c und d synchron dazu ab-

laufende Etappen der Umbildung aufsteigenden Materials. Die ursprüngliche Struktur des aufsteigenden Materials der unteren Abschnitte (c) der Erdkruste ist vermutlich nicht Horizontalschichtung, sondern entspricht der Struktur des absinkenden Materials (b), da die Wahrscheinlichkeit äußerst gering ist, daß nichtdeformiertes Material in sehr große Tiefen gelangt. Geologische Daten zeigen auch, daß Granulitkomplexe, die aus tiefen Abschnitten während der Granitisierung emporgehoben wurden, schon vor der Granitisierung eine komplizierte Deformationsgeschichte durchlaufen haben. Anders ausgedrückt heißt das: Es ist Material aus der Tiefe emporgestiegen, das im unteren Abschnitt des Senkungsfeldes in vorhergehenden Stadien der Krustenbildung auseinandergeflossen ist.

Charakter und Richtung metamorpher Prozesse müssen sich in den Abwärts- und Aufwärtsströmungen wesentlich unterscheiden. Berechnungen zeigen (DOBRECOV u.a. 1970), daß sich in der Abwärtsströmung die Temperaturzunahme mit der Tiefe bedeutend verringert. Die entsprechend dem Absinken und der Erwärmung ablaufende Dehydratisierung gewährleistet, daß emporsteigende Fluida in hohem Maße mit Wasser gesättigt werden. Es ergibt sich die Möglichkeit einer Wegführung von Alkalien (hauptsächlich Natrium) und SiO_2 aus tiefen Abschnitten in höhere, da sich die Löslichkeit beider bei Temperaturzunahme erhöht, obwohl die Metamorphose im deszendente Zweig mehr isochemisch abläuft, weil hier die Zufuhr aus subkrustalen Tiefen kaum Bedeutung hat. In der Abwärtsströmung werden die Temperaturen der Granulitfazies anscheinend nicht erreicht. Das Gestein befindet sich nur dann im Bereich derartiger Temperaturen, wenn es in eine Zone mit aszendenten Bewegungen gerät.

Im Aufwärtsstrom gehen die metamorphen Prozesse bei einer höheren geothermischen Tiefenstufe vor sich. Gerade hier laufen intensive Prozesse ab, die durch Kieselsäure- und Alkalizufuhr aus der Tiefe das ursprüngliche, überwiegend basische Gestein der Erdkruste in stärker saures umwandeln. Die Metamorphose steht mit einer Granitisierung in Verbindung und hat einen stark ausgeprägten allochemen Charakter.

Verständlicherweise werden nicht alle Unterschiede zwischen den einzelnen Metamorphosetypen allein durch aszendente und deszendente Bewegungen bestimmt. Da die Bewegungsrichtung selbst jedoch durch die Zufuhr von Tiefenfluida und durch deszendente und aszendente Bewegungen bestimmt wird, weisen die Metamorphosetypen unterschiedliche Fluidaverhältnisse auf und stehen mit der Bewegungstendenz in sehr engem Zusammenhang.

Wird granitisiertes Gestein in noch höhere Bereiche gehoben, wird es der Diaphthorose bei niedriger Temperatur ausgesetzt. Da in der Aufwärtsströmung jedoch das Ausgangsgestein im Unterschied zur Abwärtsströmung nicht mit Wasser gesättigt ist, laufen die Prozesse der Tieftemperatur-Metamorphose lokal und nur in intensiver deformierten Zonen ab, die von Fluida erreicht werden. Offenbar hängt damit auch zusammen, daß in einem aszendenten Strom Kataklyseprozesse und Mylonitisierung stark entwickelt sind.

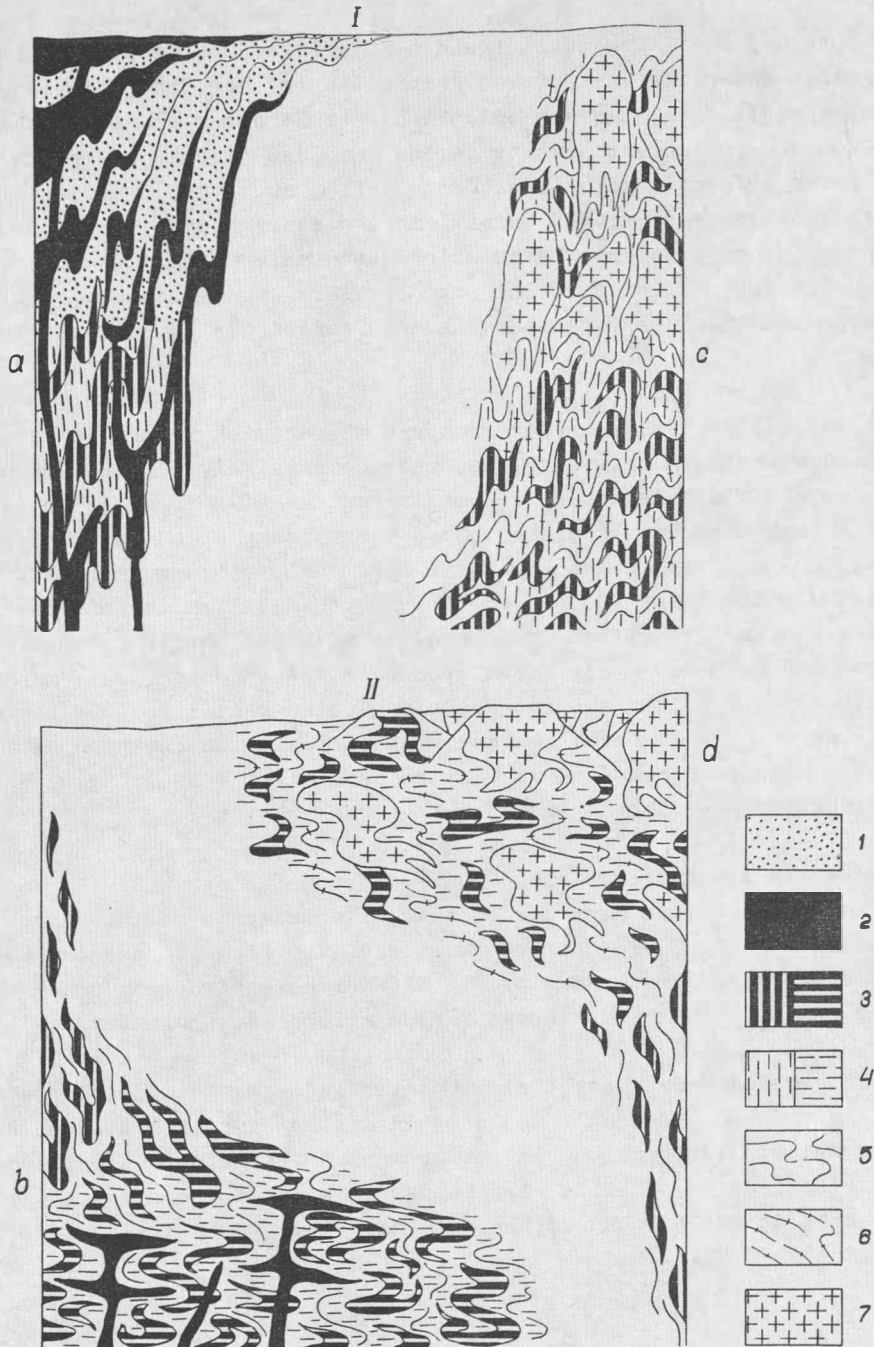


Abb. 6. Schema der Reihenfolge struktureller und stofflicher Gesteinsumwandlungen in tiefen Bereichen der Erdkruste beim Absinken (a und b) und Auftauchen (c und d)

1 - nichtmetamorphes Sedimentgestein; 2 - basisches und ultrabasisches magmatisches Gestein; 3 - metamorphisiertes basisches und ultrabasisches Gestein; 4 - Schieferung, die sich in der jeweiligen Etappe bildet; 5 - Schieferung, die sich in der vorhergehenden Etappe gebildet hat; 6 - Migmatite; 7 - Granitoide

In die höheren Abschnitte dringen stets die gleichen Gesteinsmengen auf, so daß sich im Gestein in der Nähe der Erdoberfläche eine entsprechende Umwandlungsfolge ausgeprägt hat: Metamorphose der Granulitfazies - Metamorphose der Amphibolitfazies bis zum Schmelzen der Granitoide - Intrusion von Granitoidschmelzen aus tieferen Lagen - Tieftemperatur-Diaphthorese. In welchem Verhältnis die beiden letztgenannten Prozesse zueinander stehen, hängt davon ab, in welchem Maße die Granitoidschmelzen vertikal intrudieren.

Der vollständige Umwandlungszyklus, den ein gleichbleibendes Gesteinsvolumen durchläuft (er beginnt mit dem Absinken des Gesteins und endet mit dem erneuten Ausstreichen an der Oberfläche), kann durchaus als Deformations- und Metamorphosezyklus des jeweiligen Gesteinsvolumens bezeichnet werden. Vom Standpunkt der Entwicklung größerer tektonischer Einheiten aus betrachtet, umfaßt der erörterte Prozeß des Stoffaustauschs, der durch die Zeitspanne der Granitisierung bedingt ist, nur kurze Episoden, in deren Verlauf jedoch wichtige Veränderungen der Struktur und der Stoffzusammensetzung vor sich gehen. Der vollständige Zyklus des Absinkens und des Aufstiegs jeder Gesteinseinheit entspricht zwei Episoden der Granitisierung, die jedoch in verschiedenen Gesteinseinheiten zutage treten.

Die Untersuchung von Entwicklung und Beschaffenheit der Struktur metamorpher Komplexe führt uns zu dem erörterten Schema des Stoffaustauschs zwischen den oberen und unteren Krustenabschnitten. Es gestattet, eine ganze Reihe verschiedenartiger geologischer Erscheinungen als einen einheitlichen Prozeß zu korrelieren:

1. Die erforderliche aufeinanderfolgende Überlagerung von Falten verschiedener Generationen und unterschiedlichen Plans in metamorphen Komplexen.
2. Den engen Zusammenhang zwischen metamorphen Prozessen und tektonischen Deformationen, da sich die Tiefe, in der sich das Gestein befindet, gerade bei der Deformation ständig geändert hat. Der kontinuierliche Gesteinszerfall bei der Deformation begünstigte außerdem die Kornaktivierung und erhöhte die Kornpermeabilität für die Bewegung von Fluida.
3. Das Ausstreichen metamorpher Tiefenbildungen auf großen Flächen an der Erdoberfläche.
4. Die weite Verbreitung granitisierten Materials unter dem gegenwärtig an der Oberfläche ausstreichenden metamorphen Gestein.
5. Die Existenz zweier prinzipiell unterschiedlicher Reihen metamorpher Fazies: eine Reihe mit progressiver Metamorphosetendenz, die ein entsprechend geringes Temperaturgefälle aufweist und einen mehr isochemen Charakter hat, sowie eine Reihe mit retrograder Metamorphosetendenz und ausgeprägt allochemem Charakter, die sich bei einer hohen geothermischen Tiefenstufe herausbildet und mit der Granitisierung in engem Zusammenhang steht.
6. Gestein, das sich bei einem geringen Temperaturgefälle gebildet hat, wird in polymetamorphen Komplexen überwiegend von Gestein überlagert, das infolge einer Metamorphose mit großem Temperaturgefälle entstand.
7. Häufig überlagern Erscheinungen, die mehr den Charakter einer Tieftemperatur-Metamorphose-Fazies haben, Erscheinungen, die mehr den Charakter einer Hochtemperatur-Metamorphose-Fazies haben. Dabei sind äußerst selten direkte Spuren einer umgekehrten Reihenfolge vorhanden.

Der vorliegende Bericht ist nicht als Versuch anzusehen, die ganze Vielfalt der strukturellen Erscheinungen der Erdkruste und alle Formen des wechselseitigen Zusammenhangs zwischen tektonischen und metamorphen Prozessen zu klären. Wahrscheinlich erfolgte in den ältesten Epochen ein derartiger Austausch mit mehr Energie, obwohl die Existenz phanerozoischer paariger Metamorphosezonen mit unterschiedlichen Metamorphosetypen erlaubt, davon zu sprechen, daß wahrscheinlich zu einer späteren Zeit ähnliche Prozesse abliefen.

Verständlicherweise ist das erörterte Schema nicht frei von Mängeln und Widersprüchen. Um auf dieser Grundlage eine vollwertige Hypothese aufstellen zu können, müssen noch bedeutend mehr Untersuchungen durchgeführt werden. Man kann nur hoffen, daß die Untersuchung metamorpher Prozesse vor dem Hintergrund einer Materialbewegung in der Erdkruste bei der Deformation für die weitere Klärung der wechselseitigen Zusammenhänge zwischen endogenen Prozessen nutzbringend sein wird.

Literatur

- BELOUSSOV, V.V.: Zemnaja kora i verchnjaja mantija materikov.
Moskva: Nauka 1966, 122 S.
- DOBRECOV, N.L.; MELAMED, V.G.; ŠARAPOV, V.N.: Dinamika regional'nogo metamorfizma v uslovijach modeli prostogo pogruženija kory okeaničeskogo tipa.
Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1970) 10, S. 14-20
- EZ, V.V.: Osobennosti struktury metamorfičeskich tolšč. In: Očerki strukturnoj geologii složno dislocirovannyh tolšč, S. 192-258.
Moskva: Nedra 1970
- EZ, V.V.: Tektonika glubinnych zon kontinental'noj zemnoj kory.
Moskva: Nauka 1976, 168 S.
- GLEBOVICKIJ, V.A.: Problemy évoljucii metamorfičeskich pojasov v podvižnyh oblastjach.
Leningrad: Nauka 1973, 128 S.
- KRATC, K.O.; GLEBOVICKIJ, V.A.: Metamorfičeskie pojasa SSSR. In: Geologija dokembrija, S. 41-51.
Leningrad: Nauka 1972
- RAMBERG, H.: Gravity, deformation and the Earth's crust as studied by centrifuged models.
London, New York: Academic Press 1967, 218 S.

Die Hauptmechanismen des plastischen Fließens von Gesteinen bei
tektonischen Prozessen und ihre praktische Bedeutung

von

E.I. PATALACHA¹⁾ und A.V. SMIRNOV¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Es werden vier Mechanismen des Fließens schichtiger Körper bei tektonischen Prozessen hervorgehoben: 1) der hydroplastische Fließvorgang der Sedimente, 2) der Mechanismus der Biegefließfaltung schichtiger Gesteine, 3) der Schieferungsmechanismus und 4) das plastische Fließen der Gesteine im Zusammenhang mit der Metamorphose. Die Temperatur und der hydrostatische Druck nehmen in der angegebenen Reihenfolge zu.

Gemäß der von PATALACHA aufgestellten Klassifizierung wird jeder Mechanismus durch eine spezifische Geosynklinalfaltung charakterisiert: der erste Mechanismus durch eine gravitative Faltung nahe der Oberfläche, der zweite durch eine Faltung, die einen anderen tektonischen Vorgang widerspiegelt, der dritte durch eine Faltung im Bereich eines Tiefenbruchs, der vierte durch eine Faltung infolge Tiefengravitation. In dieser einhelligen Übereinstimmung der Typisierung von Faltung und Fließmechanismen besteht die theoretische und praktische Bedeutung der vorgelegten Klassifikation, welche die wissenschaftliche Grundlage einer breiten Forschungsarbeit bildet.

S u m m a r y

Four types of mechanisms of the flow of the layered formations can be distinguished in the tectonic processes: 1. the hydroplastic mechanism of the flow of sediments; 2. the mechanism of flexural-flow folding of layered rocks; 3. the cleavage mechanism, and 4. the metamorphic mechanism. The temperature and the hydrostatic pressure increase from one mechanism to another in the order stated above.

According to the classification assumed by PATALACHA, each mechanism has a corresponding type of geosynclinal folding: the first mechanism is characterized by a gravitational folding near the surface; the second, by a reflected folding; the third, by a folding above a fracture zone; the fourth, by a depth-gravitation folding. The indicated correspondence between the types of folding and the mechanism of flow is the main theoretical and practical value of the classification suggested, it represents a base for further scientific investigations.

1) Akademie der Wissenschaften der Kasachischen SSR, Institut für Geologische Wissenschaften, Alma-Ata

R é s u m é

Dans les processus tectoniques quatre mécanismes d'écoulement des formations stratifiées ont été mis en évidence: 1° le mécanisme d'écoulement hydroplastique des sédiments; 2° le mécanisme d'écoulement déformé des roches sédimentaires; 3° l'écoulement schisteuse et 4° l'écoulement métamorphe. Dans l'ordre indiqué, d'un mécanisme à l'autre, la température et la pression hydrostatique augmentent.

En conformité avec la classification adoptée par PATALACHA, chaque mécanisme est caractérisé par un plissement géosynclinal spécifique: le premier mécanisme par un plissement proche de la surface, le deuxième par le plissement reflétant un autre procès tectonique, le troisième par le plissement au champ de faille profonde, le quatrième par le plissement de gravitation en profondeur.

Le sens théorique et pratique de la classification présentée, représentante la base scientifique d'un travail de recherche, consiste dans la concordance de la standardisation du plissement et des mécanismes d'écoulement.

Р е з ю м е

Выделяется четыре механизма течения слоистых образований в тектонических процессах: 1) гидропластический механизм течения осадков; 2) изгибный механизм течения слоистых пород; 3) кливажный и 4) метаморфический. В указанном порядке от механизма к механизму возрастают температура и гидростатическое давление.

Каждому механизму отвечает свой тип геосинклинальной складчатости по классификации Е.И.Паталахи, а именно: первому - поверхностно-гравитационный, второму - отраженный, третьему - шовный и четвертому - глубинно-гравитационный. В указанном однозначном соответствии типизация складчатости и механизмов течения - глубокий теоретический и прикладной смысл предлагаемой классификации, содержащей научную платформу для широкого фронта научных исследований.

1. Einführung

Die verschiedenen Gefüge sedimentärer und metamorpher Gesteine sind das Ergebnis irreversibler Deformationen kleinen oder großen Ausmaßes, das heißt des plastischen Fließens. Die elastische Komponente der Deformation tritt dabei nicht in Erscheinung (obwohl sich offenbar ein großer Teil der Gefüge aus elastischen Deformationen geringen Umfangs entwickelt). Die Bildungsmechanismen aller Deformationsformen (mit Ausnahme von Sprüdbrüchen) können deshalb im weitesten Sinne als Fließvorgänge angesehen werden. In der zahlreichen Literatur zur Strukturgeologie und Tektonophysik wurden wiederholt die verschiedenen Deformationsvorgänge der Gesteine in tektonischen Pro-

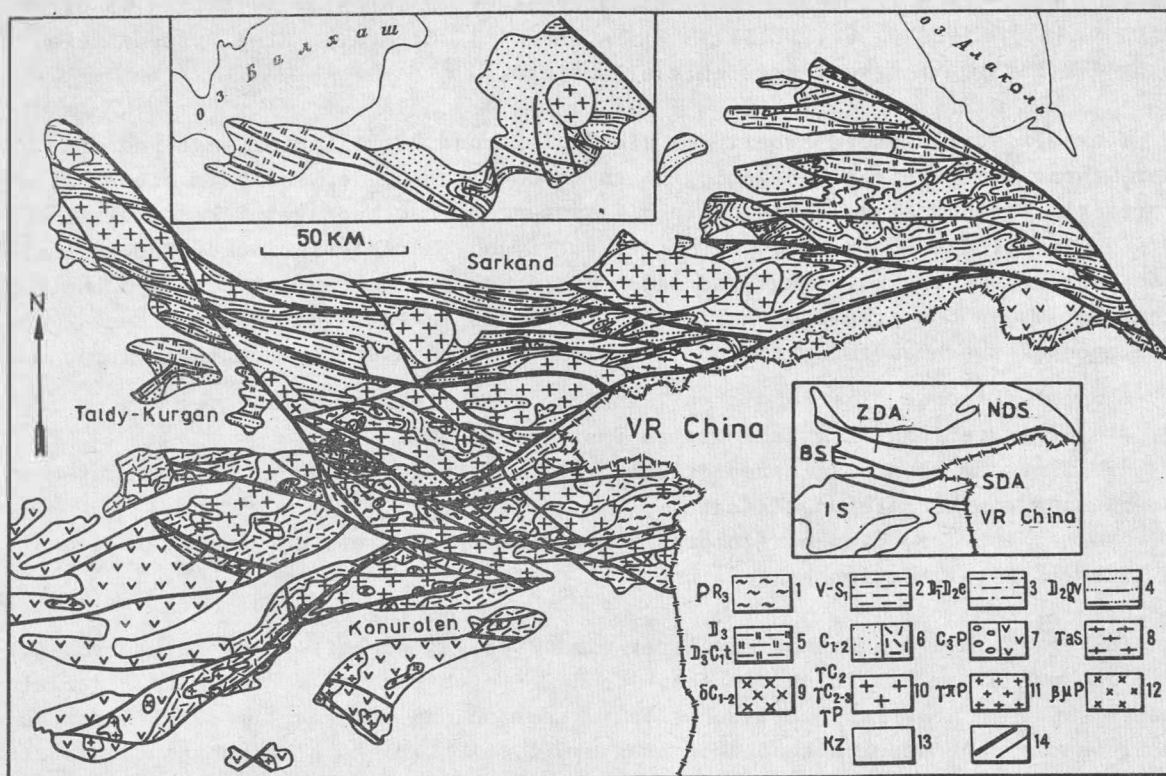


Abb. 1. Schematische geologische Karte des Dsungarei-Alatau

1 - Riphäikum (Saryčabynskaja- und Suuktjubinskaja-Folge; Liegendteile der Tekeli-Folge): Gneise, Migmatite, kristalline und metamorphe Schiefer, Marmore, Tonschiefer, Kiesel-schiefer, Kohleschiefer, Dolomite und Kalke; 2 - Wendium-Altpaläozoikum (obere Teile der Teleki-Folge, Žilandinskaja-, Lepinskaja- und Bižinskaja-Folge): Effusiva durchschnittlicher Zusammensetzung, Kalke, Sandsteine, Konglomerate, Konglomerat-Brekzien, Aleuolithschieferarten, Tonschiefer, Phtanite; 3 bis 6 - Mittleres Paläozoikum (Sarkandskaja- und Salkinbel'skaja-Folge): 4 - Sandsteine, Aleuolithe, Tonschiefer, 5 - Kieselgesteine, Tuffite, Tuffe, Aleuolithe und Sandsteine, 6 - links: Sandsteine, Konglomerate, Tuffite, Kieselgesteine (im Norden); rechts: mittlere und saure Effusiva, Tuffe, Tuffite (im Süden); 7 - Oberes Paläozoikum: links - Konglomerate (im Norden); rechts - mittlere und saure Effusiva, Tuffe, Tuffite, Konglomerate und Sandsteine (im Süden); 8 bis 12 - Magmatite: 8 - kaledonische Plagiogranite und Zweiglimmergranite, 9 bis 12 - variszische Magmatite, 9 - Gabbro und Diorite, 10 - Granite und Granodiorite, 11 - Granitporphyre und Granosyenite, 12 - Andesite und Diabase; 13 - Lockersedimente; 14 - Hauptbrüche und untergeordnete Brüche.

Rechts unten: tektonisches Schema des Dsungarei-Alatau. Von Norden nach Süden: Norddsungarisches Synklinorium (NDS), Zentralsungarisches Antiklinorium (ZDA), Borotalinskij Synklinorium (BS), Süddsungarisches Antiklinorium (SDA) und Ilijskij Synklinorium (IS).

zessen beschrieben (AŽGIREJ 1966; BELOUSSOV 1975; CHAIN 1973; DE SITTER 1960; BADGLEY 1965; RAMSAY 1967; FLINN 1967; PATALACHA 1970; u.a.). Eine Systematisierung der Deformationsvorgänge fehlt allerdings.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Typisierung der Fließvorgänge und eine Untersuchung der physikalisch-geologischen Besonderheiten des Verlaufs eines Fließvorganges in Abhängigkeit von den p-t-Bedingungen. Das bedeutet Rekonstruktion der Tiefe, in der die Deformation erfolgte, auf Grund charakteristischer Besonderheiten bestimmter Strukturformen und deren Beziehung zueinander. Auf diese Weise können vier Typen des plastischen Fließens im Rahmen tektonischer Prozesse unter den Bedingungen zunehmenden Drucks und zunehmender Temperatur unterschieden werden:

1. hydroplastisches Fließen sich allmählich verfestigender Sedimente;
2. Biegefließfaltung in geschichteten Gesteinen;
3. dynamometamorphes, laminares Fließen von Gesteinen, verbunden mit der Entstehung von Schieferungsflächen;
4. dynamothermales Fließen metamorpher Gesteine, begleitet von der Entwicklung einer Kristallisationsschieferung.

Im Regionalbau des Dsungarei-Alatau sind diese Typen beispielsweise so entwickelt, wie das aus einem Vergleich von Abb. 1 und 2 ersichtlich ist. Hier sind Parallelen zu sehen zwischen den vier genetischen Faltungsarten und den wichtigsten Fließmechanismen, was an und für sich schon bedeutungsvoll ist. Der erste Mechanismus entspricht einer oberflächennahen Gravitationsfaltung, der zweite einer reflektierten Faltung, der dritte einer Faltung im Bereich eines Tiefenbruchs und der vierte einer Tiefen-Gravitationsfaltung. Somit sind die ausgeschiedenen Fließmechanismen keine wissenschaftliche Abstraktion, wie das auf den ersten Blick erscheinen mag, sondern konkrete Erscheinungen, die im Gelände kartiert werden können. Daraus läßt sich ihre praktische Bedeutung ableiten.

2. Das Fließen unverfestigter Sedimente

In einigen Faltengebieten treten Abschnitte und Zonen auf, in denen die marinen geosynklinalen Schichten der Präinversions- und Inversionsetappen sehr komplizierte Deformationen aufweisen, obwohl dabei keine Schieferungsflächen entstanden und auch keine Metamorphose erfolgte (PATALACHA & SLEPYCH 1974). Die Schichten des Unterkarbons und des mittleren Karbons im Nord-Dsungarei-Synklinorium des Dsungarei-Balchasch-Geosynklinalsystems (Kasachstan) bieten Beispiele dafür. Disharmonische Faltung kennzeichnet diese Schichten. Die Horizonte pelitischer Zusammensetzung (Argillite, kieselige Tuffite und Jaspilite) sind kompliziert und unterschiedlich intensiv (flachgeneigte Wellen bis überkippte Isoklinalfalten) gefaltet, mit ihnen alternierende Konglomerate, Sandsteine, Kalke und Effusiva dagegen bedeutend einfacher. Wie die Falten hinsichtlich Form und Vergenz geordnet sind, ist nicht feststellbar oder nur mit Mühe an großen Falten zu erkennen, wobei es sich um Überschiebungsfalten handelt, die in Richtung des Zentrums der Synklinalstrukturen erster Ordnung (Abb. 3 und 4) aufeinandergeschoben wurden.

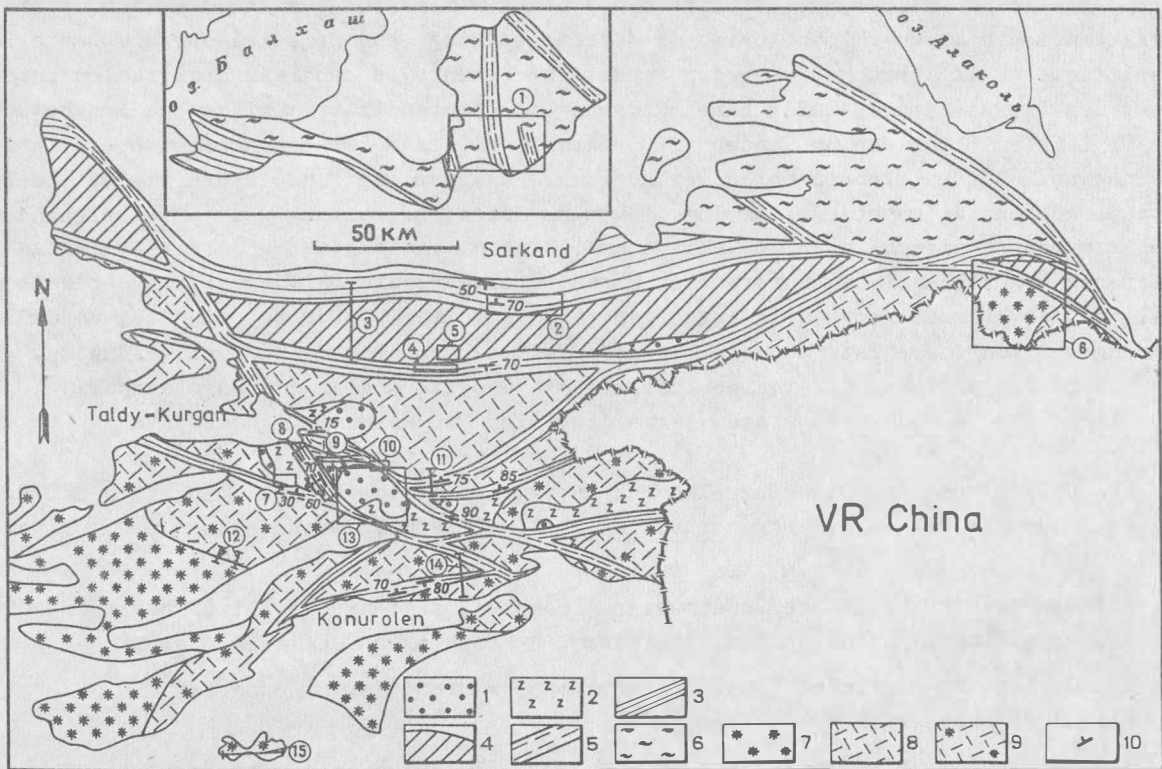


Abb. 2. Genetische Faltungstypen des Dsungarei-Alatau und ihnen entsprechende generelle Fließmechanismen

1 bis 2 - metamorphe Tiefen-Gravitationsfaltung (dynamothermales Fließen):

1 - Kuppelstrukturen, 2 - zwischen Kuppeln befindliche Strukturen; 3 bis 5 - Faltung im Bereich eines Tiefenbruchs (dynamometamorphes Fließen): 3 - Faltung innerhalb der Brüche (Kompressionszonen), 4 - zwischen den Brüchen auftretende Faltung, 5 - bruchnahe Faltung; 6 - oberflächennahe Gravitationsfaltung (hydroplastisches Fließen); 7 bis 9 - Biegefließfaltung: 7 - vulkano-tektonische Faltung, 8 - tektonische Faltung, 9 - Kombination der vulkano-tektonischen und der tektonischen Faltung; 10 - Schieferung in Kompressionszonen

Äußerst charakteristisch sind "partielle" Deformationen und Brekzien unterschiedlicher Art. Angetroffen werden Brekzien, in denen die kantigen Bruchstücke groben Trümmergesteins (Kalkstein, Effusiva u.a.) in Pelitmaterial suspendiert sind, sowie Brekzien von homogener lithologischer Zusammensetzung, zum Beispiel durch Tonmaterial verkittete Argillitbruchstücke oder Sandsteinfragmente in sandiger Matrix. Im Tonzeament der Brekzien wird häufig eine Bänderung beobachtet (matrixumflossene Bruchstücke). Im regionalen Strukturplan finden wir Deformationsformen der beschriebenen Art in den Kernen und auf den Flanken der unveränderten Synklinorien, d.h. in den miogeosynklinalen Bereichen. In unveränderter Form ist eine derartige Faltung selten zu beobachten, Relikte können jedoch in Schichtserien erhalten sein, die einer Dynamometamorphose in tieferen Krustenbereichen unterworfen waren. Hier wird die Faltung als ungeordnete Falten- und Brekzienstruktur angetroffen, die von einer einförmig orientierten Schieferung und von ihr entsprechenden linearen Falten überlagert wird. Uns gelang es, insbesondere in den sandig-tonigen devonischen Gesteinsserien des Borotalinskij-Synklinoriums im Dsungarei-Alatau, eine derartige Erscheinung zu beobachten.

Die stofflichen und strukturellen Hauptmerkmale, die es ermöglichen, sich den Fließmechanismus bei der Entstehung struktureller Komplexe der beschriebenen Art vorzustellen, sind:

1. Fließgefüge der Sedimente (sedimentäre Brekzien, tektonische Fließlineare in Pelitgesteinen, flache Falten, Abgleiten in kieseligen Gesteinen u.a.);
2. das Fehlen von Anzeichen einer früheren oder während der Bildung der Strukturformen erfolgten Metamorphose;
3. eine allgemeine Disharmonie und Abstufung der Faltung, die davon zeugt, daß die verschiedenen Horizonte autonom deformiert wurden;
4. die Entwicklung von Falten- und Brekzienstrukturen und das Fehlen einer Schieferung;
5. eine bestimmte Vergenz der Strukturen, die nur von Elementen der Paläotektonik abhängen.

Ein Fließen in der beschriebenen Art erfolgte in oberflächennahen Sedimentschichten eines Sedimentationsbeckens oder in plastischen Horizonten von Schichtserien in geringer Tiefe. Da Tone und Schlamm sogar unter Laborbedingungen plastisch sind, können die von ihnen gebildeten Schichten offenbar bereits durch ihre eigene Schwere oder unter dem Druck des Auflagers fließen. Dabei gleiten frei auf den Kontinentalabhängen liegende Sedimente in Depressionen ab, die von weniger plastischen Sedimenten überlagerten Tonserien werden auf Schwächezonen ins Hangende gepreßt und bilden Diapire. Während der langsame Bewegung werden die Schichten gefaltet, wobei sich eine bestimmte Vergenz herausbildet.

In mit Wasser gesättigten Sedimenten können durch Erdstöße thixotrope Eigenschaften entstehen, die sich in einer starken Verminderung der Viskosität äußern. Die Fließgeschwindigkeit der abgleitenden Sedimentmassen erhöht sich stark. Das Fließen wird turbulent - der Strom der Schlammassen bricht die Schichtstruktur auf und transportiert die Bruchstücke der verschiedenen Schichten über beträchtliche Entfernungen. Sedimentäre Brekzien unterschiedlicher Art entstehen als Ablagerungsprodukte derartiger Ströme. Der hydroplastische Fließmechanismus der Sedimente wird von dem Mechanismus der Biegefließfaltung abgelöst, wenn infolge Diagenese und Deformation ein großer Teil der Sedimente entwässert und verfestigt ist.

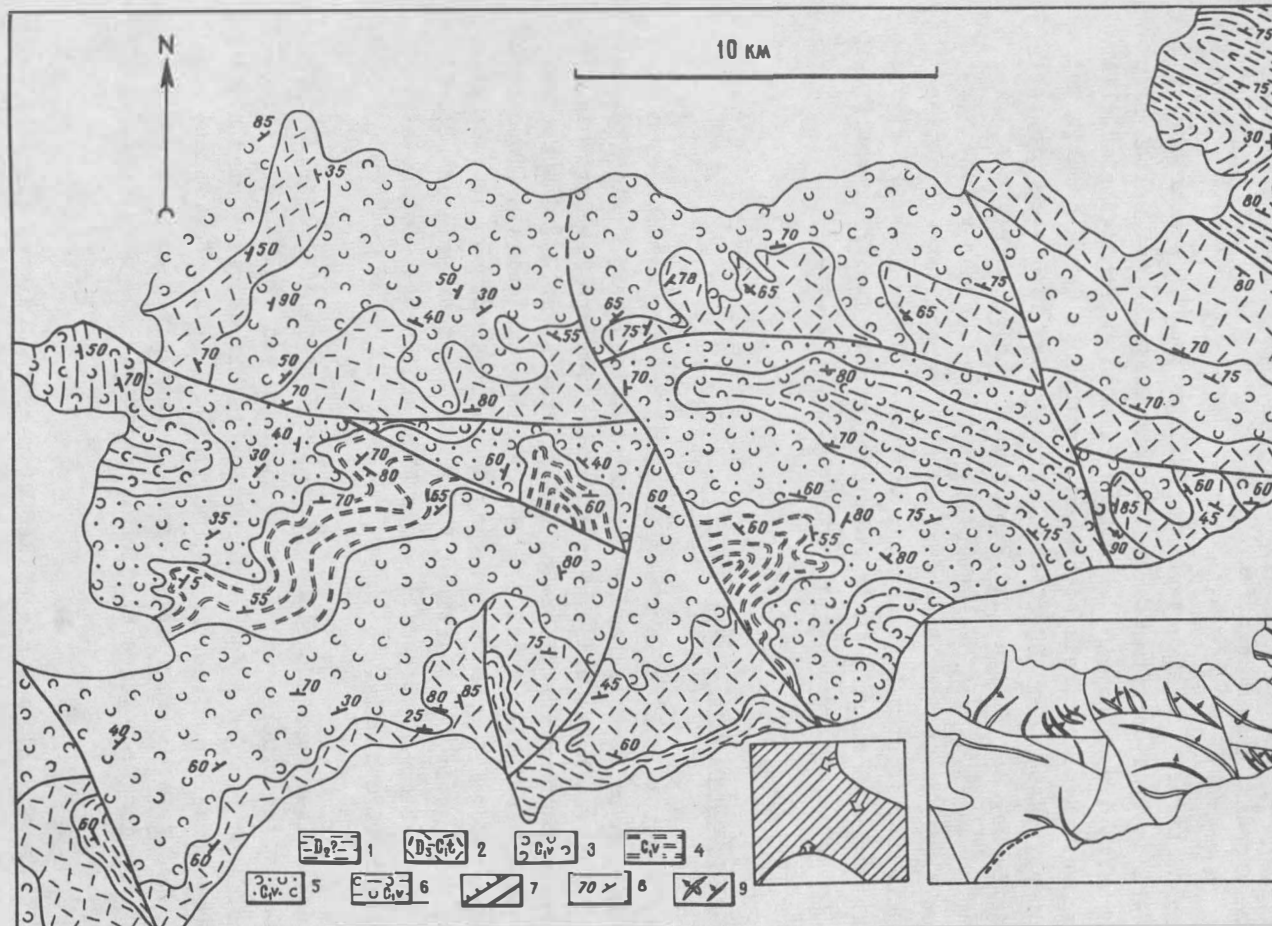


Abb. 3. Schematische geologische Strukturkarte des Arkalinskajaer Synklinoriums in der Nähe des Ost-Balchash
 1 - Tonschiefer, Sandsteine; 2 - kieselige Tuffite, sedimentäre Brekzien; 3 - Kalk-Sandsteine, Tuffaleurithe, Tuffe; 4 - kieselige und kohlig-kieselige Tuffite; 5 - Kalk-Sandsteine, Tuffe; 6 - kieselige Tuffite; 7 - Störungen: Auf- und Überschiebungen (links), Verschiebungen (rechts); 8 - Schichtung; 9 - Synklinalen (links), Antiklinalen (rechts).
 Rechts unten: Schema des Faltenbaus und der Faltenvergenz; links: Schema der Bildung von Falten; die Pfeile zeigen die Bewegungsrichtung der Gesteinsmassen von den Flanken der Hebungen in die Depression (schraffiert) an

Das hydroplastische Fließen unterscheidet sich also von anderen Fließmechanismen der Gesteine durch hydromechanische Eigenschaften des Stofftransports. Dabei ist die Masse der plastischen Sedimente insgesamt die wichtigste kinematische Bezugsgröße. Wird das Fließen turbulent, hat es eine chaotische Orientierung der Strukturelemente zur Folge. Der Abfall des hydrostatischen Drucks, der durch die Schwerkraft reguliert wird, ist der dynamische koordinierende Hauptfaktor.

Da innere koordinierende strukturelle Faktoren im Fließprozeß der beschriebenen Art fehlen, sind die Möglichkeiten der Strukturanalyse und Prognose auf solche strukturellen Komplexe beschränkt, die durch ein derartiges Fließen entstanden sind. Die Kartierung einzelner Falten trägt praktisch nicht zum Verständnis der Kinematik und Dynamik des Faltenbildungsprozesses bei. Nützliche Informationen in dieser Hinsicht können nur durch die Kartierung der Falten- und Rupturensysteme und durch das Aufdecken der Gesamtvergenz gewonnen werden. Ausgesondert werden müssen Bereiche vergenger Faltung, chaotischer Anordnung der Strukturelemente, verbreiteter Brekzienstrukturen von solchen mit ungestörter Lagerung der Gesteine. Diese Merkmale eignen sich für die Rekonstruktion des Bodenreliefs im Paläobecken, für die Erforschung der Paläotektonik, der Stufen antiklinaler Hebungen und ähnliche Probleme.

3. Die Biegefließfaltung in geschichteten Gesteinen

Die Biegefließfaltung entwickelt sich in geschichteten, bereits verdichteten Gesteinen, die also eine Diagenese durchlaufen haben und praktisch kein freies Wasser enthalten (Sandsteine, Effusiva, Kalke u.a.). Wichtigstes strukturelles Ergebnis der Biegefließfaltung bei einer Längskontraktion sind konzentrische Falten. Querkontraktion erzeugt Flexuren und Kofferfalten (Abb. 5). Die Orientierung der einzelnen Strukturformen entspricht in der Regel der Gesamtbewegung der Gesteinsmassen oder einzelner Blöcke. Die Schichtmächtigkeit in derartigen Falten ist an Schenkeln und Scheiteln gleich. Die Größe der Falten als Ergebnis einer Längskontraktion ist quantitativ von der Schichtmächtigkeit abhängig.

Der Einengungsgrad der Falten kann höchstens 30 bis 50 % (PATALACHA 1969; DE SITTER 1960) betragen, da eine weitere Druckerhöhung zur Ausbildung von Bruch- oder Fließstrukturen führen würde. Auswirkungen dieser Deformation im Mikrobereich sind nicht zu beobachten: Die Trümmerkörner und Einschlüsse (Oolithe, Überreste der Fauna) sind nicht deformiert und tragen keine Spuren einer Kataklase (natürlich außerhalb der Grenzen der Bruchzonen). In den Tektogenen sind viele Beispiele für derartige Faltenstrukturen zu finden.

Am wichtigsten für das Verständnis der Biegefließfaltung sind: die an die Schichten gebundene Anisotropie der Gesteinsserien; die Wahrung der Mächtigkeit der autonom deformierten Schichten in den Faltenstrukturen, die von einer gewissen Starrheit der deformierten Schichten zeugt; die Übereinstimmung der Orientierung der Strukturformen und der tektonischen Spannungen.

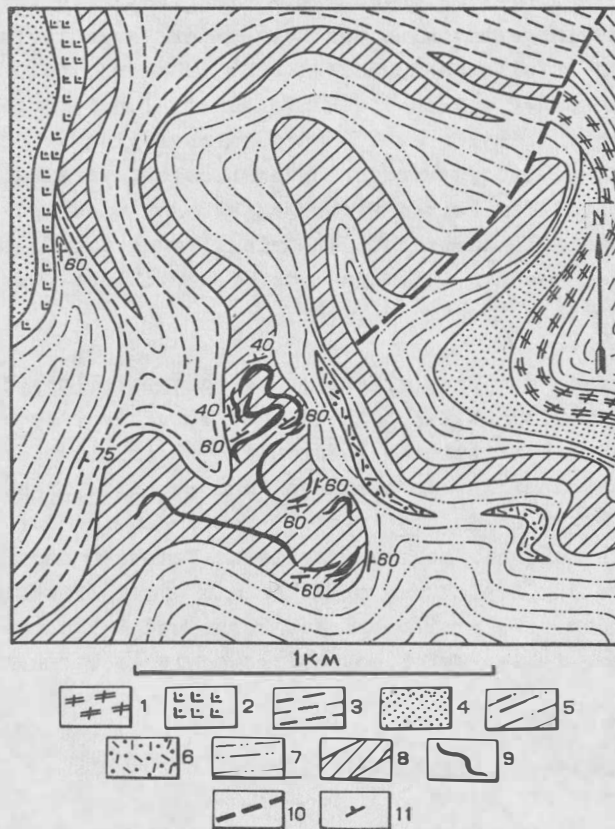


Abb. 4. Ausfaltung von Depressionen (Gesteine der Tastauskaja-Folge), Nordost-Dsungarei, Zwischenstromland des Tentek und der Krasnaja

1 - Jaspilitarten; 2 - Jaspilituffe; 3 - kieselige Gesteine; 4 - Tuff-sandsteine; 5 - Aleurolithe; 6 - Tuffite; 7 - sandig-kieseliges Flysch; 8 - kieselige Aleurolithe; 9 - manganhaltige Kieselschiefer; 10 - Störungen; 11 - Lagerung der Gesteine

Der Mechanismus der Biegefließfaltung weist folgende Besonderheiten auf: Die Deformation ist rein mechanischer Natur, und Bewegungen konzentrieren sich dabei auf die Korngrenzen. Die Körner verändern ihre Form nicht wesentlich. Das in unbedeutender Menge in den Gesteinsporen vorhandene Wasser spielt bei der Deformation keine wesentliche Rolle. Die wichtigste kinematische Bezugseinheit ist die Schicht. Bei der Deformation hat die Elastizität der Schichten eine große Bedeutung. Sie gibt ihnen die Möglichkeit, sich in einem bestimmten Maße wie "tragende" Platten autonom zu deformieren. Der Biegeprozeß insgesamt wird vom Betrag der Tangentialspannungen stimuliert, deren Verteilung in den gefalteten Schichten sehr inhomogen ist. Die größte Konzentration von Tangentialspannungen weisen die Faltenscheitel bei Längskontraktion bzw. die Faltenschenkel bei Querkontraktion auf. Anhand morphologischer und anderer Merkmale der Falten kann darüber geurteilt werden, ob horizontal, vertikal, schräg o.a. angreifende Kräfte das Entstehen der Falten verursachten. Der wichtigste koordinierende Faktor ist die Druckspannung. Entsprechend der Orientierung der Druckspannung erfolgt die Hauptbewegung der Gesteinsmassen in Längs- oder Querrichtung; das Resultat ist eine Quer- bzw. Längsverbiegung.

Die für den Mechanismus der Biegefließfaltung festgestellten Besonderheiten bestimmen die Anwendbarkeit traditioneller Methoden der Strukturanalyse auf derart entstandene Strukturen. Um eine kinematische Information zu erhalten, muß die Lagerung der Schichten in den Faltenschenkeln, -umbiegungen und -scheiteln gemessen und die Orientierung ihrer Achsenflächen sowie die Lage der Falten zueinander bestimmt werden. Konzentrische Falten gestatten, einfachste graphische Methoden des Profilaufbaus anzuwenden, wobei die Raumlage der Schichtung mitunter mit einem Zirkel ermittelt wird. Gefaltete Strukturen wurden erfolgreich bei der Suche und Erkundung sedimentärer Lagerstätten in schwach deformiertem Tafeldeckgebirge sowie im Tektogenstockwerk analysiert

4. Dynamometamorphes laminares Gesteinsfließen

Dynamometamorphes laminares Gesteinsfließen, das von der Entstehung einer Schieferung begleitet wird (der Kürze halber im folgenden als Schieferungsfließen bezeichnet) stellt eine qualitativ neue Deformationsetappe bei einem bestimmten Temperatur- und hydrostatischen Druckanstieg dar. Es tritt ein, wenn Gesteine in eine bestimmte Tiefe absinken; das ergaben mikroskopische Untersuchungen an Schiefererserien. In der Regel handelt es sich bei diesen Gesteinen um Schiefer, in denen immer schichtige Mineralien der Zeolith- oder Grünschieferfazies angetroffen werden (hauptsächlich Sericit, Chlorit und andere Glimmer). Die Schuppen und Platten dieser Mineralien sind parallel zur Schieferung orientiert. Die Körner anderer Minerale tragen die Spuren innerer Deformationen (Kataklase, undulöse Auslöschung). In ihnen wird mit Hilfe gefügekundlicher Methoden eine gesetzmäßige Orientierung optischer Achsen und Flächen festgestellt. Die Längsachsen aller deformierten Einschlüsse - der Oolithe, Gerölle, Sandkörner usw. - liegen ausschließlich parallel der Schieferung.

Die beim Schieferungsfließen entstehende Hauptstrukturform ist die Schieferung. Sie entsteht in tonmineralführenden Gesteinen. Meist wird die Schieferung von Falten begleitet, in denen sich die Schichtmächtigkeit in den Faltenumbiegungen durch viskose Brüche, Boudinage-Strukturen u.a. Elemente vergrößert, was von PATALACHA (1970) als

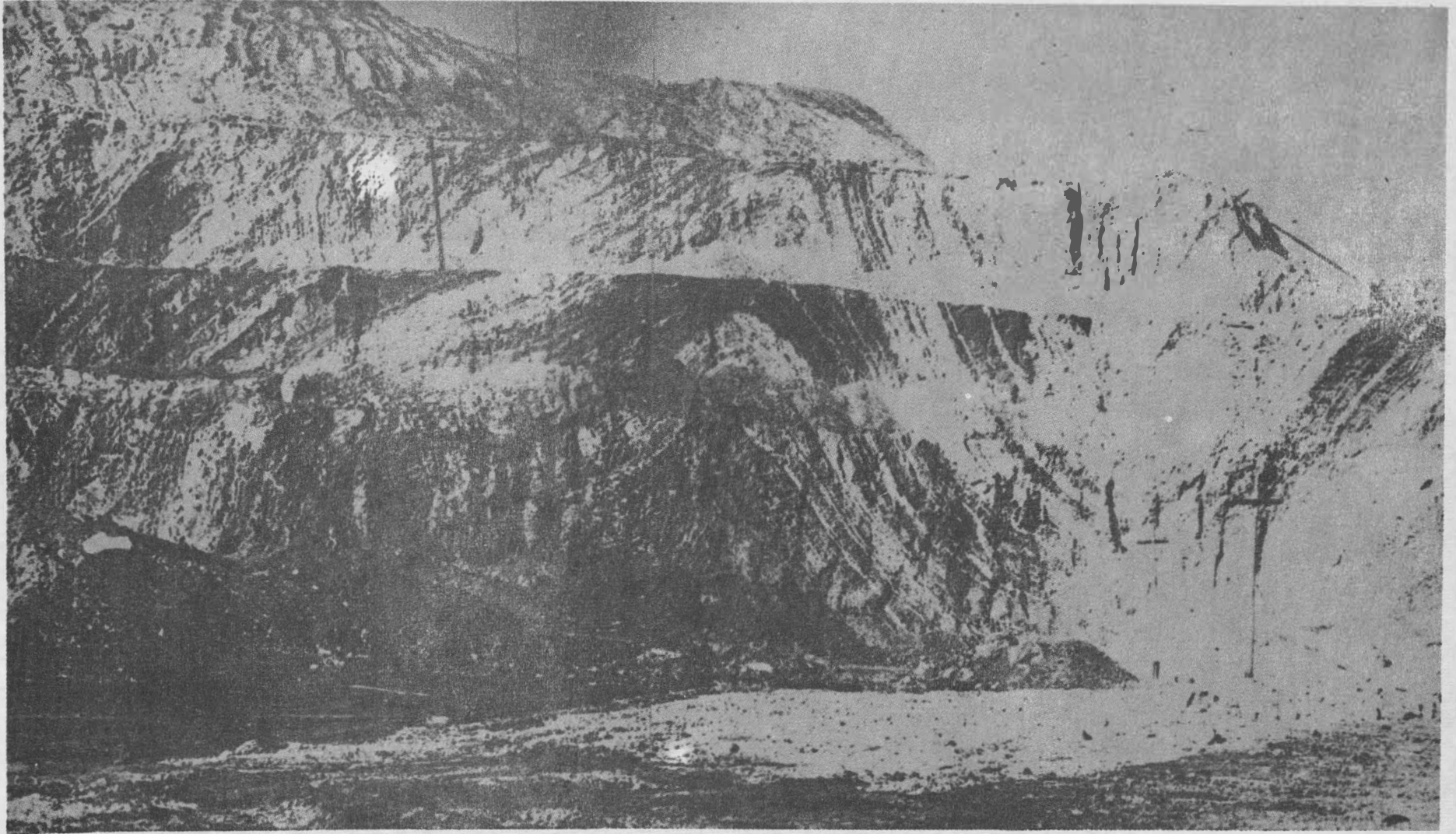


Abb. 5. Konzentrische Biegefalten in Gesteinen des Karazal-Famenne

dynamometamorphe Strukturparagenese bezeichnet wurde. Der Einengungsgrad der Schieferungsfalten kann 70 bis 80 % und mehr erreichen; Faltenumbiegungen werden bei starker Einengung nadelförmig spitz. Die Falten sind gewöhnlich mehreren Größenordnungen zuzuordnen und kongruent. Parallelität vieler Strukturformen und allgemeine Symmetrie aller Elemente sind ein charakteristisches Kennzeichen. Auf den Schieferungsebenen sind in der Regel Lineationen in einer oder auch zwei Richtungen zu erkennen; dabei handelt es sich entweder um a oder b (Abb. 6).

Der Mechanismus des Schieferungsfließens unterscheidet sich vermutlich in den einzelnen Etappen des Entwicklungsprozesses; das zeigt sich im unterschiedlichen Einengungsgrad von Schieferungsstrukturen (PATALACHA & GIORGOBIANI 1975). In der ersten Etappe entsteht die Schieferung offenbar durch die Bildung schichtiger Minerale, welche in einer Fläche liegen, senkrecht zum maximalen Druck. In dieser Etappe wird die Schieferung nicht von der Bildung neuer Falten begleitet. Derartige Verhältnisse entstehen, wenn eine deformierte Schicht in Richtung der maximalen Druckspannung longitudinal verkürzt wird. Die Etappe beinhaltet die Entstehung neuer sowie die Umorientierung alter Minerale. Somit spielt in diesem Anfangsstadium der chemische Stofftransport bei der Deformation eine wesentliche Rolle. Auch das Wasser als Medium und Agens des Transports hat bei metamorphen Prozessen eine entsprechende Funktion. Das bei der Erwärmung aus den Tonmineralen abgesonderte Kristallwasser ist im wesentlichen die Wasserquelle. Außerdem liefern die Tiefenfluida Wasser. Letzteres wird indirekt dadurch bestätigt, daß sich eine Schieferung (gleichfalls die Faltung einer Erdnaht insgesamt) in erster Linie im Bereich von Tiefenbruchzonen entwickelt.

Mit der Bildung der schichtigen metamorphen Minerale erhöht sich die Druckfestigkeit (Viskosität) des Gesteins, und die Deformation erfolgt entlang den Schieferungsflächen, die durch die Orientierung der Glimmer festgelegt werden, das heißt senkrecht zum maximalen Druck. Anfangs gleicht diese Bewegung einer geringen Verschiebung; später werden kraft der Gesetze der elastischen Deformation sinusförmige Falten unterschiedlicher Ordnung gebildet, deren Achsenflächen parallel zur Schieferung angeordnet sind. Die Deformationen sind dabei in überwiegender Maße homogen, besonders wenn es sich um geringe Volumen handelt. Dieser Vorgang charakterisiert die zweite Etappe des Schieferungsfließens.

Eine weitere Vergrößerung des einseitigen Drucks führt dazu, daß die Gesetze der plastischen Deformation wirksam werden. Geringe Bewegungen entlang bestimmten Schieferungsflächen werden von Verschiebungen in großem Umfang abgelöst. Die Falten werden dabei gestört und von viskosen Brüchen unterbrochen. In Schieferarten, die eine Deformation dieser Etappe durchlaufen haben, beobachtet man unter dem Mikroskop Gleitflächen, die mit dunklem Mylonitmaterial belegt sind (bis hin zu Pseudotachyliten). Bewegungen im großen Umfang werden von einer mechanischen Kornrotation, von einer Veränderung der Kornformen und der Zerkleinerung der Körner begleitet. In Quarz und anderen Mineralen entwickeln sich undulöse Auslöschung und eine Streckung parallel zur Schieferung. Das Gestein wird zum Tektonit. In dieser Deformationsetappe erfolgt der Stofftransport wiederum überwiegend mechanisch.

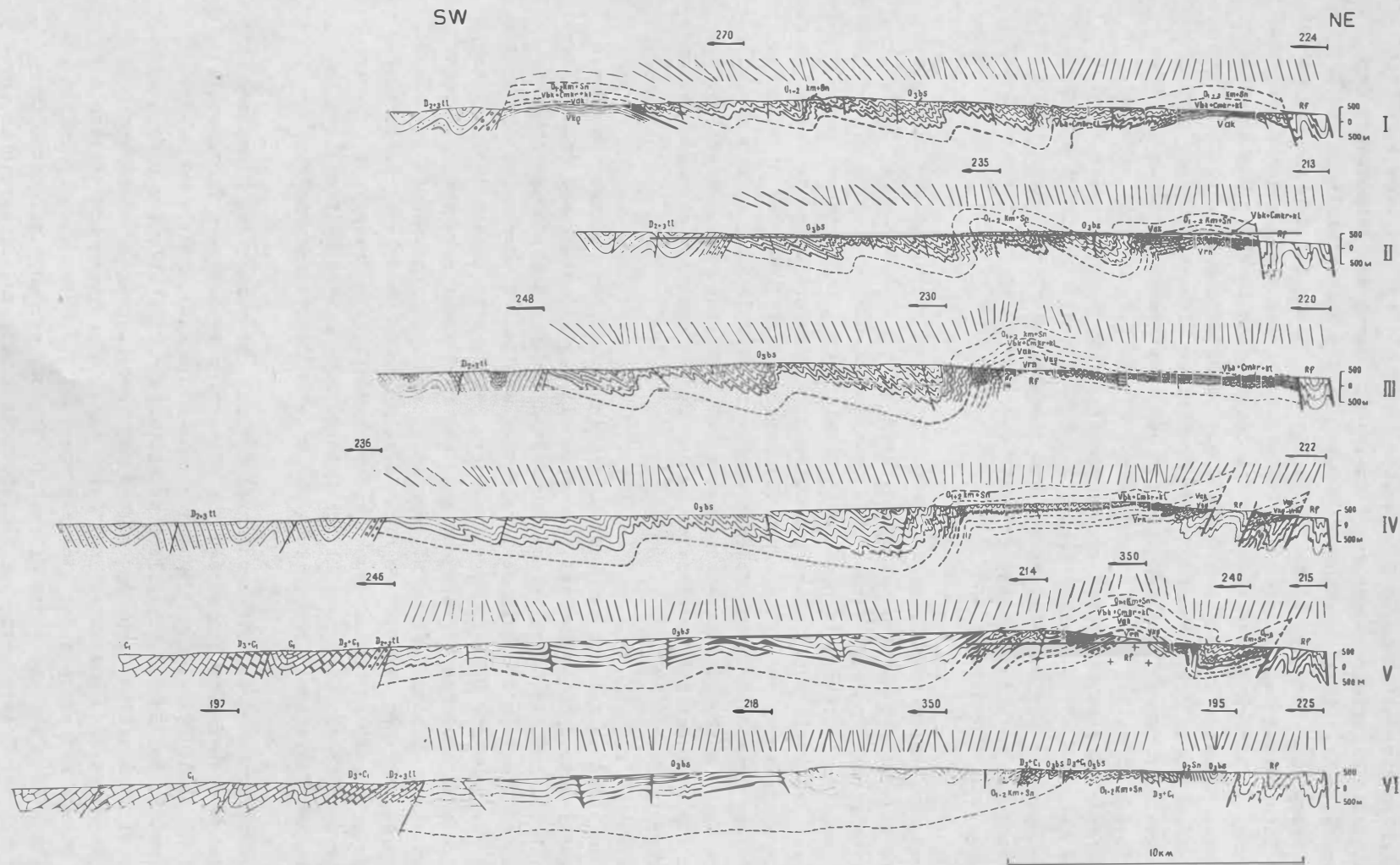


Abb. 6. Sechs tektonische Profile durch die Struktur des NW-Karatau

Die Orientierung der Transversalschieferung verdeutlichen Ausschnitte aus geraden Profilen, die über den Profilen der Schichtlagerung wiedergegeben sind.

Zu den wichtigsten kinematischen Besonderheiten des Schieferungsfließens gehören folgende Merkmale: Die Materialbewegung der Gesteine ist durch die Anisotropie der Schieferung vorgezeichnet. Die kinematischen Haupteinheiten sind Mikrolithe und Gesteinspakete größeren Ausmaßes (PATALACHA 1970). Die Entstehung der Schieferung selbst und die weitere Entwicklung des Schieferungsfließens erfordern einen hohen Betrag von Tangentialspannungen. Anfangs entwickelt sich die Schieferung in einer Ebene senkrecht zur maximalen Druckspannung. Im weiteren Verlauf beeinflusst die durch die Schieferung bedingte starke Anisotropie der mechanischen Eigenschaften alle Bewegungen, so daß sogar bei einem gewissen Wechsel der Orientierung der Hauptdruckspannungen die Bewegung weiterhin in der Anisotropie-Richtung erfolgt. Die Schieferung hat dabei die Funktion von Schienen. Nur bei genügend großem Winkel der Spannungsimpulse erfolgt eine Deformation im Sinne einer Umorientierung der Schieferung (PATALACHA & SLEPYCH 1974). Diese Besonderheit der Schieferung erklärt offenbar in vielen Fällen die Postmität der späteren Strukturelemente in bezug auf ältere, auch bei wesentlicher Änderung des jüngeren Deformationsplans.

Die Strukturen des Schieferungsfließens bieten für die Strukturanalyse und -prognose gute Untersuchungsmöglichkeiten auf Grund ihrer Symmetrie (PATALACHA 1970), dabei sind Schieferungen mit anderen Methoden zu untersuchen als Verbiegungen. Die Strukturelemente in Schieferungen unterscheiden sich gut (Schieferung, Lineationen, durch Deformation entstandene Fragmente u.a.). Ihre Orientierung informiert über das Spannungsfeld zum Zeitpunkt der Entstehung von Schieferungsflächen sowie über weitere Bewegungen. Häufig werden deformierte Schieferungsflächen beobachtet (Fältelung, Knickung u.a.), ihre Untersuchung gibt Auskunft über eine jüngere Deformationsetappe. Bedacht werden muß jedoch, daß eine nur geringe Umorientierung der Hauptspannungsrichtungen postume Bewegungen hervorruft.

Die Lage der Schichtung ist für Strukturen, die in der ersten und zweiten Etappe des Schieferungsfließens gebildet werden, von wesentlicher Bedeutung und dokumentiert die Faltenform. Dabei ist die Orientierung der Falten von der Schieferung abhängig, was beim Zusammenstellen von Profilen berücksichtigt werden muß. Messungen der Schichtung vermitteln für gestörte Schieferungsstrukturen häufig eine falsche Vorstellung von der Tektonik, wenn sie ohne Berücksichtigung anderer Strukturelemente erfolgen. Am häufigsten entstehen Fehler, wenn einförmig anhaltendes Schichteneinfallen als Monoklinale interpretiert wird, während es sich tatsächlich um eine Isoklinalfaltung oder um eine gestörte Faltung (Pseudomonoklinalen) handelt. Die Interpretation derartiger Strukturen erfordert eine sorgfältige Untersuchung der wechselseitigen Zusammenhänge zwischen Schieferung, Schichtung und anderen Strukturmerkmalen.

Besondere Bedeutung kommt dem Einengungsgrad der Schichten zu: Jede Einengung hat ihre Strukturparagenese. Im Karatau wurden fünf derartige Paragenesen festgestellt (PATALACHA & GIORGOBIANI 1975). Beachtet werden muß die Spezifik viskoser brüche, die sich als Ergebnis des Schieferungsfließens entwickeln. Selbst große Störungen dieser Art, mit einer Amplitude von hundert und mehr Metern, werden nicht von Brezzen begleitet, sondern sind gewöhnlich nur durch eine intensivere Schieferung des Gesteins, eine starke Deformation der Mineralkörner und durch schmale Gleitzonen gekennzeichnet, die häufig nur unter dem Mikroskop sichtbar werden. Gefügekundliche Methoden können bei der Untersuchung von Schieferungsstrukturen erfolgreicher angewendet werden als bei der Untersuchung anderer Deformationsformen.

Strukturen des Schieferungsfließens konzentrieren sich in der Regel auf Kompressionszonen von Tiefenbrüchen und werden in abbauwürdigen Erzlagerstätten vorgefunden (zum Beispiel in den Blei- und Zinklagerstätten des Dsungarei-Alatau). In diesen Gebieten gewinnt die Strukturanalyse von Schieferungsstrukturen eine große praktische Bedeutung für Suche, Erkundung und Prognose von Bodenschätzen.

5. Dynamothermales Fließen metamorpher Gesteine

Dynamothermales Fließen metamorpher Gesteine (im folgenden als metamorphes Fließen bezeichnet) begünstigt die Entwicklung einer Kristallisationsschieferung. Das metamorphe Fließen ist im weitesten Sinne des Wortes für die Regionalmetamorphose charakteristisch und erfolgt in einem außerordentlich breiten p - t -Bereich. Es setzt ein bei der Herausbildung der Biotit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies und endet mit den Bedingungen der Granulitfazies und des anatektischen Schmelzens.²⁾ Daraus resultieren die spezifischen Merkmale der Gesteine. Sie verfügen über eine deutlich ausgeprägte kristalline Struktur. Das wichtigste Strukturelement in metamorphen Strukturkomplexen ist die Kristallisationsschieferung, die in der Regel parallel zur Schichtung verläuft und den Faltenumbiegungen folgt. Die Faltenform ist von keiner Gesetzmäßigkeit abhängig. Sie kann willkürlich sein und ist oft sehr kompliziert zusammengesetzt. Im wesentlichen werden hier an Stelle von Falten im strengen Sinn Strukturen angetroffen, die flammenartige, wolkenähnliche, pilzförmige oder ähnliche unregelmäßig begrenzte Formen haben und die Kompliziertheit des Materialfließens widerspiegeln. Die Mineralkörner erscheinen häufig gedehnt und parallel zur Kristallisationsschieferung orientiert. Im Idealfall (beim Fehlen von späteren Deformationen) tragen sie keine Spuren einer Deformation: In ihnen sind keine undulöse Auslöschung, Kataklase usw. zu beobachten. Vereinzelt weisen die Strukturformen eine bestimmte Vergenz auf, meist sind sie jedoch völlig chaotisch angeordnet (Abb. 7).

Offenbar werden die Besonderheiten des metamorphen Fließens von einem plötzlichen, sprunghaften Viskositätsabfall der gesteinsbildenden Minerale infolge eines Anstiegs von Temperatur und allseitigem Druck bestimmt. Der Plastizitätsanstieg bedeutet, daß die physikalischen und chemischen Faktoren des Stofftransports an Bedeutung gewinnen (Veränderung der Kornformen durch Neuverteilung der Fehlstellen; Verschiebung der Korngrenzen; Lösung und Umlagerung nach dem RIEKESchen Prinzip; Diffusion und Translationsgleitung; polymorpher Alpha-Beta-Übergang des Quarzes usw.). Dementsprechend nimmt die Bedeutung des Fluid- und Haftwassers als Medium für einen derartigen Stofftransport zu. Die Viskosität der Gesteine verringert sich dabei und wird kleiner als die durch eine mechanische Anisotropie bei niedrigerer Temperatur bedingte Viskosität. Aus diesem Grunde spielt die Kristallisationsschieferung beim metamorphen Fließen nicht die gleiche koordinierende Rolle wie die Schieferung beim Schieferungsfließen. Die Gesamtanisotropie der Schichten verringert sich während des Vorgangs der Deformation. Deshalb

²⁾ Da die sprunghafte Vergrößerung der Plastizität verschiedener Minerale mit einer sehr großen Temperaturänderung verbunden ist, wird diese Art des Fließens auch in Schichten angetroffen (beispielsweise im Steinsalz), die keine wesentliche Metamorphose durchlaufen.

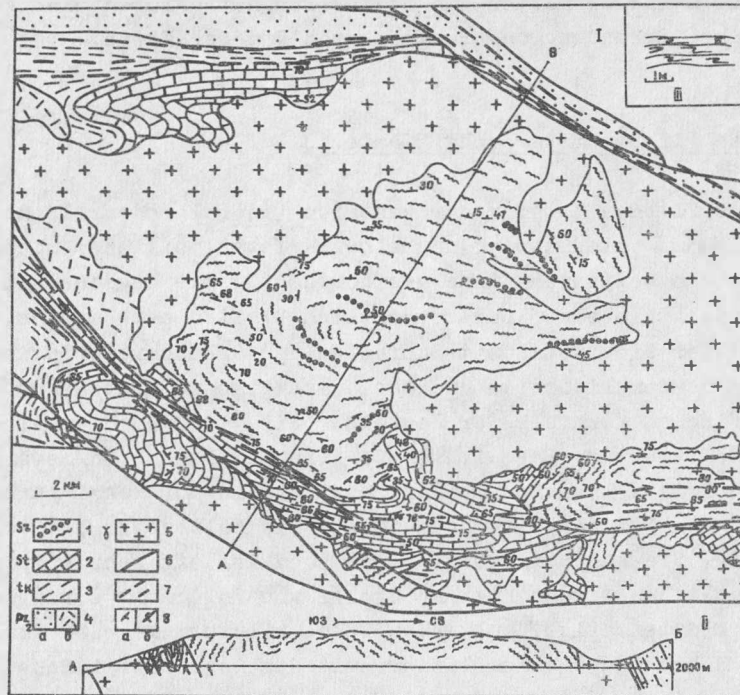


Abb. 7. Tiefen-Gravitationsfaltung im Saryčabyn-Gebirge

I - schematische Strukturkarte, II Profil dazu: 1 - Gneise und kristalline Schiefer der Saryčabynskaja-Folge mit Quarzit- und Marmorhorizonten; 2 - Suuktjubinskaja-Folge mit marmorisierten Kalken und kieseligen Zwischenlagen; 3 - kohlige-tonige Kalkschiefer der Tekeli-Folge; 4 - terrigene (a) und vulkanogene (b) Gesteine des Mittleren Paläozoikums; 5 - vorwiegend mittelkarbonische und zum Teil präsilurische Granitoide; 6 - bedeutende, steil einfallende Brüche; 7 - Kompressionszonen (Lineation und Schieferung); 8 - Schichtung parallel der Kristallisationsschieferung: normal (a), Überkippt (b). III - liegende Isoklinalfalten der Saryčabynskaja-Folge im Quellgebiet des Flusses Maly Usen (schematischer Schnitt)

wird die Stoffbewegung während des metamorphen Fließens nicht so sehr von Tangentialspannungen als vom Abfall des hydrostatischen Drucks bestimmt (wie in einem flüssigen Körper). Der Fließmechanismus beinhaltet die irreversible Formveränderung der Mineralkörner, die entsprechend der lokalen Richtung des maximalen Druckes, bestimmt durch das hydrostatische Druckgefälle, umorientiert werden. Somit sind die Entstehungsvorgänge von Schieferung und Kristallisationsschieferung ähnlicher Natur: beide werden senkrecht zur maximalen Druckspannung angelegt. Bei weiteren Bewegungen spielen sie jedoch eine unterschiedliche Rolle: Die Schieferung fängt mechanisches Gleiten auf, dagegen verkörpert die Kristallisationsschieferung selbst die Bewegung des sich deformierenden Gesteins.

Fehlen innere Vorzeichnungen, erfolgt die Massenbewegung im Rahmen des metamorphen Fließens in Richtung des geringsten hydrostatischen Drucks, das heißt in der Regel nach oben zur Erdoberfläche. Deshalb finden wir offenbar so oft in metamorphen Komplexen eine horizontale Lagerung der Kristallisationsschieferung vor. Eine horizontale Lagerung ist für die Kernbereiche positiver Strukturformen bezeichnend, beispielsweise für Gneis- und Migmatitkuppeln. Infolge der lateralen Inhomogenität des Wärmestroms, des Aufbaus der Schichten und ihres Deformationszustandes fällt an einigen Stellen der Druck in horizontaler Richtung ab; unter derartigen Voraussetzungen bilden sich Spitzfalten. Chaotische Anordnung der Strukturelemente entspricht Bedingungen, unter denen Material in Bereiche mit verringertem Druck und komplizierter Konfiguration befördert wurde (Zonen zwischen Kuppeln). Besondere Fließbedingungen entstehen in einer Situation, in der das Medium in bezug auf die viskosen Eigenschaften kontrastreich ist. Beispielsweise können Steinsalzschieferungen, die einem Fließen metamorpher Art unterworfen waren und zwischen nichtmetamorphen Schichten liegen, entsprechend den Bedingungen der Biegefließfaltung verformt werden. In diesem Falle entsteht in einer Schicht geringer Viskosität Überdruck auf geschwächte Bereiche der überlagernden Schichten hoher Viskosität: Material geringer Viskosität wird diapirartig in die hangende Schicht gepreßt. Diese Erscheinung wurde von PATALACHA (1970) als viskose Inversion bezeichnet. Deshalb treten in Salzstöcken im Unterschied zu Gneis- und Migmatitkuppeln stark zusammengepreßte vertikale Falten von komplizierter Morphologie auf.

Zu beachten ist bei der Analyse von Strukturkomplexen, die als Ergebnis des metamorphen Fließens entstanden sind, folgendes: Die Hauptinformation über die Massenbewegung der Gesteine liefert die Kristallisationsschieferung, wobei die Bewegung in der Regel nicht parallel, sondern senkrecht zu diesen Flächen verlief (nur schmale, lineare Zonen bilden eine Ausnahme). Die Untersuchung der Schichtung gestattet nur dann Aussagen zur Struktur, wenn zuverlässige Leithorizonte vorhanden sind. Aber auch in diesem Fall ist eine Interpretation wegen der wiederholten Faltung in metamorphen Schichtfolgen und aus anderen Ursachen nicht zweifelsfrei (PATALACHA & SLEPYCH 1974). Meist ist die Primärschichtung durch die Metamorphose unkenntlich geworden und durch komplizierte Deformation gestört; außerdem kann die Primärschichtung leicht mit einer metamorphen Bänderung verwechselt werden. Deshalb wird bei der Beschreibung von metamorphen Komplexen nicht von Falten an sich gesprochen, sondern von synformen und antiformen Strukturen. Die unregelmäßigen Formen dieser Strukturelemente engen die Möglichkeiten für eine Strukturanalyse stark ein. Beispielsweise kann sich die Faltenform über kurze Entfernung ändern in Abhängigkeit vom Streichen und Fallen der Schich-

Tab. 1. Fließmechanismen der Gesteine

1		2	3	4	5	6
		Hydroplastisches Fließen von Sedimenten	Biegefließfaltung von Gesteinen	Dynamometamorphes Schieferungsfließen	Metamorphes dynamothermales Fließen	
Strukturmerkmale	Strukturformen	Falten verschiedener Ordnung, sedimentäre Brekzien	Falten einer Größenordnung, Flexuren	Falten verschiedener Größenordnung, Boudinage, Geradlinigkeit, Gleitflächen	Falten verschiedener Größenordnung, Kristallisations-schieferung	
	Faltenform	kompliziert	sinusförmig, Kofferfalten	sinusförmig, pfeilförmig, Isoklinalfalten	kompliziert, unterschiedlich	
	Vergenz	nicht deutlich ausgeprägt, dem Paläorelief untergeordnet, Disharmonie	der Blockbewegung untergeordnet	deutlich ausgeprägte Parallelität aller Strukturformen, Störungen unterworfen	deutlich ausgeprägt, horizontal oder chaotisch	
	Deformiertheit und Orientierung der Körner und Einschlüsse	nicht deformiert, nicht geregelt	nicht deformiert, nicht geregelt	plattgedrückt, parallel zur Schieferung geregelt	verdichtet, parallel zur Schieferung geregelt	
Voraussetzungen	Temperatur		Anstieg			
	Hydrostatischer Druck		Anstieg			
	Tiefe		Zunahme			

Physisch-geologische	Meta- morphose	fehlt	Diagenese	Zeolithfazies, niedrigthermale Subfazies der Grünschieferfazies	Biotit-Chlorit-Sub- fazies und höher
	Rolle und Form des Was- sers	bestimmend, auch Porenwasser der Tonminerale	unbedeutend, Porenwasser	Faktor des chemischen Transports - Haft- wasser, Fluidwasser	
	Rolle des che- mi- schen Trans- ports	der chemische Transport spielt keine wesentliche Rolle		im Anfangsstadium wesentlich	bestimmend
	Kine- mati- sche Ein- heiten	Sedimente über- wiegend in Form von erratischen Schollen	Schichten	Mikrolithe, Ströme	einzelne Körner
	Be- trag der Tan- gen- tial- span- nun- gen	minimal		maximal	minimal
	Vis- kosi- tät	minimal quasi- flüssiges Medium		maximal, durchschnittliches quasifestes Medium	minimal
	Innere koordi- nieren- de Fak- toren	fehlen	Schichten	Schieferung, Gleitflächen	fehlen
	Äußere koordi- nieren- de Fak- toren	Schwerkraft, Ab- fall des hydro- statischen Drucks		maximale Druckspannung, Fließen in der Ebene	Abfall des hydro- statischen Drucks

ten. Die Hauptaufgabe der Strukturanalyse ist es, große Gebiete, in denen Gesteinsmaterial gehoben, aus dem Liegenden heraus- und ins Hangende eingepreßt wurde und in denen Vergenzen auftreten, zu unterscheiden von Bereichen einer chaotischen Anhäufung der Strukturelemente.

Bei der Suche, Erkundung und Prognose von Bodenschätzen in metamorphen Schichten muß beachtet werden, daß die progressive Homogenisierung der Schichten im Metamorphoseprozeß ungünstige Strukturbedingungen für die Anlage hydrothermalen Erzkörper schafft, weil eine geringe Kontrastwirkung der mechanischen Eigenschaften nur selten die Voraussetzungen für die Bildung von Strukturfallen garantiert (Klüftungszonen, Bereiche mit schichtigem Bau usw.). Deshalb ist die bestehende Vorstellung, daß hydrothermale Verzerrungen auf spitzwinklige Falten festgelegt seien, durchaus nicht immer richtig. Das bestätigen Forschungsergebnisse aus dem Dsungarei-Alatau. Hier treten beinahe alle abbauwürdigen Erzkörper in linsiger Form auf und konzentrieren sich in Kompressionszonen, in denen die Gesteine einer Art Schieferungsfließen unterlagen. Ihr Metamorphosegrad ist äußerst niedrig, was eine sehr hohe Kontrastwirkung der mechanischen Eigenschaften der Gesteine garantiert und die Voraussetzungen für Strukturfallen schafft.

6. Fließmechanismen in Abhängigkeit von der Tiefe

Bestimmte Fließmechanismen mit ihren Strukturparagenesen spielen bei der Bildung konkreter geologischer Strukturkomplexe in unterschiedlicher Tiefe eine Rolle. Die Fließmechanismen von Komplexen gleichartiger Sekundärzusammensetzung (zum Beispiel Tonserien) bilden eine Reihe, deren Abfolge nach unseren Vorstellungen dem Anwachsen von p und t und folglich auch dem Anwachsen des hypsometrischen Krustenniveaus entspricht (Tab. 1). In dieser Reihenfolge bedeutet der Übergang von einer Art des Fließens zu einer anderen Temperaturerhöhung, Anstieg des allseitigen Drucks und Anstieg des Metamorphosegrades. Gleichzeitig wächst mit zunehmender Deformationstiefe die Bedeutung der physikalischen und chemischen Faktoren des Stofftransports im Vergleich zu den mechanischen Faktoren, die zweitrangige Bedeutung haben. Ebenso verringert sich die Größe der die Besonderheiten des Fließmechanismus bestimmenden kinematischen Einheiten von mächtigen Gesteinskomplexen bis hin zu Körnern, Molekülen und Ionen. Die Bedeutung der übrigen Faktoren des Prozesses (Viskosität der Gesteine; Betrag der Tangentialspannungen; Anteil der Vorzeichnung durch Strukturelemente) wächst anfangs mit zunehmender Tiefe bei gleichzeitig abnehmender Bedeutung des am Fließprozeß beteiligten Wassers, verringert sich danach jedoch wieder in Zusammenhang mit einem allgemeinen Temperatur- und Druckanstieg.

Die Art der auslösenden Kräfte ändert sich ebenfalls mit zunehmender Tiefe. In den oberen Horizonten (erste Art des Fließens) ist es die Schwerkraft; das Material fließt an Hängen herab und wird in Senkungstrichtern abgelagert. In mittlerer Tiefe (zweite und dritte Art des Fließens) handelt es sich überwiegend um Tangentialdruck (vertikale Bewegungen bilden in der Regel nur unter der Voraussetzung Falten, daß sie zu horizontalen Bewegungen transformiert werden). In großen Tiefen (vierte Art des Fließens) sind die auslösenden Kräfte Advektion (Ergebnis einer Dichteinversion) und hydrostatisches Druckgefälle. Außerordentlich große Bedeutung hat die viskose Inversion (Körper von geringer Viskosität werden nach oben gedrückt), deren Wirkung sich mit der der Dichteinversion addiert.

Da Wärmestrom und Spannungsfeld innerhalb der Erdkruste in lateraler Richtung ungleichmäßig sind, können in gleicher Tiefe beim Übergang von einer Großstruktur zur anderen verschiedene Arten des Fließens miteinander wechseln. Strukturen der Biegefließfaltung wechseln beim Übergang von Tafeln zu Geosynklinalen mit einer Faltung des dynamometamorphen und dynamothermalen Fließens. Im Querprofil gefalteter Gebiete wechseln Zonen mit Strukturformen, die von allen vier Arten des Fließens gebildet werden.

Die dargestellten Gesetzmäßigkeiten bei einem Wechsel der Fließmechanismen in Abhängigkeit von der Deformationstiefe gelten für Schichten von homogener Zusammensetzung. In der Natur kommen jedoch überwiegend Gesteinsserien von heterogener Zusammensetzung vor (Flyschserien, vulkanogene Kieselgesteinsserien, terrigene Karbonatserien usw.). In derartigen Serien können unterschiedliche Fließmechanismen nebeneinander im gleichen Niveau wirken und in Gesteinen unterschiedlicher Zusammensetzung auftreten. Allgemein bekannt sind die Beispiele von Wechsellagerungen, in denen sich in Abhängigkeit von den viskosen Eigenschaften verschiedene Strukturen (Biegefaltungen, Schieferungsfließen usw.) herausbilden. Der Wechsel einer Art des Fließens mit einer anderen in Gesteinen wechselnder Zusammensetzung wird von den unterschiedlichen Werten der thermodynamischen Parameter bestimmt. Der sprunghafte Anstieg der allgemeinen plastischen Verformung (experimentell belegt) deutet auf das Einsetzen eines metamorphen Fließens in Halit bei 150 bis 300 °C, in Sandstein bei 800 °C und in Marmor bei 500 bis 550 °C.

Es ist leicht zu erkennen, daß die vier beschriebenen Fließmechanismen der Gesteine im wesentlichen den vier Faltungsarten der Klassifizierung nach PATALACHA, SMIRNOV & POLJAKOV (1974) entsprechen. Das ist auch verständlich, da als Grundlage für das Aussondern von Faltungsarten und Fließmechanismen Paragenesen der gemeinsam angetroffenen Strukturformen gewählt wurden (Abb. 1 u. 2, Tab. 1). Lassen sich Fließmechanismen nicht eindeutig Faltungsarten zuordnen, werden die Abweichungen durch das gemeinsame Wirken verschiedener Mechanismen in lithologisch unterschiedlichen Gesteinen bei ein und denselben p-t-Bedingungen bestimmt. In Zusammenhang damit ist für jede Art der Faltung ein entsprechender Fließmechanismus charakteristisch: für die oberflächennahe Gravitationsfaltung das hydroplastische Fließen der unverfestigten Sedimente, für den Typ der reflektierenden Faltung das Fließen beim Vorgang der Biegefließfaltung, für die Faltung im Bereich eines Tiefenbruchs das dynamometamorphe Schieferungsfließen und für die Faltung infolge Tiefen-Gravitationsfließen das metamorphe dynamothermale Fließen. Es bestimmen also die beschriebenen Fließmechanismen die physikalische Natur der Faltungsarten. Darin besteht ihre große Bedeutung für die Geologie sowie ihr praktischer Wert. Abschließend soll betont werden, daß die beschriebenen Fließmechanismen ein physikalisch-geologisches Modell von Gesteinsverformungen beinhalten, die eine Faltung im weitesten Sinne des Wortes entstehen lassen. Im Unterschied zu Arten des Fließens, die früher auf der Grundlage experimenteller Untersuchungen an Gesteinen unter Laborbedingungen bestimmt wurden (FLINN 1967), berücksichtigt unsere Typisierung der Fließmechanismen konkrete strukturelle und geologische Daten und kann deshalb in der Praxis für geologische Kartierung, Prospektion und Erkundung verwendet werden.

Literatur

- AŽGIREJ, G.D.: Strukturnaja geologija.
Moskva: Mosk. gosud. Univ. 1966
- BADGLEY, R.C.: Structural and Tectonic Principles.
New York: Harper & Row 1965
- BELOUSSOV, V.V.: Osnovnye voprosy geotektoniki.
Moskva: Nedra 1975
- CHAIN, V.E.: Obščaja geotektonika.
Moskva: Nedra 1973
- DE SITTER, L.U.: Strukturnaja geologija.
Moskva: Izd. Inostrannoj Literatury 1960
- FLINN, D.: Deformacija pri metamorfizme. In: Priroda metamorfizma.
Moskva: Mir 1967
- PATALACHA, E.I.: Ocenka stepeni deformirovannosti skladčatych tolšč.
Trudy Inst. Geol. nauč., Akad. Nauk kazach. SSR 19 (1969)
- PATALACHA, E.I.: Mechanizm vozniknovenija struktur tečenija.
Alma-Ata: Nauka 1970
- PATALACHA, E.I.; GIORGOBIANI, T.B.: Strukturnyj analiz linejnoj skladčatosti na primere chrebta Karatau.
Alma-Ata: Nauka 1975
- PATALACHA, E.I.; SLEPYCH, J.F.: Peresekajuščajasja skladčatost'.
Moskva: Nedra 1974
- PATALACHA, E.I.; SMIRNOV, A.V.; POLJAKOV, A.I.: Genetičeskie tipy geosinklinal'noj skladčatosti (Kazachstan).
Alma-Ata: Nauka 1974
- RAMSAY, J.G.: Folding and Fracturing of Rocks.
New York: McGraw-Hill 1967

Einige Aspekte der Faltenbildung

von

PETER BANKWITZ¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Von den zahlreichen Aspekten, die zum Prozeß der Faltung gehören, werden besonders mechanische Vorgänge erörtert.

Faltung erfolgt besonders in schichtig aufgebauten Serien, bei denen die Lagen unterschiedlich hohe Viskosität besitzen. Da besonders die relativen Unterschiede der Viskosität von Bedeutung sind, können analoge Faltenformen in ganz unterschiedlichen Stockwerken auftreten. Die Viskosität beeinflusst die geometrische Form: Scharnierfalten mit überwiegend geraden Schenkeln treten in der Regel dann auf, wenn die Unterschiede in der Viskosität der faltungsaktiven und faltungspassiven Bänke groß sind (Hornsteine und Kieseliefer in Silur und Devon, Grauwacken-Tonschiefer-Wechsellaagerungen von Flyschcharakter im Proterozoikum und Unterkarbon).

Dieser Typ (Scharnierfalten) benötigt zu seiner Bildung weniger Energie als andere Faltungsformen und bildet sich dadurch in der relativ kürzesten Zeit - im Vergleich mit anderen Faltenarten - heraus.

Die zeitliche Entwicklung von Einzelfalten, mit Etappen schnellerer und langsamerer Fortbildung, ist an ihrer Form und an den dabei entstehenden Generationen von s-Flächen (im Schiefergebirge die Ebenen des maximalen Hauptstrains) zu erkennen. Gleiches gilt für die Bildung von Antiklinorien.

Mit zunehmender Auflast scheinen die Faltscharniere runder und breiter zu werden. Solche Falten können am ehesten zu vergentem und asymmetrischen Falten umgebildet werden.

Das durch Faltung entstandene mechanische Ungleichgewicht verursacht ein geochemisches Ungleichgewicht, da beide voneinander abhängig sind und Faltung ein irreversibler Prozeß ist. Das chemische Ungleichgewicht löst geochemische und mineralogische Vorgänge aus, auf welche Stoffunterschiede in Flanken und Scharnieren von Falten zurückgehen können.

1) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

S u m m a r y

Among the numerous aspects being associated with the process of folding particularly mechanical processes are discussed.

The folding occurs especially in stratified series, the strata of which have different viscosities. Since especially the contrasts of viscosity are important, analogous fold shapes may occur in quite different tectonic levels. The viscosity influences the geometrical shape: as a rule, hinge folds with predominantly straight limbs occur in those cases where there are great viscosity differences between the fold-active and fold-passive banks (hornstones and cherts in the Silurian and Devonian, graywacke-clay schist interbeddings of flysch character in the Proterozoic and Lower Carboniferous).

This type (hinge folds) requires less energy for its formation than other fold forms and therefore develops within the relatively shortest time as compared to other fold types.

The time development of single folds, with stages of more rapid or slower development, is identified by their shapes and the generations of s-planes (in slate mountains the planes of maximum principal strain). The same holds for the formation of anticlinoria.

It appears that with increasing superimposed load the fold bends become rounder and broader. Such folds can most readily be reshaped into vergent and asymmetric folds.

The non-equilibrium resulting from the folding causes a geochemical non-equilibrium, since both are interdependent and the folding is an irreversible process. The chemical non-equilibrium initiates geochemical and mineralogical processes, to which material differences in the flanks and bends of folds might be attributed.

R é s u m é

Parmi les nombreux aspects à considérer au sein du processus de plissement, l'auteur discute notamment des phénomènes mécaniques.

Le plissement suppose dans les séries stratifiées que les couches possèdent des viscosités différentes. Etant donné que ce sont notamment les différences relatives de viscosité qui comptent, on peut rencontrer des formes de plissement analogues dans des étages très divers. C'est la viscosité qui influe sur la forme géométrique: les plis à charnière ayant des branches sensiblement droites apparaissent généralement quand il y a des différences de viscosité importantes entre les lits actifs et ceux passifs du processus de plissement (silex et schiste siliceux dans le silurien et le dévonien, couches alternées de graywacke et d'ardoise de caractère flysch dans le protérozoïque et le carbonifère inférieur).

Ce type (plis à charnière) nécessite pour sa formation moins d'énergie que les autres formes de plissement et met moins de temps pour son apparition que d'autres types de plis.

L'évolution dans le temps de plis isolés comportant des épisodes lents et rapides se reconnaît à leur forme et aux générations parallèlement naissantes de surfaces en S (les plans de charge maximum dans les montagnes schisteuses). Il en est de même pour la formation d'anticlinaux.

Plus la charge augmente, plus les charnières de plis ont tendance à s'arrondir et à s'élargir. De tels plis se prêtent le mieux à être transformés en plis renversés et asymétriques.

Le déséquilibre mécanique du au plissement cause un déséquilibre géochimique, car les deux sont interdépendants et le plissement est un processus irréversible. Le déséquilibre chimique déclenche des processus géochimiques et minéralogiques auxquels on peut attribuer les variations de substances au niveau des flancs et des charnières de plis.

Р е з ю м е

Из многочисленных аспектов, которые относятся к процессу образования складок, здесь рассматриваются в основном механические.

Образование складок произошло наличие особенно в елоинных сериях, пласты которых отличаются различной вязкостью. А поскольку важное значение имеют особенно относительные различия в вязкости, то аналогичные формы складок могут иметь место в самых различных штокверках. Вязкость оказывает влияние на геометрическую форму: как правило, шарнирные складки с только прямыми крыльями образуются тогда, когда разница в вязкости активных и пассивных к образованию складок твердых четко ограниченных пластов довольно велика роговик и кремневый сланец в силурийский и девонский периоды, попеременные отложения серой вакки и глинистого сланца с признаками флиша в протерозойскую эру и предкаменноугольный период.

Этот тип (шарнирные складки) требует для своего образования меньше энергии, чем остальные формы складок и образуется поэтому в сравнительно короткое время (по сравнению с другими типами складок).

Развитие отдельных складок в различное время (с этапами более быстрого и более медленного дальнейшего образования) можно установить по их форме и по возникающим при этом поколениям плоскостей (в сланцевых горных породах плоскости максимального главного напряжения).

Это же относится и к образованию антиклинорий.

С возрастающей нагрузкой шарниры складок округляются и становятся шире. Такие складки скорее всего могут преобразоваться в разветвленные и асимметричные складки.

Вызванное образованием складок механическое неравновесие приводит к геохимическому неравновесию, поскольку оба они зависят друг от друга, а образование складок является необратимым процессом. Химическое неравновесие вызывает геохимические и минералогические процессы, чем объясняются различия в веществах боковых поверхностей и шарниров складок.

1. Einleitung

Im folgenden werden unter Verzicht auf regionale Gesichtspunkte **einige** Gedanken zum Vorgang der Faltung allgemein behandelt, von denen **manche** durch uns zukünftig weiter verfolgt werden. Ausgewogenheit der Darstellung ist nicht das Ziel dieser Arbeit; da in der Literatur keine moderne Zusammenfassung des Wissenstandes über Faltung als Vorgang vorliegt, ist auf eine Vielzahl von Arbeiten zahlreicher Autoren zu verweisen. Monographisch sind bisher nur Teilaspekte behandelt worden (KAZAKOV 1976, RAMSAY 1967, WHITTEN 1966).

Vor ca. 30 Jahren galt die Beschreibung der Raumlage von Faltenachsen und des Koordinatenkreuzes a, b und c als Forschungsziel und die entsprechende Dokumentation sollte die Aussagen über den Faltungsprozeß einschließen (SANDER 1948). Diese Auffassung mußte eingeschränkt werden, nachdem Material- und Ablaufuntersuchungen wesentliche Zusatzkenntnisse erbrachten. Allerdings darf man nicht in den Fehler verfallen, alle analytisch und modelltechnisch möglichen Fälle von Faltung als geologie-relevant aufzufassen; der Beitrag zur Faltungstheorie, den diese Untersuchungen erbracht haben, ist jedoch so bedeutsam, daß er im folgenden im Mittelpunkt der Ausführungen stehen soll. Allerdings gestatten Modelluntersuchungen nur quantitative Vergleiche zum natürlichen Faltungsprozeß.

Zahlreiche Probleme der Faltung (hier stets als Prozeß verstanden) sind noch nicht gelöst und manche der vorhandenen Kenntnisse gehen auf einfache Modellvorstellungen (einfach hinsichtlich der angenommenen Materialparameter, der entstandenen Faltenformen und selbst des zugrundegelegten Materialverhaltens) zurück, die aber trotzdem sehr nützliche Resultate geliefert haben. Verbesserungswürdig ist der Forschungsstand unter anderem hinsichtlich 1. der analytischen Theorie und 2. der Kenntnis der sich während einer Deformation ändernden Viskositätskoeffizienten der Gesteine. Außer den Untersuchungen im Gelände ist in den letzten Jahrzehnten die Faltung vor allem untersucht worden in Modellen mit linear-viskosem und viskoelastischem Material (mit bekanntem Viskositätskontrast; aber im ganzen in vieler Hinsicht sehr verschieden von natürlichen Gesteinen) und mit Gesteinen (Schiefer, Phyllite). Dabei wurde der Einfluß der Gravitation auf die Faltung bisher nur theoretisch oder in Modellen vor allem durch BIOT und RAMBERG verfolgt. Die von SCHOLPO (1975) kartierten Kompensationssenken auf beiden Seiten von dispirartigen Antiklinalen (analog den Randsenken) weisen auf die Bedeutung dieses Einflusses in der Natur hin.

Ein Festkörper, dem eine Deformation aufgezwungen wird, kann diese in verschiedener Weise ausführen: durch elastische Verzerrung, plastisches Fließen, Phasenübergänge bzw. Rekristallisation, Bruchbildung und Scherflächenbildung. Die duktile Deformation wird dabei durch Falten am augenfälligsten dokumentiert (EZ 1976). Faltung gehört zu den Deformationsarten, bei denen die vorgenannten Möglichkeiten fast alle realisiert werden - bevorzugt die beiden erstgenannten. Allerdings ist der elastische Anteil in geologischen Körpern oft nur noch teilweise durch Spannungsmessungen zu identifizieren; ein erheblicher Anteil der elastischen Deformation ist an kurzzeitige Vorgänge gebunden.

Die Faltungsdeformation schließt nach MEANS (1976) drei Energiearten ein:

- Energie, die als Arbeit auf die von außen wirkenden Kräfte zurückgeht,
- Energie, die durch Aufbiegung (Gravitationsfeld), elastische Spannung oder durch mikrostrukturelle Umwandlungen gespeichert wird,
- Energie, die als Wärme im Gesteinskörper zerstreut wird.

Voraussetzung für den Faltungsvorgang ist die Existenz eines Gradienten der Normalspannung σ in Richtung des späteren Materialtransports. Ohne einen solchen Gradienten tritt als Deformation nur Schub ein - keine Faltung. Die zum Teil über 100 km durchhaltende Lage von Faltenachsen spricht dafür, daß während des Faltungsvorganges die Deformation unter nicht-hydrostatischen Bedingungen ablief.

Jede Theorie einer Gesteinsdeformation muß von bestimmten Voraussetzungen ausgehen, das gilt auch für Vorstellungen über den Faltungsablauf. Nach experimentellen Daten (Labor und Gelände) haben Gesteine bei Deformationsraten von 10^{-12} bis $10^{-14} \text{ sec}^{-1}$ sehr niedrige Grenzwerte für Scherspannungen. Deshalb ist es verständlich, ihr Verhalten während der Deformation mit dem von Flüssigkeiten zu vergleichen. Verbreitet ist die Auffassung, sie als Newtonsche Flüssigkeit anzusehen, bei der die Spannung linear mit der Deformationsgeschwindigkeit zusammenhängt (Spannung = Viskosität \times Extension). Bedingung dabei ist, daß die Korngröße während der Deformation unverändert bleibt. Bei Mehrfachdeformationen, die in Gesteinen sehr verbreitet sind, kann das nicht zutreffen; in diesen Fällen verhält sich das Gestein nicht länger wie ein Newtonscher Körper. Diese Einschränkung gilt nicht generell, weil in der Regel Deformationsgeschwindigkeiten während der Faltung in der Natur sehr klein sind und sich dadurch die Bedingungen doch denen nähern, die für eine Newtonsche Flüssigkeit gilt. Bei höherer Deformationsgeschwindigkeit wird die Spannung eine nichtlineare Funktion der Deformationsgeschwindigkeit (Reiner-Rivlin-Flüssigkeit). Da Falten in der Regel Mehrfachdeformationen darstellen, ist die eindeutige Zuweisung des Gesteinsverhaltens zu einem einzigen Verhaltensprinzip für den gesamten Deformationsablauf nicht naturäquivalent; eine Modellbetrachtung muß allerdings in der Regel diese Beschränkung hinnehmen.

2. Der zeitliche Ablauf der Faltenbildung

Unter dem Faltungsalter wird in der Regel der Abschluß einer Deformationsetappe eines bestimmten Gebietes verstanden. STILLE (1924) besonders hat auf die Bedeutung des Faltungsalters hingewiesen und seine Bestimmung zu einer global anwendbaren Methode gemacht. Auch die Polarität nach AUBOUIN (1965) und die Faltungswelle nach WUNDERLICH (1966), d.h. das überregionale Wandern der Faltung, betreffen das Faltungsalter. Der den Falten innewohnende historische Aspekt steckt aber nicht nur im geotektonischen Faltungsalter eines Gebietes, sondern auch in der Dauer des Faltungsvorganges an einer Stelle, d.h. im Alter der einzelnen Falten, von der km- bis zur mm-Dimension. Unter der Voraussetzung einer lateralen Einengung ist anzunehmen, daß auch die einzelnen Falten, die ja der Ausgangspunkt tektonischer Faltenstudien sind, nicht zeitgleich, sondern vielfach nacheinander gebildet wurden und werden. Das im Gelände bzw. aus dem Kartenbild sich ergebende Bild täuscht mit großer Wahrscheinlichkeit Einzeitigkeit nur

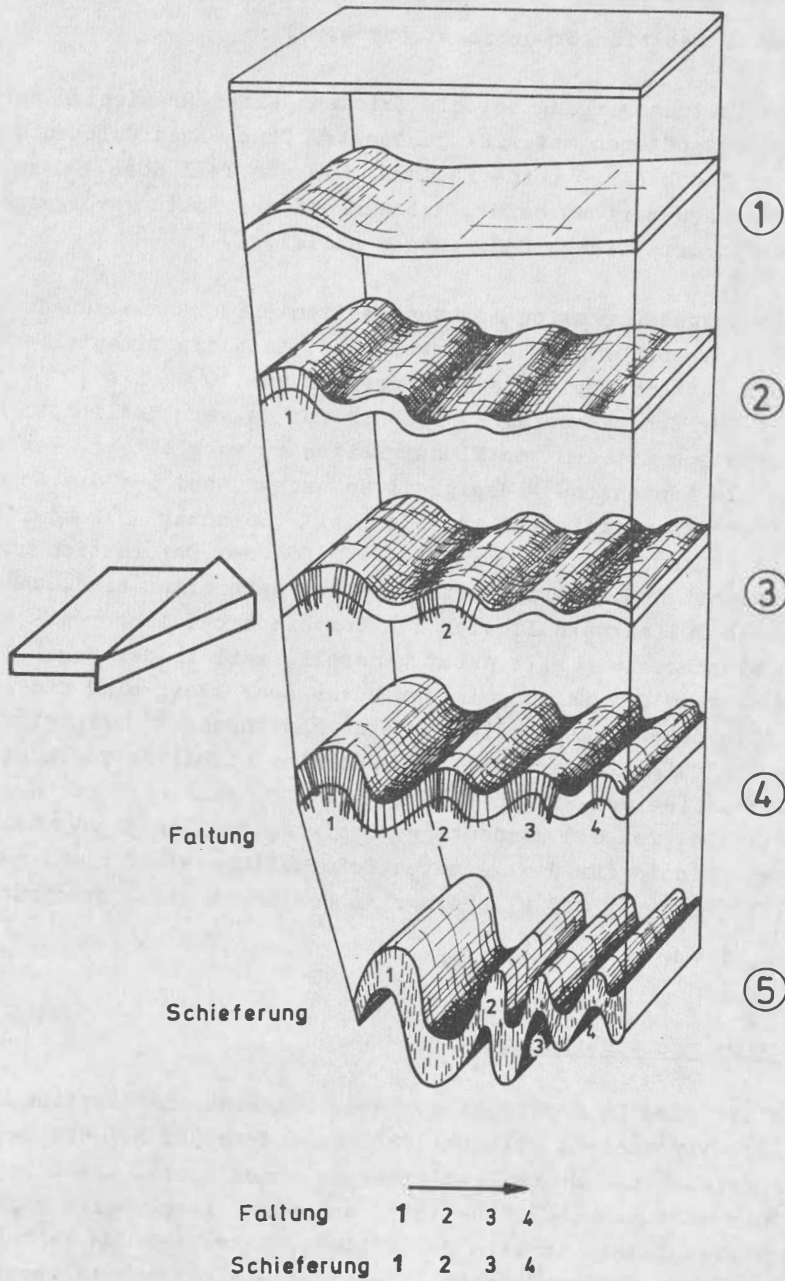


Abb. 1. Schema der Faltung und Schieferung bei einseitig gerichteter Kompression

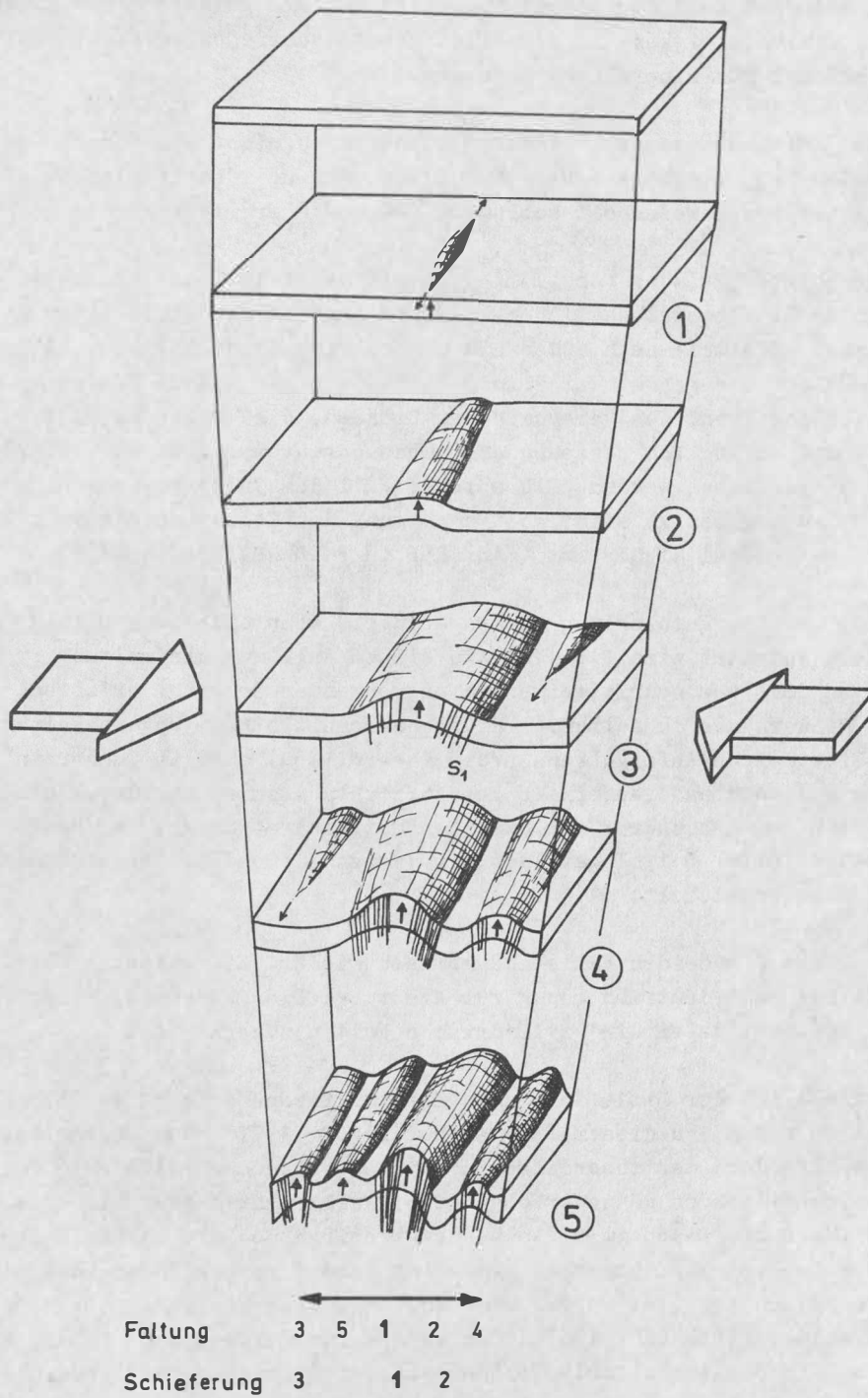


Abb. 2. Schema der Faltung und Schieferung bei zweiseitig gerichteter Kompression

vor. Trifft das zu, dann ist auch für Schieferungsflächen, die genetisch zum Einengungsprozeß gehören, Gleichzeitigkeit in der Bildung auszuschließen. Gleiches gälte dann auch für Längsbrüche, für Mineralisationen usw.

Da dieser in jeder Falte steckende Zeitfaktor bisher noch nicht als Forschungsobjekt anerkannt worden ist, liegen keine Methoden vor, ihn zu identifizieren. Einige mögliche Fälle von Altersverschiedenheit sollen im folgenden erörtert werden.

Bei einseitig gerichteter Faltung (Abb. 1), d.h. mit nachweislicher Stempelwirkung eines angrenzenden Blocks oder ähnlichem, wird am ehesten das unmittelbar angrenzende Gebiet zuerst gefaltet; nach außen hin werden sich daran mit abnehmender Amplitude, aber vermutlich steigendem Verhältnis Wellenlänge/Amplitude Falten von zunehmend jüngerem Alter anfallen. Aus verschiedenen Gründen, die teilweise später genannt werden, können die anfänglich bestehenden Dimensionsunterschiede im weiteren Verlauf der Faltung ausgeglichen werden. Ein solcher Fall des Faltungswanderns scheint am Nordrand der Pyrenäen gegeben zu sein, wo die Faltung des Meso-Känozoikums nach Norden zu allmählich an Intensität abnimmt (CASTERAS in BOGDANOV u.a. 1964).

Man darf annehmen, daß die Entwicklung anders abläuft, wenn eine Schichtfolge zwischen zwei Widerlagern gefaltet wird (Abb. 2). In diesem Fall muß die Faltung in der Mitte beginnen und von dort aus schrittweise die angrenzenden Bereiche erfassen. Es sollten sich zu den Rändern des zu faltenden Krustenabschnitts hin jüngere Falten seitlich anlagern. Eine solche Abfolge kann (rein theoretisch) z.B. im Subherzyn vorliegen: Zwischen dem Harznordrand (außerhalb der Aufrichtungszone) und der Flechtinger Scholle könnte sich demnach zuerst der Streifen aufgefaltet haben, der heute durch Elm und Egeln-Staßfurter Sattel gebildet wird; anschließend hätten sich dann die anderen Antiklinalen entwickelt.

Die Abb. 1 und 2 geben die beiden Fälle schematisch wieder. Ein weiterer Zeitfaktor der Faltung kommt darin nicht deutlich genug zum Ausdruck: Die Ausdehnung einer Falte in Richtung der Faltenachse; dabei sind zylindrische Falten zu erwarten.

In den Varisziden südlich der Mitteldeutschen Kristallinzone scheint es die AUBOUINsche Polarität nicht zu geben, zu diesem Problem hat PAECH (1977) neue Ergebnisse vorgelegt. Um so eher könnte dort der theoretisch mögliche Beginn der Faltung in den zentralen Bereichen der zu faltenden Räume erfolgt sein. Vielleicht lassen sich die zentral gelegene Antiklinale mit Devon im Elbtalschiefergebirge und die zentrale Lage des Frankenberger Gneises im Zentralsächsischen Lineament darauf zurückführen, daß sie als zentrale Streifen zuerst aufgefaltet wurden und dadurch lagepersistente blieben, da Faltencharniere nicht wandern (BANKWITZ 1967). Das könnte zur Folge gehabt haben, daß dadurch ältere Schichten in den Antiklinalen früher von der Erosion erfaßt worden sind als in den jüngeren, parallelen Falten. Im Thüringer Becken sind unter dieser Annahme einer zweiseitigen Einengung das Tannrodaer und das Fahner Gewölbe als älteste Faltenstrukturen anzusehen.

Erweitert wird das in Abb. 2 gezeigte Schema dadurch, daß zu dem lateral ablaufenden Entwicklungsprozeß noch die in der Vertikalen stattfindenden Ereignisse hinzukommen. Dabei handelt es sich in Geosynklinalausfaltungen um Rekrystallisationsprozesse,

welche die Bewegbarkeit der zu faltenden Schichten zumindest beeinflussen, wenn nicht sogar wesentlich einschränken.

In der Abb. 1 und 2 ist für die beiden Grenzfälle der Faltenentstehung eine analoge Entwicklungsgeschichte der Schieferung angedeutet. Schieferungsflächen bilden sich in gefalteten Serien, wenn eine bestimmte Schichteinengung (d.h. Aufrichtung) eingetreten ist. Da die Schichtaufrichtung weder bei der einseitigen noch bei der zweiseitigen Einengung zeitgleich in allen Falten die gleiche Intensität erreicht hat, müssen auch Schieferungsflächen regional und sicher auch vertikal gesehen einen Zeitfaktor repräsentieren, wie er oben für die Einzelfalten erläutert wurde. Im Fall der einseitig ablaufenden Faltung sollten sich die Etappen von Faltung und Schieferung (bei einer durch die Einengung vorgegebenen Phasenverschiebung) in gleicher räumlicher Abfolge einstellen; aber bereits hier ist die Schieferung nicht unbedingt stets nach außen zu jünger. Im zweiseitig deformierten Gebiet (Abb. 2) wird die Schieferung wie die Faltung einen betonten Trend zur zeitlich unterschiedlichen Anlage im Streichen haben und außerdem in Abhängigkeit von der Intensität der Auffaltung punktförmig gebildet. Mit der Faltung wird sie in der ältesten, zentral entstehenden Falte zuerst gebildet (weitere mögliche Etappen sind in den Abbildungen 1 und 2 durch Ziffern markiert). Eine Konkretisierung der hier angedeuteten Vorstellungen zum Faltungsprozeß ist für die nächsten Jahre vorgesehen; sie ist nur durch eine Kombination von Gelände- und Modelluntersuchungen zu erreichen.

Wenn es zutrifft, daß Faltung an Inhomogenitäten ausgelöst wird, wie z.B. Faziesgrenzen, dann sollten sich bei stark inhomogenen Schichten Falten an vielen Stellen teilweise gleichzeitig bilden, die sich anschließend durch Interferenz verstärken oder eliminieren. Sollte sich dafür ein Nachweis in der Natur erbringen lassen, dann wäre Faltung ein echtes Analogon zur Wellenausbreitung. Eine Faltenüberlagerung muß dabei aber nicht bedeuten, daß sich die Amplituden addieren (DUBEY & COBBOLD 1977).

Nicht geklärt ist, warum sich offenbar Falten an Falten anlegen; es ist eine Geländeerfahrung, daß Falten offenbar durch Falten getriggert werden. Dabei dehnen sie sich immer in Verlängerung der Scharnierlinie aus, weshalb es grundsätzlich nicht möglich ist, daß ein Faltengebirge vertikal und horizontal eine einheitliche Faltenform aufweist. Versuche, die Faltenform als Ausdruck kinematischer und dynamischer Vorgänge zur Klassifizierung von Orogenen zu benutzen, sind bisher kaum gemacht worden (HANSEN 1971). Die Typisierung eines Orogens in seiner historischen Entwicklung anhand des Faltenstils und der Schieferung haben PATALACHA & GIORGOBIANI (1975) vorgestellt. Als Kriterium für den Vergleich regional weit entfernter Tektogene (Ural, mitteleuropäische Varisziden) ist der Faltenotyp erstmalig durch SENČENKO & SCHROEDER (1977) verwendet worden.

3. Die Bedeutung des Viskositätskontrasts

Der Faltungsvorgang wird durch eine Lagenstruktur mit Viskositätskontrast zwischen den einzelnen Lagen begünstigt. Wichtiger ist allerdings die Anisotropie der differentiellen Deformation, die durch den Spannungszustand bei Beginn und während der Faltung entsteht. Der Spannungszustand ist in schichtigen Gesteinen vor dem plasti-

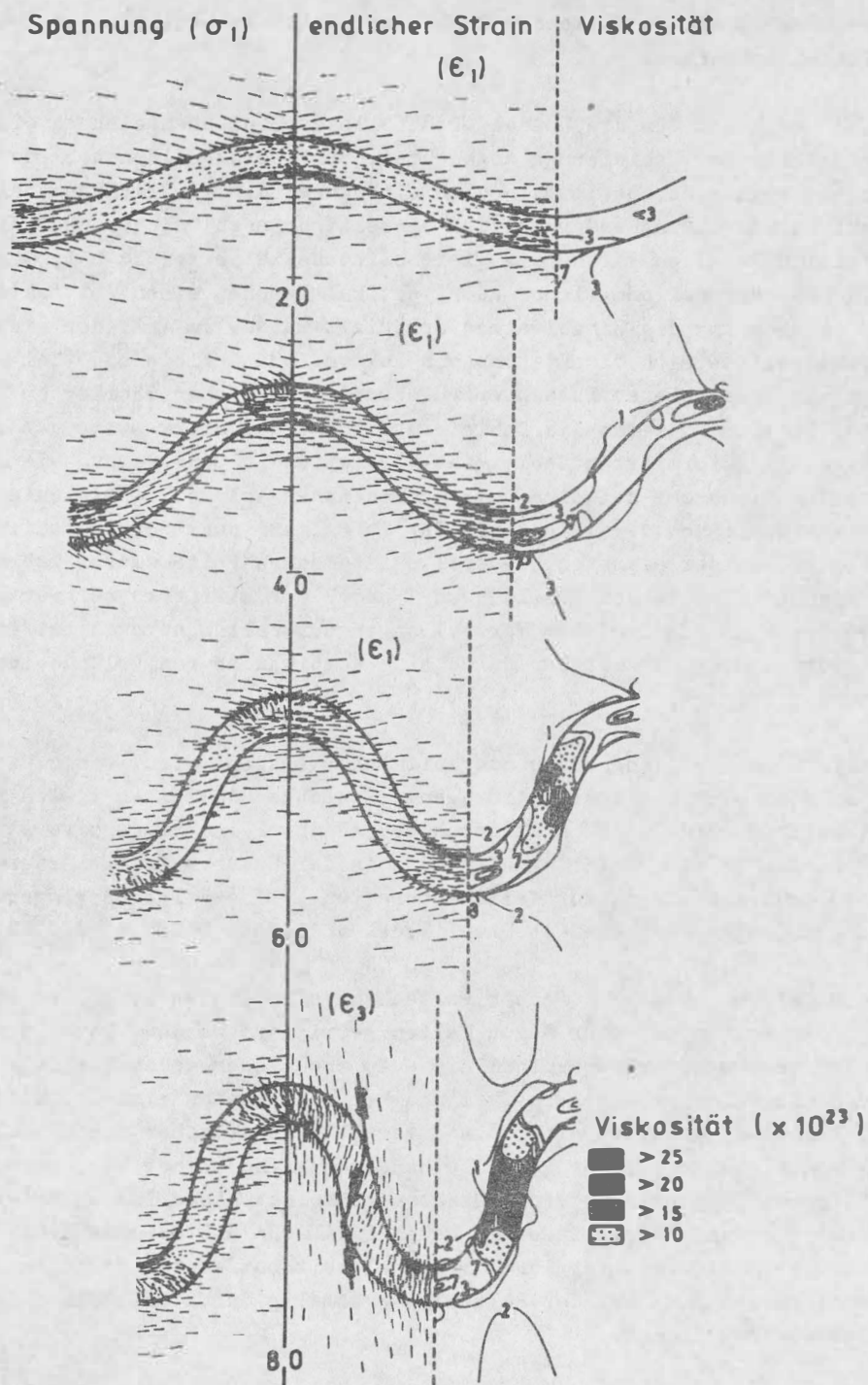


Abb. 3. Spannung, Strain und Viskosität als Funktion des natürlichen Strain in einer Falte

Material: Quarzit mit Marmor-Matrix; Viskositätskontrast=10; Anfangsstrain-rate $10^{-14}/s$ bei 375° . Aus: PARRISH, KRIVZ & CARTER (1976, S. 198)

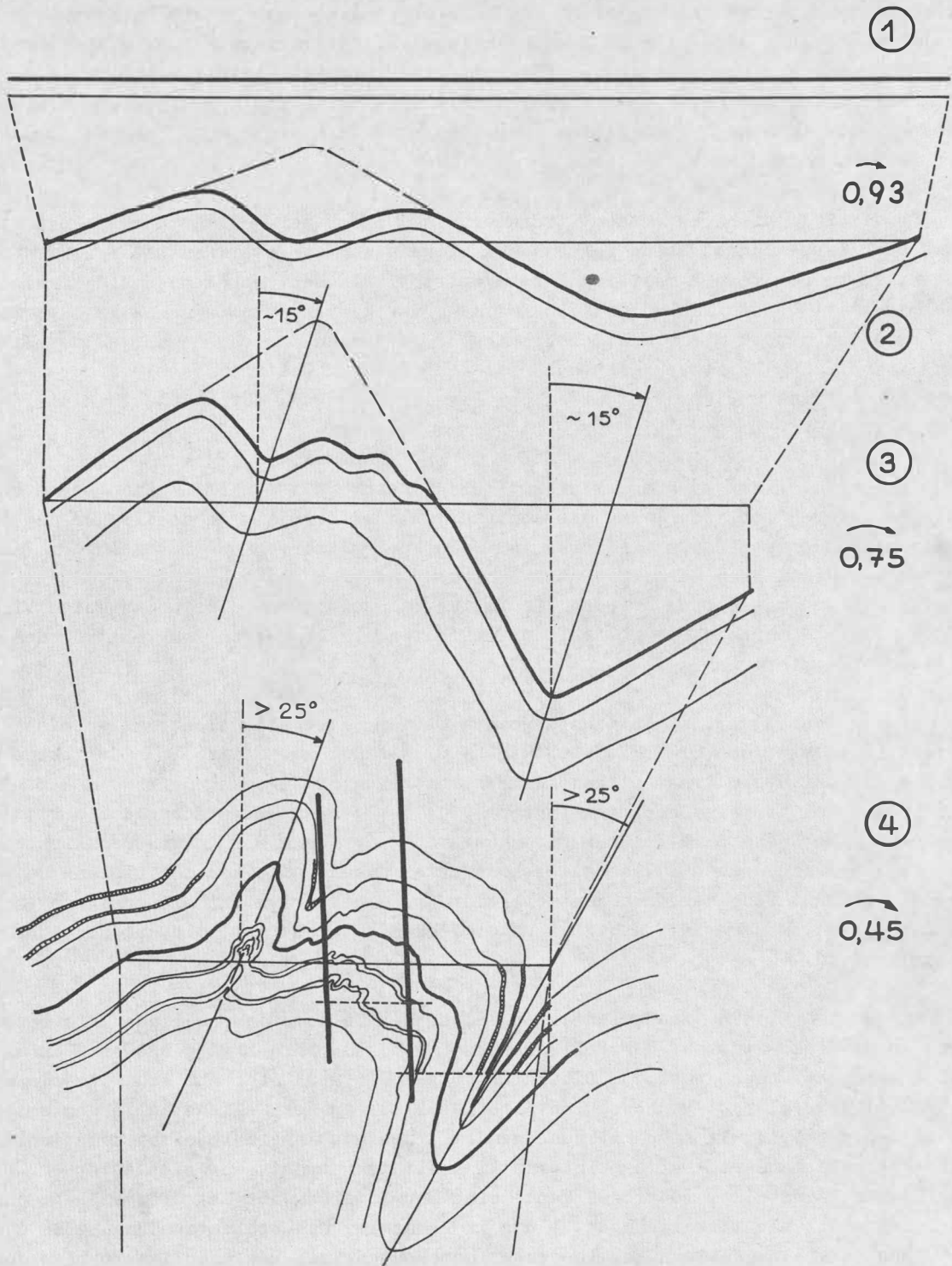
schen Fließen meist nicht-hydrostatisch. Hinsichtlich der Viskosität sind für die Herausbildung der Faltenform nicht die Absolutbeträge, sondern die Unterschiede ausschlaggebend. Aus diesem Grund können analoge Faltenformen in verschiedenen tektonischen Stockwerken und Gesteinen auftreten. Die Viskosität spielt weiterhin dadurch eine Rolle, daß die Rotation der Schichten von dem Teil mit der niedrigen Viskosität abhängt, die Längung der Schichten während der fortschreitenden Einengung dagegen von der Schicht mit höherer Viskosität.

Aus der Faltenform ist (nach Literaturdaten) die Heterogenität der Viskosität in etwa abzulesen: Lange gerade Faltenachsen sprechen für stark anisotrope Zwischenlagen. Je größer ferner der Viskositätskontrast zwischen kompetenten und inkompetenten Lagen ist, desto mehr nimmt die Dominanz der kompetenten Lagen zu. Bei geringem Viskositätskontrast nimmt die Verkürzung der faltbaren Schichten während der Einengung ständig zu. Letzteres gilt auch für den weiteren Gestaltungsablauf nach einer gewissen Aufrichtung der Schichten, bei der die Einengung durch Rotation immer wesentlicher wird.

Auf den relativen Grad des Viskositätskontrastes kann man im Gelände schon unter anderem dadurch schließen, daß der Kontrast umso größer ist, je deutlicher die Schichten voneinander abgesetzt sind. Das ist meist bei primär ebenem Lagenbau der Fall; zusammen mit deutlichen Korngrößenunterschieden und erst recht bei Unterschieden in der chemischen Zusammensetzung werden die Falten "am schönsten". Mit abnehmendem Viskositätskontrast nimmt auch der Betrag der schichtparallelen Verkürzung ab (vor dem Einsetzen der Schieferung).

Auf die Gestaltung des Faltencharniers hat der Viskositätskontrast ebenfalls einen wesentlichen Einfluß (DIETERICH & CARTER 1969, PARRISH u.a. 1976): In Schichten mit großem Viskositätskontrast stehen die Scharniere unter Zugspannung bzw. unter minimalem Druck, bei geringem Kontrast (unter 10/1) fehlt diese Zugspannung; die mittlere Spannung liegt dann parallel zur Einengungsrichtung. Generell vermindern sich während des Faltungsvorganges die Viskositätskontraste, die gesamte von der Faltung betroffene Einheit erfährt eine Verformungsstabilisierung. Umgekehrt nimmt mit zunehmendem Anteil an inkompetentem Material, d.h. bei hohem Viskositätskontrast, die Rundheit der Faltencharniere zu.

PARRISH u.a. (1976) fanden unter Anwendung der Methode der endlichen Elemente eine Zone hoher Viskosität auf den Faltenflanken (Abb. 3). Ihre Ergebnisse sind in diesen und anderen Befunden denen von DIETERICH & CARTER (1969) sehr ähnlich, die als erste mit der finite-element-Methode sinnvolle Resultate in der Faltenmodellierung erzielten. Abbildung 3 zeigt, wie sich mit zunehmender Einengung innerhalb einer kompetenten Bank die Viskosität ändert. Der bankinterne Viskositätskontrast, der sich zwischen Scharnier und Flanken einstellt, muß (oder kann) eine Formänderung der betroffenen Lage zur Folge haben - mit Mächtigkeitsanschwellung im Scharnier und Schichtausdünnung in den Flanken, was in vielen Faltenaufschlüssen zu beobachten ist. Das wichtige Problem des nicht-linearen Materialverhaltens ist theoretisch zuerst an den solcherart sich formändernden Scharnieren diskutiert worden (CHAPPLE 1969, FLETCHER 1977). In diesem Zusammenhang ist auch das Problem der Faltenform durch PARRISH u.a. behandelt worden. Danach entstehen sogenannte ähnliche Falten durch die Abnahme des Viskositätskontrastes; ähnliche Falten sind d e r Grundfaltentyp der Erdkruste.



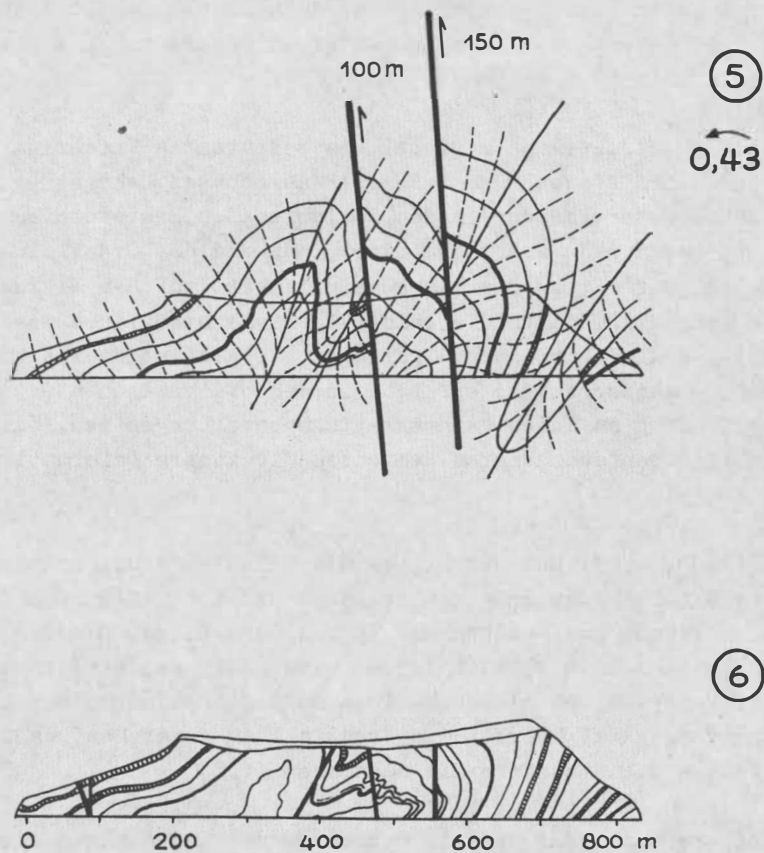


Abb. 4. Abwicklung einer Falte in Oberdevongesteinen bei Saalfeld (DDR), "Bohlen"

Schema der Rekonstruktion des Einengungsablaufs:

- 1 - ungefaltet; 2 - flachwellige Faltung ohne Schieferung, Einengung auf 0,93; 3 - Einengung auf 0,75 mit Öffnungswinkeln von 45° , Beginn der Schieferung; 4 - Einengung auf 0,45 im wesentlichen durch Schieferung; 5 - Einengung auf 0,43 durch Verkürzung an Aufschiebungen; 6 - heute vorliegendes Profil

Interndeformierte Schichten mit weitständig eingelagerten kompetenten Bänken und wesentlichem Viskositätskontrast weisen dann, wenn die Einengung mit Schieferungsvorgängen verbunden ist, oft Faltenformen auf, die einmal die Interndeformation deutlich machen und zum anderen auch innerhalb eines Aufschlusses nicht einheitlich sind. RICHTER (1963) hat ihren besonderen Charakter erläutert und sie als Selektivfalten ("selektive Kleinfalten") bezeichnet.

Der Viskositätskontrast kann regional ein bedeutsames Kriterium sein. Vom westlichen Thüringischen Schiefergebirge ist seit Jahrzehnten bekannt (v. GAERTNER 1950), daß die 100 m- bis Meter-Faltung in den Schichten des Proterozoikums bis Kambrium und in denen des Devon und Dinant dominiert, während das Ordovizium weniger intensiv gefaltet ist. Das geht mit großer Wahrscheinlichkeit auf den Viskositätskontrast zurück, der im Ordovizium durch die relativ geringe stoffliche Spezialisierung der Sedimente (Mangel an Leithorizonten) geringer ist als in den liegenden und den hangenden Systemen. Dementsprechend erfolgte in den ordovizischen Gesteinen die innere Deformation von Anfang an durch Mächtigungsanschwellungen bzw. durch die Schieferung, während in den tieferen und höheren Schichten die innere Deformation wesentlich in den Falten enthalten ist.

WUNDERLICH (1959, 1961) hat zuerst auf die Existenz eines kritischen Einengungsbeitrages von Falten aufmerksam gemacht, der dann erreicht ist, wenn die weitere Einengung zur Flankendehnung und -ausdünnung führen muß. Dieses Stadium hängt zusätzlich von der Faltenform ab: LANGHEINRICH (1976) wies nach, daß eine sinusförmige Falte wesentlich mehr Material bei gleicher Einengungsintensität unterbringt als eine Dreiecksfalte. Sinusförmig ist hierbei als Grenzfall zu verstehen, da in den natürlich auftretenden Falten die Sinusform die Ausnahme ist.

Über die meßbare Einengung und die Schichtverdickung während der Einengung, den Strain, liegen einige konkrete Ergebnisse vor. Das am häufigsten verwendete Maß für den natürlichen Strain ist die Verkürzung (deformierte Länge/Originallänge), während die Mächtigungsänderung bisher zu wenig berücksichtigt wird - in erster Linie deshalb, weil die zu Beginn der Einengung vorhanden gewesene Originalmächtigkeit meist nicht bekannt bzw. nicht sicher genug rekonstruierbar ist.

Abbildung 4 zeigt als Beispiel eine Faltenabwicklung, die dadurch kompliziert ist, daß die Interndeformation wesentlich durch die Schieferung realisiert worden ist. Die Einengung erfolgte in den abgebildeten Falten im Oberdevon des Thüringischen Schiefergebirges bei Saalfeld durch

- Faltung,
- Schieferung und durch
- Bruchbildung mit Translation an Brüchen.

Faltenabwicklungen unter Berücksichtigung dieser verschiedenen Vorgänge verdeutlichen verschiedenartige Gesichtspunkte der Einengung:

- (1) Es läßt sich daraus der stadiale Ablauf der Einengung ablesen, mit Kennzeichen der elastischen, plastischen und rupturrellen Deformation (eventuell wird primär die Faltung bereits durch Mikrorisse im Ablauf beschleunigt),

- (2) erkennt man den prozentualen Anteil der genannten Teilvorgänge und
 (3) den in den Teilstadien auftretenden Rotationssinn der Deformation.

In den Teilskizzen der Abb. 4 ist angedeutet, wie zuerst eine flachliegende Schicht gefaltet wird bis zu einem Aufrichtungswinkel, bei dem der Vorgang der Schieferung einsetzt. Dann übernimmt die Schieferung die Interndeformation (mit Schichtverdickung besonders in den Scharnieren); schließlich erfolgt eine letzte Einengung durch streichende Störungen, die damit zu dem Einengungszyklus insgesamt gehören.

Das Straingefüge bei der Faltung ist in Abb. 3 angedeutet. Die mittels der Methode der endlichen Elemente gewonnene Darstellung zeigt u.a., wie sehr sich σ_1 und ϵ_1 lagemäßig entsprechen und wie sehr die Orientierung von ϵ_3 die Lage der Schieferung - man könnte sagen - vorschreibt. Rechnerische und Modellexperimente dieser Art (DIETERICH & CARTER 1969 u.a.) brachten untereinander ähnliche Resultate hinsichtlich der Strainverteilung in Falten. Danach sind für die Strainverteilung besonders wichtig: Viskositätsunterschiede, der mittlere Strain und der Öffnungswinkel der Falten. In kompetenten Bänken ist das Straingefüge komplexer als in inkompetenten (Abb. 3, Fächerstellung in Scharnieren).

Der Zusammenhang zwischen Strain und Viskosität ist ebenfalls in Abb. 3 dargestellt. Die starke Zunahme der Viskosität mit zunehmender Aufrichtung der Schicht in den Flanken von Falten bewirkt, daß diese ausdünnen können und das Material durch die sich herausbildenden chemischen Potentialgradienten in die Scharniere abwandert. Aus Abb. 3 ist ferner ersichtlich, daß die Schieferung zum Strainverteilungsbild zu rechnen ist und weniger als Indikator für die Spannungsverteilung benutzt werden kann. Die immer wieder geäußerte Auffassung, daß die Achsenfläche einer Falte mit der Deformationsebene gleichzusetzen ist, gründet sich auf der vielfach beschriebenen Gegebenheit, daß die 001-Flächen der Glimmer in gefalteten und geschieferten Gesteinen parallel zur Achsenfläche verlaufen.

Die Änderung des Spannungsfeldes während der Faltung ist in Abb. 5 und 6 qualitativ dargestellt (MEANS 1976); das Achsenkreuz des Spannungsellipsoids ist schichtflächenbezogen eingetragen. Der Winkel zwischen der Schichtung und der langen Achse des Ellipsoids wird im Lauf der Einengung stetig größer, bis er im letzten dargestellten Stadium fast eine 90° -Stellung einnimmt. Die Spannung senkrecht zur Schichtung nimmt dagegen zunächst zu (die oberen drei Etappen), im letzten Stadium aber wieder ab. Die Spannung innerhalb der Schicht fällt im Ablauf immer stärker ab.

Abbildung 6 (nach STEPHANSSON 1974) zeigt die Verteilung der mittleren Spannung in einer Falte mit einem Viskositätskontrast von 100/1, dargestellt als Linien der gleichen mittleren Spannung. Wie in Abb. 5 ist die Zunahme der Zugspannung zu erkennen, welche den Volumenzuwachs in den Scharnieren verursacht. Diese Darstellung ist mit der Annahme verträglich, daß die größten Scherspannungen in den Flanken auftreten und dort der Beginn einer Faltenzerscherung am wahrscheinlichsten ist.

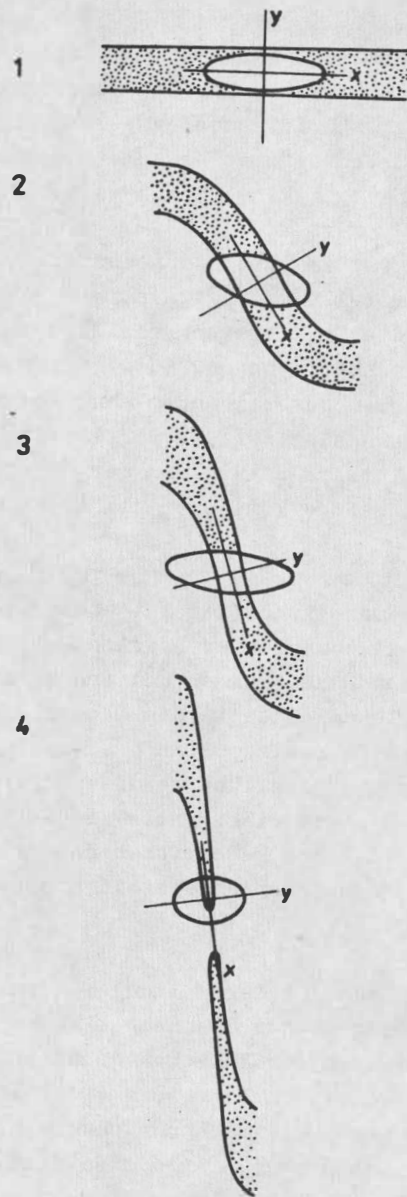


Abb. 5. Mögliche Entwicklung der Spannung in einer Faltenflanke
Aus: MEANS (1976, S. 126)

4. Der Energieverbrauch während der Faltung

In der Natur bilden sich Falten durch laterale Kompression oder durch gravitative Vorgänge. Der dabei umgesetzte Energiebetrag ist nur qualitativ abzuschätzen. Eine wesentliche Orientierungshilfe bezüglich dieses Problems liefern Modellversuche. Sie haben wahrscheinlich gemacht, daß innerhalb der drei Faltungs-Teiletappen

- (1) Energieaufnahme und Herausbildung einer elastischen Instabilität,
- (2) Auffaltung,
- (3) Faltenausgestaltung

die Auffaltung der Vorgang ist, der relativ am raschesten abläuft. Die Strainrate ist dabei nach PRICE (1975) mit 10^{-12} - 10^{-6} / sec sehr groß, wenn man bedenkt, daß der Faltungsprozeß insgesamt eine Geschwindigkeitsskala bis 10^{-20} / sec umfaßt, was eine praktisch unendlich geringe Geschwindigkeit bedeutet. Eine vor der Shikoku-Subduktionszone im Westpazifik liegende Falte aus Pleistozän-Sedimenten hat sich nach MOORE & KARIG (1976) mit einer Strainrate von $3 - 5 \times 10^{-13}$ / sec gebildet. Dabei ist allerdings die gesamte Form als homogen gebildet angenommen. Für natürlich entstandene Einzelfalten ist die Geschwindigkeit der Bildung, und damit auch der Energieumsetzung, bisher nur selten und dann immer pauschal bestimmt worden.

Für den Fall einer 2-Schichten-Folge hat BAYLY (1974) den Energieverbrauch für die Faltung errechnet, bezogen auf Scharniere und Flanken. Dabei ergab sich, daß für vorgegebene Faltenparameter (Volumenkoeffizient: inkompetente/kompetente Lagen; Verhältnis Länge zu Schichtdicke; Viskositätskoeffizient; Schichteinfallen) der Energieverbrauch zur Bildung der Scharniere für verschieden große Öffnungswinkel der Falte einen Minimalwert erreicht (Abb. 7), der so zu interpretieren ist, daß die Falten umso schärfer knickförmig werden, je größer die Einengung ist; das Materialverhalten wird dabei als das eines Newtonschen Körpers angesehen.

Die Energie wird bei der Faltung verbraucht für die

- Änderung der Krümmung im Scharnier,
- Ausdünnung der inkompetenten Lagen auf den Flanken,
- Scherbewegung auf den Flanken,
- Materialbewegung im Scharnier,
- Zuwanderung von Material in die Scharnierstellen kompetenter Lagen.

Nach Modellversuchen ist offenbar der Energieverbrauch bei Knickfalten (kurze Scharniere, lange gerade Flanken) am geringsten, dieser Faltentyp kennzeichnet also den minimalsten Energieverbrauch - unabhängig vom tektonischen Stockwerk, in dem die Faltung abläuft. Andererseits ist zu beachten, daß sich Rundfalten bei geringem Viskositätskontrast eher bilden als Knickfalten (und umgekehrt), d.h. man muß das Wechselspiel der verschiedenen Faktoren, die bei der Faltung wichtig sind, berücksichtigen. Zum Beispiel spielt über die bisher schon genannten Faktoren hinaus noch das regionale Spannungsfeld eine Rolle derart, daß sich Knickfalten mit scharfen Scharnieren umso eher bilden, je größer das Verhältnis der horizontalen zur vertikalen Spannung ist; bei stärkerer Auflast bilden sich also zunehmend mehr Rundfalten. Unter diesem Gesichtspunkt fungieren Knickfalten als Indikator des Strukturstockwerks.

Die zur Faltung aufgewendete Energie wird zunächst in den kompetenten Lagen zerstreut, später auch in den inkompetenten, weil in ihnen der Strain Energie verbraucht. Die inkompetenten Lagen bestimmen von einem entsprechenden Aufrichtungswinkel an aus Gründen der Faltenstereometrie die Faltungsgeschwindigkeit (WUNDERLICH 1961). In der Phase vor dem Einsetzen der Schieferung, wenn die Deformation aber bereits den nicht-elastischen Bereich erreicht hat, dürfte die Faltung am schnellsten ablaufen. Das entspricht dem Übergang von Biegleit- zu Biegefließfalte.

Eine rasch ablaufende Faltung soll nach Modellversuchen von COBBOLD (1975) regelmäßige Faltenformen und regelmäßige Verteilungsmuster der Falten hervorbringen. Umgekehrt wären dann bei langsamer Faltungsgeschwindigkeit weniger regelmäßige Formen, besonders hinsichtlich der Amplituden, und eine weniger regelmäßige Verteilung der Falten zu erwarten.

Der Faltungsprozeß wird besonders zu Beginn - geeignetes Gestein und Milieu vorausgesetzt - nach WUNDERLICH (1966) durch den Porenwasserüberdruck mit vorangetrieben. Das erfolgt dadurch, daß der Kompaktionsstrom bereits bei geringer Schichtneigung aufwärts steigt bzw. aufwärts gedrückt wird. Er kann den Überlagerungsdruck erreichen, was noch in der Kompaktionsphase zum Diapirismus führen kann. Es kann sein, daß in der diagenetischen Phase dieser Effekt für die Fortführung der Auffaltung wichtiger ist als der Seitendruck: d.h. durch den Porendruck falten sich die Gesteine während einer bestimmten Phase von selbst.

5. Das Problem der dominierenden Wellenlänge

Die meisten theoretischen Arbeiten über Faltung gingen und gehen von elastisch und viskoelastisch verformten Materialien aus. Den Bearbeitern ist bewußt, daß die Annahme des linearen Zusammenhangs zwischen Spannung und Deformation nötig war und ist, um die Interpretation des Faltungsvorganges so zu gestalten, daß die Vergleiche mit den geologischen Falten überschaubar bleiben. Zunehmend gewinnen jetzt nichtlineare Theorien an Bedeutung. Mit Hilfe der "linearen Betrachtungsweise" wurde eine Reihe wichtiger Entdeckungen gemacht, die das Verständnis der Problematik der Faltungsprozesse vorangetrieben haben. Eine dieser Erkenntnisse ist die der dominierenden Wellenlänge (BIOT 1961). Es handelt sich um die Faltenform, die sich unabhängig von der Deformationsrate einstellt

$$(1) \quad W_d = 2\pi t \sqrt[3]{\frac{\eta_1}{6\eta_2}}$$

Sie hängt nur von der Schichtdicke (t) und der Viskosität der gefalteten Schicht η_1 sowie der des inkompetenten Mediums η_2 ab. Diese Relation erklärt gleichzeitig die Beobachtung, daß eine bestimmte Schicht, die regional ihre Mächtigkeit ändert, durch sich ändernde Wellenlängen charakterisiert ist. Ferner ergibt sich aus Gleichung (1) zwangsläufig, daß sich die Wellenlänge während der Faltungsgeschichte ändern muß.

Bereits 1961 hatte BIOT feststellen können, daß bei fehlendem oder sich verringern- dem Viskositätskontrast die Faltung unterbleibt, d.h. letztlich die Einengung ohne Faltung erfolgt. Später wurde von verschiedenen Autoren darauf hingewiesen, daß die

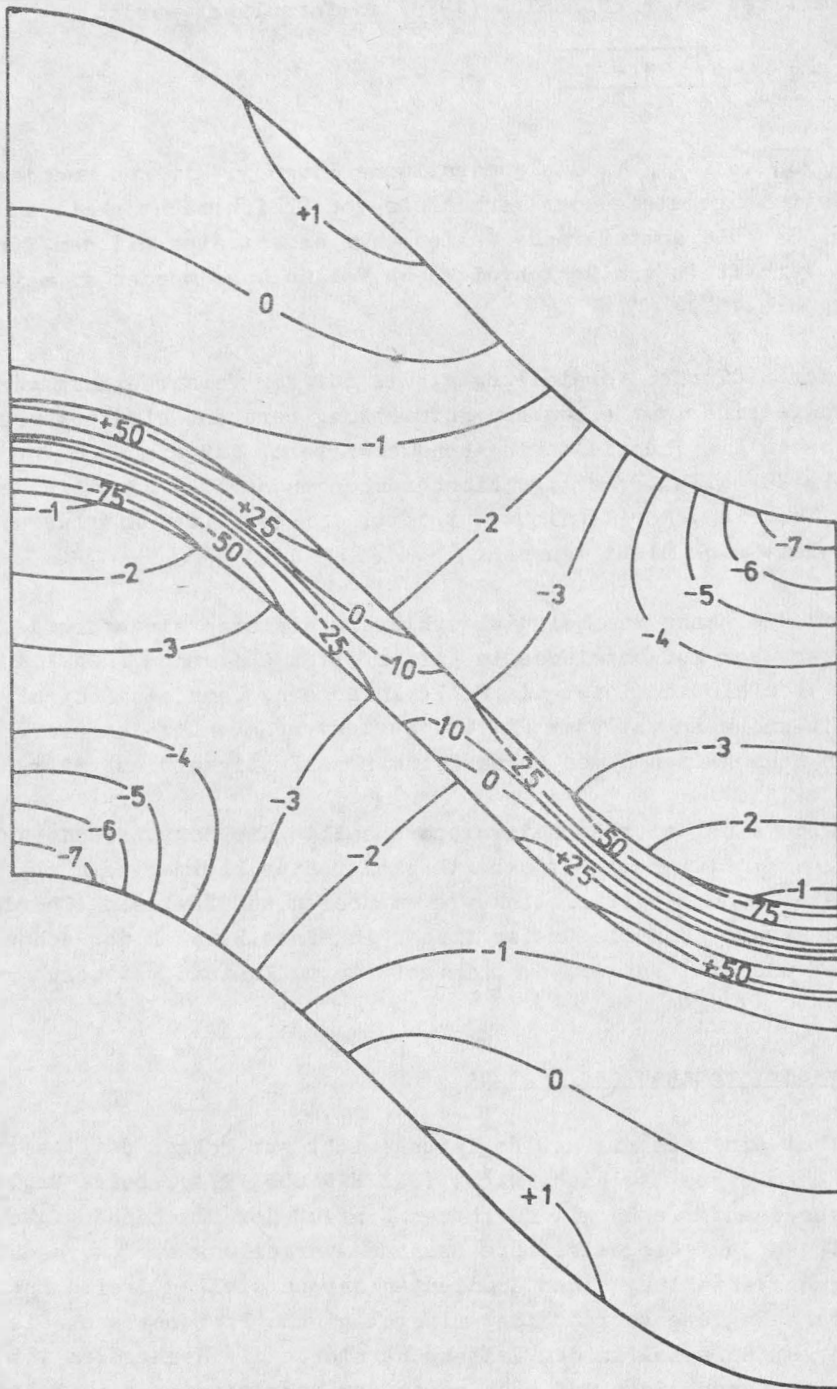


Abb. 6. Verteilung der mittleren Spannung in einer Einzelfalte mit Viskositätskontrast 100/1

Die Linien sind Isopachen der mittleren Spannung $\bar{\sigma}_m = (\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$
 Aus: STEPHANSSON (1974, S. 241)

dominierende Wellenlänge vom Strain abhängt, also unmittelbar vom Deformationsprozeß. Diese Abhängigkeit ist durch HUDLESTON (1973) so formuliert worden

$$(2) \quad W_d = 2 \pi t \sqrt[3]{\frac{n_1 s - 1}{n_2 2s^2}},$$

dabei sind $s = \sqrt{\lambda_2/\lambda_3}$, λ_1, λ_3 die quadratische Längung. Mit zunehmender Deformation sollen danach Falten mit steigendem Verhältnis von Schichtmächtigkeit zu Wellenlänge dominieren (Abb. 8). Die dominierende Wellenlänge ändert sich mit dem Strain: Falten mit zunehmendem Verhältnis von Schichtdicke zu Wellenlänge werden am meisten verstärkt (bei Aufrichtung bis 15°).

Die Grenzen der BIOTschen Vorstellungen, die auf der Voraussetzung geringer Viskositätskontraste sowie einer nur schwachen Aufrichtung beruhen, sind bekannt. SHERWIN & CHAPPLE (1968) haben die Theorie dahingehend erweitert, daß sie auch für Aufrichtungen durch Faltung bis 20° gilt. Derartige Einschränkungen sollten nicht zu der Meinung verleiten, daß die Theorie generell nicht zutrifft; ihr positiver Einfluß auf die theoretische Tektonik läßt sich nicht leugnen.

Das Modell von BIOT kann zum Beispiel erklären, wie sich sinusförmige Falten entwickeln und später über konzentrische in Kofferfalten übergehen (RONEA & JOHNSON 1976). Generell stellt sich eine dominierende Wellenlänge ein, wenn ein Schichtpaket aus vielen Lagen besteht und wenn entweder die inkompetenten Lagen $1/5$ so starr sind wie die kompetenten oder wenn zwischen den Lagen keine Scherfestigkeit auftritt.

Im Faziesbereich einer starken Metamorphose sollte die dominierende Wellenlänge auf Grund des geringen Einflusses des Viskositätskontrastes kleiner sein als in Gebieten mit schwacher Metamorphose, d.h. Falten wie am Bohlen bei Saalfeld (Oberdevon) sind in Gneisen nur denkbar, wenn die Gneise früher in einem Bereich der schwachen Metamorphose gefaltet und erst später, d.h. in gefaltetem Zustand metamorph geworden sind.

6. Der Stofftransport während der Faltung

Jede Faltung hat ein mechanisches Ungleichgewicht zur Folge; damit entsteht zwangsläufig auch ein chemisches Ungleichgewicht (STEPHANSSON 1974). Beide Ungleichgewichte sind natürlich voneinander abhängig durch den Einfluß der Druckabhängigkeit. Das mechanische Potential geht auf die anisotrope Spannungsverteilung zurück, dadurch, daß die heterogene Spannungsverteilung einen Gradienten der partiellen freien Energie entstehen läßt. Das chemische Ungleichgewicht löst mineralogische Prozesse aus, die dazu führen können, daß sich zum Beispiel in den Faltenscharnieren die Korngrößen von denen auf den Faltenflanken unterscheiden und sich sogar der Makrochemismus in Falten ändert. Nach TUOMINEN (1966) hängt das damit zusammen, daß die Hauptelemente unterschiedlich schnell mobilisiert werden. Die Reihe mit abnehmender Migrationsgeschwindigkeit der Elemente in Falten lautet:



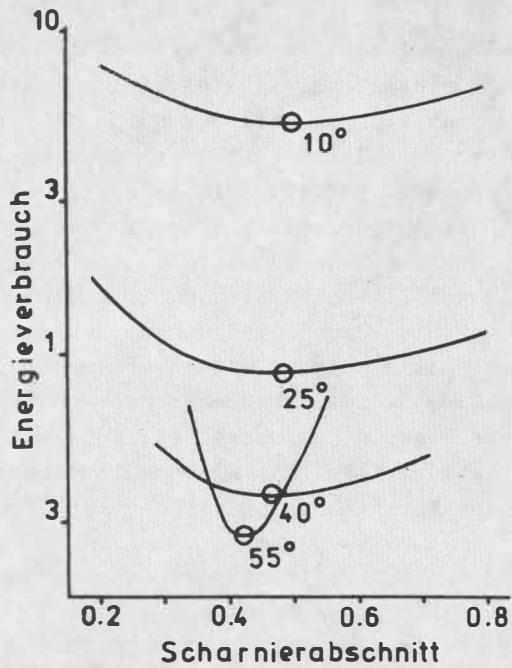


Abb. 7. Abhängigkeit des Energieverbrauchs von der Scharnierform für bestimmtes Material

Aus: RAVTY (1974, S. 298)

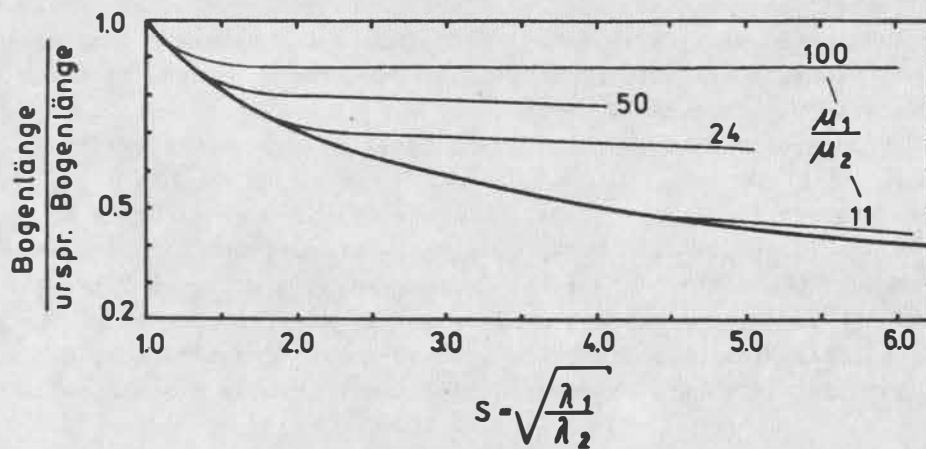


Abb. 8. Verhältnis der Verkürzung eines Faltenbogens zur Gesamverkürzung bei verschiedenen Viskositätskontrasten.

Faltung tritt oberhalb der Grenzlinie ein.

Aus: HUDLESTON (1973, S. 199)

In dieser Reihenfolge können die Elemente zur Achsenfläche wandern (z.B. bei Verquarzung der Scharniere). Dabei wird vorausgesetzt, daß der Faltungsvorgang unter bestimmten Bedingungen ein intra-granulares Fließen ist, das durch Größe und Richtung der Hauptspannungen bestimmt wird. Dieser mechanische Transport vermindert die aufgebrauchte mechanische Energie (mechanisches Potential). Die Existenz der Druckgradienten während der Faltung hat zwei Folgen: die Anwesenheit von bestimmten Mineralen oder Aggregaten in bevorzugter struktureller Position und eine systematische Änderung der Zusammensetzung längs der Druckgradienten. Die eintretende Diffusion wird durch die Deformationsenergie kontrolliert. Durch sie werden die Energiebarrieren um die Atome in bestimmten Richtungen herabgesetzt und in anderen Richtungen erhöht. Der Diffusionsprozeß sollte eigentlich bewirken, daß sich die Zusammensetzung der Spurenelemente in Faltenscharnieren von denen in Faltenschenkeln unterscheidet. Zur Zeit gibt es zu diesem Gesichtspunkt nur sporadische Untersuchungen. Mit Sicherheit werden zukünftige Arbeiten wesentliche Ergänzungen zu den Vorstellungen über den Faltungsablauf beisteuern.

Noch ist gegenwärtig zu wenig über den Materialtransport während der Deformation (einschließlich Faltung) bekannt. Man wird annehmen dürfen, daß ein Intergranularfilm aus der Zone der Hauptnormalspannung in die der kleinsten Hauptspannung migriert. Die dadurch eintretende Erhöhung der Lösungskonzentration wird ein Kristallwachstum zur Folge haben. Das bedeutet, in Falten wird Quarz wegen seiner rascheren Aktivierbarkeit im Vergleich zu Glimmern in den Scharnieren allmählich angereichert, analog dazu müßte in Faltenscharnieren eines Karbonatgesteins Calcit angereichert werden. Durch die mit dem Wachstum einhergehende Kornvergrößerung sind in den Faltenumbiegungen von Gneisen die hellen Lagen grobkörniger als die dunklen (Glimmer)Lagen. Die tektosilikatischen Minerallagen werden durch lokale Druckgradienten verdickt, welche wiederum Aktivitätsgradienten in den verschiedenen Mineralen zur Folge haben, d.h. ein erneutes Antriebspotential für eine Diffusion. Glimmer haben wegen ihrer geringen Dichte eine sehr hohe Druckempfindlichkeit und sind deshalb relativ schnell bewegbar; dieser Faktor wirkt zusätzlich zur chemischen Mobilisierbarkeit und wird in Abhängigkeit vom regionalen Spannungsfeld eine Umkehrung der oben genannten Reihe bewirken können, da Druck und Temperatur rascher als Material transportiert werden. Für die hellen gesteinsbildenden Minerale ist die Aktivierungsreihe (nach VIDALE 1974): Quarz - Albit - Mikroklin.

Faltung akzentuiert den Lagenbau, der zum Beispiel in Gneisen durch einen Differenzierungsprozeß als Folge lokaler Druckgradienten entsteht. Bei einheitlicher mineralogischer Zusammensetzung entstehen bei der Faltung keine chemischen Potentialgradienten. Letztlich sind die Konzentrationsunterschiede in der Mineralverteilung eine Funktion der unterschiedlichen Minerallöslichkeit. Deshalb ist es verständlich, daß in Faltenscharnieren die Minerale angereichert sind, die sonst in Gängen dominieren (Quarz, Plagioklas).

Theoretisch sollte man erwarten, daß auch Isotopen-Untersuchungen Beiträge zum Verständnis des Faltungsprozesses erbringen. Da bei den meisten Metamorphose- und Deformationsprozessen die Zahl der O-Ionen konstant bleibt, ist der Nachweis einer Migration von Sauerstoff chemisch nicht möglich. Mit Hilfe von Isotopen-Untersuchungen müßte das jedoch möglich sein: Mit zunehmender Metamorphose nimmt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in Peliten ab; das bedeutet, daß die Gesteine für den Isotopenaustausch mit aszendendem Wasser offen werden (SHIEH in HOFMANN u.a. 1974).

Auf Grund der oben geschilderten lokalen Variationen von Spannung, Deformation und Konzentration während eines Faltungsvorganges sollte man erwarten, daß sich diese auch in der Verteilung von Isotopen widerspiegeln, speziell hinsichtlich des Sauerstoffs. Eine Homogenisierung durch Metamorphose, die sich regional einstellt, wird vermutlich die Erfolgsaussichten für Isotopen-Untersuchungen in Falten etwas einschränken.

Literatur

- AUBOUIN, J.: Geosynclines.
Amsterdam, London, New York: Elsevier 1965
- BANKWITZ, P.: Probleme des Faltenbaues, besonders in den Katzhütter Schichten (Präkambrium) im Schwarzburger Sattel (Thüringen).
Geologie, Berlin 16 (1967) 10, S. 1083-1102
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Einige Kennzeichen der Elbezone.
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 2
- BAYLY, M.B.: An energy calculation concerning the roundness of folds.
Tectonophysics, Amsterdam 24 (1974) 4, S. 291-316
- BIOT, M.A.: Folding instability of a layered viscoelastic medium under compression.
Proc. Roy. Soc. London, Ser. A, London 242 (1957), S. 444-454
- BIOT, M.A.: Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis.
Geol. Soc. Amer. Bull., New York 72 (1961) 11, S. 1595-1620
- BOGDANOV, A.A.; MURATOV, M.V. (Hrsg.): Tectonics of Europe.
Moscow: Nedra 1964, 360 S.
- BREDDIN, H.: Quantitative Tektonik. 2. Teil. III. Faltung.
Geol. Mitt., Aachen 7 (1968), S. 333-436
- CHAPPLE, W.M.: A mathematical theory of finite-amplitude folding.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 79 (1968) 1, S. 47-68
- CHAPPLE, W.M.: Fold shape and rheology: the folding of an isolated viscous-plastic layer.
Tectonophysics, Amsterdam 7 (1969) 2, S. 97-116
- CHAPPLE, W.M.: The finite-amplitude instability in the folding of layered rocks.
Canad. J. Earth Sci., Ottawa 7 (1970), S. 457-465
- COBBOLD, P.R.: Fold propagation in single embedded layers.
Tectonophysics, Amsterdam 27 (1975) 4, S. 333-351
- DIETERICH, J.H.; CARTER, N.L.: Stress-history of folding.
Amer. J. Sci., New Haven 267 (1969) 2, S. 129-154
- DUBEY, A.K.; COBBOID, P.R.: Noncylindrical flexural slip folds in nature and experiment.
Tectonophysics, Amsterdam 38 (1977) 3/4, S. 223-239
- EZ, V.V.: Tektonika glubinych zon kontinental'noj zemnoj kory.
Moskva: Nauka, 1976, 167 S.
- FLETCHER, R.C.: Folding of a single viscous layer: exact infinitesimal-amplitude solution.
Tectonophysics, Amsterdam 39 (1977) 4, S. 593-606
- FLINN, D.: On folding during three-dimensional progressive deformation.
Quart. J. Geol. Soc. London, London 118 (1962) 4, S. 385-428
- GAERTNER, H.R., VON: Probleme des Saxothuringikums.
Geol. Jb., Hannover, Celle 65 (1950), S. 409-450

- HANSEN, E.: Strain Facies.
Berlin, Heidelberg, New York: Springer 1971, 107 S.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F.: An Outline of Structural Geology.
New York, London: Wiley 1976, 571 S.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.
Geol. Rundsch., Stuttgart 45 (1956), S. 247-283
- HOFMANN, A.W.; GILETTI, B.J.; YODER, H.S.; YUND, R.A. (Hrsg.): Geochemical Transport and Kinetics.
Carnegie Inst. Washington, Washington 634 (1974), 353 S.
- HUDLESTON, P.J.: Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development.
Tectonophysics, Amsterdam 16 (1973) 1/2, S. 1-46
- JERZANOV, S.S.; EGOROV, A.K.; GARAGAS, I.A.; ISKAKBAJEV, A.; KOKSALOV, K.: Teorija skladkoobrazovanija v zemnoj kore.
Moskva: Nauka 1975, 238 S.
- KAZAKOV, A.N.: Deformacii i naložennaja skladčatost' v metamorfičeskich kompleksach.
Leningrad: Nauka 1976, 238 S.
- LANGHEINRICH, G.: Verformungsanalyse im Rhenoherynikum.
Geotekt. Forsch., Stuttgart 51 (1976), II u. 127 S.
- MEANS, W.D.: Stress and Strain.
New York, Heidelberg, Berlin: Springer 1976, 339 S.
- MOORE, J.C.; KARIG, D.E.: Sedimentology, structural geology, and tectonics of the Shikoku subduction zone, southwestern Japan.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 87 (1976) 9, S. 1259-1268
- PAECH, H.-J.: Zum Alter tektogener Deformationen im mitteleuropäischen Variszikum.
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 257-280
- PATALACHA, E.I.; GIORGOBIANI, T.V.: Strukturnyj analiz linejnoj skladčatosti na primere chebta Karatau.
Alma-Ata: Nauka 1975, 195 S.
- PARRISH, D.K.; KRIVZ, A.L.; CARTER, N.L.: Finite-element folds of similar geometry.
Tectonophysics, Amsterdam 32 (1976) 3/4, S. 183-207
- PRICE, N.J.: Rates of deformation.
J. Geol. Soc. London, London 131 (1975) 6, S. 553-575
- RAMBERG, H.: Selective buckling of composite layers with contrasted rheological properties, a theory for simultaneous formation of several orders of folds.
Tectonophysics, Amsterdam 1 (1964), S. 307-341
- RAMBERG, H.: Folding of laterally compressed multilayers in the field of gravity, I.
Phys. Earth Planet. Inter., 2 (1970), S. 203-232
- RAMSAY, J.G.: Folding and Fracturing of Rocks.
New York: McGraw-Hill 1967, 568 S.
- RICHTER, D.: Die σ -Achsen und ihre räumlich-geometrischen Beziehungen zu Faltenbau und Schieferigkeit.
Geol. Mitt., Aachen 2 (1961), S. 1-35
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I.
Wien, Innsbruck: Springer 1948, 215 S.
- SCHOLPO, V.N.: Glubinnij diapirizm v svanetskom antiklinorii (Bolschoj Kavkaz).
Geotektonika, Moskva 1975, 3, S. 44-59
- SCHROEDER, E.: Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen.
Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie etc., Jg. 1965, Nr. 4, 93 S., Berlin, 1966

- SHERWIN, J.A.; CHAPPLE, W.M.: Wavelengths of single layer folds: a comparison between theory and observation.
Amer. J. Sci., New Haven 266 (1968), S. 167-179
- SENCENKO, G.S.; SCHROEDER, E.: Vergleich der Faltenstrukturen des Südurals und der mitteleuropäischen Varisziden.
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, S. 149-188
- STEPHANSSON, O.: Stress-induced diffusion during folding.
Tectonophysics, Amsterdam 22 (1974) 3/4, S. 233-251
- STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik.
Berlin: Borntraeger 1924
- TUOMINEN, H.V.: Structural control of composition in the Orijärvi granodiorite.
Bull. Comm. Geol. Finl., Helsinki 222 (1966), S. 311-329
- VIDALE, R.: Metamorphic differentiation layering in pelitic rocks of Dutchess County, New York.
Carnegie Inst. Publ., Washington 634 (1974), S. 273-286
- WHITTEN, E.H.T.: Structural Geology of Folded Rocks.
Chicago: Rand McNally 1966, 663 S.
- WUNDERLICH, H.G.: Zur Gesteinsdeformation im Einflußbereich gefalteter Bänke.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 111 (1959) 2. S. 525-542
- WUNDERLICH, H.G.: Das Raumproblem der Faltung bei nicht-ebenem Verformungsplan.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 113 (1961) 1, S. 96-115
- WUNDERLICH, H.G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung.
Mannheim: Bibliograph. Inst. 1966, 367 S.

Regelmäßigkeit und Symmetrie geologischer Strukturen

von

E.I. PATALACHA¹⁾ und A.I. POLJAKOV¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

In letzter Zeit wurden Versuche unternommen, die Regelmäßigkeit und die Symmetrie verschiedener geologischer Strukturen unter dem Aspekt der Wirkung eines einheitlichen Mechanismus zu erklären. Deshalb haben sich die Autoren mit der Untersuchung dieses Problems beschäftigt. Die Untersuchung der verschiedenen Strukturen ging einher mit der Analyse der Bildung von Säulenklüften, der Entstehung von Zugrissen und Boudinage, der plattigen Absonderung von Gesteinen sowie der Falten und der Gesetzmäßigkeiten, die die Stellung der Schieferung in einer Faltenstruktur bestimmen. Es stellte sich heraus, daß die Regelmäßigkeit und die Symmetrie während des Bildungsvorganges der Struktur selbst entstehen, der sich mit den Vorstellungen der klassischen Mechanik beschreiben läßt. Gleichzeitig wurden die Wechselbeziehungen zwischen den geometrischen Parametern der Systeme und bestimmten rheologischen Eigenschaften der Gesteine herausgearbeitet.

S u m m a r y

Recently a number of attempts have been made at interpretation of the regularity and symmetry of diverse geological structures from the point of view of the common mechanism action. The authors of the present paper have got interested in the problem in question. They used an individual approach to every specific structure while analyzing the formation of the regular systems of the columnar jointings, tearing joints, boudinage, sheet jointing, folds, as well as the regularities in disposition of cleavage in the folded structure. It was found that regularity and symmetry were in direct connection with the process of the structure formation, which might be described within the limits of the classic mechanics concepts. There were also established the relationships between the geometrical parameters of the systems and some rheological properties of the rock material.

R é s u m é

Ces derniers temps, on a essayé d'expliquer la régularité et la symétrie des structures géologiques sous l'aspect de l'action d'un mécanisme uniforme. C'est pourquoi les

1) Akademie der Wissenschaften der Kasachischen SSR, Institut für Geologische Wissenschaften, Alma-Ata

auteurs se sont mis à l'étude de ce problème. Tout en étudiant les différentes structures, ils ont analysé la formation de systèmes réguliers sédimentés sous forme de colonnes, la naissance de fissures par suite de traction, celle d'un boudinage, le décollement de couches et la formation de plis de même que les lois régissant l'orientation de la stratification dans une structure plissée. Ils ont découvert que la régularité et la symétrie se produisent lors de la formation de la structure même, qui se laisse décrire par les conceptions de la mécanique classique. En même temps, ils ont mis en évidence des interdépendances entre les paramètres géométriques des systèmes et certaines propriétés rhéologiques des roches.

Р е з ю м е

Появившиеся в последнее время попытки объяснения регулярности и симметрии разнообразных геологических структур с позиций действия единого механизма заставили авторов обратиться к рассмотрению этого вопроса. При анализе формирования регулярных систем столбчатых отдельностей, трещин отрыва, будинажа, пластовых отдельностей, складок, закономерностей расположения кливажа в складчатой структуре, использовался индивидуальный подход непосредственно к каждой конкретной структуре. Выяснилось, что регулярность и симметрия вытекают непосредственно из процесса образования структур, поддающегося описанию в рамках представлений классической механики. Попутно установлены зависимости между геометрическими параметрами систем и некоторыми реологическими свойствами вещества горных пород.

1. Einführung

Im Prinzip gibt es zwei Möglichkeiten, um Erscheinungen der Natur zu untersuchen: 1. die phänomenologische Beschreibung der beobachteten Gesetzmäßigkeiten und 2. die Klärung der Natur des Prozesses, der zu den vorliegenden Ergebnissen geführt hat. Das Ziel jeder geologischen Forschung ist es letzten Endes, Ursache und Gesetzmäßigkeiten der Entstehung unterschiedlicher geologischer Körper und Strukturen zu erkennen; deshalb ist es notwendig, die Genese der untersuchten Objekte zu analysieren. Dabei treten jedoch unter anderem Schwierigkeiten auf, weil der Geologe meist in den Wirkungsbereich benachbarter Wissenschaften eindringen muß, in dem er vor Fehlern und Irrtümern nicht sicher ist (GUREVIČ 1955). Aus diesem Grunde wird die Möglichkeit der reinen Beschreibung in der Regel häufiger praktiziert.

Ebenso verhält es sich bei Problemen, die die Regelmäßigkeit und Symmetrie geologischer Strukturen betreffen. Die Regelmäßigkeit und die Symmetrieklassen von Zugspalten, Abscherungen, Störungen, plattigen Absonderungen von Gesteinen, Falten, Boudinagen u.a. sind detailliert beschrieben worden. In bezug auf den Gesteinskörper jedoch, der die gesetzmäßige Anordnung der aufgeführten Strukturen im Raum bedingt, sind bisher nur sehr allgemeine Überlegungen vorhanden. So wurde von HOLMES (1949) die Klüftung der Gesteine mit den LÜDERSschen Linien verglichen. NADAI (1969) verweist auf die Möglichkeit, ein kubisches Rupturennetz durch Ermüdungsbruch des Gesteins infolge periodischer Einwirkungen von Ebbe und Flut zu erklären.

ŠAFRANOVSKIJ & PLOTNIKOV (1975) gingen noch einen Schritt weiter. Sie betrachteten die Regelmäßigkeit und Symmetrie von Strukturen als eine äußerst rätselhafte Erscheinung, nämlich als ein System stehender Wellen bei statischer Belastung. Sie bringen das Auftreten von Spannungswellen mit der rhythmischen Bänderung der metamorphen Gesteine, mit der Pseudosichtung von Intrusionen und Lavaströmen und mit der Brechung von Schieferungsebenen beim Übergang aus einer Schicht in die andere in Zusammenhang.

Wir wollen die aufgeworfenen Probleme nicht kritisch analysieren, sondern nur feststellen, daß in bezug auf die Regelmäßigkeit geologischer Strukturen noch viele Unklarheiten bestehen. Diese müssen systematisch beseitigt werden. Für jeden konkreten Fall müssen die spezifischen endogenen Bedingungen sowie die Genese der untersuchten Erscheinungen und Prozesse sowie deren Rangordnung berücksichtigt werden. Bekanntlich weisen geologische Erscheinungen sehr große Unterschiede auf. Im folgenden werden die Bildungsmechanismen einiger - allerdings teilweise weniger komplizierter - Strukturen untersucht, die sich durch Regelmäßigkeit und eine bestimmte Form von Symmetrie auszeichnen.

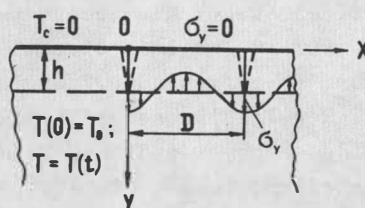
2. Säulenförmige Klüftung im Basalt

Säulenförmige Klüftung im Basalt wird in Lagergängen, stellen Gängen und Vulkan-schlotten angetroffen. Sie entstehen als Ergebnis einer Abkühlung von Ergußgestein. Betrachten wir das Problem des Erkaltes eines elastischen halbinfiniten Körpers $y > 0$ mit einer Anfangstemperatur $T_0 = \text{const}$ und einer Umgebungstemperatur $T_c = 0$ (Abb. 1). Mit der Umgebung erfolgt der Wärmeaustausch nach dem NEWTONschen Gesetz, d.h., der Wärmestrom q ist bei $y = 0$ gleich $H(T - T_c)$. Die Temperatur $T = T(t)$ ändert sich in Abhängigkeit von der Zeit und der Wärmeaustauschzahl N stetig. In diesem Falle (CARSLAW & JAEGER 1964) ist

$$(1) \quad \frac{T}{T_0} = \phi\left(\frac{y}{2\sqrt{at}}\right) + \exp(h'y + h'^2 at) \phi^*\left\{\frac{y}{2\sqrt{at}} + h'\sqrt{at}\right\},$$

wobei ϕ die Funktion $\phi^* = 1 - \phi$, a die Temperaturleitfähigkeit, t die Zeit und h' den Quotienten aus der Wärmeaustauschzahl H und der Temperaturleitfähigkeit K bezeichnen.

Abb. 1. Analyse des Bildungsmechanismus säulenförmiger Klüfte



Um das Problem der Thermoelastizität zu lösen, nehmen wir als Grenzbedingungen an, daß entlang X und Z (die Z -Achse befindet sich senkrecht zur Zeichenebene) keine Deformationen vorhanden sind, d.h., wir nehmen an $E_x = E_z = 0$; ebenso fehlen Normalspannungen σ_y an der Körperoberfläche. Der Potentialausgleich ψ hat die Form (NOVACKIJ 1962)

$$(2) \quad \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \frac{1 + \mu}{1 - \mu} \alpha (T - T_0);$$

μ ist die POISSONSche Zahl und α der Koeffizient der Wärmeausdehnung. Die thermoelastische Spannung ist dabei

$$(3) \quad \sigma_x = \sigma_z = -2 G \frac{1 + \mu}{1 - \mu} \alpha (T - T_0);$$

G ist der Schubmodul. Wenn ψ nicht von X und Z abhängt, werden gewiß auch die Grenzbedingungen unserer Aufgabe erfüllt.

Wie aus den Gleichungen (1) und (3) hervorgeht, treten bei der Abkühlung horizontale Zugspannungen auf, die an der Erdoberfläche am größten sind und nach der Tiefe abnehmen. Im Laufe der Zeit vergrößern sich die Spannungen, und es kommt natürlich der Zeitpunkt (falls die Anfangstemperatur T_0 genügend groß ist), an dem $\sigma_x = \sigma_z$ ist, so daß die Grenze der Bruchfestigkeit σ_b des Gesteins bei entsprechender Oberflächentemperatur erreicht wird. In diesem Augenblick können an einer durch Inhomogenitäten stark geschwächten Stelle Zugbrüche entstehen. Infolge einer Konzentration der Spannungen am Ende der Spalte verlängert sich dieselbe in Richtung Tiefe h . Das Niveau der größten Spannung in der Tiefe wird von der Größe $\sigma_h = \frac{\sigma_b}{k}$ bestimmt, wobei k der Faktor der Spannungskonzentration ist.

Entsteht eine einzelne Kluft, so tritt in ihrer Umgebung eine wesentliche Veränderung der Spannungsverteilung auf. Erfahrungen, die bei der Lösung von Fragen zur Elastizität gesammelt wurden, zeigen, daß die Beeinflussungszone eines derartigen Defekts gering ist, der Spannungszustand mit wachsender Entfernung von der Spalte sich schnell ausgleicht und sich bei Abständen $2h$ praktisch nicht vom Anfangszustand unterscheidet (TIMOSHENKO & GOODIER 1975). Folglich wird auch der Abstand D zwischen den Spalten, die beim Erkalten entstehen, Werte von $2h$ betragen.

Im Laufe der Zeit, bei weiterem Erkalten sowie unter dem Einfluß äußerer zerstörender Kräfte, dringen die Spalten weiter in die Tiefe vor und verursachen dabei säulenförmige Absonderungen. Da in der Horizontalen alle Richtungen gleichberechtigt sind, können Spalten mit beliebiger Richtung entstehen. Im Idealfalle wären Klüfte mit zylindrischer Form zu erwarten, weil in diesem Falle die für die Bildung neuer Oberflächen mit dem Durchmesser D aufgewandte Energie gering ist. Diese Form bildet jedoch keine dichten Packungen. Regelmäßige sechsflächige Prismen ähneln einer zylindrischen Form am meisten und bilden auch eine dichte Packung. Folglich ist auch am wahrscheinlichsten, daß Kluftmuster entstehen, die eine regelmäßige symmetrische hexagonale Form haben. Eine interessante Begründung dieses Umstandes, der auf dem Prinzip beruht, daß ein Maximum an "Deformationsenergie" frei wird, gibt PRICE (1966). Diese Frage wollen wir hier nicht erörtern, sondern nur hervorheben, daß auf Grund der Inhomogenität der

mechanischen Eigenschaften des Gesteins Kluftsysteme entstehen können, die im Querschnitt nicht unbedingt die Form eines regelmäßigen Sechsecks haben müssen.

Wird die Kerbtheorie angewendet, was in diesem Falle natürlich ungenau ist, erhält man die Normalspannungen σ_y , die am unteren Rand der Spalten (Abb. 1) auftreten:

$$(4) \quad \sigma_y = A \cos \frac{2\pi x}{D}.$$

Der Amplitudenwert A wird aus der Gleichheit der linearen Biegemomente, der Wärmespannungen σ_x und der Wirkung der Normalspannungen σ_y ermittelt:

$$(5) \quad A = 2 \left(\frac{\pi}{D}\right)^2 \int_0^h \sigma_x(y) y dy.$$

Aus den Gleichungen (4) und (5) geht hervor, daß die Zunahme von σ_y eine Vergrößerung von h zur Folge hat. Folglich erreicht σ_y bei einer gewissen kritischen Tiefe der Spalten (h_{\max}) die Grenze der Bruchfestigkeit σ_b , und die Säulen werden durch eine subhorizontale Spalte gegliedert. Läuft der Prozeß weiterhin ab, können eine zweite, dritte und weitere horizontale Spalten entstehen. Auch das Auftreten zusätzlicher Normalspannungen thermoelastischer Herkunft begünstigt den Prozeß der Wärmeabgabe über die Seitenflächen. Somit stellen wir fest, daß die regelmäßigen und vorwiegend symmetrischen Formen der säulenförmigen Absonderungen im Basalt eine direkte Folge des Erhaltens des Gesteins sind. Das Suchen nach anderen, hypothetischen Ursachen für die Herkunft eines gesetzmäßig auftretenden Klüftungsnetzes halten die Autoren in diesem Falle kaum für gerechtfertigt.

3. Hexagonale Risse in Trockenschlamm

Hexagonale Risse im Trockenschlamm verdanken ihre Herkunft dem Wirken des gleichen Mechanismus, der vorstehend beschrieben wurde. Ein Unterschied besteht nur darin, daß die Zugspannungen in den oberflächennahen Schichten nicht thermischer Natur sind, sondern infolge einer Volumenverringerng des Lockerbodens beim Austrocknen entstehen.

Das Material verhält sich in diesem Fall anders als ein elastischer Stoff. Während die verhärteten oberflächennahen Schichten zum Sprödebruch neigen und dazu, Sedimentationslücken zu bilden, zeichnen sich die liegenden und stärker feuchtigkeitsgesättigten Schichten durch plastische Eigenschaften aus. Die die mechanische Bodenbeschaffenheit bestimmenden Werte nehmen rasch mit zunehmender Tiefe ab.

4. Dehnungsspalten in Sedimentgesteinen

Dehnungsspalten in unverfestigten und verfestigten Sedimenten werden in kompetenten Bänken des Schichtpaketes angetroffen und entstehen bei Plättung durch Normalkräfte σ_y (Abb. 2) mit einer bestimmten Geschwindigkeit $\dot{\epsilon}_y$. Die Spalten sind mit hydrothermalen Mineralien gefüllt und durch raue Grenzflächen sowie durch das Fehlen von Merkmalen eines Materialfließens gekennzeichnet. In der ersten Näherung darf angenommen

In der geologischen Literatur gibt es genügend Beispiele, die die vorgetragenen Gesetzmäßigkeiten bestätigen (PRICE 1966). Interessant ist festzustellen, daß die Häufigkeit der Spalten nicht von der Mächtigkeit der inkompetenten Schichten, h_n , von der Stärke der tektonischen Deformation, $\dot{\epsilon}_y$, und von der Geschwindigkeit (der Intensität) der tektonischen Deformation, $\dot{\epsilon}_y$, abhängt.

Wird angenommen, daß das Material der inkompetenten Schichten linear viskos ist und den dynamischen Viskositätswert η_n hat, so treten an den Grenzflächen des Hangenden und Liegenden der kompetenten Schichten Tangentialspannungen auf (JAEGER 1961, Seite 162):

$$(8) \quad \tau = 6 \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n x / h_n,$$

wobei $\dot{\epsilon}_{yn}$ die Deformationsgeschwindigkeit der inkompetenten Schichten ist. Der Einfachheit halber setzen wir $h_{ki} = \text{const}$ und $h_{ni} = \text{const}$. Die Gleichgewichtsgleichung des Schichtelements der unendlich kleinen Länge dx hat die Form:

$$(9) \quad 2 \tau dx = h_k d\sigma_x.$$

Wird die Gleichung (9) unter Berücksichtigung von (8) sowie der Voraussetzung $\sigma_x = 0$ bei $x = 0$ integriert, so erhalten wir

$$(10) \quad 6 \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n x^2 / h_n = h_k \sigma_x.$$

Bei einem bestimmten $x = D$ erreichen die Zugspannungen σ_x schließlich σ_{bk} , und folglich ist

$$(11) \quad D = (\sigma_{bk} h_k h_n / 6 \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n)^{0,5}.$$

Somit vergrößert sich bei einem viskosen Verhalten der inkompetenten Schichten der Abstand zwischen den entstehenden Zugspalten mit zunehmender Mächtigkeit der kompetenten Schichten, h_k , mit zunehmender Mächtigkeit der inkompetenten Schichten, h_n , und mit zunehmender Festigkeit der kompetenten Schichten, σ_{bk} . Der Abstand verkleinert sich bei Vergrößerung der Deformationsgeschwindigkeit $\dot{\epsilon}_{yn}$ und bei Vergrößerung der Viskosität der inkompetenten Schichten, η_n .

Falls es erforderlich ist, kann in der Gleichung (11) ohne Schwierigkeiten von der Deformationsgeschwindigkeit der inkompetenten Schichten, $\dot{\epsilon}_{yn}$, zur Deformationsgeschwindigkeit des gesamten Schichtsystems in Querrichtung, $\dot{\epsilon}_y$, übergegangen werden. Dafür genügt es, $\dot{\epsilon}_{yn}$ durch $\dot{\epsilon}_y (h_k + h_n) / h_n$ zu ersetzen.

5. Die Boudinage

Die Boudinage wurde eingehend untersucht und beschrieben (RAMBERG 1957; TOCHTUEV 1972). Sie hat einen gleichartigen Bildungsmechanismus wie vorstehend beschrieben (Abb. 2). Der Unterschied ist formaler Art und besteht nur darin, daß in Boudinage-Strukturen das Verhältnis zwischen der Boudin-Länge und der Mächtigkeit der boudinier-

ten Schichten größer ist. Deshalb sind die Boudins geometrisch flache längliche Körper von symmetrischer Form, die sehr häufig Merkmale des plastischen Fließens im Gestein haben: sie sind tonnenförmig, linsenförmig usw. Wir müssen also, um alle Bedingungen zu erfassen, ergänzend den Fall untersuchen, in dem die kompetenten Schichten ein viskoses Verhalten und darüber hinaus Bruchfestigkeit aufweisen.

Um die Lösung weitestgehend zu vereinfachen, nehmen wir an, daß nicht $\dot{\epsilon}_y$, sondern die äußere Belastung konstant ist. Sie soll von der Art sein, daß sie das Gesetz der Verteilung der Tangentialkräfte an den Grenzen der kompetenten Schicht in einer Form garantiert, die mit (8) übereinstimmt:

$$(12) \quad \tau = 6k \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n x / h_n,$$

wobei $0 \leq k \leq 1$ und ein bestimmter Koeffizient ist, der bei einer Vergrößerung der Viskosität der kompetenten Schichten, h_k , im Verhältnis zur Viskosität der inkompetenten Schichten wächst. Verwenden wir die Gleichungen (9) und (12), finden wir die Boudin-Länge:

$$(13) \quad D = (\sigma_{bk} h_k h_n / 6k \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n)^{0,5}.$$

Werden die Gleichungen (12) und (13) verglichen, sehen wir, daß das plastische Fließen der inkompetenten Schichten den Abstand D zwischen den entstehenden Spalten vergrößert. Je kleiner das Verhältnis von η_k / η_n ist, desto länger sind die Boudins. Bei $\eta_k = \eta_n$ ist der Koeffizient $K = (1 - \eta_n / \eta_k) = 0$ und $D \rightarrow \infty$, d.h., in diesem Falle wird keine Boudinage entstehen.

Die Zugspannungen in der kompetenten Schicht

$$(14) \quad \sigma_x = 6k \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n x^2 / h_n h_k$$

bewirken die Deformationsgeschwindigkeit der Schicht (ebener Fall) und

$$(15) \quad \dot{\epsilon}_{xk} = \sigma_x / 4 \eta_k = 3k \dot{\epsilon}_{yn} \eta_n x^2 / 2 \eta_k h_n h_k$$

eine proportionale Quadratur des Abstandes vom Zentrum der Boudins, was zu ihrer Faß- und Linsenform führt.

In den untersuchten Fällen sind die Regelmäßigkeit der Zugspalten, der Boudins sowie die gesetzmäßige Anordnung derselben im Raum wiederum eine direkte Folge der tektonischen Deformation des inhomogen geschichteten geologischen Mediums.

6. Plattige Absonderungen in Graniten

Plattige Klüfte entstehen allem Anschein nach durch Entlastung beim Aufstieg von Granit und durch Erosion des hangenden Gesteins. Für eine derartige Vermutung sprechen Angaben über den Spannungszustand in Gesteinsmassiven (HAST 1967), das Absprennen von Granitblöcken, das Entstehen von Klüften beim Abbau von Gestein, ein verstärktes Auftreten von Spalten, je mehr man sich den Böschungsflächen nähert und Subparallelität zu topographischen Flächen (PRICE 1966) erreicht.

Um unnötige Berechnungen zu vermeiden, vergleichen wir zwischen der Entlastung eines halbinfiniten Körpers an der Erdoberfläche und dem Problem seines Erkaltes unter Bildung von säulenförmigen Absonderungen (Abb. 1). Unschwer kann die Identität der Bildung eines Systems subhorizontaler Spalten in beiden Fällen (Gleichungen (4) und (5)) festgestellt werden. Der Unterschied besteht lediglich darin, daß beim Erkalten von der Oberfläche des halbinfiniten Körpers her Zugspannungen entstehen und bei der Entlastung Druckspannungen.

7. Regelmäßigkeit und Symmetrie von Falten

Regelmäßigkeit und Symmetrie von Falten ergeben sich automatisch aus mechanischen Analysen der Faltenbildung. Gegenwärtig liegt eine große Anzahl Arbeiten zu diesem Thema vor, die aufschlußreichsten sind wohl von BIOT (1965). Das Wesentliche kann am Beispiel einer einzelnen Schicht mit der Viskosität η_k und der Mächtigkeit h erklärt werden, die unter der Einwirkung longitudinaler Kräfte zu Falten verbogen wird. Die Schicht sei in ein weniger viskoses Medium mit der Viskosität η_n eingeschlossen. Da die Schicht primär nicht völlig eben ausgebildet ist, werden Falten mit sehr unterschiedlicher Wellenlänge entstehen. Wachstums- und Deformationsgeschwindigkeit der Falten sind verschieden. Falten von einer dominierenden Wellenlänge L_d (dominant wavelength) wachsen schneller als andere:

$$(16) \quad L_d = 2Th(\eta_k / 6\eta_n)^{1/3},$$

was dazu führt, daß überwiegend diese Falten angetroffen werden. Die Symmetrie derartiger Falten ist die Folge der Symmetrie aller physikalischen Parameter des Systems in bezug auf die Achsenebene.

8. Schieferung

Die gesetzmäßige Anordnung der Schieferung, die Brechung und "Reflexion" der Schieferungsebenen in den Falten beim Übergang von einer Schicht zur anderen dienten ŠAFRANOVSKIJ & PLOTNIKOV (1975) als Begründung für die Hypothese, nach der die Regelmäßigkeit der geologischen Strukturen eine Folge von Wellenerscheinungen ist, und zwar die Folge der Existenz eines Systems stehender Wellen unterschiedlicher Länge bei statischem Druck.

Das Problem einer gesetzmäßigen Anordnung der Schieferung in einer Faltenstruktur wurde von den Autoren dieser Arbeit (PATALACHA u.a. 1973) untersucht. Eine Brechung bedeutet, daß bei der Deformation einer inhomogen geschichteten Gesteinsserie gemäß dem Prinzip des Minimums an Energie der Spannungs- und Deformationszustand von Schichten unterschiedlicher Kompetenz verschieden ist. Da die Schieferungsebenen lotrecht zur Achse der höchstmöglichen durch Druck hervorgerufenen Deformation angeordnet sind, ist ihre räumliche Anordnung in den Schichten unterschiedlicher lithologischer Zusammensetzung gleichfalls unterschiedlich. Es wurde ein wechselseitiger Zusammenhang zwischen den Abweichungswinkeln der Schieferungsebenen von der Normalen zur Schichtung und Viskosität der Schichten festgestellt, der durch die Gleichung

$$(17) \quad \tan \alpha_1 : \tan \alpha_2 : \dots : \tan \alpha_{n-1} : \tan \alpha_n = \eta_n : \eta_{n-1} : \dots : \eta_2 : \eta_1$$

ausgedrückt wird. Diese und andere theoretisch gefundene Gesetzmäßigkeiten der Anordnung wurden durch Geländebeobachtungen bestätigt.

9. Schlußfolgerung

Die Autoren haben sich verständlicherweise nicht die ihre Kräfte übersteigende Aufgabe gestellt, alle geologischen Strukturen, erkennbaren Merkmale und symmetrischen Elemente zu untersuchen. Aus dem dargestellten Material geht hervor, daß nicht nach einem universellen Grund gesucht werden darf, der die Regelmäßigkeit der Strukturen bedingt, sondern nach Mechanismen, die konkrete Prozesse beschreiben, die eine bestimmte strukturbildende Funktion haben. Auf diesem Wege ist nicht nur eine qualitative Untersuchung von Erscheinungen der Natur möglich, sondern man erhält auch gewisse quantitative Korrelationen. Beispielsweise ermöglicht es die Gleichung (7), das Verhältnis zwischen der Bruchfestigkeit der kompetenten Schicht und der Fließgrenze der inkompetenten Schicht in bezug auf das zu messende Verhältnis zwischen der Boudin-Länge und der Boudin-Mächtigkeit zu bewerten; mit Hilfe der Gleichung (11) kann entweder die Viskosität der inkompetenten Schicht oder die Geschwindigkeit der tektonischen Deformation beurteilt werden; nach Gleichung (16) ist es möglich, die Wirkung der Viskositätsunterschiede zwischen der entstehenden Falte einer einzelnen Schicht und dem die Schicht umgebenden Medium zu errechnen und nach Gleichung (17) die relative Viskosität der einzelnen Schichten eines geschichteten Systems. Werden dabei quantitative Kennzeichen gewonnen, so bedeutet das schon eine neue Qualität, die stimulierend auf zukünftige Forschungen wirkt.

Literatur

- BIOT, M.A.: Mechanics of Incremental Deformations.
Oxford, London etc.: Pergamon Press 1965
- CARSLAW, G.; JAEGER, D.: Teploprovodnost' tverdych tel.
Moskva: Nauka 1964
- GUREVIČ, G.I.: O "mechaničeskom analize voprosov tektoniki" v ego tradicionnom izloženíi.
Moskva: Izd. AN SSSR 1955
- HAST, N.: The state of stress in the upper part of the Earth's crust.
Engin. Geol. 2 (1967) 1
- HOBBS, D.W.: The formation of tension joints in sedimentary rocks - An explanation.
Geol. Mag. 104 (1967) 6
- JAEGER, D.: Uprugost', pročnoť i tekučest'.
Moskva: Mašgiz 1961
- NADAI, A.: Pročnoť i razrušenie tverdych tel.
Moskva: Izd. Inostrennoj Literatury 1969
- NOVACKIJ, V.: Voprosy termouprugosti.
Moskva: Izd. AN SSSR 1962

- PATALACHA, E.I.; POLJAKOV, A.I.; GIORGOBIANI, T.V.: Analiz zakonornostej raspoloženija klivaža v skladčatoj strukture.
Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1973) 9
- PRICE, N.J.: Fault and Joint Development in Brittle and Semi-Brittle Rock.
Oxford, London etc.: Pergamon Press 1966
- RAMBERG, G.: Prirodnyj i eksperimental'nyj budinaž struktury razlinzovanija.
In: Voprosy eksperimental'noj tektoniki.
Moskva: Izd. Inostrannoju Literatury 1957
- ŠAFRANOVSKIJ, I.I.; PLOTNIKOV, L.M.: Simmetrija v geologii.
Leningrad: Nedra 1975
- TIMOŠENKO, S.P.; GOODIER, J.: Teorija uprugosti.
Moskva: Nauka 1975
- TOCHTUEV, G.B.: Zakonomernosti deformacij v neodnorodnosloistych geologičeskich sredach.
Kiev: Naukova Dumka 1972
- ... Osnovy fizičeskoj geologii.
Moskva: Izd. Inostrannoju Literatury 1949

Quarzgefüge (c-Achsen-Orientierung) der Metamorphite des
Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges als tek-
tonische Indikatoren

von

JOACHIM HOFMANN¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Auf der Grundlage einer morphologischen Typisierung des Quarzteilgefüges (c-Achsen-Orientierung) des sächsischen Erzgebirges und des Granulitgebirges sowie angrenzender altpaläozoischer Einheiten kann eine zonale, tektonische Stockwerke widerspiegelnde Anordnung von Regelungsbildern nachgewiesen werden. Öffnungswinkel von Kreuzgürteln und Pseudozweigürteln sind deutlich von der stockwerkstektonischen Position abhängig und können als Indikatoren des Wechselverhältnisses von lithostatischem Druck und tektonischer Einengung dienen. Die Ergebnisse stehen mit der von HARA, PAULITSCH & HIDE (1976) festgestellten Temperaturabhängigkeit der Kreuzgürtelöffnungswinkel bzw. mit der Abhängigkeit der Pseudozweigürtel-Öffnungswinkel von der Deformationsrate in Übereinstimmung.

Eine Interpretation der Regelungsbilder durch experimentell gut erforschte Translationsmechanismen des Quarzes ist weitgehend möglich.

S u m m a r y

On the basis of a morphological standardization of the quartz substructure (c-axis orientation) of the Saxonian Erzgebirge and the granulite Mountains as well as adjacent Lower Palaeozoic units it is possible to detect a zonal arrangement of patterns, which reflects tectonic storeys. Aperture angles of cross girdles and pseudo-twin girdles distinctly depend on the stockwerk-tectonic position and can serve as indicators for the interrelation between the lithostatic pressure and the tectonic striction. The results are in agreement with the temperature dependence of the cross-girdle aperture angles as observed by HARA, PAULITSCH, and HIDE (1976) and with the dependence of the aperture angles of the pseudo-twin girdles on the rate of deformation.

An interpretation of the patterns by means of translation mechanisms of quartz, which are experimentally well-investigated, is largely possible.

¹⁾ Bergakademie Freiberg, Sektion Geowissenschaften, Wissenschaftsbereich Geologie, Freiberg

Резюме

На основе морфологической типизации ориентировки кварцевых зёрен пород саксонских Рудных Гор, Гранулитовых Гор и их обрамляющих единиц нижнепалеозойского возраста были доказаны рисунки ориентировки отражающие зональные структурные этажи. Угли перекрёщенных поясов и псевдо-двухкомпонентных поясов в диаграммах отчётливо зависят от положения внутри структурного этажа и могут служить индикатором взаимосвязи литостатического давления и тектонического сжатия. Данные результаты совпадают с данными ГАРИ, ПАУЛИЧА и ГАЙДА (НАРА, PAULITSCH & HIDE 1976) о зависимости углов перекрёщенных поясов от температуры или углов псевдо-двухкомпонентных поясов от интенсивности деформации.

Интерпретация рисунок ориентировки в общих чертах возможна с помощью экспериментальных исследований механизмов трансляции кварца.

1. Einleitung

An der Bergakademie Freiberg besteht seit 1958 eine von A. WATZNAUER gegründete Schule, von der Analysen des Quarzteilgefüges (c-Achsen-Orientierung) in metamorphen Komplexen der Saxothuringischen Zone des mitteleuropäischen Varistikums (Erzgebirgisch-Leusitzer Antiklinalzone, sächsisches Granulitgebirge und deren Randgebiete) durchgeführt werden. Als Charakteristikum dieser Schule kann die Betrachtung der Quarzregelung unter regionalgeologischer Zielsetzung, d.h. die Anwendung ihrer Ergebnisse zur strukturellen Gliederung metamorpher Komplexe, zur tektonisch-mechanischen Charakteristik und Abgrenzung von Strukturzonen (Stockwerken) und tiefreichenden Scherzonen

sowie zur Analyse der Lagebeziehungen zwischen metamorphen und tektonischem Zonenbau gesehen werden. Die Ergebnisse der Quarzteilgefüge-Analyse gestatten Rückschlüsse auf die Deformation des Quarzes in Metamorphiten in Abhängigkeit von deren Stellung im Fazieschema der Regionalmetamorphose sowie auf das rheologische Verhalten von metamorphen Tektoniten sensu stricto, Migmatiten und Anatexiten im Stadium der Gefügeprägung (HOFMANN 1975). Vergleiche theoretischer Vorstellungen und experimenteller Ergebnisse der Deformation von Quarz-Einkristallen und polykristallinen Quarzaggregaten mit Quarzgefügen metamorpher Tektonite lassen eine Zuordnung von Deformationsmechanismen und Regelungsbildern (Gefügefazies im Sinne von WATZNAUER) zu bestimmten Petrofazies als möglich erscheinen, wobei die Grenzen beider Bereiche nicht immer konform sind. Auf die Bedeutung der Analyse des Quarzteilgefüges für die Strukturanalyse quarzführender Intrusiva wurde von BEHR (1967, 1968) sowie WATZNAUER & BEHR (1966) hingewiesen.

2. Zur Methodik

Die im Verlauf von Gefügeuntersuchungen in den metamorphen Komplexen des Saxothuringikums (Erzgebirge und sächsisches Granulitgebirge) gewonnenen methodischen Erfahrungen können für die Bearbeitung anderer, petrographisch homogener und deshalb schwer gliederbarer metamorpher Komplexe von Bedeutung sein, obwohl hinsichtlich der Anwendung der Quarz-Gefügeanalyse mit Hilfe des Universaldrehtisches mehrere einschränkende Bedingungen bestehen:

- Die Methode ist zeitaufwendig und zuverlässig, d.h., statistisch gesicherte Ergebnisse sind nur bei der Bearbeitung einer größeren Anzahl von Proben und bei Auswertung der Regelungsbilder im synoptischen Diagramm zu erwarten.
- Veränderungen im Modalbestand, vor allem die Inkonstanz der Gehalte paragenetisch assoziierter Phyllosilikate, erschweren direkte Vergleiche von Regelungsbildern.
- Die Interpretation der Gefügediagramme stößt hinsichtlich der räumlichen Fixierung des Kristallgitters auf methodische Schwierigkeiten, da durch die U-Tisch-Vermessung lediglich die c-Achse erfaßt wird und praktisch Drehlagefreiheit des Quarzes besteht. Weitere kristallographische Bezugselemente, die eine zweifelsfreie Fixierung des Gitters gestatten, können optisch nur über Umwege (Winkelbestimmung zwischen Rupturen-(Lamellen-)Loten und c-Achse, Nachbarwinkelstatistik) bzw. über zusätzliche Röntgenuntersuchungen bestimmt werden.
- Die z.Z. vorliegenden Ergebnisse über die Deformation von Quarz-Einkristallen und polykristallinen Quarzaggregaten lassen erkennen, daß spezifische Deformationsmechanismen des Quarzes in mehr oder weniger engen, durch p-t-Parameter, Deformationsgeschwindigkeit und stockwerkstypische Deformationsbedingungen umgrenzten Bereichen wirksam sind. Für die Interpretation von Quarzgefügen sind deshalb u.a. relativ zuverlässige Temperaturbestimmungen Voraussetzung. Durch experimentelle Deformation unter metamorphoseähnlichen Bedingungen erzeugte c-Achsen-Orientierungen bieten jedoch die Möglichkeit eines direkten Vergleiches von natürlichen und künstlichen Tektoniten und vermitteln Vorstellungen über notwendige Temperaturen, Drücke und Deformationsgeschwindigkeiten.

Ungeachtet dieser einschränkenden Bedingungen bestehen in den Metamorphitkomplexen des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges mehrere die Anwendung der Quarzgefügeanalyse begünstigende Umstände:

- Im Bereich der gesamten, jungpräkambrische, kambrische und tiefordovizische Edukte umfassenden Komplexe sind mit Ausnahme der Granulite Gesteine weitgehend übereinstimmenden Modalbestandes (Phyllosilikat-/Quarz-/Feldspat-Proportion, d.h. phyllitische Petrotypen, Gneisglimmerschiefer, Muskowit-Biotit-Paragneise, kalifeldspatblastische Biotit-Plagioklas-Gneise und anatektisch beeinflusste Varietäten der zwei letztgenannten Typen) weit verbreitet. Der morphologische Vergleich von Quarz-Regelungsbildern wird damit erleichtert.
- Anzeichen einer Polymetamorphose und mehrfacher parakristalliner Deformationen fehlen nach dem vorliegenden Kenntnisstand; spät- bzw. postkinematische (Re-)Kristallisationen der Quarzphase treten nur lokal auf. Für die Regelungsbilder gilt mithin Homoachsie und Homotaxie im weiteren Sinne.

Die Ergebnisse der Gefügeanalyse weisen darauf hin, daß im Erzgebirge, möglicherweise auch im Granulitgebirge, der relativ seltene Fall einer gut konservierten einkristallinen parakristallinen Regelung vorliegt, der im Gegensatz zu den offensichtlich heterotakten, durch nachträgliche Rekristallisationen weitgehend veränderten Regelungsbildern der Böhmisches Masse steht (vgl. FRANKE 1976).

3. Regelungsbilder des Quarzteilverfüges in Metamorphiten - morphologische Klassifikation

Etwa 400 Gefügediagramme (c-Achsen-Orientierungen) aus Metamorphiten des Erzgebirges, ein umfangreiches Diagrammmaterial aus dem sächsischen Granulitgebirge und den beide Einheiten umgrenzenden altpaläozoischen "Schiefergebirgen" dienten als Grundlage einer morphologischen Klassifikation der Quarz-Regelungsbilder (Abb. 1), der die von SANDER (1931, 1950) und FAIRBAIRN (1949) eingeführte Nomenklatur zugrunde liegt (HOFMANN 1974, 1975).

A) Hauptregelungsbilder

Regelungsbilder einfacher Morphologie, als Einzelbild oder in Kombination mit den unter B) und C) genannten Regelungen auftretend

1. Kleinkreisregelung um [c] (Pseudozweigürtel);
2. Okl/Okl-Regelung (Kreuzgürtel, Zweigürtel);
3. Maximum-I-Regelung;
4. Maximum-II-Regelung;
5. ein- oder zweifache Kleinkreisregelung um [b] (cleft girdle).

B) Nichtselbständige Regelungstypen

Nur kombiniert mit Hauptregelungsbildern auftretend

1. hOl/hOl-Regelung,
2. Maximum-V-Regelung;
3. Maximum-VIII-Regelung.

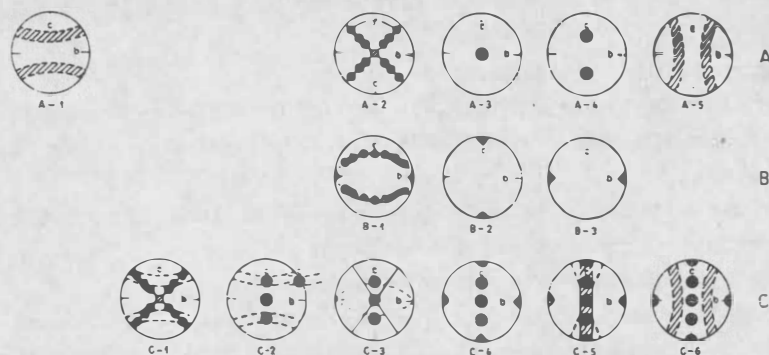


Abb. 1. Regelungsbilder des Quarzteilgefüges von Metamorphiten des Saxothuringikums (Erzgebirge und Sächsisches Granulitgebirge) n. HOFMANN (1974, 1975)

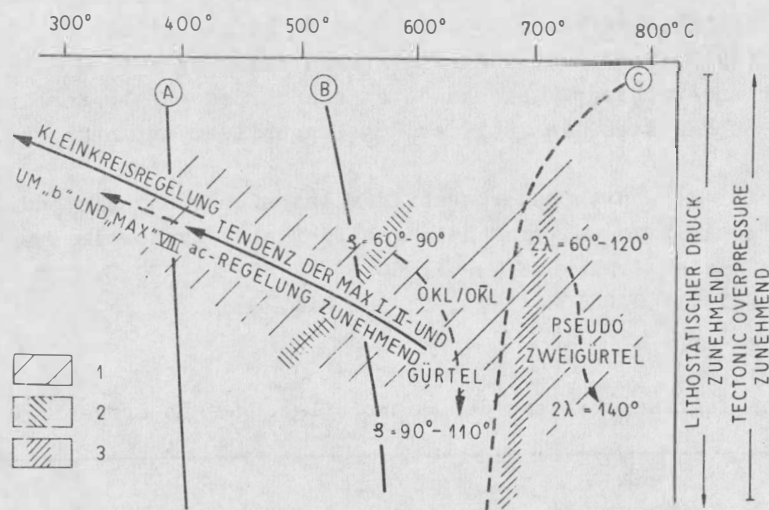


Abb. 3. Stellung der Regelungsbilder des Quarzteilgefüges von Metamorphiten des Osterzgebirges im Faziesdiagramm der Regionalmetamorphose (HOFMANN 1975, etwas verändert)

A - Beginn der Grünschieferfazies; B - Beginn der Almandin-Amphibolit-Fazies; C - Beginn der Anatexis bei Anwesenheit von Oligoklas/Andesin. 1 - durch die Metamorphite des Osterzgebirges besetztes Feld; 2 - Grenzbereich zwischen dominierender ac-Regelung (links) und Kreuzgürtel-Regelung (rechts); 3 - Grenzbereich zwischen Kreuzgürtel-Regelung (links) und Pseudozweigürtel-Regelung (rechts)

C) Kombinierte Regelungsbilder

Als Kombinationsform zwischen Hauptregelungsbildern bzw. zwischen diesen und nichtselbständigen Regelungsbildern auftretend

1. Pseudozweigürtel- und Kreuzgürtel-Regelung;
2. Pseudozweigürtel-Regelung mit Max.-I- und/oder Max.-II-Regelung;
3. Okl/OkI-Regelung mit Max.-I- und/oder Max.-II-Regelung, selten mit hol/hol-Regelung;
4. Max.-I-Regelung mit Max.-II- und/oder Max.-V-Regelung als ac-Gürtel, teilweise ergänzt durch Max.-VIII-Regelung;
5. Elemente der Kreuzgürtel- und der ac-Regelung;
6. Kleinkreisregelung um [b] mit Max.-I- und/oder Max.-II-Regelung;
7. Pseudozweigürtel-Regelung um zwei senkrecht zueinander stehende Kegelachsen, meist in [c] und [a] oder in [c] und [b] .

Diese Gliederung umfaßt nur die im Erzgebirge und im Granulitgebirge bekannten Regelungsbilder. Hinsichtlich der Gruppe 4 ist sie wahrscheinlich unvollständig. Die Gefügebilder haben jedoch die von SANDER (1931) eingeführten Maxima-Bezeichnungen bezüglich Max. I, II, V und VIII bestätigt, wobei Max. I, II und V als Teilelemente der ac-Gürtel aufgefaßt werden können. Max. VIII erscheint dagegen bevorzugt in Kombination mit Kleinkreisregelung um [b] . Die Pseudozweigürtel- und die Kreuzgürtel-Regelung sind mit der SANDERschen Maxima-Bezeichnung nicht zu definieren. Im Vergleich zu der von FAIRBAIRN (1949, Fig. 2-1) aufgestellten Gliederung werden nicht 12, sondern 16 Regelungsbilder unterschieden. Sieben davon können jedoch als Kombinationsbilder angesehen werden, so daß sich die Zahl der Regelungsbilder auf neun reduziert.

Die Reihe der hier genannten Regelungsbilder ist sicher unvollständig. Auch einzelne Typen experimentell erzeugter Regelungsbilder sind bisher im Erzgebirge noch nicht nachgewiesen worden (vgl. GREEN, GRIGGS & CHRISTIE 1970, S. 305 Fig. 11, S. 318 Fig. 17; TULLIS, CHRISTIE & GRIGGS 1973, S. 307 Fig. 8).

4. Zonale Folge von Regelungsbildern des Quarzteilgefüges im Erzgebirge und im Granulitgebirge

Vorstellungen über eine zonale Verteilung der Quarzregelung im Erzgebirge bzw. im Granulitgebirge wurden von BEHR (1965, 1971) und HOPMANN (1974, 1975) entwickelt. In diesen Gliederungen sind die einzelnen Zonen ("Stockwerke") als Bereiche gleicher Gefügefazieller Entwicklung im Sinne von WATZNAUER zu betrachten. Von unten nach oben bzw. von außen nach innen folgen:

1. tiefste Kristallinanschnitte (Zentralteil des Gneiskomplexes von Freiberg/Osterzgeb., Zentralteil des Granulitgebirges) mit Pseudozweigürtel-Regelung parallel (ab) mit großem Öffnungswinkel ²⁾ ($2\lambda = 150^\circ - 90^\circ$); S-Tektonite mit schwach oder nur wenig deutlich entwickelter [b-] Lineation der Quarzphase;

²⁾ Als Öffnungswinkel der Pseudozweigürtel (2λ) wird der über [c] gemessene Winkel der parallel (ab) verlaufenden Teilgürtel des Regelungsbildes bezeichnet. Öffnungswinkel der Kreuzgürtel (φ) ist der durch beide Teilgürtel gebildete Winkel, der [c] einschließt. HARA u.a. (1976) bezeichnen jeweils den halben Winkel als Öffnungswinkel (θ_a bzw. θ_i).

2. Stockwerk der Kreuzgürtel-Regelung mit großem Öffnungswinkel ($\varphi = 110^\circ - 90^\circ$) der Teilgürtel (Zentralteil des Gneiskomplexes von Freiberg, randliche Teile; Zentralteil des Granulitgebirges, randliche Teile); S-Tektonite mit nur wenig deutlich entwickelter [b]-Lineation der Quarzphase; lokales Auftreten von Max. I zeigt beginnende mechanische Wirksamkeit der stofflich vorgezeichneten s(ab)-Fläche an;
3. Stockwerk der Kreuzgürtel-Regelung mit kleinem Öffnungswinkel der Teilgürtel ($\varphi = 90^\circ - 60^\circ$) und verbreitetem Auftreten von Max. I und/oder Max. II; vor allem im Erzgebirge an nichtmigmatitische Mu-Bi-Paragneise gebunden und flächenmäßig weit verbreitet; B-Tektonite mit deutlich entwickelter Lineation der Quarzphase.

In den Stockwerken (2) und (3) erscheinen im Osterzgebirge Pseudozweigürtel mit kleinerem Öffnungswinkel ($2\lambda = 60^\circ - 120^\circ$), die z.T. homoachs durch Max. I und/oder Max. II überlagert sind; gebunden an Migmatitgneisareale in Bereichen mit Faltenbau im km-Bereich.

4. Stockwerk der ac-Gürtel, der unvollständigen Kreuzgürtel ($\varphi < 60^\circ$) und bevorzugter Max.-I-Regelung, z.T. mit leichter trikliner Quasisymmetrie; in den höheren (randlichen) Teilen des Erzgebirges (Gneisglimmerschiefer, Mu-Bi-Paragneis- und Phylliteinheiten) und im Granulitgebirge (Schiefermantel, höhere Teile); B- und R/B-tektonitische Gefüge mit streifig-stengeliger Ausbildung der Quarzphase; häufig unvollständige Kleinkreisregelung um [b] in Verbindung mit ac-Regelung.
5. Stockwerk der Kleinkreisregelung um [b] und damit verbundener, z.T. auch isolierter Max.-I-, -II-, -V- und -VIII-Regelung; im Bereich tektonisch überschlifffener Grenzflächen zwischen Erzgebirgskristallin und den nördlich bzw. nordöstlich angrenzenden Phylliteinheiten (Elbtalschiefergebirge, Nossen-Wilsdruffer Schiefergebirge, Frankenberger Zwischengebirge, Löbnitz-Zwönitzer Mulde); außerdem in Zonen intensiver Faltung und in stockwerkskonformen und -diskonformen Scherzonen (Abscherzone des Granulitgebirges) bzw. Zonen intensiver Faltung in den Erzgebirgsgneisen; R-Tektonite, Stengelgneise und "microfolded" Gneise.

Ein Profil, das sämtliche Zonen dieser Gliederung umfaßt, ist aus dem Bereich des Gneiskomplexes von Freiberg (Osterzgebirge) und dessen Nordrand bekannt (Abb. 2). - Kartendarstellungen der Verbreitung der Regelungstypen wurden für das sächsische Granulitgebirge von BEHR (1965, S. 171) und für das Osterzgebirge sowie für den gesamten hier betrachteten Raum von HOFMANN (1974, Anl. 4; 1975, S. 343) gegeben.

Aus tektonisch-mechanischer Sicht repräsentiert diese Zonenfolge den Übergang von (quasi-)monoaxialer Pressung senkrecht (ab) bei fester allseitiger Einspannung in den tiefsten Teilen der betrachteten Metamorphitkomplexe über (orthorhombische) Scherung in $Ok1/Ok1$ zur (monoklinen) Scherung in (ab)-nahen $h01$ -Flächen unter dem Einfluß der zunehmenden Wirksamkeit der stofflich vorgezeichneten (ab)-Fläche bis zu (ab)- und $h01$ -orientierter Scherung mit Externrotation in den höchsten Teilen (BEHR 1965; HOFMANN 1974). Diese Mechanismenfolge kann durch Verminderung des lithostatischen Druckes und allmählich ansteigende Tendenz zur Einengung in [a] durch "tectonic overpressure" vom Liegenden zum Hangenden erklärt werden. - Die rheologischen Aspekte der Gefügeregelung wurden gesondert betrachtet (vgl. HOFMANN 1975).

5. Faziesgebundene Verteilung von Regelungsbildern

Zum Erscheinen der homotakt geprägten Quarz-Regelungsbilder im Fazieschema der Regionalmetamorphose können folgende, im wesentlichen auf Ergebnisse aus dem Erzgebirge beruhenden Feststellungen getroffen werden:

1. Mit Ausnahme der Pseudozweigürtel und der Kreuzgürtel mit großem Öffnungswinkel ($\varphi = 110^\circ - 90^\circ$) sind sämtliche anderen Regelungsbilder an metamorphe Tektonite aus dem Bereich der (stressbetonten) Almandin-Amphibolit- und der Grünschieferfazies gebunden.
2. Pseudozweigürtel- und Kreuzgürtel-Regelung erscheinen in
 - Kalifeldspat-blastischen, partiell-anatektischen Biotit-Plagioklas-Gneisen der Kalifeldspat-Biotit-Sillimanit-Subfazies (2. Sillimanitzone) sowie in den sächsischen Granuliten (Pseudozweigürtel und Kreuzgürtel mit großen Öffnungswinkeln);
 - in-situ-Anatexiten und Muskowit-Biotit-Gneisen (1. Sillimanitzone) als Pseudozweigürtel mit kleinen Öffnungswinkeln.
3. Blastokataklasite und Blastomylonite sowie intensiv verfaltete und dynamometamorph verschieferte Tektonite aus dem Bereich des schwach metamorphen Paläozoikums, der Grünschiefer- und Almandin-Amphibolit-Fazies sind durch Kleinkreisregelung um [b], häufig kombiniert mit Max.-I-, -II-, -V- und/oder Max.-VIII-Regelung, charakterisiert. Im Gegensatz zu den Pseudozweigürteln und Kreuzgürteln mit großem Öffnungswinkel wird dieses Regelungsbild vorrangig durch den Mechanismus einschariger Scherung mit Externrotation bei hoher Deformationsgeschwindigkeit bestimmt und ist ausgesprochen faziesunabhängig (HOFMANN & KORČEMAGIN 1973; HOFMANN 1975).
4. Hinsichtlich Max. II können folgende Feststellungen getroffen werden:
 - In deutlicher Entwicklung ist Max. II an glimmerarme bzw. -freie b- und R/b-tektonitische Gefüge gebunden und, oft in Verbindung mit Max.-I- und/oder Max.-V- bzw. mit Kleinkreisregelung um [b], im Bereich der tieferen Grünschieferfazies und der Almandin-Amphibolit-Fazies (höhere Teile) zu finden.
 - In glimmerreichen und normal glimmerführenden Tektoniten ist Max. II an b-Tektonite gebunden und nur unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolit-Fazies entwickelt.

Im ersten Falle scheint sich die Max.-II-Regelung (Einregelung von r bzw. z in die Scherfläche nach KOJIMA & SUZUKI (1958) und KOJIMA & HIDE (1958) auch bei den niedrigeren Temperaturen der Grünschieferfazies einzustellen, da die translationsanfälligen Phyllosilikate weitgehend fehlen und durch Spannungstau in quarzitischen Tektoniten (JAMIESON 1963) eine Translation ausgelöst wird. Im zweiten Falle erfolgt die Einregelung offensichtlich unter dem Einfluß der höheren Temperaturen der Almandin-Amphibolit-Fazies.

Im stockwerkstektonischen Sinne scheint das Auftreten monoaxialer Regelungsbilder und der Kreuzgürtel mit großem Öffnungswinkel an den Bereich der mittleren und tieferen Infrastruktur im Sinne von HALLER (1956), d.h. an die durch (partielle) Anatexis und tiefgreifende Rekristallisation sowie durch spezielle rheologische Eigenschaften gekennzeichnete Zone des "Fließens und Quellens", gebunden zu sein. Die übrigen Rege-

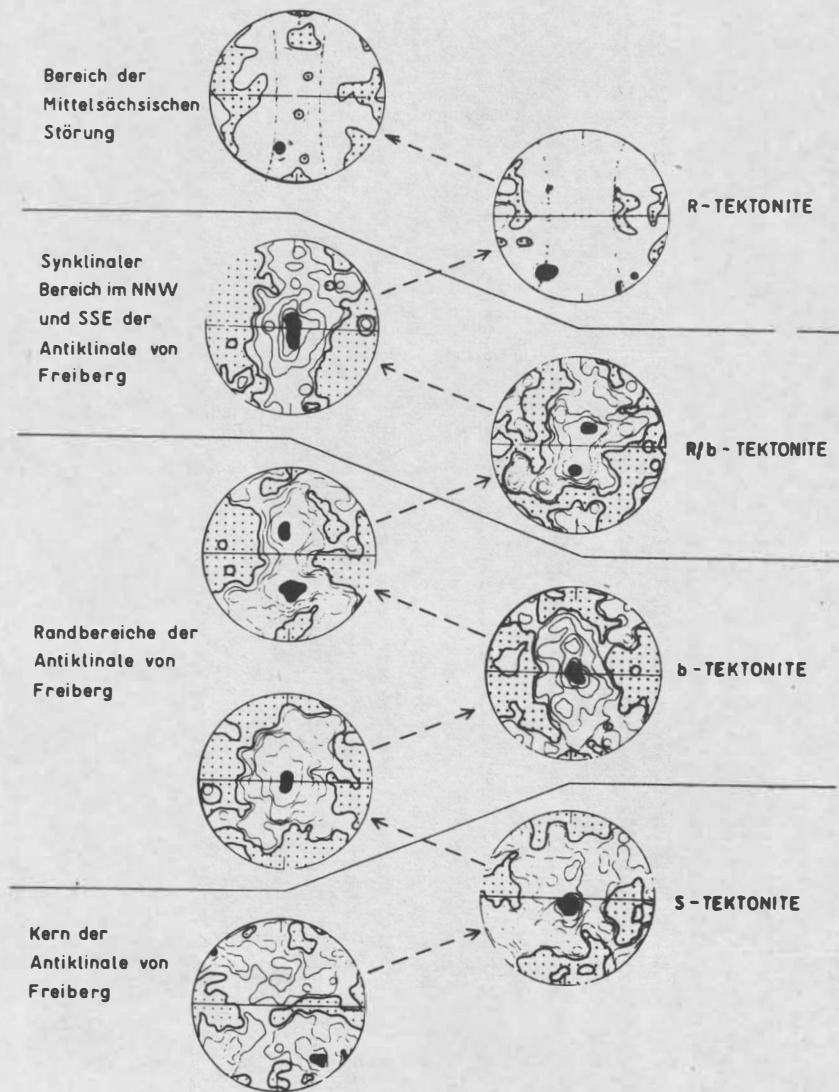


Abb. 2. Entwicklung des Quarzteilgefüges im Gneisskomplex von Freiberg (Osterzgebirge) n. HOFMANN 1974
 Diagrammfolge von unten nach oben, den Pfeilen folgend: 1) Pseudozweigürtel in einem s-tektonitischen Alkalifeldspat-Biotit-Plagioklas-Gneis, 400 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 %; 2) Kreuzgürtel mit großem Öffnungswinkel ($= 90^\circ$) in einem s-tektonitischen Alkalifeldspat-Biotit-Plagioklas-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 4 - 5 %; 3) Kreuzgürtel mit Maximum I in einem b-tektonitischen Muskowit-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 6 - 10 %; 4) Kreuzgürtel mit kleinem Öffnungswinkel ($= 70^\circ$) und Maximum I/II in einem b-tektonitischen Muskowit-Biotit-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 4 - 5 %; 5) Kreuzgürtel mit kleinem Öffnungswinkel ($= 60^\circ$) und Maxima II in einem b-tektonitischen Muskowit-Biotit-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 5 %; 6) ac-Gürtel und Maxima II, wahrscheinlich mit Kreuzgürtel-Relikten in einem R/b-tektonitischen Muskowit-Biotit-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 5 %; 7) ac-Gürtel mit Maximum I in einem R/b-tektonitischen Muskowit-Biotit-Gneis, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0,5 - 1 - 2 - 3 - 5 %; 8) Kleinkreisregelung um b und schwache Regelung in ac in einem quarzitischen Phyllit, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0 - 0,5 - 1 - 2 - 3 - 4 %; 9) Kleinkreisregelung um b in einem quarzitischen Glimmerschiefer, 300 c-Achsen, Isolinien bei 0 - 1 - 2 - 3 - 4 - 5 %

lungsbilder erscheinen im Bereich der höheren Infrastruktur (hier vor allem die Kreuzgürtel) und in der Suprastruktur einschließlich stockwerkskonformer und -diskonformer Scherzonen. - In Abb. 3 ist die Stellung der Metamorphite des Osterzgebirges im Faziesdiagramm der Regionalmetamorphose und ihrer Regelungsbilder dargestellt.

6. Möglichkeiten der Interpretation im Lichte experimenteller Daten

Seit Beginn der gefügeanalytischen Forschung wurde versucht, Quarzregelungen über experimentelle Ergebnisse zur Quarzdeformation zu interpretieren. Eine umfassende Interpretation der Regelungsbilder gelang zunächst nicht, da die Experimente bei relativ niedrigen (z.T. nichtkontrollierbaren) Temperaturen und Drücken sowie kurzen Versuchszeiten durchgeführt wurden.

Die in den letzten 15 Jahren wesentlich verbesserten experimentellen Möglichkeiten gestatteten jedoch eine eingehende Untersuchung des Deformationsverhaltens von Quarz im (kontrollierbaren) Bereich zwischen 500 und 1200 °C bei Drücken bis zu 20 kbar und Deformationsraten ³⁾ bis zu $8 \times 10^{-7}/s$ sowie unter nassen Bedingungen bei mehrstündiger Dauer, d.h. unter Verhältnissen, die den Bedingungen in Metamorphitkomplexen näherungsweise entsprechen. Damit wurden umfassende und reale Grundlagen für die Interpretation der Quarzregelung geschaffen.

6.1. Kataklastische Deformation

Gitterorientiertes Zerbrechen von Quarz bei kataklastischer Deformation wurde von GRIGGS & BELL (1938), BALAKIREV (1975) u.a. nachgewiesen und die daraus abgeleitete "fracture hypothesis" (vgl. FAIRBAIRN 1949) zur Interpretation natürlicher Quarzregelungsbilder eingesetzt. Obgleich in ihrer Anwendungsfähigkeit für natürliche Tektonite wiederholt angezweifelt, können die aus dem Bereich kataklastischer und blastokataklastischer Deformation bekannten Kleinkreisregelungen um [b] einschließlich der zugehörigen Max.-VIII-Regelung, evtl. auch der Max.-I-Regelung, durch sie erklärt werden (ausführliche Darstellung vgl. HOFMANN & KORČEMAGIN 1973; HOFMANN 1974, 1975). In der Grünschiefer- und Almandin-Amphibolit-Fazies, in der Kleinkreisregelung um [b] verbreitet auftritt, ist sie an Scher- und Faltenzonen bzw. an phyllosilikatarme Tektonite gebunden und erscheint dort assoziiert mit Elementen der plastischen Deformation (s.u.). Kataklastose ist, abgesehen von Myloniten sensu stricto, folglich noch im Bereich der plastischen Deformation des Quarzes möglich, wenn höhere Deformationsraten (in Störungszonen) auftreten bzw. bei "Spannungstau" in nichtgeschmierten Silikatlagen ein hoher "tectonic overpressure" besteht (JAMIESON 1963). HEARD & CARTER (1968) stellten Kataklastose des Quarzes noch bei Temperaturen von 700 °C, 8 kbar und einer Deformationsrate von $6,3 \times 10^{-6}/s$ fest.

3) Deformations-(Strain-)rate (=Deformationsgeschwindigkeit) bezeichnet die Einengung in [%/s].

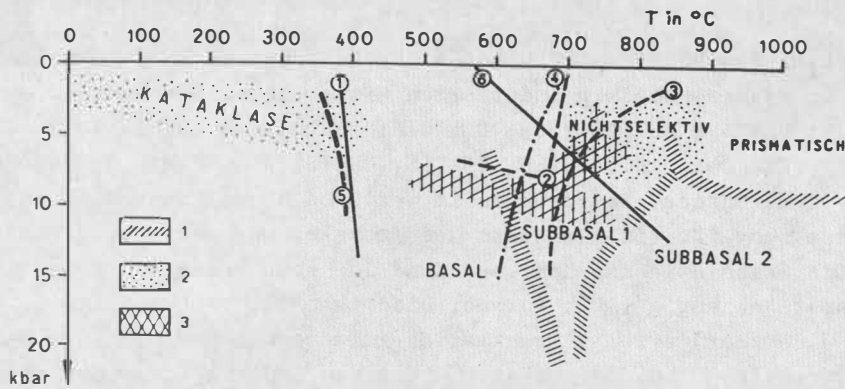


Abb. 4. Wirkungsbereiche der Translationsmechanismen von Quarz unter experimentellen Bedingungen; Diagramm zusammengestellt nach Angaben von AVE'LALLEMENT & CARTER (1969)

1 - Beginn der Grünschieferfazies (WINKLER 1967); 2 - Tripelpunkt Andalusit/Sillimanit/Disthen; 3 - Beginn der Anatexis bei Anwesenheit von Oligoklas/Andesin (WINKLER 1967); 4 - Beginn der Anatexis bei hohen Drücken (Disthen-Fazies n. DOBRECOV u.a. 1974); 5 - Einsetzen subbasaler Translationen unter geologischen Bedingungen n. HARA und TAKEDA, zit. in HARA u.a. (1976); 6 - Phasengrenze zwischen Hoch- und Tiefquarz. A - Grenzen zwischen Wirkungsbereichen der Translationsmechanismen; B - Position der (Ost-)Erzbergirgsmetamorphite (HOFMANN 1974); C - Bereich nichtselektiver Translation, unter natürlichen Bedingungen bei Temperaturen 400 °C zu erwarten

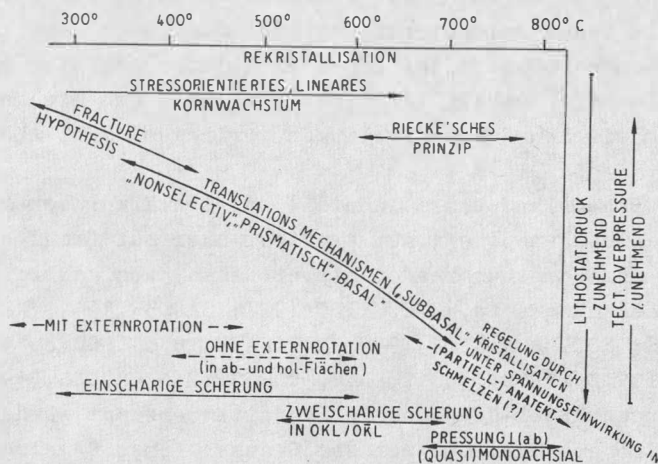


Abb. 5. Schematische Darstellung der Wirkungsbereiche von Deformationsmechanismen des Quarzes und ihrer Position im Faziesdiagramm der Regionalmetamorphose einschließlich möglicher Rekrystallisationsprinzipien und Deformationsmodelle (vgl. Abb. 4)

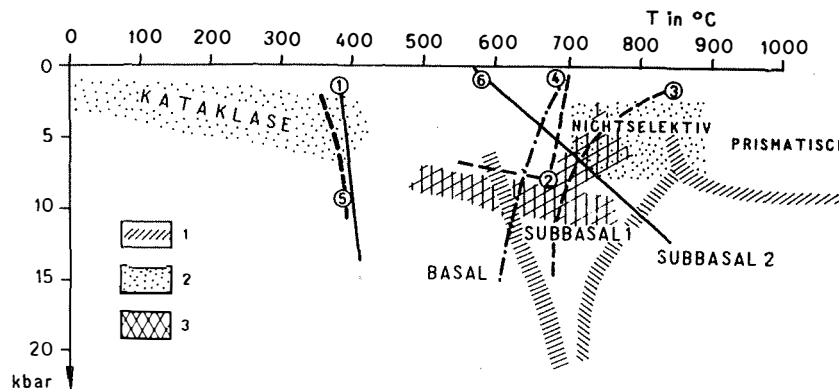


Abb. 4. Wirkungsbereiche der Translationsmechanismen von Quarz unter experimentellen Bedingungen; Diagramm zusammengestellt nach Angaben von AVE'LALLEMENT & CARTER (1969)

1 - Beginn der Grünschieferfazies (WINKLER 1967); 2 - Tripelpunkt Andalusit/Sillimanit/Disthen; 3 - Beginn der Anatexis bei Anwesenheit von Oligoklas/Andesin (WINKLER 1967); 4 - Beginn der Anatexis bei hohen Drücken (Disthen-Fazies n. DOBRECOV u.a. 1974); 5 - Einsetzen subbasaler Translationen unter geologischen Bedingungen n. HARA und TAKEDA, zit. in HARA u.a. (1976); 6 - Phasengrenze zwischen Hoch- und Tiefquarz. A - Grenzen zwischen Wirkungsbereichen der Translationsmechanismen; B - Position der (Ost-)Erzgebirgsmetamorphite (HOFMANN 1974); C - Bereich nichtselektiver Translation, unter natürlichen Bedingungen bei Temperaturen 400 °C zu erwarten

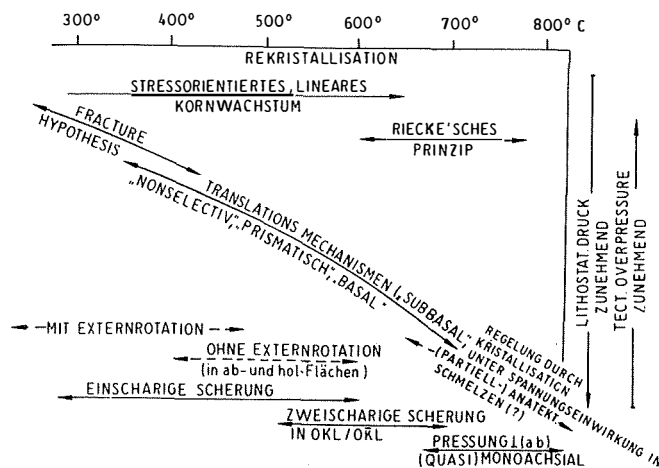


Abb. 5. Schematische Darstellung der Wirkungsbereiche von Deformationsmechanismen des Quarzes und ihrer Position im Faziesdiagramm der Regionalmetamorphose einschließlich möglicher Rekrystallisationsprinzipien und Deformationsmodelle (vgl. Abb. 4)

6.2. Plastische Deformation

Das Verhalten des Quarzes bei plastischer Deformation wird im wesentlichen durch Translation in realen, niedrig indizierten Gitterebenen bestimmt (u.a. AVE'LALLEMENT & CARTER 1971; BAËTA & ASHBEE 1969; DELICIN, LEVUŠKIN & ZVEREV 1973; GREEN, GRIGGS & CHRISTIE 1968; HEARD & CARTER 1968; TULLIS, CHRISTIE & GRIGGS 1973). "Hydrolytic weakening" - d.h. "nasse" Bedingungen im weiteren Sinne (Tab. 1) - ist dabei wesentliche Voraussetzung für ein Einsetzen des Translationsmechanismus bei Temperaturen um 500 °C. Die Translationsmechanismen sind in hohem Grade von Temperatur, Druck und Deformationsrate abhängig (Abb. 4). Bei niedrigen Temperaturen (<600 °C) und höheren Drücken (10 - 20 kbar) erfolgt Translation im wesentlichen nach der Basis, bei höheren Temperaturen (>850 °C) und relativ niedrigen Drücken (<8 kbar) nach Prismenflächen. Für Temperaturen zwischen 550 und 850 °C und Drücken zwischen 5 und 20 kbar sowie zwischen Temperaturen von 750 bis 1000 °C und Drücken von 7 bis 20 kbar wirken "subbasale" Mechanismen, in denen Rhomboeder- und Bipyramidenflächen, z.T. auch die Basis, als Translationsfläche wirken. Aus den Experimenten von AVE'LALLEMENT & CARTER (1971) geht hervor, daß im Bereich zwischen 700 und 900 °C sowie zwischen 2,5 und 8 kbar ein Gebiet existiert ("rel. nonselective area" - AVE'LALLEMENT & CARTER 1971, S. 223 Fig. 4, S. 231 Fig. 9), in dem fast sämtliche möglichen Kristallflächen als Translationsflächen dienen.

Die Grenzen der Wirkungsbereiche der einzelnen Mechanismen sind weiterhin stark von Deformationsrate und H₂O-Gehalt abhängig. Experimentelle Deformationen erfolgen z.Z. mit Deformationsraten bis $8 \times 10^{-8}/s$, liegen jedoch noch wesentlich über den geologisch wahrscheinlichen Größenordnungen von 10^{-12} bis $10^{-15}/s$ (HARA u.a. 1976). Die Feldergrenzen verschieben sich nach Angaben von HARA & TAKEDA (zit. in HARA u.a. 1976, S. 67) deshalb unter natürlichen Bedingungen wesentlich in Richtung niedriger Temperaturen und Drücke (4 - 7 kbar bei 350 °C). Diese Beobachtungen sind für die Interpretation natürlicher Quarzgefüge besonders wichtig, da hier das Feld der "rel. nonselective" Translationen bei natürlichen Bedingungen im Bereich zwischen 350 und 800 °C erwartet werden kann und mithin annähernd deckungsgleich mit den Feldern der Grünschiefer- und Almandin-Amphibolit-Fazies ist, in denen die Metamorphite des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges vorliegen (vgl. Abb. 3 und 4).

Die vorliegenden Ergebnisse bestätigen die zur Erklärung der Max.-I-, -II-, -V- und ac-Regelung herangezogenen, oft nur a priori oder auf Grund geometrischer Relationen (c-Achse zu angenommenen realen Gitterebenen) von zahlreichen Autoren vermuteten Translationsmechanismen (u.a. SCHMIDT 1927; SANDER 1931, 1950; HIETANEN 1938; KOJIMA & SUZUKI 1958; KOJIMA & HIDE 1958; WATANABE 1975). Durch die Experimente von GREEN, GRIGGS & CHRISTIE (1970) und TULLIS, CHRISTIE & GRIGGS (1973), bei denen Pseudozweigürtel- und Kreuzgürtel-Regelung in Quarziten erzeugt wurden, konnte die Wirksamkeit von Translationsmechanismen bei der Genese dieser Regelungsbilder gleichfalls nachgewiesen werden. Hier müssen zweisecharige Scherung bei orthorhombischen Spannungsverhältnissen (Kreuzgürtel) bzw. Pressung senkrecht (ab) bei (quasi-)monoaxialen Spannungsverhältnissen (Pseudozweigürtel) in Übereinstimmung mit den Vorstellungen von BRACE (1960), KAMB (1959) und MACDONALD (1960) angenommen werden.

Tab. 1. Übersicht zur Interpretation der Quarzregelung in Metamorphiten s. str., Migmatiten und in-situ-Anatexiten

Def.-Typ Spannungsver- teilung	Deformationsmechanismen	Deformationsbestimmende (A) u. -fördernde Faktoren (B)	Relativstabilisations- mechanismen	
1 2 3 4 5 6 7 8	A. <u>Kataklase</u> "fracture hypothesis" 1) B. <u>Plastische Deformation</u> <u>Translation</u> 2) ("basal", "subbasal i.w.S.", "prismatisch") <u>Translationser-</u> <u>zwilligung</u> 3) Japanische Zwillinge Bsterrel-Zwillinge	A. "tectonic overpressure" lithostatische Druck 5) Deformationsgeschwindigkeit (Deformationsrate); B. "water weakening" 6) Phasengemeinschaft 7) ohne Phasen mit bevor- zugter Translation- fähigkeit (Phyllosili- kat- und Karbonatabwe- senheit);	stessorientiertes 8) Kristallwachstum	1) BALAKTEV (1975) 2) BLOSS & GIBBS (1963) GRIGGS & BELL (1938) 3) AVE' LAIEMENT & CARTER (1971) 4) BAETA & ASHBE (1969) HEARD & CARTER (1968) DELICIN, LEVUSKIN & ZVEREV (1973) 5) TROMMSDORFF & WENK WATANABE (1975) (1965) 6) BRACE (1960) MACDONALD (1960) KAMB (1959) 7) HARA u.a. (1976) HARA, PAULITSCH & HIDE (1976) 8) BALDERMANN (1974) GRIGGS (1974) JONES (1975) 9) BEHR (1964) 10) GRIGGS, TURNER & HEARD (1960)
(quasi-) monoaxial (quasi-) viskos	C. <u>Thermodynamisch stabile Regelung</u> Unter quasi-monoaxialer Spannungsorientierung modifiziert durch vari- ablen Umschließungs- druck 4)		Kristallisation aus nasser Silikat- schmelze	

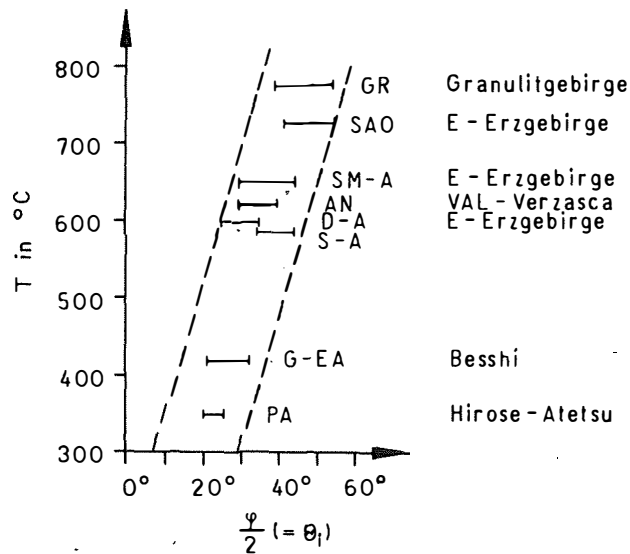


Abb. 6. Beziehungen zwischen Metamorphosetemperaturen und Öffnungswinkel ($\varphi/2$) von Kreuzgürteln; Diagrammdarstellung n. HARA u.a. (1976), ergänzt durch Angaben aus dem Erzgebirge und dem sächsischen Granulitgebirge (BEHR 1961, 1964; HOFMANN 1965, 1974)

PA - Pumpellyit-Aktinolith-Fazies
 G-EA - Übergang zwischen Epidot-Glaukophan- und Epidot-Amphibolit-Fazies;
 AM - Almandin-Amphibolit-Fazies;
 SA - Staurolith-Almandin-Subfazies;
 D-A - Disthen-Almandin-Subfazies;
 SM-A - Muskowit-Sillimanit-Almandin-Subfazies;
 SAO - Sillimanit-Almandin-Orthoklas-Subfazies;
 GR - sächsische Granulite

(nach HARA u.a., 1976)

Die in metamorphen Komplexen geprägten Quarz-Regelungsbilder entstehen folglich vorwiegend im Bereich der plastischen Deformation durch Translation. Die Morphologie der Regelungsbilder und ihre zonale Anordnung werden vom allgemeinen Niveau der energetischen Anregung (Temperatur, lithostatischer und tektonischer Druck, Deformationsrate) sowie von Fluida-Gehalten, dem Einfluß von Gefügegenossen und der Symmetrie der Deformationsspannungen bestimmt. Unterschiede in der (homotakten) Quarzregelung verschiedener metamorpher Komplexe sind auf die Existenz "individueller" p-t-Bedingungen zurückzuführen und als Gegenstück einer vielfältigen metamorphen Serienentwicklung anzusehen (Abb. 5).

Durch die bisherigen Experimente wird die Prägung der natürlichen Tektonite jedoch noch nicht im vollen Umfange erfaßt. Da ausschließlich Quarz- bzw. Quarzitproben eingesetzt werden, wird das Phänomen der Anatexis im Experiment umgangen. Ergebnisse über die spannungsorientierte Kristallisation von partiell-anatektischen Körpern bzw. anatektischen Schmelzen und zur Quarzregelung unter diesen Bedingungen liegen deshalb nicht vor.

7. Variabilität der Öffnungswinkel von Pseudozweigürteln und Kreuzgürteln

Für die beiden in den tieferen Teilen des Erzgebirges und des sächsischen Granulitgebirges weit verbreiteten Regelungsbilder ist Variabilität des Öffnungswinkels in Abhängigkeit von der stockwerkstektonischen Position charakteristisch (BEHR 1961, 1964, 1965, 1971; HOFMANN 1965, 1974, 1975):

- Der Öffnungswinkel der Pseudozweigürtel verkleinert sich von tieferen zu höheren Gefügestockwerken (Zonen 1 bis 3), d.h. mit zunehmender Einengung und abnehmender Temperatur, von $2\lambda = 150^\circ - 90^\circ$ auf $2\lambda = 120^\circ - 70^\circ$ (60°).
- Der Öffnungswinkel der Kreuzgürtel verkleinert sich gleichfalls von tieferen zu höheren Gefügestockwerken (Zonen 2 und 3) von $\varphi = 110^\circ$ auf $\varphi = 50^\circ - 60^\circ$. Bei Öffnungswinkeln von $60 - 70^\circ$ wird die Okl/Okl-Regelung schrittweise durch das Regelungsbild des ac-Gürtels (Max. I, II, V) abgelöst.

Die Ursache der Verkleinerung des Öffnungswinkels der Pseudozweigürtel ist nach BRACE (1960) in einer Zunahme des Umschließungsdruckes zu suchen. Im Osterzgebirge kann beobachtet werden, daß Pseudozweigürtel mit kleinen Öffnungswinkeln ($2\lambda = 120$ bis 60°) an Migmatitgneise gebunden sind, die in intensiv verfalteten Gneisarealen auftreten und aus ihrer Position heraus als Produkte von "Wärmedomen" interpretiert werden können (HOFMANN 1974). In der Verkleinerung der Öffnungswinkel kann mithin ein vom Liegenden zum Hängenden zunehmender "tectonic overpressure" angenommen werden.

Die Verminderung des Öffnungswinkels der Kreuzgürtel kann im Prinzip über einen ähnlichen Mechanismus, d.h. durch allmähliche Ablösung einer im Stockwerk 2 (s. Kap. 4) dominierenden orthorhombischen Pressung senkrecht (ab) durch eine in den höheren Stockwerken auf Grund zunehmender Einengung dominierenden (monoklinen) einscharigen Scherung in (ab)- bzw. mehrscharigen Scherung in hOl-Flächen, die die (ab)-Fläche spitzwinklig umschließen, erklärt werden (HOFMANN 1965).

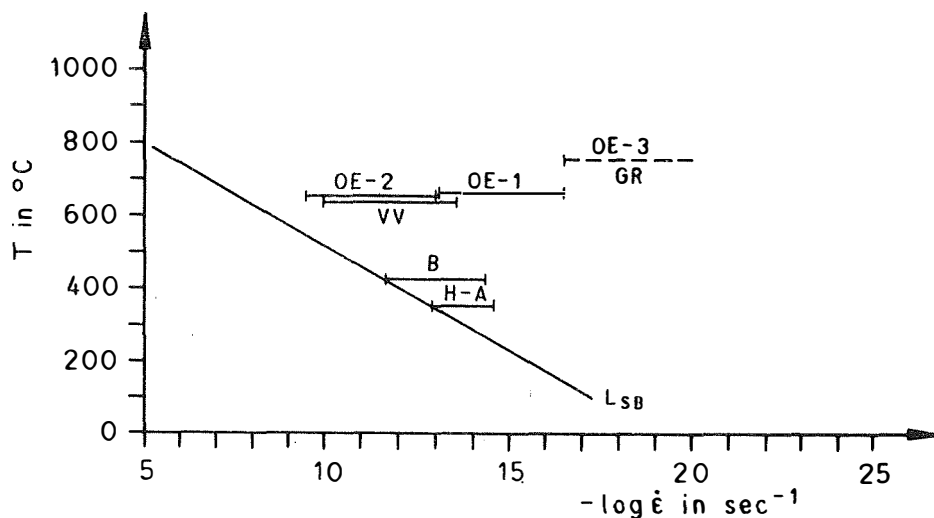


Abb. 7. Beziehungen zwischen Metamorphosetemperaturen, Deformationsrate ($\dot{\epsilon}$) und dem Öffnungswinkel ($\lambda = \Theta_a$) von Pseudozweigürteln; Diagrammdarstellung n. HARA u.a. (1976) (Fig. 6, 7), ergänzt durch Angaben aus dem Osterzgebirge und dem sächsischen Granulitgebirge

H-A, B und VV - Pseudozweigürtel von Hirose-Atetsu und Besshi bzw. vom Val Verzasca (vgl. Abb. 6); OE 1 - Mittelwert von Pseudozweigürteln aus den Gneiskomplexen von Glashütte-Lauenstein (1. Sillimanitzone); OE 2 - kleinster Pseudozweigürtel-Öffnungswinkel aus dem Gneiskomplex von Glashütte-Lauenstein; OE 3, GR - Pseudozweigürtel mit großem Öffnungswinkel aus dem Gneiskomplex von Freiberg (2. Sillimanitzone) und dem Zentralteil des Granulitgebirges

Tab. 2. Aus dem Diagramm der Abb. 7 ermittelte Deformationsraten migmatitischer Muskowit-Biotit-Gneise des Gneiskomplexes von Glashütte-Lauenstein (Osterzgebirge). Zum Vergleich sind die von HARA u.a. (1976) ermittelten Werte angegeben

Hirose-Atetsu (Japan)	$9,3 \times 10^{-14}/s$ bis $7,5 \times 10^{-15}/s$	
Besshi (Japan)	$3,3 \times 10^{-12}/s$ bis $3,3 \times 10^{-14}/s$	
Val Verzasca (Alpen)	$7,8 \times 10^{-11}/s$ bis $3,6 \times 10^{-14}/s$	
Gneiskompl. Glashütte-Lauenstein		
Kleinster Öffnungswinkel	$2,8 \times 10^{-12}/s$	} Mittelwerte
Öffnungswinkel-Mittelwert	$2,0 \times 10^{-15}/s$	

Die aus dem Erzgebirge und dem sächsischen Granulitgebirge bereits bekannte Abhängigkeit der Öffnungswinkelgrößen von der stockwerkstektonischen Position konnte von HARA u.a. (1976) durch exakte, auf Bestimmung der Kristallisationstemperaturen und Abschätzung des Deformations- und Manteldruckes der Verformung sowie unter Berücksichtigung der Ergebnisse von AVE'LALLEMENT & CARTER (1971), HEARD & CARTER (1968), GREEN, GRIGGS & CHRISTIE (1970) sowie TULLIS, CHRISTIE & GRIGGS (1973) beruhende Angaben bestätigt werden. Neben einem Nachweis der T-Abhängigkeit des Öffnungswinkels der Kreuzgürtel können unter Verwendung eines auf Angaben von AVE'LALLEMENT & CARTER (1971) basierenden Diagramms aus dem Öffnungswinkel der Pseudozweigürtel die zur Zeit der Deformation herrschenden Deformationsraten bestimmt werden (vgl. HARA u.a. 1976, Fig. 6 b).

Genauere Temperaturangaben zur Metamorphose des Erzgebirgskristallins und des sächsischen Granulitgebirges liegen noch nicht vor. Für die Fixierung der Kreuzgürtel-Öffnungswinkel in dem von HARA u.a. (1967) gegebenen Diagramm wurden die aus einer ersten Fazieseinstufung der osterzgebirgischen Metamorphite ableitbaren "In-etwa-Temperaturen" (HOFMANN 1974) und Angaben zur Metamorphose der sächsischen Granulite (mündl. Mitteilung von Dr. G. MATHE) für die Eintragung der Öffnungswinkel verwendet (Abb. 6). Die Ergebnisse zeigen, daß die von HARA u.a. ermittelte Tendenz auch im Bereich der höheren Almandin-Amphibolit-Fazies anhält.

Die Abweichungen der in das Diagramm übertragenen Winkel (Abb. 6) von einer idealen Mittellinie lassen, abgesehen von den Unsicherheiten der Temperaturbestimmung und den aus unterschiedlichen Diagrammzahlen gebildeten Mittelwerten, erkennen, daß neben der Temperaturabhängigkeit offensichtlich weitere Faktoren für die Größe des Öffnungswinkels bestimmend sind. Dazu gehören neben Einflüssen, die von Gefügegenossen und unterschiedlich "nassen" Bedingungen ausgehen, zweifellos auch die durch die geologische Position der Pseudozweigürtel im Erzgebirge und im Granulitgebirge dokumentierte Größe des (tektonischen) Druckes und die Deformationsgeschwindigkeit.

Die Verwendung eines von HARA u.a. (1976, Fig. 6, 7) aus experimentellen Daten von TULLIS, CHRISTIE & GRIGGS (1973) aufgestellten Diagramms zur Bestimmung der Deformationsrate aus den Öffnungswinkeln der Pseudozweigürtel und der Kristallisationstemperatur ist nur bedingt möglich. Die Öffnungswinkel der Pseudozweigürtel liegen zwischen 150 und 90° in den tieferen Teilen beider Komplexe und zwischen 120 und 60° in den höheren Teilen des Osterzgebirges (Gneiskomplex von Glashütte-Lauenstein) (BEHR 1964; HOFMANN 1974, 1975). Mit Ausnahme der letztgenannten Gruppe liegen die Winkel wesentlich über denen der experimentell erzeugten Pseudozweigürtel und somit außerhalb des im Diagramm erfaßten Bereiches ($T = 600 - 1100 \text{ }^{\circ}\text{C}$, $p = 6 - 10 \text{ kbar}$, Def.-Rate 10^{-5} bis $10^{-7}/\text{s}$, Öffnungswinkel 40 - 90°). Lediglich die Pseudozweigürtel mit Öffnungswinkeln zwischen 40 und 90° sind im Diagramm darstellbar (Abb. 7). Die Deformationsraten für diese Regelungsbilder liegen im Bereich der von HARA u.a. (1976) ermittelten Werte, sind jedoch niedriger als diese (Tab. 2).

Die großen Öffnungswinkel der Pseudozweigürtel aus den tiefsten Teilen des (Ost-) Erzgebirges und des Granulitgebirges können auf Grund des relativ engen durch die Experimente erfaßten p-t-Bereiches nicht eindeutig erklärt werden. Sie können einerseits unter moneren p-t-Bedingungen und niedrigeren Deformationsraten entstanden sein als die bisher im Experiment erreichten. Andererseits können kleinere Öffnungswinkel durch nachträgliche Temperung beträchtlich aufgeweitet worden sein (GRIGGS, GREEN & CHRISTIE 1970, S. 309 ff., Fig. 16e). Beide Möglichkeiten können in tiefen Grundgebirgsstockwerken, die weniger durch Einengung als durch Pressung senkrecht (ab), flachwellige Großtektonik ("Kuppelbau") und langzeitlich bestehende Temperaturfelder gekennzeichnet sind, realisiert sein.

Die aus den Pseudozweigürteln des Gneiskomplexes von Glashütte-Lauenstein (Pseudozweigürtel mit dem kleinsten Öffnungswinkel und Mittelwert aus sämtlichen Zweigürteln) bestimmten Deformationsraten (Tab. 2) entsprechen in ihren Größenordnungen den von HARA u.a. (1976) ermittelten Werten.

Literatur

- AVE' LALLEMENT, H.; CARTER, N.L.: Pressure dependence of quartz deformation lamellae orientations.
Amer. J. Sci., New Haven 270 (1971), S. 218-235
- BAETA, R.D.; ASHBEE, K.H.G.: Slip systems in quartz (I).
Amer. Mineral., Washington 54 (1969), S. 1551-1573
- BALAKIREV, V.G.: Ob orientirovannom raskalyvanii kvarca.
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva (1975) 12, S. 75-84
- BALDERMANN, M.A.: The effect of strain rate and temperature on the yield point of hydrolytically weakened synthetic quartz.
J. geophys. Res., Richmond 79 (1974), S. 1647-1652
- BEHR, H.-J.: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges.
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 119 (1961), S. 1-118
- BEHR, H.-J.: Die Korngefügefazies der Zweigürteltektonik im kristallinen Grundgebirge Sachsens.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen u. Montangeol. 1 (1964), 46 S.
- BEHR, H.-J.: Zur Methodik tektonischer Forschung im kristallinen Grundgebirge.
Ber. geol. Ges. DDR, Berlin 10 (1965), S. 163-179
- BEHR, H.-J.: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges (I).
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 215 (1967), S. 9-59
- BEHR, H.-J.: Zur tektonischen Analyse magmatischer Körper unter besonderer Berücksichtigung des Quarzkorngefüges (II).
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 219 (1968), S. 33-98
- BEHR, H.-J.: Gesetzmäßigkeiten des Gefügebaues von tieferen Stockwerken (ein Bericht mit Beispielen aus dem Grundgebirge der DDR).
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 16 (1971) 3, S. 403-412
- BRACE, W.F.: Orientation of anisotropic minerals in a stressfield.
Mem. geol. Soc. Amer., Washington 79 (1960) 9-20

- DELICIN, I.S.; LEVUSKIN, L.N.; ZVEREV, I.V.: Osnovnye osobennosti razvitija plasticeskoj deformacii gornych porod.
Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva (1973) 5, S. 52
- FAIRBAIRN, H.W.: Structural Petrology of deformed Rocks.
Cambridge, Mass.: Addison Wesley Press 1949
- FRANKE, W.: Quarzregelung bei der Regionalmetamorphose.
Vortrag anläßl. einer Arbeitstagung der Problemkommission IX der Akad. d. Wiss. d. soz. Länder, Arbeitsgruppe "Deformation und Metamorphose von Gesteinen", Berlin 1976
- GREEN, H.W.; GRIGGS, D.T.; CHRISTIE, J.M.: Syntectonic and annealing recrystallisation of fine-grained quartz aggregates. In: P. PAULITSCH (ed.), Experimental and natural Rock Deformation, S. 272-335.
Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1970
- GRIGGS, D.T.; BELL, J.F.: Experiments, bearing on the orientation of quartz in deformed rocks.
Geol. Soc. Amer. Bull., Washington 49 (1938), S. 1723-1746
- GRIGGS, D.T.: A model of hydrolytic weakening in quartz.
J. geophys. Res., Washington 79 (1974), S. 1655-1661
- HARA, I.; u.a.: An estimation method of velocity of orogenic movement.
N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh., Stuttgart 151 (1976) 1, S. 58-72
- HARA, I.; u.a.: A geometric relationship between quartz c-axis fabrics, produced in axial and orthorhombic strain states.
N. Jb. Mineral., Abh., Stuttgart 127 (1976) 1, S. 84-96
- HALLER, J.: Probleme der Tiefentektonik, Bauformen im Migmatitstockwerk der ostgrönländischen Kaledoniden.
Geol. Rdsch., Stuttgart 45 (1956) 2, S. 159-167
- HEARD, H.C.; CARTER, N.L.: Experimentally induced "natural" intragranular flow in quartz and quartzite.
Amer. J. Sci., New Haven 266 (1968), S. 1-42
- HIETANEN, A.: Petrology of finnish quartzites.
Bull. geol. Comm. Finlande, Helsinki Nr. 122 (1938)
- HOFMANN, J.: Zur Petrotektonik des Graugneiskomplexes von Freiberg.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 191 (1965) 152 S.
- HOFMANN, J.: Das Quarzteilgefüge von Metamorphiten und Antexiten.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 297 (1974) 107 S.
- HOFMANN, J.: Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Ost- erzgebirges.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 292 (1974) 63 S.
- HOFMANN, J.: Betrachtungen zur Typisierung von Regelungsbildern des Quarzteilgefüges (c-Achsen-Orientierung) von Metamorphiten s. str., Migmatiten und Anatexiten des Saxothuringikums (DDR) unter Berücksichtigung rheologischer Aspekte.
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975), S. 333-361
- HOFMANN, J.: Small-circle orientation of quartz in tectonites - tectonic significance and interpretation. In: Recent Researches in Geology, S. 296-310.
Delhi: Hindust. Publ. Corp. 1975
- HOFMANN, J.; KORČEMAGIN, V.: c-Achsen-Orientierung von Quarz in kataklastisch deformierten Sandsteinen und in Quarzharnischen der Lagerstätte Nikitovka/Donetsk-Becken (UdSSR).
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 6, S. 693-711
- JAMIESON, J.C.: Possible occurrence of exceedingly high pressures in geological processes.
Geol. Soc. Amer. Bull., Washington 74 (1963), S. 1067-1070

- JONES, M.E.: Water weakening of quartz, and its application to natural rock deformation.
J. geol. Soc., London 131 (1975) 4, S. 429-432
- KAMB, W.B.: Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress.
J. Geol., Chicago 67 (1959) S. 153-170
- KOJIMA, G.; HIDE, E.: Kinematic interpretation of the quartz fabric of triclinic tectonites from Hershii, Central Shikoku, Japan.
J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C (1958) 3, S. 195-225
- KOJIMA, G.; SUZUKI, T.: Rock structure and quartz fabric in a thrusting shear zone.
J. Sci. Hiroshima Univ., Ser. C (1958) 3, S. 173
- MACDONALD, G.F.J.: Orientation of anisotropic minerals in a stress field.
Mem. geol. Soc. Amer., Washington 79 (1960), S. 1-8
- SANDER, B.: Gefügekunde der Gesteine.
Wien: Springer-Verlag 1931
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper II.
Wien: Springer-Verlag 1950
- SCHMIDT, W.: Untersuchungen über die Regelung des Quarzgefüges kristalliner Schiefer.
Fortschr. Mineral., Kristallogr. u. Petrogr., Stuttgart 11 (1927)
- TROMMSDORFF, V.; WENK, E.: Diskussion eines Zwillingsgefüges durch Achsenverteilungsanalyse an Quarz eines Tessiner Gneises.
Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt., Zürich 43 (1963) 2, S. 687-698
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T.: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzite.
Geol. Soc. Amer. Bull., Washington 84 (1973), S. 297-314
- WATANABE, J.: Quartz fabrics in alteration zones surrounding the Hitachi copper deposits, Abukuma Plateau, Japan.
J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. IV, 16 (1975) 2-3, S. 145-192
- WATZNAUER, A.; BEHR, H.-J.: Quarzregelung in magmatischen Gesteinen.
Tschermarks mineral.-petrogr. Mitt., Wien 11 (1966), S. 288-303

Sektionsveröffentlichung Nr. 636

Der Einfluß tektonischer Bewegungen auf die metamorphe Kristallisation
- Beispiele aus dem kristallinen Grundgebirge Sachsens -

von

GERHARD MATHE¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Gleichgewichtseinstellung der den jeweiligen Zustandsbedingungen entsprechenden Mineralparagenesen geht in Silikatsystemen sehr langsam vonstatten. Es wird ein Modell vorgestellt, demzufolge die in regionalmetamorphen Gebieten auftretenden Mineralparagenesen im Normalfalle nicht die maximal erreichten Temperaturwerte dieses Gebietes widerspiegeln. Nur dort, wo durch tektonische Bewegungen und damit verbundene Energiezufuhr die Reaktionszeiten verkürzt wurden, treten - streng gebunden an diese Bewegungshorizonte - abweichende progressive oder retrograde Mineralvergesellschaftungen auf, die auf die regional verbreiteten Zustandsbedingungen hinweisen.

An Beispielen aus bekannten und mittels Faziesanalyse vermuteten Bewegungszonen im sächsischen Erzgebirge und im Granulitmassiv werden Zusammenhänge zwischen tektonischen Bewegungen und Reaktionsgeschwindigkeiten bei metamorpher Rekristallisation demonstriert.

S u m m a r y

The growth of stable mineral assemblages which correspond to definite P-T conditions takes place very slowly in silicate systems. A model is proposed here showing that mineral assemblages of regionally metamorphosed terrains do not reflect the maximum temperatures. Only where the times of reaction were shortened by tectonic movements and related supply of additional energy, deviating prograde or retrograde mineral assemblages occur along the tectonic zones, indicating the true P-T conditions.

The connections between fault movements and reaction velocity in the course of metamorphic crystallization are demonstrated by examples of known and supposed tectonic zones in the Saxon Erzgebirge and the Granulite Complex.

¹⁾ Bergakademie Freiberg, Sektion Geowissenschaften, Freiberg

R é s u m é

L'établissement de l'équilibre des paragenèses minérales correspondant aux conditions d'état données évolue, dans les systèmes siliceux, très lentement. On présente un modèle suivant lequel les paragenèses minérales se présentant dans les terrains à métamorphose régionale ne reflètent normalement pas les températures maximale atteintes dans ces régions. Ce n'est que dans le cas où les mouvements tectoniques et l'alimentation en énergie associée ont réduit les durées de réaction que se présentent, en étroite liaison à ces horizons en mouvement, des associations minérales progressives ou rétrogrades divergentes signalant l'existence des conditions d'état à propagation régionale.

Au moyen d'exemples extraits de zones en mouvement connues et supposées sur la base d'analyses de faciès dans la Montagne Métallifère et dans le Massif Granulitique de Saxe, on montre les relations existant entre les mouvements tectoniques et les vitesses de réaction lors d'une recristallisation métamorphique.

Р е з ю м е

Равновесие минеральных парагенезисов, отвечающих соответствующим условиям состояния, устанавливается в силикатной системе очень медленно. Представляется модель, согласно которой минеральные парагенезисы, возникающие в регионально метаморфических районах, нормальным образом не отражают в себе максимальные значения температуры, достигнутые в данном районе. Только там, где в результате тектонических движений и связанного с ними подвода энергии получались сокращения продолжительности реакции, возникают - в строгой связи с горизонтами этих движений - отклоняющиеся прогрессивные или ретроградные минеральные сообщества, указывающие на регионально распространенные условия состояния.

На примерах известных и на основании фациального анализа предполагаемых зон движения в саксонских Рудных и Гранулитовых горах демонстрируются взаимосвязи между тектоническими движениями и скоростями реакции при метаморфической рекристаллизации.

1. Phasenumwandlungen bei metamorphen Reaktionen

Das Konzept der metamorphen Fazies (ESKOLA 1920) geht aus von den erkennbaren Mineralassoziationen im Gesteinsverband. Die mineralogisch-chemische Analyse soll eine Rekonstruktion der Bildungsbedingungen des entsprechenden metamorphen Gesteins ermöglichen.

Als physikochemische Grundlage petrologischer Betrachtungen muß die Behauptung gelten, daß einem definierten Zustand (in der Petrologie durch die Parameter p , t und x , d.h. Druck, Temperatur und chemische Zusammensetzung, charakterisiert) nur eine ganz bestimmte stabile Phasengemeinschaft - die Mineralparagenese - entsprechen kann. Ver-

änderungen der Zustandsbedingungen führen notwendigerweise zur Veränderung der mineralogischen Phasengemeinschaft; durch Umkristallisation stellt sich im Gestein eine neue Paragenese ein.

Die Geschwindigkeit einer solchen durch Zustandsänderung hervorgerufenen Reaktion ist in jedem chemischen System unterschiedlich. Geländebeobachtungen und experimentelle Untersuchungen zeigten, daß die Reaktionsgeschwindigkeiten mehrphasiger silikatischer Systeme im allgemeinen sehr klein sind. Umkristallisationen in natürlichen Gesteinsverbänden gehen in geologischen Zeiträumen vonstatten. Das ist der Grund, warum wir Mineralparagenesen, die bei Temperaturen bis zu 1000 °C und Drücken bis zu 20 kbar entstanden, heute auch an der Erdoberfläche bei Normaltemperatur und Normaldruck beobachten können. Die Mineralvergesellschaftungen eines Basaltes oder Granites an der Erdoberfläche stellen keine stabilen Paragenesen dar, sondern sind metastabil. Die im heutigen Aufschlußmilieu stabilen Phasen wären nicht Plagioklase, Pyroxene, Kalifeldspäte oder Biotite, sondern Illite, Montmorillonite, Kaolinite, Fe-Hydroxide usw. Allein die geringe Reaktionsgeschwindigkeit solcher Silikatsysteme verhindert einen sofortigen Zerfall und führt erst nach relativ langen Zeiträumen und der Zuführung zusätzlicher Aktivierungsenergie zu den stabilen Produkten des Ackerbodens.

Bei der progressiven Regionalmetamorphose von Gesteinen bestimmter chemischer Zusammensetzung (also vorgegebenem Parameter x) ist es vor allem die Temperaturveränderung, die eine Umkristallisation zu neuen Phasengemeinschaften mit höherer Entropie bewirkt. Die Reaktionsgeschwindigkeit wird dabei abhängig sein von der absoluten Temperatur, aber auch von der relativen Größe der Überschreitung der Gleichgewichtstemperatur.

Wenn die erhöhten Temperaturwerte lange genug anhalten, wird die Umwandlung der primären Phasengemeinschaft in eine im Gleichgewicht befindliche sekundäre Hochtemperatur-Phasengemeinschaft vollständig vonstatten gehen. Ist die Zeit zu kurz, so bleibt die Reaktion auf halbem Wege stecken, und es entstehen Ungleichgewichts-Paragenesen, die Relikte früherer Zustände aufweisen. Der Grad der Überschreitung der Gleichgewichtstemperaturen ist bei den metamorphen Mineralparagenesen nicht erkennbar. Wir wissen auf Grund empirischer Daten, daß eine solche Überschreitung zur Initiierung einer Reaktion - vor allem bei den trägen Silikatsystemen - notwendig ist. Da aber nicht alle Einflußgrößen auf die Reaktionsabläufe bekannt sind, kann jeweils nur die Gleichgewichtstemperatur der höchsttemperierten Paragenese als "Maximaltemperatur" der Metamorphose registriert werden.

In einer stark vereinfachten Darstellung sollen die Reaktionsabläufe bei einer Regionalmetamorphose veranschaulicht werden (Abb. 1). Die Abszisse stellt die Zeitachse des geologischen Geschehens dar, in dessen Verlauf die Temperaturen in einem definierten Bereich der Erdkruste durch zeitweilig erhöhte Wärmezufuhr aus tieferen (Mantel-) Bereichen langsam ansteigen. Die Temperatur ist als abhängige Variable der (geologischen) Zeit dargestellt. Die Kurve wird keinen symmetrischen Verlauf haben, da die Temperaturen durch Abwanderung von Volatilen und endotherme Reaktionen wahrscheinlich schneller abfallen als ansteigen.

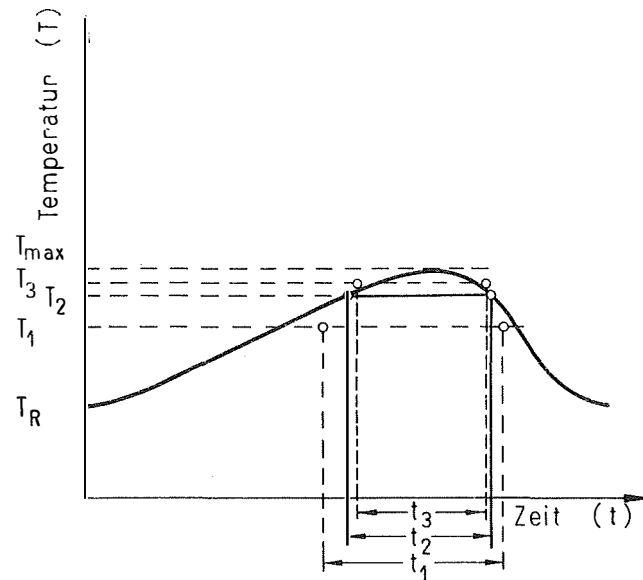


Abb. 1. Modellvorstellung eines Metamorphoseablaufes im Zeit-Temperatur-Diagramm

Den Metamorphosetemperaturen T_1 bis T_3 entsprechen die Zeiten t_1 bis t_3 zur Erreichung des Phasengleichgewichtes

T_R sei die Temperatur, bei der metamorphe Reaktionen im Gesteinsmaterial einsetzen. Ihre Größe wird heute allgemein mit etwa 200 °C veranschlagt. Die Reaktionszeiten für metamorphe Umkristallisationen verringern sich mit steigender Temperatur. Den Temperaturen T_1 bis T_3 entsprechen die jeweiligen minimalen Reaktionszeiten t_1 bis t_3 zur Ausbildung der jeweils höher temperierten Mineralparagenese.

Wie aus dem Diagramm ersichtlich, reicht für die Temperatur T_2 die Dauer der Zustandsbedingungen gerade noch aus, um die erforderliche Zeit t_2 für die Einstellung einer stabilen Phasengemeinschaft zu erfüllen. Bei T_3 wäre die Reaktionsdauer trotz der Beziehung $t_3 < t_2 < t_1$ zu groß, um innerhalb der zur Verfügung stehenden Zeit noch eine vollständige Umwandlung der früheren Paragenesen hervorzurufen. - Die Höhe der maximal erreichten Temperatur regionalmetamorpher Gebiete (T_{max}) wäre im Falle des dargestellten Kurvenverlaufes anhand der vorliegenden Mineralparagenesen überhaupt nicht ablesbar.

Daß die Temperaturen in regionalmetamorphen Komplexen aber höher liegen können, als die "Normalparagenesen" anzeigen, geht aus lokalen Faziesanomalien hervor, wie sie unten in den Beispielen angeführt werden. Überall dort nämlich, wo durch lokale Einflüsse die Reaktionszeiten herabgesetzt werden, können in eben diesen lokalen Bereichen jene Mineralparagenesen entstehen, die den regionalen Temperaturwerten wenigstens annähernd entsprechen.

Zusätzliche Energie, durch tektonische Bewegung und damit verbundene Erhöhung der Diffusionsgeschwindigkeit, der Oberflächenaktivierung, der Vergrößerung von Kontaktflächen usw. zugeführt, kann eine Fazieseinstellung beschleunigen und die Zeit t_3 für die Temperatur T_3 so verringern, daß im Bereich von Bewegungszonen die T_3 entsprechenden Mineralparagenesen zur Ausbildung kommen. Von WATZNAUER (1964a) wurde diese Reaktionsbeschleunigung bei steigenden Temperaturen durch die Wirkung gefüge-"zerstörender" Bewegungen als Anaphthorese (im Gegensatz zur Diaphthorese - der Reaktionsbeschleunigung durch gefügezerstörende Bewegungen bei absinkenden Temperaturen, s. BECKE 1909) bezeichnet.

Bei theoretischen Betrachtungen metamorpher Prozesse wurde vielfach das Problem der Metastabilität von Hochtemperatur-Paragenesen bei absinkenden Temperaturen herausgestellt. In den meisten Fällen bleiben beim Nachlassen der metamorphen Bedingungen, insbesondere der Temperatur, die höher temperierten Mineralassoziationen erhalten, obwohl nach TURNER & VERHOOGEN (1960) "die Abkühlung nicht viel schneller vonstatten gehen kann als die Aufheizung". Im hier angenommenen Modell wird zwar eine beschleunigte Abkühlung vorausgesetzt, eine Rückwandlung der in T_2 entstandenen Phasen z.B. würde aber laut Diagramm das Verharren der Temperatur auf dem Niveau T_1 für die Zeit t_1 erfordern. Da die Thermodynamik für Reaktionen mit Entropie-Abnahme (wie sie die Abkühlung darstellt) im Regelfalle geringere Geschwindigkeiten ausweist, durch die Umkristallisation im progressiven Stadium darüber hinaus die Diffusionswege "verstopft" wurden und das notwendige Wasser vielfach nicht mehr zur Verfügung steht, ist eine retrograde Metamorphose selbst im Falle langzeitiger Temperung nur von geringer Wahrscheinlichkeit.

In den Naturbeobachtungen ist die rückläufige Metamorphose oder Diaphthorese, wie der von BECKE (1909) aufgestellte griechische Terminus aussagt, meist auch an durchbewegte ("zerstörte") Gesteinspakete gebunden. Durch die dynamische Beanspruchung werden die Mineralkörner kataklasiert und in ihrer Oberflächenenergie vergrößert. Es werden Migrationswege für Volatilen geschaffen, die Diffusionsgeschwindigkeit und die Keimbildung gefördert und die Reaktionszeiten insgesamt wesentlich verkürzt. In noch stärkerem Maße als bei progressiv metamorphen Prozessen spielen tektonische Bewegungen für die Ausbildung lokaler Faziesveränderungen bei retrograd metamorphen Prozessen eine Rolle.

In Kristallgebieten können die Analyse von Mineralparagenesen und die Kartierung von Faziesbereichen wertvolle Auskünfte über Bewegungsabläufe geben. Wenn das thermische Regime in tieferen Krustenbereichen bei den langen Zeiträumen über große Bereiche (zumindest im Größenordnungsbereich von mehreren Zehnern von Kilometern) als homogen angesehen werden kann, müssen lokale Variationen in der faziellen Ausbildung, soweit sie nicht durch abweichenden Chemismus auf Stoffverschiebung (Metasomatose) oder durch abweichende Mineraldichten auf lokale Druckspitzen hinweisen, als Kriterien für Bewegungszonen angesehen werden. In diesen Krustenbereichen, in denen Dislokationen nicht durch lithologisch sichtbare Schichtverstellungen oder paläontologisch belegbare Diskordanzen nachgewiesen werden können, kommt gefügeanalytischen und mineralfaziellen Untersuchungen als Indikatoren paläodynamischer Prozesse besondere Bedeutung zu.

2. Beispiele lokaler Faziesveränderungen an Bewegungszonen im sächsischen Grundgebirge

Die nachfolgenden Beispiele (s. Abb. 2) sollen der Illustration der oben diskutierten Initiierung und Beschleunigung chemischer Gleichgewichtsreaktionen durch tektonische Bewegungszonen dienen. Sie repräsentieren verschiedene Typen hinsichtlich der regionalen bzw. lokalen Position der Störungsflächen, der betreffenden Gesteinstypen, des Metamorphosegrades und der Metamorphoserichtung. Der Bearbeitungs- bzw. Kenntnisgrad der zu beschreibenden Gesteine ist unterschiedlich. Teilweise liegen moderne Bearbeitungen vor, die die Beziehungen zwischen Mineralfazies und Bewegung deutlich ausweisen, teilweise sind neuere Untersuchungen unter diesem Aspekt in Arbeit. In allen Fällen handelt es sich aber um so offensichtliche Zusammenhänge, daß eine gemeinsame Darstellung bereits gerechtfertigt erscheint.

2.1. Flöha-Synklinale

Die im mittleren Erzgebirge zwischen Olbernhau und Flöha mit NW—SE-Streichen verlaufende Synklinalezone wird durch das Einfallen der parakristallinen Schieferungsflächen als solche markiert. Darüber hinaus deuten zahlreiche Beobachtungen darauf hin, daß nicht nur plastische Deformation, sondern auch rupturale Deformationen verschiedener Altersstellung in dieser Zone eine Rolle spielen.

Für die hier zu behandelnden Beispiele fazieller Sonderentwicklung dürften die frühvaristisch para- bis postkristalline Einmuldung und die damit verbundene Ausbildung von z.T. tiefreichenden Scherflächen verantwortlich zu machen sein. Im Streichen der

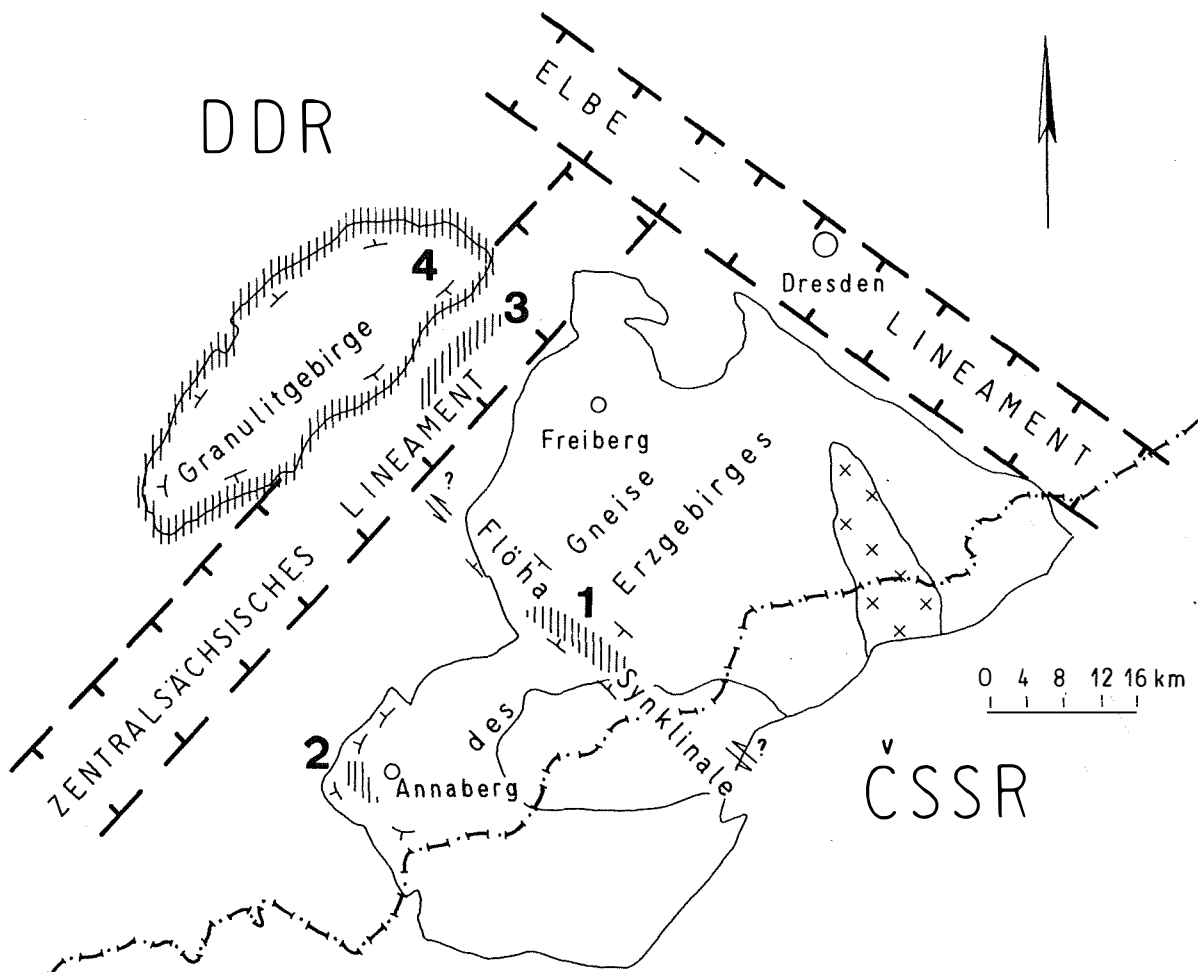


Abb. 2. Schematische Darstellung zur Lokalisierung der Bereiche mit abweichender Petrofazies im kristallinen Grundgebirge Sachsens (schraffiert)

1 - in der Flöha-Synklinale, 2 - am SW-Rand der Annaberger Antiklinale,
 3 - im Zentralsächsischen Lineament, 4 - in der Umrandung des Granulit-
 komplexes

Flöha-Synklinale und nahezu in deren gesamter Längserstreckung an diese gebunden, treten innerhalb der Freiburger bzw. Marienberger Zweiglimmergneise migmatische Gneise auf, die als sog. Flammengneise in der geologischen Literatur des Erzgebirges bekannt sind. Die Quarz-Plagioklas-Metatekte erweisen sich durch (Biotit-)Restit-Säume oft deutlich als in-situ-Schmelzbildungen. Sie liegen meist s-parallel, mitunter in gebogenen, flammenartigen Formen schwach diskordant zum s-Flächengefüge.

Während die Stabilität von Hellglimmern und das Fehlen solcher Metatekte in den entsprechenden lithologischen Horizonten außerhalb der Flöha-Synklinale eine metamorphe Rekrystallisation bis zur Staurolith- bzw. Disthen-Subfazies der Almandin-Amphibolit-Fazies (nach WINKLER 1967) belegen, geht die Metamorphose im Bereich stärkerer Bewegungen bis zur partiellen Anatexis.

Da auch innerhalb der Flöha-Synklinale Bereiche stärkerer Anatexis von metatektfreien Zonen unterschieden werden können, kann eine lokale Temperaturerhöhung nur schwerlich, wohl aber eine durch differentielle Scherbewegungen in horizontaler oder vertikaler Richtung beeinflusste Fazieseinstellung zur Erklärung der Flammengneisbildung herangezogen werden.

Im Sinne der in Kap. 1 dargestellten Beziehungen muß für den gesamten Horizont der Zweiglimmergneise im mittleren Erzgebirge eine Metamorphosetemperatur (von etwa 650 bis 700 °C) veranschlagt werden, die ausreichte, um in H₂O-Gegenwart Quarz-Feldspat-Schmelzen zu bilden. Relative Kurzzeitigkeit dieser Temperaturbedingungen und ungenügende Aktivierungsenergie verhinderten im allgemeinen die Schmelzenbildung. Überall dort aber, wo zusätzliche Bewegungsenergie in das System eingebracht wurde, konnte die Anpassung der Mineralparagenesen an die herrschenden Zustandsbedingungen aktiviert bzw. beschleunigt werden.

Partielle Anatexis von Quarz-Feldspat-Gesteinen kann im Temperaturbereich um 700 °C nur dann stattfinden, wenn Wasser zugegen ist. Die in den glimmerreichen Gneisen enthaltenen Mengen an hydroxylgebundenem Wasser reichten aus, um größere Volumina an Schmelze zu erzeugen. Neben Zweiglimmergneisen und relativ glimmerreichen, plattigen Muskovitgneisen treten im Bereich der Flöha-Synklinale aber auch glimmerarme, körnige Gneise von aplitischer Zusammensetzung auf. Bei ihnen fehlt das zur Schmelzenbildung erforderliche Wasser, und eine Überschreitung amphibolitfaziel-ler Bedingungen, die an den Bewegungsflächen vonstatten gehen kann, führt hier nicht zur Anatexis, sondern zur Ausbildung granulitfaziel-ler (oder zumindest granulitähnlicher) Mineralparagenesen. Die Ausbildung und Genese der Granulite im Bereich der Flöha-Synklinale beschrieben BEHR, FRITSCH & MANSFELD (1965). Sie stellten das Vorkommen faziesechter Granulite als Produkte progressiver varistischer Metamorphose im Erzgebirge der bis dahin in der Literatur verbreiteten generellen Zuordnung granulitischer Gesteine zu präkambrischen Orogenzyklen gegenüber.

Die Bildung der Granulite im Erzgebirge wird von BEHR, FRITSCH & MANSFELD (1965) sowie von WATZNAUER & BEHR (1964) als Ergebnis von Scherflächenbewegungen gedeutet. Solche Scherflächen führten innerhalb des im mittleren Erzgebirge regional verbreiteten amphibolitischen Faziesfeldes zur lokalen Ausbildung von Granulitgneisen und faziesechten Granuliten.

2.2. Annaberger Gneiskomplex

Am SW-Rand der durch umlaufendes Streichen markierten Annaberger Zweiglimmergneis-Antiklinale treten bei Schlettau phyllitische Gesteine als Einschaltungen neben Dichten Gneisen, Muskovitgneisen, Quarziten und Amphiboliten auf. Zwischen den stratigraphisch der Preßnitzer Serie zuzuordnenden Gneisen bzw. den genannten Einschaltungen und den phyllitischen Typen sind deutliche Unterschiede im Metamorphosegrad feststellbar.

Während die Zweiglimmergneise nach WALTHER (1972) der niedrig temperierten Almandin-Amphibolit-Fazies (Staurolith- bzw. Disthen-Subfazies) angehören, deuten die Stabilität von Chlorit, das Zurücktreten von Biotit, der Abbau von Plagioklas usw. bei den phyllitischen Gesteinen auf grünschieferfazielle Bildungen (Chlorit- bzw. Biotit-Subfazies) hin. Die tektonischen Inventare (s-Flächen, b-Lineation) der phyllitischen Gneise und der umgebenden amphibolitfaziellen Gesteine sind identisch, so daß eine Verfrachtung aus höherem tektonischem Niveau nicht diskutiert werden kann. Bei einer Neubearbeitung (MATHÉ 1975, 1976) wurden die phyllitischen Gneise von Schlettau als mylonitisierte Äquivalente von Gneisen der Preßnitzer Serie gedeutet, deren Rekristallisation bei niedrigen Temperaturen auf Scherflächen der Annaberger Kuppel erfolgte. Die Aufbeulung des Annaberger Gneiskomplexes führte insbesondere am SW-Rand zu ausgeprägten Scherbewegungen, die unter grünschieferfaziellen Bedingungen psammitisch-pelitische Wechsellagerungen von Zweiglimmergneisen oder Dichten Gneisen zu quarzitisches-phyllitischen Typen umformten. Der Abbau ehemaliger Zweiglimmergneise ging durch Serizitisierung der Plagioklase, Kataklase der Quarze, Chloritisierung der Biotite bis zu den vorliegenden rein phyllitischen Typen vorstatten. Die sekundäre Ausschleifung erfolgte dabei meist parallel zum vorhandenen s-Flächengefüge.

Die Kuppelbildung der Annaberger Gneise erfolgte synchron mit den abklingenden Temperaturgradienten der Regionalmetamorphose in spätvaristischer²⁾ Zeit. Die Temperaturabsenkung auf etwa 400 °C führte bei den Mineralparagenesen der amphibolitfaziellen Gneise infolge der Reaktionsträgheit nicht zu retrograden Umwandlungen. Lediglich im Bereich der Scherbewegungen wurden diaphthoretische Rekristallisationen möglich, die im Mineralbestand heute noch das abklingende Stadium der metamorphen Entwicklung erkennen lassen.

Bei den phyllitischen Gneisen von Schlettau handelt es sich um fazielle Umformung auf Bewegungszonen, die als solche bisher nicht registriert worden waren. Eine größere Verbreitung flach einfallender Scherfugen an den Flanken der im Erzgebirge verbreiteten Antiklinalstrukturen ist zu vermuten. Detaillierte mineralfazielle Untersuchungen, die lokale Faziesabweichungen erkennen lassen, könnten hier zusammen mit gefügeanalytischen Daten ein wichtiges Kapitel der tektonischen Entwicklung des Erzgebirgskristallins klären helfen.

2) Das "spät" bezieht sich hier auf den varistischen Metamorphoseablauf im tieferen Stockwerk, nicht auf die klassische Zeitgliederung des Varistikums nach tektonischen Phasen im höheren Stockwerk.

2.3. Zentralsächsisches Lineament

Als Zentralsächsisches Lineament wird nach WATZNAUER (1964) und KURZE (1966) die NE--SW streichende Störungszone bezeichnet, die durch die Positionen der sog. Zwischengebirge markiert ist. Sie ist durch fazielle Sonderentwicklungen im Paläozoikum und durch intensive Einengungstektonik gekennzeichnet (KURZE 1966). Im Gebiet zwischen Franckenberg und Nossen bildet sie die Trennfuge zwischen Erzgebirgs- und Granulitgebirgsscholle. Hier, im Bereich des Franckenberg-Hainichener Zwischengebirges, treten Metabasite auf, deren Mineralfazies einige Besonderheiten aufweist. Es handelt sich um verschiedene Typen von Grünschiefern und Amphiboliten, die auf den geologischen Spezialkarten und in der geologischen Literatur über Sachsen als Prasinite oder Epidot-Amphibol-Schiefer bekannt sind.

Die Bezeichnung "Prasinit" kennzeichnet einen Grünschiefertyp, der sowohl Chlorit als auch Epidot und Amphibol neben albitischem Plagioklas enthält. Von WEG (1931) wurden diese Gesteine eingehend bearbeitet. Seitdem sind sie noch nicht wieder Gegenstand petrologischer Untersuchung gewesen. Bereits BECKE (1921) erkannte in den Prasiniten Gesteinstypen, die nicht die aktinolithischen Amphibole anderer Grünschiefer enthielten, sondern zu gemeinen Hornblenden hin tendieren und darüber hinaus reichlicher Alkalimoleküle enthalten. Die blaugrüne Farbe der Hornblenden weist auf Verwandtschaft mit Glaukophan hin. Von ESKOLA (1939) wurde die Zwischenstellung solcher hornblendeführenden Gesteine zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies durch Einführung einer eigenen Epidot-Amphibolit-Fazies berücksichtigt. Von WINKLER (1965) wurden sie wieder der hochtemperierten Grünschieferfazies zugeordnet.

Die bedeutenden Na_2O -Gehalte der Amphibole in einigen Grünschiefern und das Auftreten reiner Glaukophangesteine führten zur Aufstellung einer speziellen Glaukophanschiefer- oder Glaukophanitfazies (blueschist facies des angelsächsischen Schrifttums). Auf Grund moderner experimenteller und feldpetrologischer Untersuchungen wurde der stärkere Einbau von Na_2O und Al^{VI} in Amphibole als Folge erhöhter Drücke gedeutet, und innerhalb der Hochdruckmetamorphose (Versenkungsmetamorphose) wird den Glaukophanschiefern heute ein spezieller Platz zugeordnet.

Bei den Prasiniten von Hainichen handelt es sich um Grünschiefer mit Tendenz zur glaukophanitischen Entwicklung. Durch die höheren Na-Gehalte stehen die Amphibole dem Barroisit nahe, der vielfach als Zwischenglied zwischen gemeiner Hornblende und Glaukophan gilt. Damit muß für die metamorphe Entwicklung der Gesteine in diesem Raum eine besondere Druckbetonung bei relativ niedrigen Temperaturen angenommen werden.

Durch Scherbewegungen im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes wurden die Diabase, Spilite und deren Tuffe, die als Ausgangsgesteine der Prasinite in Frage kommen, in grünschieferfazielle Mineralvergesellschaftungen umgewandelt. Der Metamorphosegrad in den Prasiniten liegt höher als in den (wahrscheinlich) analogen Metadiabasen und -tuffen von Seifersdorf, was auf stärkere mechanische Beanspruchung zurückgeführt werden kann. Die Ausbildung von glaukophanitischen (druckbetonten) Amphibolen stützt die Annahme relativ hoher Drücke bei niedriger thermischer Beanspruchung.

2.4. Granulitgebirge

Die Grenze der granulitischen Gesteine gegen die umgebenden Gneise und Schiefer ist durch eine markante Scherfläche gekennzeichnet, die sich sowohl megaskopisch als auch gefügeanalytisch nachweisen läßt (BEHR 1961). Die Ausbildung dieser Fläche steht mit dem Aufstieg des Granulitkomplexes in Zusammenhang, der evtl. bereits jungpräkambrisch begann und sich vom Ordovizium bis zum Oberkarbon belegen läßt. Die Aufpresung des Granulitkomplexes erfolgte demzufolge in der Zeitspanne, in der die regionalmetamorphe Überprägung des Erzgebirgskristallins anzusetzen ist. Letztere erfolgte in dem Stockwerk, in dem der Granulitkörper Platz nahm, amphibolitfaziell. Eine retrograde Metamorphose erfaßte die granulitischen Gesteine vor allem randlich - dort nämlich, wo durch die intensive Scherflächenbeanspruchung kräftige Deformation der hängenden Partien der Granulitserien stattfand. Durch starke Mylonitisierung, Hydratisierung und Blastese amphibolitfazieller Mineralparagenesen entwickelten sich die Randgranulite zu extrem dünnschiefrigen, biotitführenden Biotit- bzw. Granulitgneisen.

In den tieferen Bereichen des Granulitkörpers traten die dynamischen Prozesse nicht mehr so durchgreifend in Erscheinung. Eine Diaphthorese der Granulite ist hier kaum registrierbar. Nur dort, wo primäre Inhomogenitäten im Deformationsverhalten eine differenzierte Beweglichkeit verursachten, können plötzliche Faziesveränderungen beobachtet werden. Dies ist der Fall bei den lagenweise eingeschalteten Pyroxengranuliten, die als geringmächtige Bänder und Pakete vor allem im hängenden Teil der Granulitfolge reichlich auftreten. Die basischen Lagen wirkten als Gleitbretter zwischen den hellen Granuliten und zeigen vielfach starke Amphibolitisierung, d.h. Angleichung an die bestehenden Faziesverhältnisse (MATHE 1969).

Die reaktionsbeschleunigende Wirkung starker Deformation wird ebenfalls deutlich an den vielfältigen retrograden Umwandlungsprodukten der in die Scherfuge zwischen Granulitkörper und Hüllgneise intrudierten basischen Magmatite. Die zunächst in einer richtungslos mittel- bis grobkörnigen Paragenese von augitischem Klinopyroxen + Plagioklas (An_{50-55}) + Orthopyroxen + Hornblende kristallisierten gabbroiden Gesteine wurden durch Heraushebung des Granulitkörpers und damit verbundene Bewegungsmechanismen an der Grenze zwischen Granulit und Schiefermantel bereits im Spätstadium der Kristallisation und unmittelbar danach tektonisch beansprucht. Reliktisch erhaltene Typen liegen heute als Gabbros mit mehr oder weniger kataklastischem Gefüge vor. Bei stärkerer dynamischer Beanspruchung ist megaskopisch eine deutliche Längung der Plagioklase zu beobachten, die zu gabbroiden Gesteinen mit geregelter Gefüge, den sogenannten Flaser-gabbros, führt. In diesem Deformationsstadium beginnt bereits eine stärkere Uralitisierung der Klinopyroxene, Saussuritisierung der Plagioklase und Serpentinisierung der Orthopyroxene. Mit langsam sinkender Temperatur wird der Stabilitätsbereich der Ortho- und Klinopyroxene unterschritten. Bei intensiver tektonischer Beanspruchung (Mylonitisierung, Boudinierung) kommt es zum völligen Abbau dieser Minerale überall dort, wo eine Durchbewegung stattfindet. Es entstehen Hornblende-Plagioklas-Paragenesen entlang den Bewegungsbahnen, die z.T. als mehrere Meter mächtige Amphibolitpakete den Flaser-gabbros zwischengeschaltet sind.

Bei andauernder Durchbewegung im Temperaturbereich der Grünschieferfazies werden - ebenfalls nur entlang den Bewegungszonen innerhalb der Metabasite - Chlorit-Epidot-Aktinolith-Albit-Paragenesen gebildet.

Literatur

- BANKWITZ, P.; u.a.: Exkursionsführer "Vergleich des Deformationsstils verschiedener Grundgebirgseinheiten im Südostteil der DDR".
Unveröff. Materialien der AG 4.3 der Problemkommission IX d. multilat. Zusammenarb. d. Akad. soz. Länder, Berlin 1976, 109 S.
- BECKE, F.: Über Diaphthorite.
Tschermarks mineral.-petrogr. Mitt., Wien 28 (1909), S. 369-396
- BECKE, F.: Zur Fazies-Klassifikation der metamorphen Gesteine.
Tschermarks mineral.-petrogr. Mitt., Wien 35 (1921), S. 215-230
- BEHR, H.-J.: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges.
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 119 (1961), S. 5-118
- BEHR, H.-J.; FRITSCH, E.; MANSFELD, L.: Die Granulite von Zöblitz im Erzgebirge als Beispiel für Granulitbildung in tiefreichenden Scherhorizonten.
Krystalinikum, Praha 3 (1965), S. 7-29
- ESKOLA, P.: The mineral facies of rocks.
Norsk geol. Tidsskr., Oslo 6 (1920), S. 143-194
- ESKOLA, P.: Die metamorphen Gesteine. In: BARTH, CORRENS, ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine, S. 263-407.
Göttingen: Springer-Verlag 1939
- KURZE, M.: Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nordostteil des Zentralsächsischen Lineaments.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 201 (1966), S. 1-89
- MATHE, G.: Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 251 (1969)
- MATHE, G.: Die phyllitischen Gneise von Schlettau (Erzgebirge).
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 1, S. 53-70
- MATHE, G.: Phyllonitization versus feldspathization in the Erzgebirge Mountains (Saxony).
Krystalinikum, Praha 12 (1976)
- TURNER, F.J.; VERHOOGEN, J.: Igneous and metamorphic petrology.
New York etc.: McGraw Hill, 2. Aufl. 1960
- WALTHER, K.: Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise.
Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 269 (1972)
- WATZNAUER, A.: Tektonische Bewegungsflächen als Zonen von Diaphthorose und Anaphthorose.
Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw., Berlin 2 (1964), S. 393-396 (1964a)
- WATZNAUER, A.: Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Varistikums.
Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1964), S. 853-860 (1964b)
- WATZNAUER, A.; BEHR, H.-J.: Zeitlich intermittierende granulitische Faziesfelder im kristallinen Grundgebirge Mitteleuropas.
XXI Internat. geol. Congr., New Delhi 1964, Proc. Sect. 10, S. 471-481
- WEG, O.: Die zwischengebirgische Prasinitischolle bei Hainichen - Berbersdorf.
Abh. sächs. geol. L.-A., Leipzig 11 (1931)

WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine.
Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1. Aufl. 1965, 2. Aufl. 1967

... Facii metamorfizma.
Moskva: Nedra 1970

Sektionsveröffentlichung Nr. 581

Bemerkungen zu Isotopenvariationen des Kohlenstoffs in
hochinkohlten Substanzen und Graphiten vordevonischer
Sedimente und Metamorphite

von

THOMAS KAEMMEL¹⁾, INGEBORG MAASS²⁾ und ULRICH WAND²⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die aus vordevonischen Sedimenten (tonig-kieselig und mergelig-karbonatisch) entstandenen Metamorphite in Mittel- und Nordeuropa, welche organische Substanz führen, sind hinsichtlich der Isotopenzusammensetzung des C-org. meist schwerer als die Ausgangssedimente und zeigen eine breitere Variation der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Die früher aus Untersuchungen, vor allem dieser Gebiete, abgeleitete Annahme, daß

- die regionale Metamorphose keinen bzw. keinen größeren Einfluß auf die Isotopenvariation des C-org. hat, und
- die Isotopenvariation generell die Verhältnisse im vormetamorphen Sedimentstadium widerspiegeln,

hat sich für diesen Raum als unbegründet erwiesen.

S u m m a r y

The metamorphic rocks in Central and North Europe, which developed from pre-Devonian sediments (clayey-siliceous and marlaceous-carbonatic) and contain organic substance, in most cases are heavier with respect to their isotopic composition of the C-org. than the original sediments and show a broader variation of the $\delta^{13}\text{C}$ -values.

The assumption previously derived from investigations especially of these regions, which states that

- the regional metamorphosis has, if any, no marked effect on the isotopic variation of the C-org., and
- the isotopic variation generally reflects the conditions in the pre-metamorphic sedimentary stage,

has proven unfounded for this area.

1) Zentrales Geologisches Institut, Berlin

2) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung, Leipzig

R é s u m é

Les roches métamorphiques (argileux-siliceux et marneux-carbonaté) d'Europe centrale et d'Europe du Nord, provenant de sédiments antégivetiens et renfermant des substances organiques, sont très souvent plus lourdes que les sédiments de départ, lorsqu'on compare la composition isotopique du C-org., et manifestent une variation plus large des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$.

L'hypothèse dérivée autrefois de certaines études entreprises notamment sur les formations ci-dessus et selon laquelle

- la métamorphose régionale n'a pas ou guère d'influence sur la variation isotopique du C-org. et
 - la variation isotopique reflète généralement la situation du stade prémétamorphique des sédiments
- s'est avérée être sans bien-fondé pour cette formation.

Р е з ю м е

Метаморфиты, расположенные в Центральной и Северной Европе и возникшие из преддевонских отложений /из глинистого сланца и мергелевого карбоната/, содержащие органические вещества, в части состава изотопов $\text{C}_{\text{орг}}$ в большинстве своем тяжелее, чем исходные отложения и отличаются широкой вариацией значений $\delta^{13}\text{C}$.

- Была доказана необоснованность для данной территории сделанного на основе ранних исследований, прежде всего, этих областей предположения о том, что
- региональная метаморфоза не оказывает никакого или никакого веского влияния на изотопную вариацию $\text{C}_{\text{орг}}$, и
 - изотопная вариация всегда отражает условия в предметаморфной стадии отложений.

Untersuchungen über Isotopenvariationen des Kohlenstoffs in der Erdkruste werden seit über 30 Jahren durchgeführt. Dabei zeigte es sich, daß der organische (biogene) Kohlenstoff (C-org.) isotopisch leichter ist als der Kohlenstoff der Karbonate (C-karb.), in denen sich das schwere Nuklid ^{13}C angereichert hat. Bei der Simulierung von Inkohlungsreaktionen an humosen und bituminösen Sedimenten stellten MAASS u.a. (1975) fest, daß die isotopische Zusammensetzung der organischen Substanz abhängig ist von der Art des Ausgangsmaterials zum Zeitpunkt seiner Sedimentation. So sind Humuskohlen gegenüber Sapropelkohlen und diese gegenüber bituminösen Gesteinen an $\delta^{13}\text{C}$ angereichert. In diesem Zusammenhang wurde der Frage nachgegangen, ob und wie weit die isotopische Zusammensetzung als eine Differenzierung der organischen Ausgangssubstanzen z.B. in die Gruppen "humitisch" und "sapropelitisch" in den metamorphen Bereich hinein verfolgt werden kann.

Mit anderen Worten, kann man anhand der isotopischen Zusammensetzung von Graphitoiden und Graphiten noch Rückschlüsse ziehen auf die fazielle und chemische Natur des primär organischen Ausgangsmaterials? Untersuchungen von MAASS, KAEMMEL & WAND (in Vorber.) ergaben, daß eine solche Differenzierung nur in bestimmten Grenzen möglich ist. Auf eine der Besonderheiten, die dabei zu berücksichtigen sind, soll hier näher eingegangen werden. Es handelt sich um die Frage nach der Beeinflussung der isotopischen Zusammensetzung des C-org. durch die Regionalmetamorphose.

DEGENS (1969) nahm an, daß die Metamorphose das Isotopenverhältnis des organischen Kohlenstoffs nicht wesentlich verändert. Auch HOEFS (1973) folgt in seiner Übersichtsarbeit im allgemeinen dieser Anschauung, und EREMENKO & MAKSIMOV (1974) erwähnen bei ihren Darlegungen über die Isotopenvariationen von Erdölen ebenfalls diese These.

Neuere Untersuchungen über die Isotopenvariationen des reduzierten Kohlenstoffs in Metamorphiten (HAHN-WEINHEIMER 1965, 1971; HAHN-WEINHEIMER & MARKL 1968; HAHN-WEINHEIMER u.a. 1968; LOBZOVA u.a. 1971; BAKER & CLAYPOOL 1970; GRINBERG u.a. 1971; SIDORENKO u.a. 1972; KONIKOV 1975; GALIMOV 1968, 1973; SCHWARCZ 1969; KRYLOVA u.a. 1974), zahlreiche Untersuchungen am organischen Kohlenstoff der Sedimente sowie Fortschritte in den theoretischen Vorstellungen und experimentellen Untersuchungen zur Graphitgenese und über die dabei möglichen Isotopen-Fraktionierungsvorgänge (HAHN-WEINHEIMER & MARKL 1968; MAMČUR & ŠABO 1975; GALIMOV u.a. 1973; LANCET & ANDERS 1970) sowie das Studium des Verhaltens der C-Isotope in Metamorphoseprozessen generell (ANDREAE 1974; KOLODNY & GROSS 1974; SHIEH & TAYLOR 1969; BARKER & FRIEDMAN 1969; BOTTINGA 1969; USTINOV 1976) führen heute dazu, der Metamorphose eine größere Rolle für die Veränderungen der C-Isotopenverhältnisse sowohl des C-org. als auch des C-karb. zuzuschreiben.

Sehr deutlich belegen dies die Isotopenverhältnisse des C-org. in Marmoren sowie kontakt- und regionalmetamorphen Skarnen (Abb. 1). Die Abbildung zeigt diese Isotopenvariationen unter Verwendung von Literaturwerten aus Nord- und Mitteleuropa und aus Sibirien. Die Angaben wurden durch eigene Messungen an drei Vorkommen bestätigt und ergänzt (Tab. 1).

HAHN-WEINHEIMER (1971) kommt auf Grund solcher und anderer Daten zu dem Schluß, wie ihn CRAIG (1953) bereits andeutet, daß der Graphit-Kohlenstoff zwei unterschiedlichen Kohlenstoffquellen entstammen kann, entweder dem

- Kohlenstoff der organischen Substanz mit isotopisch leichtem Kohlenstoff oder dem
- Kohlenstoff von Karbonaten bzw. endogenem Kohlenstoff mit jeweils isotopisch schwererem Kohlenstoff; $\delta^{13}\text{C}$ -Mittelwert für juvenilen Kohlenstoff: zwischen -6 ‰ und -7 ‰ (PDB) (siehe WICKMAN 1956; DEGENS 1969; SCHWARCZ 1969; GALIMOV 1968, 1973; HOEFS 1973).

Für die Entstehung des isotopisch schweren Graphits in Karbonat- und anderen Gesteinen führt z.B. HAHN-WEINHEIMER (1971) folgende Vorgänge an:

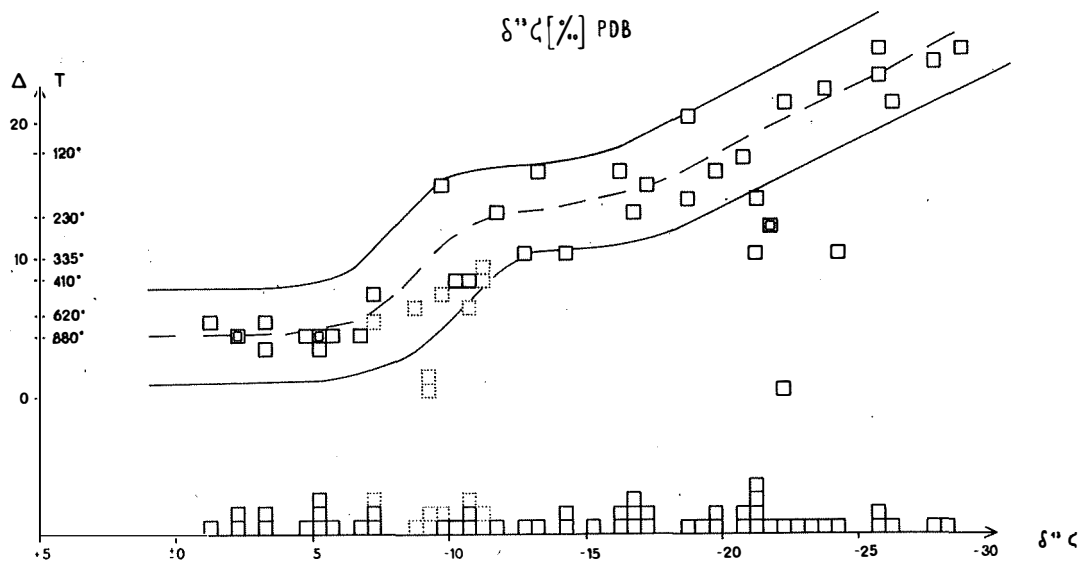


Abb. 1. Variation von $\delta^{13}\text{C}$ [‰] PDB des C-org. in Marmoren und Skarnen (GAVELIN 1957; LANDERGREN 1961; HAHN-WEINHEIMER 1965, 1968, 1971; EICHMANN & SCHIDLowski 1975; KONIKOV 1975; ZfI-eigene Untersuchungen u.a.

□ - Meßwert $\delta^{13}\text{C}$ bzw. Differenz $\delta^{13}\text{C}$ -Org. - $\delta^{13}\text{C}$ -karb.;
 Δ - Differenzen von 2 Meßwertpaaren (nicht von allen C-org.- $\delta^{13}\text{C}$ liegt auch C-karb. $\delta^{13}\text{C}$ vor); □ - Meßwerte $\delta^{13}\text{C}$ bzw. Norberg (LANDERGREN 1961); // - Streubereich der Differenzen; — - ungefährender Mittelwert der Differenzen ohne Berücksichtigung von Norberg (andersartige Metamorphose?), unterhalb des Streubereiches liegen einige Proben aus Norberg und aus Kropfmühl bei Passau, die auf Besonderheiten der Bildung hinweisen; T 700 °C u.ä. - Gleichgewichtstemperaturen nach BOTTINGA (1969)

Tab. 1. ^{13}C [‰] PDB

	C-org.	C-karb.	$\Delta\delta^{13}\text{C}$
Pargas (Parainen), Finnland	-3,29	-0,05	3,24
Černa (Schwarzbach), ČSSR	-22,6	+0,57	3,86
Grenville, USA	-5,2	-0,40	22,2

1. Zerfall von gasförmigen CO nach der BOUDOUARD-Reaktion $2 \text{ CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$ bei gangförmigen Vorkommen, z.B. Barrowdale (Cumberland);
2. Reduktion von Karbonat durch H_2 ;
3. Angleichung der Isotopenverhältnisse des C-org. und C-karb. durch Isotopenaustausch in einer CaCO_3 -Schmelze oder - wie HAHN-WEINHEIMER (1971) betont, schwieriger vorstellbar - im kristallinen Zustand durch Festkörperdiffusion;
4. thermischer Zerfall von Siderit in Magnetit und Graphit.

Auf Grund der erwähnten Hypothesen soll einmal angenommen werden, daß es zu einer isotopischen Angleichung des C-org. und des C-karb. bei der Dekarbonisierung im Zusammenhang mit der Tremolit-, Magnetit- und Diopsidbildung aus unreinen Karbonatgesteinen kommt. Eine Möglichkeit dafür scheint im Eintreten der aus der Technik wohlbekannten BOUDOUARD-Reaktion $\text{C} + \text{CO}_2 = 2 \text{ CO}$ zu liegen (Abb. 2). Diese Reaktion erfordert jedoch einmal das Vorhandensein von C, also Graphit oder Anthrazit, im Gestein und zum anderen eine relativ hohe Aktivierungsenergie (80 - 90 kcal/Mol.) bzw. geeignete Katalysatoren (FOERST 1958).

Zunehmende Metamorphose, verbunden mit ansteigender Temperatur, führt bei der Dekarbonisierung neben der CO_2 -Bildung auch zur CO-Bildung und zur Einstellung eines Gleichgewichtszustandes mit ständiger Reaktion von C, CO_2 und CO. Dies sollte dazu führen, daß das C-org. in einer karbonatischen Umgebung allmählich schwerer wird.

Nach den berechneten Isotopengleichgewichtskonstanten reichert sich im CO besonders das Nuklid ^{12}C an (HAHN-WEINHEIMER & MARKL 1968). Im Rahmen langdauernder Metamorphose bei hoher Temperatur ist aber durch mehrfache Wiederholung des BOUDOUARD-Prozesses eine weitgehende isotopische Angleichung von C-org. und C-karb. zu erwarten, da bei hohen Temperaturen, wie sie z.B. in chemisch resistenten Schollen innerhalb anatektischer Schmelzkörper existieren können, Isotopenfraktionierungen gemäß der Gleichgewichtskonstante sehr klein sein werden, wie BOTTINGA (1969) z.B. für das System C (Graphit) - CO_2 berechnete.

Anders liegen die Dinge bei den Graphiten in karbonatfreien Gesteinen. Derartige Graphitvorkommen waren Hauptgegenstand der klassischen Arbeiten von GAVELIN (1957) und sind auch für die Untersuchung der eingangs erwähnten Fragestellung von MAASS u.a. (in Vorber.) am bedeutsamsten. Zunächst ist festzustellen, daß trotz zahlreicher neuerer Untersuchungen an vordevonischen unmetamorphen oder sehr schwach bis schwach metamorphen, karbonatfreien Sedimenten im europäischen Raum im Gegensatz zum Befund an Metamorphiten keine Sedimente gefunden wurden, deren Isotopenverhältnisse des C-org. Häufigkeitsschwerpunkte positiver als $-26 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$ (PDB)³⁾ sind. Die für die GAVELINSche These "kein Einfluß der regionalen Metamorphose auf $\delta^{13}\text{C}$ " entscheidende Annahme, daß vordevonische nichtmetamorphe Sedimentite häufig C-org. mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten positiver als -26 haben, hat sich also für den nord-, mittel- und osteuropäischen Raum bisher nicht bestätigt.

3) Werte \leq bzw. $\geq 26 \text{ ‰}$ werden im Text als "positiver" bzw. "negativer" bezeichnet.

Abb. 2. Gaszusammensetzung (CO₂ + CO) bei der BOUDOUARD-Reaktion bei 1 bar zwischen 400 und 1000 °C (FOERST 1958)

T, Di, Wo: Temperatur des Beginns der Tremolit- (T), Diopsid- (Di) und Wollastonitbildung (Wo) bei 2000 bar, bei 1000 bar Gasdruck liegen diese Temperaturen um ca. 20° niedriger (WINKLER 1967, S. 24)

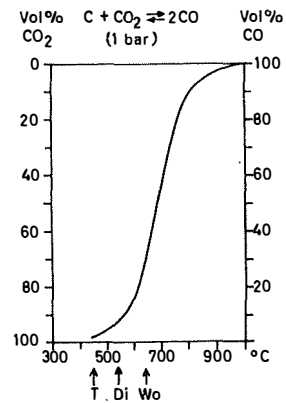
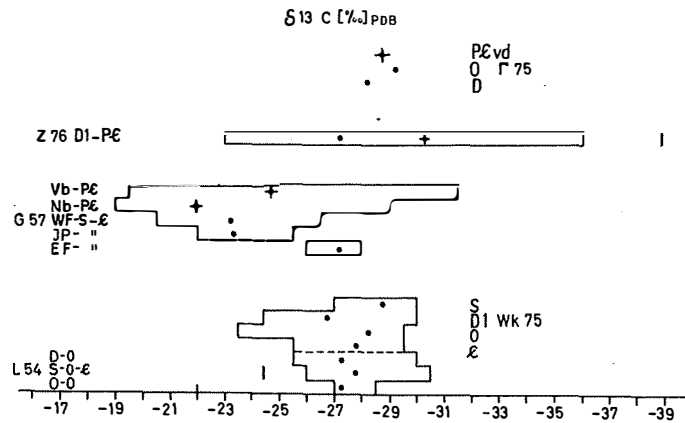


Abb. 3. Variation von $\delta^{13}\text{C}$ [‰] PDB in verschiedenen Probenreihen aus kambrosilurischen und proterozoischen Sedimenten sowie aus metamorphen kambrosilurischen und proterozoischen silikatischen Sedimenten von verschiedenen europäischen Fundpunkten (vorwiegend Nordost- und Mitteleuropa)



Γ = GALIMOV - Proben der Osteuropäischen Tafel, G = GAVELIN - Proben aus Schweden, L = LANDERGREN - Proben aus Schweden und Norwegen, WK = WELTE u.a. - Proben im wesentlichen aus Mitteleuropa, Z = ZfI - (Zentralinstitut für Isotopen und Strahlenforschung) - Proben im allgemeinen aus Mitteleuropa Die Ziffern - z.B. 54 - geben die Jahreszahl der Veröffentlichung (1954) an. - Herkunft der Proben von GAVELIN (1957) und LANDERGREN (1954)

Vb - Vesterbotten, Nb - Norbotten, IP - Inner Part der Eastern facies einschließlich von 3 Proben der Nordland facies (CRAIG 1953) der kambrosilurischen metamorphen Sedimente, EF - Eastern facies der kambrosilurischen metamorphen Sedimente, WF - Western facies der kambrosilurischen metamorphen Sedimente, D - Dictyonemaschiefer, O - verschiedene ordovizische Schiefer aus Norwegen, S - Södra Sandby, Alaunschiefer

Die Abkürzungen für die stratigraphischen Einheiten D, S, O, E, PCvd (Devon, Silur, Ordoviz, Kambrium, Vend) entsprechen im wesentlichen den von FRANKE (in: KAEMMEL u.a. 1971) aufgestellten. Sie sind den Ortsangaben nachgestellt.

+ Mittelwert der Proben des oberen Proterozoikums und älter, • Mittelwert der paläozoischen Probenreihen, bei ZfI nur Werte des Silur und Unterdevon berücksichtigt.

Das bezieht sich insbesondere auf den kambrosilurischen Sedimentkomplex, dessen metamorphe Äquivalente in der kaledonischen Geosynklinale von GAVELIN (1957) und CRAIG (1953) untersucht wurden. Hierbei wird vorausgesetzt, daß die stratigraphische Einordnung der metamorphen Sedimente ins Kambrosilur richtig ist. Die Ergebnisse seien noch einmal zusammengefaßt dargestellt (Abb. 3):

1. Kambrosilurische Sedimente der Eastern facies, unmittelbar am Ostrand der kaledonischen Geosynklinale gelegen, relativ gering metamorph, zeigen im Durchschnitt $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -27 ‰ (7 Proben).
2. Kambrosilurische Sedimente der Western facies in weiter westlich gelegenen Teilen der kaledonischen Geosynklinale (Grünschiefer- und Amphibolitfazies) lassen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um -23 ‰ (16 Proben) erkennen.
3. Kambrosilurische Sedimente der Eastern facies und z.T. wohl der Nordland facies in gegenüber dem Ostrand weiter westlich gelegenen Teilen der kaledonischen Geosynklinale (Grünschiefer- und Amphibolitfazies) weisen ebenfalls einen mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -23 ‰ (5 Proben) auf.

Die Probenahmeorte liegen in einem Streifen von $100 \times 500 \text{ km}$ im Streichen der kaledonischen Geosynklinale.

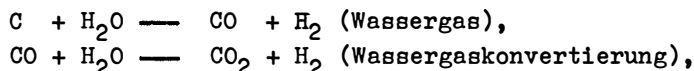
Dem seien die Ergebnisse an nicht- und sehr schwach bis schwach metamorphen kambrosilurischen Sedimenten des südlichen Nordeuropas und von Mitteleuropa gegenübergestellt⁴⁾:

1. Die im wesentlichen nichtmetamorphen kambrosilurischen Sedimente, von denen LANDERGREN (1954) Probenserien untersucht hat, erstrecken sich von Oslo bis Öland in einem Streifen von $550 \times 300 \text{ km}$ etwa senkrecht zum Streichen der kaledonischen Geosynklinale. Diese Proben liegen z.T. unter dem zweiten Inkohlungsprung. Der mittlere $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des C-org. beträgt bei diesen Sedimenten -28 ‰ (91 Proben).
2. Die im wesentlichen aus nicht- bzw. sehr schwach bis schwach metamorphen kambrosilurischen Sedimenten, vor allem aus dem Rheinischen Schiefergebirge und benachbarten Räumen stammenden, von WELTE, KALKREUTH & HOEFS (1975) untersuchten Probenserien, über dem zweiten Inkohlungsprung gelegen, haben einen durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -27 ‰ (60 Proben).
3. Die aus nicht- bzw. sehr schwach bis schwach metamorphen kambrosilurischen Sedimenten zusammengestellte, über dem zweiten Inkohlungsprung gelegene, vom Zentralinstitut für Isotopen- und Strahlenforschung (ZfI) untersuchte Probenserie, hauptsächlich aus den Randgebieten der Böhmisches Masse stammend, hat einen Mittelwert von -27 ‰ (10 Proben).
4. Ordovizische, nichtmetamorphe Tone der Russischen Tafel, deren C-org. von GALIMOV u.a. (1975) untersucht wurde, zeigen einen mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von $-29,7 \text{ ‰}$ (187 Proben). Das heißt, erwartungsgemäß sind die Häufigkeitsschwerpunkte kambrosilurischer Schwarzschiefer und Tone negativer als -25 ‰ , sie belegen also den nicht-humitischen Charakter des C-org.! Eine mathematische Behandlung der Mittelwertdifferenzen steht noch aus. Jedoch zeigt die Graphik, daß die höher metamorphen Teile

4) Zu beobachten ist der Umstand, daß Analysen verglichen werden, die mit einem Zeitunterschied von z.T. 20 und mehr Jahren ausgeführt wurden. Es scheint jedoch kein Anlaß zu bestehen, einen solchen Vergleich nicht durchführen zu können.

der Metasedimente der kaledonischen Geosynklinale in Grünschiefer- und Amphibolitfazies doch ein deutlich anderes Bild zeigen als alle übrigen im europäischen Raum untersuchten nicht- oder sehr schwach bis schwach metamorphen kambrosilurischen Sedimente, nämlich a) positivere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, b) größeren Schwankungsbereich der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Als Vorgänge, die eine solche durchschnittliche ^{13}C -Anreicherung im C-org. und gleichzeitig die Erweiterung der Variationsbreite der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei der Metamorphose bedingen können, kommen z.B. wieder aus der Technik gut bekannte Reaktionen in Frage, nämlich



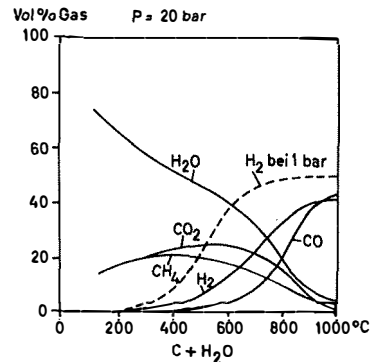
bei denen CH_4 als Nebenprodukt entsteht (Abb. 4). CH_4 ist besonders bei 1 kb wichtig (METZ 1974). Eine hohe Aktivierungsenergie ist auch hier wieder Bedingung (65 - 75 kcal/Mol.; FOERST 1958). Gegebenenfalls muß auch mit der BOUDOUARD-Reaktion gerechnet werden, wenn gasförmiges CO_2 lokal vorhanden ist, oder auch mit der Reaktion $\text{C} + \text{O}_2 = \text{CO}_2$. Über die bei diesen Reaktionen auftretenden Isotopieeffekte ist bisher nur sehr wenig bekannt. Das nicht immer vorhandene Zusammentreffen aller dieser Bedingungen bei der Metamorphose führt dazu, daß dieses isotopische Schwererwerden und die Erzeugung einer breiteren Streuung nicht generell eintreten. Lokale Bedingungen (Kontakt mit Karbonat, Störungszonen u.ä.) können für die Veränderung des $\delta^{13}\text{C}$ entscheidend sein. Auch die Mittelwerte -25 ‰ (bzw. -27 ‰ gewogenes Mittel) Vesterbotten, -22 ‰ Norrbotten, -25 ‰ Mittelschweden (92 Proben, GAVELIN 1957; LANDER-GREN 1957) proterozoischer Metamorphite in Nord- und Mittelschweden ordnen sich z.T. dieser Beobachtung an den kaledonischen Gesteinen ein. Bestimmungen an im engeren Sinne gleichaltrigen, an nichtmetamorphen bzw. schwach metamorphen proterozoischen Gesteinen liegen aber nicht vor. Bekannt sind lediglich die Ergebnisse von GALIMOV u.a. (1975) an Vendtonen der Russischen Tafel: -29 ‰ (ca. 1200 Proben) und 10 Proben aus mitteleuropäischen, im wesentlichen oberproterozoischen Schwarzschiefern mit -30 ‰ sowie an mittelproterozoischen Schungiten, deren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte stark schwanken (SIDORENKO u.a. 1972; MAASS u.a. in Vorber.). Lediglich aus südafrikanischen, wenig bzw. nicht-metamorphen proterozoischen Schieferen sind einige ähnliche Werte bekannt (EICHMANN & SCHIDLowski 1975). Auch BARKER & FRIEDMAN (1969) weisen auf ein Schwererwerden des C-org. (positivere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte) bei der Metamorphose pelitischer Sedimente hin.

Aus den Untersuchungen von GAVELIN (1957) und CRAIG (1953) an kaledonischen Metamorphiten folgt also nicht zwangsläufig, daß die regionale Metamorphose keinen Einfluß auf die Isotopenvariationen des Kohlenstoffs hat. Eine gegenteilige Annahme ist heute zumindest für diesen Raum doch eher berechtigt und wird als Diskussionsthese hier vertreten.

Im Zuge der Regionalmetamorphose kann sich das $\delta^{13}\text{C}$ bei Vorliegen besonderer Bedingungen merklich verändern. In der Regel können bei Vorhandensein besonderer Bedingungen im Laufe der Regionalmetamorphose entstehen:

1. positivere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, insbes. bei C-org. von mehr oder weniger SiO_2 -haltigen Karbonatgesteinen,
2. größere Streuungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte.

Abb. 4. Gaszusammensetzung (H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 , CO) bei der Reaktion $C + H_2O$ bei 20 bar zwischen 200 und 1000 °C (FOERST 1958)



Die Größe der Verlagerung der Häufigkeitsschwerpunkte in den behandelten kaledonischen Metamorphiten beträgt ungefähr $\Delta \sim +5 \delta^{13}C$. Im Profil von BARKER & FRIEDMAN (1969) ergibt sich eine Veränderung des $\delta^{13}C$ bei C-org. $\leq 1 \%$ bis $\sim 0,1 \%$ von $\sim +2$ bis $+3 \delta^{13}C$. Bei den Karbonatgesteinen beträgt die Veränderung bis über $+20 \delta^{13}C$. Falls die BOUDOUARD-Reaktion bei diesem Schwererwerden der Isotopenzusammensetzung des C-org. die ausschlaggebende Rolle spielt, sind zwei Häufigkeitsbereiche des $\delta^{13}C$ des C-org. zu erwarten, nämlich

1. $\delta^{13}C$ negativer (leichter) als etwa $-19 \delta^{13}C$, hier ist die BOUDOUARD-Reaktion im wesentlichen nicht eingetreten.
2. $\delta^{13}C$ positiver (schwerer) als etwa $-9 \delta^{13}C$, hier ist die BOUDOUARD-Reaktion eingetreten und hat bei Temperaturen über $400 \text{ }^\circ\text{C}$ zur Gleichgewichtseinstellung des $\delta^{13}C$ des gesamten C-org. mit dem im Überschuß vorhandenen Karbonat geführt. Unter $400 \text{ }^\circ\text{C}$ wird aus Dolomit (und Calcit) auch bei Anwesenheit von Quarz kein CO_2 freigesetzt (WINKLER 1967). - BOTTINGA (1969) hat für einige Vorkommen bei normalen $\delta^{13}C$ des C-karb. Gleichgewichtstemperaturen über $700 \text{ }^\circ\text{C}$, d.h. der partiellen Anatexis, berechnet. Dies stimmt z.B. für Parainen mit der geologischen Situation (v. BUBNOFF 1952) überein. - $\delta^{13}C$ -Werte zwischen -9 und -19 entsprechen nach den Berechnungen der Gleichgewichtstemperaturen von BOTTINGA (1969) Temperaturen unter $400 \text{ }^\circ\text{C}$. Da bei solchen Temperaturen die Voraussetzungen für eine BOUDOUARD-Reaktion nicht gegeben sind, kann eine Mischung der Werte aus den beiden genannten Häufungsbereichen vorliegen. Das C-org. ist nicht vollständig von der Reaktion erfaßt worden. Die Ergebnisse der $\delta^{13}C$ -Bestimmungen von HAHN-WEINHEIMER (1965) an verschiedenartigen Graphiten aus einzelnen Marmorvorkommen gestatten es, eine solche Annahme zu machen. Eine weitere Möglichkeit ist, daß das Gleichgewicht infolge zu kurzer Einwirkung sich nicht einstellen konnte. Die $\delta^{13}C$ -Variation im C-org. der Graphitlagerstätten von Passau (BRD) und Sawalje (Ukrain. SSR) zeigen jedoch, daß zumindest für diese teilweise mit Marmor verknüpften Graphite ein solch einfaches Modell nicht ausreicht (HAHN-WEINHEIMER 1965; GRINBERG & ŠABO 1970).

Eine gewisse Reserve jedoch gegenüber der Annahme, daß große Streuungen und insbesondere Häufigkeitsschwerpunkte positiver -25 ‰ - $\delta^{13}\text{C}$ metamorph bedingt sind, ergibt sich z.B. aus der Beobachtung, daß unmetamorpher bzw. schwach metamorpher Thucholith ("kohlige" Substanz mit Th und U) sehr große Isotopenvariationen aufweist, und zwar zwischen $-21,7$ und -45 ‰ (HOEFS & SCHIDLOWSKI 1967; EICHMANN & SCHIDLOWSKI 1974). Aber auch bei diesen Proben liegt die Mehrzahl der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Bereich von -28 ‰ bis -34 ‰ , der Häufigkeitsschwerpunkt nahe -30 ‰ . Ähnliches gilt für den Schungit (SIDORENKO u.a. 1972; MAASS u.a. in Vorber.). Die unterschiedliche isotopische Zusammensetzung verschiedener C-Atome innerhalb eines Moleküls (GALIMOV u.a. 1975, 1976), unterschiedliche Photosynthesereaktionen, diagenetische Einflüsse (Redoxvorgänge), chromatische Effekte (EICHMANN & SCHIDLOWSKI 1975) - weniger der bei thermischer Einwirkung auftretende kinetische Isotopieeffekt (SILVERMAN 1964) und sekundäre Veränderungsvorgänge (ROGERS u.a. 1974) - können für gegebenenfalls größere Schwankungen in den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des organischen Materials im prämetamorphen Stadium verantwortlich sein.

Literatur

- ANDREAE, M.O.: Chemical and stable isotope composition of the high grade metamorphic rocks from the Arendal Area, Southern Norway.
Contrib. to Mineral. and Petrol., Berlin u.a. 47 (1974) 4, S. 299-316
- BAKER, D.R.; CLAYPOOL, G.E.: Effects of incipient metamorphism on organic matter in mudrock.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa 54 (1970) 3, S. 456-468
- BARKER, F.; FRIEDMAN, I.: Carbon isotopes in pelites of the Precambrian Uncompahgre Formation, Needle Mountains, Colorado.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 80 (1969), S. 1403-1408
- BOTTINGA, Y.: Calculated fractionation factors for carbon and hydrogen isotope exchange in the system calcite - carbon dioxide - graphite-methane - hydrogen - water vapor.
Geochim. et cosmochim. Acta, Oxford u.a. 33 (1969), S. 49-64
- BUBNOFF, S. v.: Fennosarmatia.
Berlin: Akademie-Verlag 1952
- CRAIG, H.: The geochemistry of the stable carbon isotopes.
Geochim. et cosmochim. Acta, Oxford u.a. 2 (1953), S. 53-92
- DEGENS, E.T.: Biogeochemistry of stable carbon isotopes. In: Organic Geochemistry (Hrsg. G. EGLINTON u. M.T.J. MURPHY), S. 304-329.
New York: Springer-Verlag 1969
- EICHMANN, R.; SCHIDLOWSKI, M.: Isotopic composition of carbonaceous matter from the Precambrian uranium deposits of the Blind River district, Canada.
Naturwissenschaften, Berlin u.a. 61 (1974) 10, S. 449
- EICHMANN, R.; SCHIDLOWSKI, M.: Isotopic fractionation between coexisting organic carbon-carbonate pairs in Precambrian sediments.
Geochim. et cosmochim. Acta, Oxford u.a. 39 (1975) 5, S. 585-595
- EREMENKO, N.A.; MAKSIMOV, S.P. (Hrsg.): Stabil'nye izotopy v geochimii nefi.
Moskva: Nedra (1974)
- FOERST, W.: Ullmanns Encyclopädie der technischen Chemie, Bd. 10, S. 368-369.
Berlin, München: Urban & Schwarzenberg 1958
- GALIMOV, E.M.: Geochimija stabil'nych izotopov ugleroda.
Moskva: Nedra 1968

- GALIMOV, E.M.; KODINA, L.A.; GENERALOVA, V.N.: Eksperimental'noe issledovanie vnutri- i mezmolekuljarnych izotopnyh éffektov v aromatičeskich soedinenijach biogennoj prirody. *Geochimija*, Moskva (1976) 1, S. 11-16
- GALIMOV, E.M.; MIGDISOV, A.A.; RONOVIČ, A.B.: Variacii izotopnogo sostava karbonatnogo i organičeskogo ugljeroda osadočnyh porod v istorii zemli. *Geochimija*, Moskva (1975) 3, S. 323-342
- GALIMOV, E.M.; u.a.: Geterogennye izotopnye éffekty po ugljerodu pri sinteze almaza i grafita iz gaza. *Geochimija*, Moskva (1973) 3, S. 416-424
- GAVELIN, S.: Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance. *Geochim. et cosmochim. Acta*, Oxford u.a. 12 (1957), S. 297-314
- GRINBERG, I.V.; u.a.: Chimiko-genetični spivvidnošennja stábil'nych izotopiv vuglecju grafitiv i karbonativ Zaval'evskogo rodovišča (ukrain.). *Geol. i Geochim. gorjučich Kopalín*, Kiev (1971) 26, S. 69-77
- HAHN-WEINHEIMER, P.: Die isotopische Verteilung von Kohlenstoff und Schwefel in Marmor und anderen Metamorphiten. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart 55 (1965), S. 197-209
- HAHN-WEINHEIMER, P.: Die Verwendung von stabilen Kohlenstoff-Isotopenverhältnissen zur Diskussion der Entstehung natürlicher Kohlenstoffverbindungen. *Geol. Rdsch.*, Stuttgart 60 (1971), S. 1384-1392
- HAHN-WEINHEIMER, P.; MARKL, G.: Die Kohlenstoffverhältnisse C^{13}/C^{12} von Graphit und kristallinem Kalkstein der Lagerstätte Kropfmühl/Ostbayern. Ein Beitrag zur Diskussion der Graphitentstehung. *Forsch.-Ber. K 68-13*, Kernforschung, Bundesminist. f. wiss. Forsch., München 1968, 74 S.
- HAHN-WEINHEIMER, P.; MARKL, G.; RASCHKA, H.: Stable carbon isotope compositions of graphite and marble in the deposit of Kropfmühl/NE Bavaria. In: *Advances in Organic Geochemistry 1968*, S. 517-533. Oxford u.a.: Pergamon Press 1969
- HOEFS, J.: *Stable Isotope Geochemistry*. Berlin u.a.: Springer-Verlag 1973
- HOEFS, J.: Ein Beitrag zur Isotopengeochemie des Kohlenstoffs in magmatischen Gesteinen. *Contrib. to Mineral. and Petrol.*, Berlin u.a. 41 (1973) 4, S. 277-300
- HOEFS, J.; SCHIDLÓWSKI, M.: Carbon isotope composition of carbonaceous matter from the Precambrian of the Witwatersrand System. *Science*, Washington 155 (1967) 3766, S. 1096-1097
- KAEMMEL, T.; u.a.: Stand der Geochronologie, speziell der kernphysikalischen Altersbestimmung in der DDR. *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, Berlin A 16 (1971), S. 231-233
- KOLODNY, Y.; GROSS, S.: Thermal metamorphism by combustion of organic matter: isotopic and petrological evidence. *J. Geol.*, Chicago 82 (1974) 4, S. 489-506
- KONIKOV, A.Z.: Ob izotopnom sostave ugljeroda karbonata i grafita v glubokometamorfizovannyh karbonatnyh porodach Vostočnogo Sajana. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Moskva 224 (1975) 5, S. 1177-1180
- KRYLOVA, G.I.; GOROCHOV, S.S.; LEBEDEV, V.S.: O genezise uglisto-grafitovyh porod metamorfičeskich kompleksov Južnoga Urala. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, Moskva 218 (1974) 5, S. 1196-1199
- LANCET, M.S.; ANDERS, S.: Carbon isotope fractionation in the Fischer-Tropsch synthesis and in meteorites. *Science*, Washington 170 (1970) 3961, S. 980-982
- LANDERGRÉN, S.: On the relative abundance of the stable carbon isotopes in marine sediments. *Deep-Sea Res.* 1 (1954), S. 98-120

- LOBZOVA, R.V.; VINOGRADOV, V.I.; LEBEDEV, V.S.: O genezise Botogol'skogo grafita po dannym izotopnogo sostava ugleroda.
Geol. Rudn. Mestorožd., Moskva 13 (1971) 4, S. 50-56
- MAASS, I.; u.a.: Der Einfluß der petrographischen Zusammensetzung von Kohlen und bituminösen Sedimenten auf die stoffliche und isotope Zusammensetzung von Inkohlungs gasen künstlicher Nachinkohlungsreaktionen. 2. Teil: Das Verhalten der Kohlenstoffisotope bei Nachinkohlungsreaktionen.
Z. angew. Geol., Berlin 21 (1975) 11, S. 536-543
- MAMČUR, G.P.; ŠABO, Z.V.: O prirode CO₂ iz grafita po izotopnomu sostavu ugleroda.
Geochimija, Moskva (1975) 6, S. 950-952
- METZ, P.: Mitteilung an H.G. WINKLER (1970). In: H.G. WINKLER, Petrogenesis of metamorphic rocks.
Berlin u.a.: Springer-Verlag, 3. Aufl. 1974
- ROGERS, M.A.; McALARY, J.D.; BAILEY, N.J.L.: Significance of reservoir bitumens to thermal maturation studies, Western Canada Basin.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa 58 (1974) 9, S. 1806-1824
- ŠABO, Z.V.; MAMČUR, G.P.: Issledovanie izotopnogo sostava grafita i karbonatov Zaval'evskogo mestoroždenija.
Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva 209 (1973) 1, S. 209-212
- SCHWARCZ, H.P.: The stable isotopes of carbon. In: Handbook of geochemistry (Hrsg. K.M. WEDEPOHL), Bd. II/1, S. 6-B-I - 6-B-16.
Berlin u.a.: Springer-Verlag 1969
- SHIEH, Y.N.; TAYLOR, H.P.: Oxygen and carbon isotope studies of contact metamorphism of carbonate rocks.
J. Petrol. 10 (1969), S. 307-331
- SIDORENKO, A.V.; u.a.: Izotopnyj sostav elementarnogo ugleroda iz metamorfičeskich porod Dokembrija.
Dokl. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., Moskva 206 (1972) 2, S. 463-466
- SILVERMAN, S.R.: Investigations of petroleum origin and evolution mechanism by carbon isotope studies. In: Isotopic and cosmic chemistry (Hrsg. H. CRAIG u.a.), S. 92 bis 102.
Amsterdam: North-Holland Publ. Comp. 1964
- USTINOV, V.I.: Frakcionirovanie izotopov ugleroda v processe dekarbonatizacii.
Geochimija, Moskva (1976) 1, S. 120-123
- WELTE, D.H.; KALKREUTH, W.; HOEFS, J.: Age-trend in carbon isotopic composition in Paleozoic sediments.
Naturwissenschaften, Berlin u.a. 62 (1975) 10, S. 482-483
- WICKMAN, F.E.: The cycle of carbon and the stable carbon isotopes.
Geochim. et cosmochim. Acta, Oxford u.a. 2 (1956), S. 136-153
- WINKLER, H.G.F.: Die Genese der metamorphen Gesteine.
Berlin u.a.: Springer-Verlag, 2. Aufl. 1967

Einige Gedanken zum Mobilitätsverhalten der Gesteine
in der Erdkruste, speziell im Grundgebirge und im
glazigen beeinflussten Känozoikum

von

GÜNTER MÖBUS¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die verschiedenen Arten der Regionalmetamorphose im Grundgebirge werden zu Vergleichsgründen auf glazigen beeinflusste Deckgebirgsschichten übertragen. Dem Abukuma-Typ der Metamorphose entsprechen die Kryoturbationszonen, die durch diapir- und migmatitartige Formen gekennzeichnet sind. Sie werden durch Dichteunterschiede bei relativ hohen Temperaturen und niedrigen Drücken hervorgerufen. Relativ hohe Drücke und niedrige Temperaturen, die für den Barrow-Typ der Regionalmetamorphose charakteristisch sind, herrschen während der Geschiebemergelbildung vor, auf Grund des Drucks des auflagernden Inlandeises und des Dauerfrostbodens. Am Rand der Gletscher finden sich Falten und Schuppen, die hinsichtlich ihres strukturellen und tektonischen Inventars denen im Fundament entsprechen. Durch analoge Vergleiche zwischen dem Grundgebirge und dem glazigen beeinflussten Känozoikum, hauptsächlich des Quartärs, sind neue Aussagen über die Mobilität der Gesteine in den tieferen Bereichen der Erdkruste zu erwarten.

S u m m a r y

The types of regional metamorphism in the basement are transferred to the glaciogenously influenced surface rocks for comparison purposes. The cryoturbation areas, of which diapir- and migmatite-like patterns are characteristic, correspond to the ranges of the Abukuma type of metamorphism. They are caused by inhomogeneities of density at relatively high temperatures and low pressures. Relatively high pressures and low temperatures, which are characteristic of the Barrow type of regional metamorphism, prevail in the period of boulder clay formation, caused by the superimposed load of the inland ice mass loaded with detritus and by the permafrost. At the margin of the glaciers, folds and wedges are encountered which correspond to those of the basement in their structural-tectonic inventory. From similar comparisons between the basement and the glaciogenously influenced Caenozoic, especially the Quaternary, new information on the mobility behaviour of the rocks in deeper ranges of the Earth's crust is expected.

¹⁾ Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Sektion Geologische Wissenschaften, Greifswald

R é s u m é

Les différents types de la métamorphose régionale dans l'assise de base sont transposés à titre de comparaison sur le terrain de recouvrement ayant subi l'influence de la période glaciaire. Aux zones du type Abukuma de la métamorphose correspondent les zones de cryoturbation caractérisées par des images ressemblant au diapir et au migmatite. Ces images sont provoquées par des variations densitométriques à des températures relativement élevées et des pressions basses. Des pressions relativement élevées et des températures basses, qui sont caractéristiques pour le type Barrow de la métamorphose régionale, prédominent pendant la période de formation des dépôts morainiques en raison de la pression de la masse glaciaire terrestre transportant les matériaux erratiques et en raison du pergélisol. Aux bords des glaciers on trouve des plis et des écaillés qui correspondent en ce qui concerne leur inventaire structural et tectonique à ceux de l'assise de base. Des comparaisons analogiques réalisées entre l'assise de base et le cénozoïque ayant subi l'influence de la période glaciaire, notamment le quaternaire, on espère obtenir de nouveaux énoncés sur la mobilité des roches dans les zones plus profondes de l'écorce terrestre.

Р е з ю м е

Типы региональных метаморфоз в фундаменте в порядке сравнения переносятся на чехол, подвергнутый гляцигенному влиянию. Областям типа Абукума метаморфоза соответствуют криотурбационные области, для которых характерны похожие на диапир и мигматит картины. Они получаются от однородности плотности при относительно высоких температурах и низких давлениях. Относительно высокие давления и низкие температуры, характерные для регионального метаморфоза типа Баррова, преобладают в период образования валунного мергеля из-за воздействия нагрузки, создаваемой валунной массой материкового ледника, а также вечной мерзлотой. На краю ледников встречаются складки и чешуи, которые по своему структурно-тектоническому инвентарю соответствуют тем, которые имеются в фундаменте. От аналоговых сравнений фундамента с кайновым, подвергнутым гляцигенному влиянию, особенно с четвертичным периодом, ожидаются новые выводы о поведении подвижности пород в недрах земной коры.

Der Beitrag behandelt ohne vorangegangene eingehende Untersuchungen den Problemkreis des Mobilitätsverhaltens der Gesteine im Bereich der Erdkruste. Es werden somit keine Forschungsergebnisse mitgeteilt, sondern lediglich Gedanken geäußert, in welcher Weise sich neue Erkenntnisse zu der Thematik der Deformation und Metamorphose von Gesteinen gewinnen lassen.

Das in dem Titel enthaltene Wort "Mobilität" bedeutet in der Umgangssprache "Beweglichkeit". Sie läßt sich innerhalb eines betrachteten Bereiches durch die Lageänderung von zwei fixierten Punkten zueinander charakterisieren. Bei geologischen Vorgängen kann die Lageänderung durch Rupturen bedingt werden bzw. im nicht rupturellen Bereich durch

Verzerrung, Verformung oder Fließen erfolgen. Verzerrt wird durch eine dafür notwendige Krafteinwirkung ein elastischer Körper, plastisches Material wird bleibend verformt, und eine Flüssigkeit kann zum Fließen gebracht werden. In der Rheologie werden alle drei Möglichkeiten der nichtrupturellen Deformation durch den Ausdruck "Verformung" umschlossen, wobei sich auf der einen Seite der Festkörper und auf der anderen Seite die Flüssigkeit befindet.

Mit dem Ausdruck "Verformung" ist der Begriff der Verformfähigkeit direkt verbunden, der in der Rheologie für Festkörper und Flüssigkeiten in gleicher Weise Anwendung findet. Im Laboratorium läßt sich die Verformfähigkeit mit Hilfe von Viskosimetern bestimmen, deren Ergebnisse in Verformfähigkeits-Diagrammen zur Darstellung kommen. Ein Typ der Viskosimeter beruht darauf, daß man eine Kugel durch das zu untersuchende Medium absinken läßt und die Sinkgeschwindigkeit pro Zeiteinheit mißt. Die Kraft, die die Bewegung auslöst, ist in diesem Falle die Schwerkraft, oder anders ausgedrückt, sie ist in den Dichteunterschieden zwischen Kugel und umgebendem Material begründet. Wäre die Kugel leichter, so würde sie im umgebenden Material aufsteigen. Die Temperatur wird bei diesen Messungen konstant gehalten.

Zwischen der Temperatur und der Dichte besteht jedoch die bekannte Beziehung, die besagt: Bei den meisten Körpern wird die Dichte mit sinkender Temperatur größer, bei steigender Temperatur nimmt sie ab. Das Volumen eines größenmäßig definierten Ausgangskörpers nimmt im ersten Falle ab, im zweiten Falle wächst in der Regel das Körpervolumen mit steigender Temperatur und sinkender Dichte.

Die relativen Dichteunterschiede und die damit verbundenen Temperaturverhältnisse werden von zahlreichen Tektonikern als die aktivsten Kräfte einer Tektogenese bezeichnet, so z.B. von BELOUSSOV (1974) und SUBBOTIN (1973). ZWART (1974) spricht in seinen neueren Arbeiten von der thermischen Aktion als Motor, der das Aufsteigen von Diapiren aus migmatisiertem granitoiden Material auslöst. Ähnlich äußerte sich in letzter Zeit MAASS (1974) sowie insbesondere KREBS (KREBS & WACHENDORF 1973), der darin die Grundlage einer neuen globalen Vertikaltektonik sieht.

Es hat nicht an Versuchen gefehlt, diese Vorgänge experimentell zu erfassen, wobei die Größen und Parameter zu dimensionslosen Kennziffern zusammengefaßt werden, zu denen u.a. die HOOKsche und die NEWTONsche Kennzahl der Gesteinsmechanik gehören. Auf dem experimentellen Sektor sind vor allem die Arbeiten von RAMBERG (z.B. 1971) zu nennen, der Zentrifugen zur Simulierung der Kräfte in der Erdkruste verwendet.

Alle modelltechnischen Untersuchungen haben neben Vorzügen, so z.B. der Wiederholbarkeit, einige entscheidende Nachteile. So erreichen alle Modelle auf Grund ihrer künstlichen Herstellung nur in seltenen Fällen eine vollkommene Ähnlichkeit mit den natürlichen Verhältnissen, insbesondere läßt sich das Verhalten der Gesteine innerhalb geologischer Zeiträume nur angenähert berücksichtigen.

Zum Mobilitätsverhalten der Gesteine im Grundgebirge liefert uns die Natur im jüngsten System der Erdgeschichte, dem Känozoikum, nach Ansicht des Autors eindrucksvolle und aussagekräftige Vergleichsbeispiele. Diese Aussage gilt allerdings nur für Gebiete, die im Pleistozän einer Inlandvereisung ausgesetzt waren. Mobilisationen auf

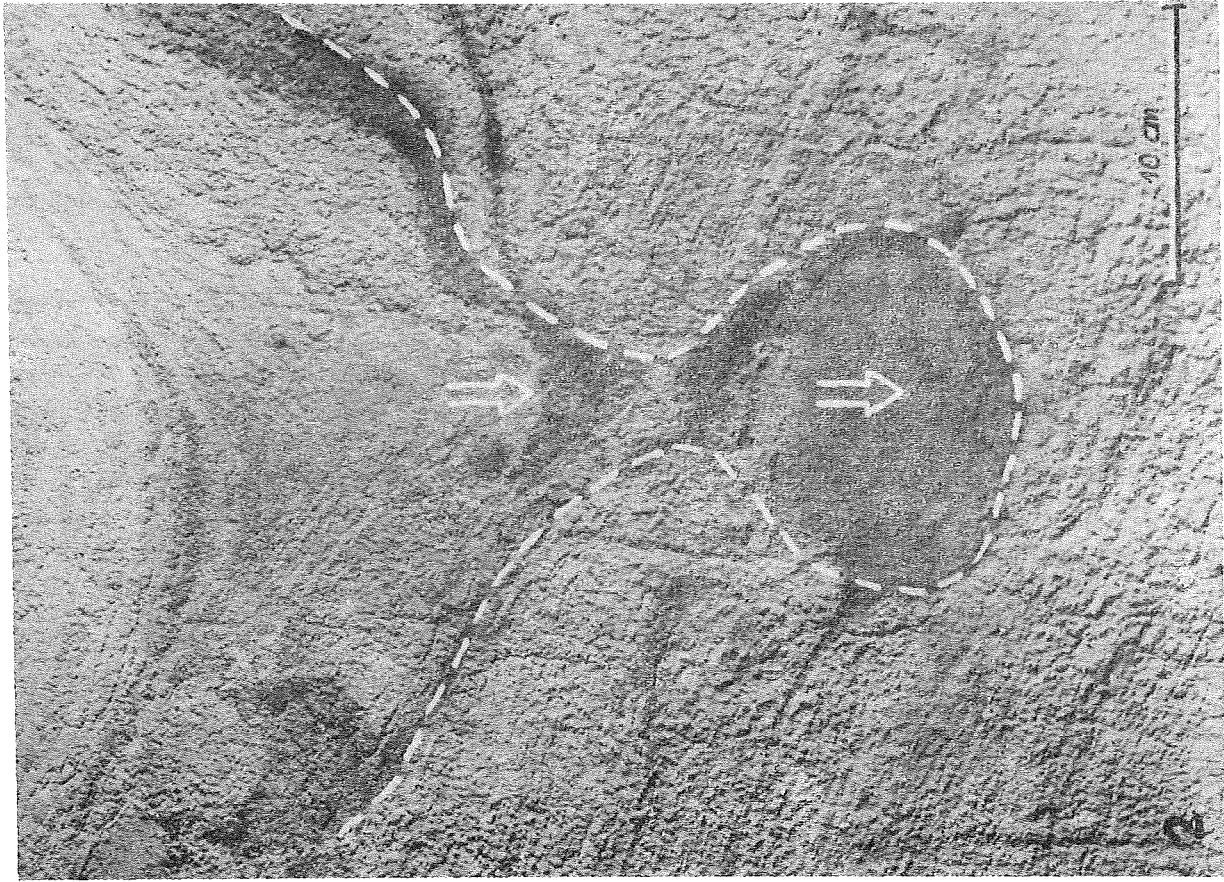


Abb. 1. Tropfenboden des Periglazials der Weichselvereisung in miozänen Sanden und Schluffen bei Grebs,
Kreis Ludwigslust in Südwest-Mecklenburg (vgl. v. BÜLOW 1964)

Ausschnitte aus einem Lackprofil, im Besitz der Sektion Geologische Wissenschaften, Universität
Greifswald

1 - Mineralaufstieg; 2 - Materialabstieg

der Grundlage von Dichteunterschieden kamen insbesondere in den Gebieten zustande, in denen die vom Permafrost erfaßten Lockersedimente bei der klimatischen Erwärmung auftauten. Unterschiedliche Temperaturerhöhungen mit Volumenzunahme bei relativ geringem Kompaktionsdruck führten dabei zu Erscheinungsbildern, die von Quartärgeologen unter den Stichwörtern "Kryoturbation", "Taschenböden", "Brodelsböden" und "Tropfenböden" beschrieben werden (Abb. 1). Die Vergleiche zum Mobilitätsverhalten der Gesteine im Grundgebirge führen u.a. zu der Aussage, daß neben dem diapirartigen Aufstieg von granitoidem Material geringer Dichte die Aufmerksamkeit auch auf ein mögliches Absinken von Material mit höherer Dichte im Vergleich zu seiner Umgebung zu richten ist. Die Ursache liegt nie in den absoluten, sondern stets in den relativen Dichteunterschieden des Materials begründet, in dem die Mobilitätserscheinungen auftreten.

Wenn man die Aussage weiterführt, kann man den Bereich der Kryoturbationserscheinungen im Quartär mit den Gebieten des Grundgebirges vergleichen, die dem Abukuma-Typ der Regionalmetamorphose angehören, d.h. mit Gebieten, in denen bei hohen Temperaturen niedrige Drücke herrschen. Auch im Pleistozän ist der Druck vergleichsweise gering, wenn eine Belastung durch Inlandeis fehlt bzw. dieses abgeschmolzen ist. Die Temperaturen liegen, bezogen auf vorangegangene Frostbodenverhältnisse, relativ hoch.

Neben dem diapirartigen Verhalten gibt es in Kryoturbationsbereichen Erscheinungen, die den Bildern aus dem Migmatitstockwerk des Grundgebirges ähneln. Entlang von räumlich mehr oder weniger deutlichen vorgezeichneten Flächen sammeln sich aus dem umgebenden Gestein Lösungen, deren gelöste oder mechanisch transportierte Stoffe auf Fugen und Spalten zum Absatz gelangen. Auch Migmatisationsbilder vom Typ der Schlierenstrukturen nach MEHNERT (1968, S. 11) sind im Quartär zu finden.

Im Randbereich des vorstoßenden Inlandeises kam es zu Faltungen und Schuppungen, die in ihrer strukturellen Erscheinungsform den Falten im tektogenetisch gefalteten Grundgebirge entsprechen. KÖSTER (1960) bildete derartige Falten und Schuppen, deren Vergenz meist gegen das Vorland gerichtet ist, in Modellversuchen nach. Auch Faltenachsenvergitterungen im Sinne einer B-schräg-B²-Tektonik bzw. der Querfaltung der alpinen Geologen, d.h. Beanspruchungen durch zwei zeitlich aufeinanderfolgende Phasen, sind im Quartär bereichsweise vorhanden.

Der Vorteil des Studiums der Falten in Lockergesteinen liegt insbesondere darin, daß es in den unverfestigten Sedimenten in der Regel leicht ist, präparative Freilegungen zum besseren Studium der Strukturen vorzunehmen. In den aktiven Kliffbereichen der Ostseeküste verursachen der Küstenrückgang, im Binnenlande oft Großtagebaue von Massenrohstoffen, so z.B. von Braunkohlen oder Tonen, einen fortschreitenden Anschnitt der Falten. Dadurch sind insbesondere für deren räumliche Analyse oft bessere Voraussetzungen gegeben als im Grundgebirge.

Es wurde bereits der Abukuma-Typ der Regionalmetamorphose auf das Känozoikum, speziell das Quartär, vergleichsweise bezogen. Das ist auch für den Barrow-Typ der Metamorphose möglich, für den hohe Drücke und niedrige Temperaturen charakteristisch sind. Im Pleistozän sind es die Bereiche der Grundmoräne. Die Ursachen der relativ hohen Drücke werden in der Auflast des meist mehrere hundert Meter mächtigen Inlandeises, einschließlich seiner Geschiebelast, auf die sedimentären Lockergesteine ge-

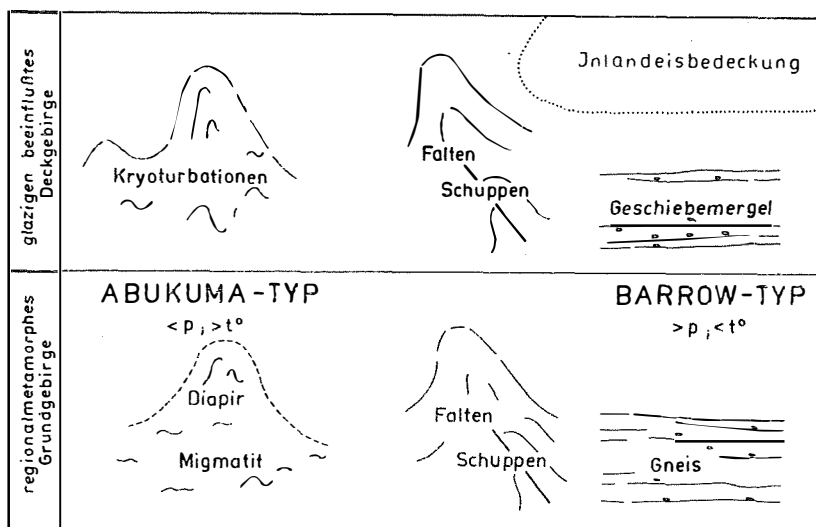


Abb. 2. Schematischer Vergleich der tektonischen Formen im Grundgebirge und im glazigen beeinflussten Deckgebirge unter Bezug auf die Typen der Regionalmetamorphose

sehen; die niedrigen Temperaturen ruft der Permafrost hervor. Das Ergebnis sind gneisartige Texturflächen im Geschiebemergel, die von den Quartärgeologen als Scherflächen bezeichnet werden. Sie folgen oft in Zentimeterabständen bei mehr oder weniger horizontaler Lagerung aufeinander.

Zu dem Problemkreis der Durchbewegung gehört auch die Einregelung der in der Grundmoräne enthaltenen Geschiebekomponenten, mit der sich insbesondere in den dreißiger Jahren K. RICHTER beschäftigt hat. Er untersuchte nur die megaskopisch sicht- und erfassbaren Geschiebemergelkomponenten (z.B. RICHTER 1932). Das mit Hilfe eines Binokulars beobachtete und gefügestatistisch ausgewertete Korngefüge liefert nach SEIFERT (1954) annähernd dasselbe Regelungsbild. In der Nähe der Scherflächen des Geschiebemergels herrschen Gürtel in der Ebene der Scherflächen vor, die ein starkes Maximum in a , d.h. in Richtung der Eisbewegung, aufweisen. Daneben ist ein schwächer besetztes Maximum in b , also senkrecht zur Bewegungsrichtung, vorhanden. Für die zentralen Bereiche mächtigerer Geschiebemergelbänke sind Gürtel um b charakteristisch.

Bei den genannten Gefügetypen handelt es sich um eine Regelung nach der Kornform. Nach den Erfahrungen im Grundgebirge bietet sich eine Interpretation der Regelungsbilder unter Einbeziehung der "fracture hypothesis" für die vorherrschenden Quarzkörner an. Sie besagt, daß nadelförmige Bruchkörper von Quarzen im Ablauf von Scherbewegungen entsprechend dem Deformationsmechanismus mit ihrer Längsachse entweder in die Transportrichtung oder senkrecht dazu orientiert werden (vgl. HOFMANN & KORČEMAGIN 1973). Korngefügeanalysen der Geschiebemergel im mikroskopischen Bereich, wie sie für

rezente Gletscher und für die antarktischen Vereisungsgebiete u.a. von BUDD (1972) an Eiskristallen durchgeführt wurden, sind bisher an Quarzen der Geschiebemergel nicht systematisch vorgenommen worden.

Zusammenfassend ergibt sich, daß drei wesentliche Bereiche der Tektonik des Grundgebirges in dem Inventar der glazigen beeinflussten Gebiete vergleichsweise vorhanden sind. Es handelt sich um den Abukuma-Typ der Regionalmetamorphose mit Mobilisationserscheinungen des Migmatit- und Diapirstadiums in Kryoturbationsbereichen, um den Bereich mit gefalteten und verschuppten Gesteinsverbänden an den Rändern der Inlandeisgletscher und den Barrow-Typ der Metamorphose mit strukturell hervorgehobenem Flächengefüge und Internregelungen, der im Gebiet der Geschiebemergelbildung vorherrscht (Abb. 2). Wie aus dem Grundgebirge beschrieben (ZWART 1967), kann der Barrow-Typ dem Abukuma-Typ in ein und demselben Gebiet vorausgehen, in dem auf die Inlandeisbelastung bei tiefen Temperaturen die Entlastung der Gesteine folgt, die mit Temperaturerhöhungen verbunden ist.

Insgesamt erscheint es zweckmäßig, vergleichenden Betrachtungen zwischen regional-metamorphem Grundgebirge und glazigen beeinflusstem Deckgebirge Aufmerksamkeit zu widmen. Dadurch können Aussagen gewonnen werden, die neben den experimentellen Untersuchungen - bei Beachtung prinzipieller Unterschiede - Hinweise zum Mobilisationsverhalten der Gesteine im Grundgebirge zu liefern vermögen.

Literatur

- BELOUSSOV, V.V.: Über die endogenen Regime der Erde (russ.).
Geotektonika, Moskva (1974) 3, S. 47-54
- BUDD, W.F.: The development of crystal orientation fabrics in moving ice.
Z. Gletscherkd. u. Glazialgeol., Innsbruck 8 (1972), S. 65-105
- BÜLOW, W.v.: Ein Taschen- und Tropfenboden von Grebs (SW-Mecklenburg).
Geologie, Berlin 13 (1964) 3, S. 353-360
- HOFMANN, J.; KORČEMAGIN, V.A.: c-Achsenorientierung von Quarz in kataklastisch deformierten Sandsteinen und in Quarzharnischen der Lagerstätte Nikitowka/Donzsk-Becken (UdSSR).
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 6, S. 683-701
- KÖSTER, R.: Zur experimentellen Darstellung glazialer Stauchungszonen.
Freiberger Forsch.-H., Berlin C 80 (1960), S. 58-86
- KREBS, W.; WACHENDORF, H.: Proterozoic-Paleozoic geosynclinal and orogenic evolution of Central Europe.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 84 (1973), S. 2611-2630
- MAASS, R.: Zur Tektogenese.
N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., Stuttgart 11 (1974), S. 685-701
- MEHNERT, K.R.: Migmatites and the origin of granitic rocks.
Amsterdam, London, New York: Elsevier Publ. Comp. 1968
- RAMBERG, H.: Geologiska strukturer illustrerade genom experimentella modeller.
Särtryk ur svensk naturvetenskap, Stockholm (1971), S. 68-77
- RICHTER, K.: Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzern und Längsachsen der Geschiebe.
Z. Geschiebeforsch., Leipzig 8 (1932), S. 62-66

- SEIFERT, G.: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld.
Meyniana, Kiel 2 (1954), S. 124-190
- SUBBOTIN, S.I.: Zu den Ursachen und dem Mechanismus tektonischer Bewegungen.
Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973) 1, S. 23-28
- ZWART, H.J.: The duality of orogenic belts.
Geol. en Mijnb., 's-Gravenhage 46e (1967) 8, S. 283-309
- ZWART, H.J.: Die Regionalmetamorphose im Europäischen Varistikum.
Vortrag, gehalten auf dem KOSSMAT-Symposium d. Dt. Akad. Naturforsch. Leopoldina, Karl-Marx-Stadt 1974

Mitteilung aus der Sektion Geologische Wissenschaften der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald

Zur zeitlichen Abfolge und zur Korrelation
von Deformations- und Metamorphoseetappen

von

ERICH SCHROEDER ¹⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Die Ausbildung tektonischer Strukturen (F, S, L) spiegelt Charakter und Grad der mit den Deformationsvorgängen (D) verknüpften Metamorphoseereignisse (M) wider. Mehraktige Prägungen sind ein wesentliches Kennzeichen metamorpher Komplexe. Benötigt werden gesicherte Angaben über Alter und Dauer von Deformations- oder Metamorphoseprozessen und über die Korrelation zwischen Strukturen und Metamorphosen unterschiedlicher Gesteinskomplexe. Polydeformation kann sowohl auf zeitlich weit auseinanderliegende Ereignisse als auch auf einen einzigen, relativ kurzen, aber komplexen Prägungsablauf zurückgehen. Es ist damit zu rechnen, daß die Polydeformation einiger Phyllit- und Gneiskomplexe keinen wesentlich größeren Bildungszeitraum als die einaktige Deformation der korrelierten Stockwerke mit einfacher Falten- oder Schiefertektonik umfaßt. Wandern und Fortbau der Tektogenese bedingen ungleichzeitige Entstehung gleichwertiger Elemente.

Für verschiedene Phyllitgebiete Mitteleuropas wurden ältere Auffassungen, wonach D_1 prävariszisches, D_2 variszisches Alter besitzt, eindeutig widerlegt. Die Ausgliederung prävariszischer Strukturelemente und Metamorphosen, vor allem in den Kristallinkomplexen der Saxothuringischen Zone, stellt eine wichtige Aufgabe künftiger Arbeiten dar.

S u m m a r y

The design of tectonic structures (F, S, L) reflects the character and the degree of metamorphic events (M) associated with deformation processes (D). Multistage mouldings are characteristic of metamorphic complexes. Verified data on the age and duration of deformation and metamorphic processes and on the correlation between structures and metamorphic events of different rock complexes should be presented. Polydeformation may be a result of events which are separated by long time intervals as well as of a single, relatively short but complex moulding epoch. It can be expected that the polydeformation of several phyllite and gneiss complexes covers a period of formation which is not considerably longer than the single-stage deformation of the correlate levels with simple folding or slate tectonics. Migration and prolongation of tectogenesis cause a non-simultaneous occurrence of equivalent elements.

¹⁾ Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

In several phyllite regions of Central Europe, previous conceptions, according to which D_1 is of pre-Variscan, D_2 of Variscan age, were definitely disproved. The separation of pre-Variscan structural elements and metamorphic events, above all in the crystalline complexes of the Saxo-Thuringian zone, represents an important task for future work.

R é s u m é

La formation des structures tectoniques (F, S, L) reflète de degré et le caractère des processus de métamorphisme (M) associés aux processus de déformation (D). Les complexes métamorphiques sont caractérisés par des impressions en plusieurs étapes. On a besoin de renseignements sûrs relatifs à l'ère et la durée des processus de déformation ou de métamorphisme ainsi qu'à la corrélation entre les structures et les métamorphismes de complexes rocheux différents. La polydéformation peut remonter, soit à plusieurs processus très espacés dans le temps, soit à une étape d'impression complexe et de courte durée. On peut supposer que la polydéformation de certains complexes phyllitiques et gneissiques n'ait pas mis beaucoup plus de temps pour s'accomplir que la déformation monophasée des étages corrélatifs présentant une tectonique de plissement ou de schiste simple. La migration et la propagation de la tectogenèse aboutissent à la naissance déphasée d'éléments équivalents.

Dans les différentes régions phyllitiques d'Europe centrale, les anciennes conceptions selon lesquelles D_1 date d'une ère prévarisque et D_2 d'une ère varisque ont été réfutées. Le triage d'éléments structuraux et de métamorphismes prévarisques, notamment de ceux provenant des complexes cristallins de la Zone Saxo-thuringienne, reste donc une tâche essentielle à aborder à l'avenir.

Р е з ю м е

Форма тектонических структур (F, S, L) отражает характер и степень явлений метаморфизма (M), связанных с процессами деформации. Характерными для метаморфизованных комплексов являются многоактные переработки. Необходимы точные данные о возрасте и продолжительности процессов деформации или метаморфизма, а также о корреляции между структурами и процессами метаморфизма различных комплексов горных пород. Полидеформация связана как с событиями, происшедшими в далекие друг от друга времена, так и одним единственным, сравнительно коротким, но комплексным процессам деформации. Предполагается, что полидеформация некоторых филлитовых и гнейсовых комплексов происходила не существенно длительнее, чем одноактная деформация коррелятных этажей с простой складчатой и сланцеватой тектоникой. Миграция тектогенеза вкрест и вдоль по простиранию приводит к одновременному образованию равнозначных элементов.

В различных филлитовых областях Центральной Европы были полностью опровергнуты прежние взгляды, согласно которым D_1 имеют предварисский, а D_2 - варисский возраст. Выделение предварисских структурных элементов и процессов метаморфизма, прежде всего в кристаллических комплексах Саксо-Тюрингской зоны, является важной задачей будущих работ.

Mehraktige Deformation (Polydeformation) ist ein wesentliches Merkmal metamorpher Komplexe. In der Regel können Strukturelemente von drei oder mehr Deformationsetappen sowie Mineralphasen mehrerer Metamorphoseetappen unterschieden werden. Zur Charakterisierung von Deformationen, Strukturelementen oder Metamorphosen haben sich die folgenden Zeichen²⁾ bewährt:

- D - Deformation
- F - Faltung bzw. Falte
- S - S-Fläche, Schieferung
- L - Lineation
- B - Faltenachse
- M - Metamorphose

Die Unterscheidung der einzelnen Ereignisse und der entsprechenden Strukturen erfolgt mit Hilfe von Indizes (z.B. D_1, D_2, D_3, \dots ; F_1, F_2, F_3, \dots). Solche Zeichen tragen zum besseren Verständnis bei und erleichtern die tektonische Korrelation (Abb. 1 u. 2). Sie sollten deshalb allgemeine Verbreitung finden.

Aus der umfangreichen Literatur über Polydeformation und Polymetamorphose werden im folgenden einige Beispiele genannt. Diese Auswahl soll lediglich weiterführende Hinweise vermitteln und erhebt keineswegs Anspruch auf Ausgewogenheit. Zahlreiche Autoren verwenden bereits einzelne oder mehrere der oben aufgeführten Zeichen.

Allgemeine Probleme und Übersichten: SANDER 1948/1950, WEISS 1959, TURNER & WEISS 1963, WHITTEN 1966, RAMSAY 1967, PARK 1969, KAZAKOV 1976.

Außeralpines Mitteleuropa: Zwei, teilweise auch drei oder mehr Deformationsetappen und die entsprechenden Strukturen wurden in den Phyllitonen des Saxothuringikums, in der metamorphen Zone am Südrand des Rhenoharzynikums, im Vordevon der Ardennen-Massive sowie in den Kristallinkomplexen der Saxothuringisch-Lugischen Zone, des Moravosilesikums und des Teplá-Barrandium-Gebiets nachgewiesen (HOEPPENER 1956, SCHROEDER 1958, BEHR 1961, RICHTER 1962 u. 1963, PAECH 1966, GROCHOLSKI 1967, BANKWITZ 1968, HOLUBEC 1968, PERTOLD 1972, TEISSEYRE 1973, BANKWITZ u.a. 1977).

Alpen: KARL 1954, FÖRSTER 1967, CHADWICK 1968, CLIFF u.a. 1971, THAKUR 1973, STECK & TIÈCHE 1976, VOLL 1976, GUHL & TROLL 1977.

Britische Inseln: Dem Strukturinventar und dem Deformationsablauf im Kristallin Schottlands sind besonders zahlreiche Arbeiten gewidmet. Hier wurden schon frühzeitig die Zeichen F_1, F_2, F_3, \dots verwendet, allerdings zunächst auch für Deformationsstadien, Achsen oder Faltenstreichen (RAST 1958). Übersichten über die bis zum Anfang der 60er Jahre erzielten Ergebnisse finden sich bei RAMSAY (1963), RAST (1963) und WHITTEN (1966, S. 363 f.). Als Beispiele für neuere Veröffentlichungen seien die Arbeiten von TOBISCH 1966, DASH 1969, HARTE & JOHNSON 1969, CHOWDHARY & BOWES 1972, HOPGOOD & BOWES 1972, BOWES & HOPGOOD 1975, GILLEN 1975 und ROBERTS & TREAGUS 1975 genannt. Auch aus mehreren anderen Gebieten in den Kaledoniden und Varisziden der Britischen Inseln liegen eingehende Untersuchungen vor (Irland: TAYLOR 1969, PITCHER & BERGER 1972, BADLEY 1976, YARDLEY 1976, LONG & MAX 1977; Insel Man: SIMPSON 1964; SW-England: RICHTER 1968, DEARMAN 1971).

²⁾ Daß die gleichen Buchstaben auch als Abkürzung für andere Begriffe in Gebrauch sind (z.B. D für "Devon" oder auch "Diagramm"), kann gelegentlich zu Schwierigkeiten führen (siehe Abb. 6).

± 1800 Mill. J.	{	Leacach-Phase (mehrfachig?)	} Ausklingen der Metamorphose	D ₄	F ₄	S ₄		
		Dionard-Phase		M ₃	D ₃	F₃	S ₃	L ₃
		Gualin-Phase		M ₂	D ₂	F ₂	S₂	L ₂
		Durness-Phase		M ₁	(D ₁	F ₁	S ₁)	
			} Amphibolit-Fazies					

Abb. 1. Deformationsetappen, tektonische Strukturen und Metamorphosen im Lewisian des Laxford-Gebietes, NW-Schottland
(zusammengestellt nach CHOWDHARY & BOWES 1972)

Die vorherrschenden Strukturen (S₂, F₃) sind durch Umrahmung der entsprechenden Zeichen hervorgehoben.

	D ₄	F ₄	S ₄	L ₄
M ₃ postgranulitisch	D ₃	F ₃	S₃	L₃
M ₂ granulitisch	D ₂	F ₂	S ₂	
M ₁ prägranulitisch	D ₁	F ₁	S ₁	

Abb. 2. Deformationsetappen, tektonische Strukturen und Metamorphosen im Sächsischen Granulitkomplex
(zusammengestellt nach BEHR 1961 und WATZNAUER u.a. 1971; Bezeichnungen verändert und ergänzt, vgl. SCHROEDER 1974)

Die vorherrschenden Strukturen (S₃, L₃) sind durch Umrahmung der entsprechenden Zeichen hervorgehoben.

Skandinavische Kaledoniden: HENLEY 1970, STARMER 1972, ZWART 1975, STEPHANSSON 1976, LØSET 1977.

Armorikanisches Massiv: BRADSHAW u.a. 1967, COGNÉ & HASSENFORDER 1975, AUDREN & LeMETOUR 1976, HORRENBERGER 1976.

Französisches Zentralmassiv: ARTHAUD u.a. 1967, BARD & RAMBELOSON 1974, FLOC'H 1977.

Pyrenäen: ZWART 1963 u. 1964, HARTEVELT 1970, CHOUKROUNE 1976, PASCAL u.a. 1977.

NW-Spanien: ENGELS 1972.

Betische Kordillere: KAMPSCHUUR 1975, VISSERS 1977.

Apenninen-Halbinsel: CARRARA & ZUFFA 1976, PERTUSATI & HORRENBERGER 1976.

Karpaten: KRÄUTNER 1972, KRÄUTNER & POPA 1973, KRÄUTNER u.a. 1969 u. 1973, MUREŞAN 1973.

Balkanhalbinsel: MERCIER & VERGELY 1972, MALJAKOV 1976, ZAGORČEV 1976, ZIMMERMAN & ROSS 1976.

Transbaikalien: MILLER & MIL'KEVIČ 1975.

Indien: NAHA u.a. 1966, HASAN & SARKAR 1968.

Afrika: MALLICK 1967, ALLEN 1969, HOEPPFNER u.a. 1975, COWARD u.a. 1976.

Appalachen: DENNIS 1961, FREEDMAN u.a. 1964, RICKARD 1965, AMENTA 1974.

Nordamerikanische Kordillieren: WOOD 1971, LaFOUNTAIN 1975, WELLS 1977.

Nordamerikanische Tafel: DE WAARD & WALTON 1967, ROACH & DUFFELL 1974.

Australien: MARLOW & ETHERIDGE 1977.

Neuseeland: MEANS 1963, BROWN 1968, COOPER 1974.

Antarktika: GRINDLEY 1972.

Die tektonischen Strukturformen und damit der Deformationsstil werden in hohem Maße vom Charakter und vom Grad der Metamorphosen bestimmt. Damit deutet sich Stockwerkbau disharmonischer Art an, ein wichtiges, aber im einzelnen noch nicht genügend geklärtes Prinzip für die tektonische Gliederung der höheren Erdkruste in der Vertikalen und Horizontalen. In bestimmten Fällen dürften sogar Richtungsdivergenzen, beispielsweise zwischen Lineationen im Gneisstockwerk und im Schieferstockwerk, auf annähernd gleichzeitiger, aber stockwerkbedingt disharmonischer Prägung beruhen. Allerdings bereitet die Korrelation zwischen Strukturen und Metamorphosen unterschiedlicher Gesteinskomplexe erhebliche Schwierigkeiten. Gerade aus den mitteleuropäischen Varisziden stehen bisher zu wenig gesicherte Angaben über Alter und Dauer von Deformations- und Metamorphoseprozessen zur Verfügung.

Die Auflösung des tektonischen Geschehens und der Metamorphose in einzelne Etappen (D_1, D_2, D_3, \dots ; M_1, M_2, M_3, \dots) mit den entsprechenden Strukturen (F_1, F_2, F_3, \dots ; S_1, S_2, S_3, \dots ; L_1, L_2, L_3, \dots) stellt das Ergebnis der Analyse eines bestimmten Komplexes dar. Bei der Korrelation mit älteren oder jüngeren Stockwerken des gleichen Gebietes oder mit der Ereignisfolge in anderen geologischen Einheiten kann sich herausstellen, daß beispielsweise F_3 im Komplex A zwar morphologisch und genetisch den Faltenstrukturen F_3 im Komplex B entspricht, zeitlich jedoch der dortigen Faltengeneration F_1 .

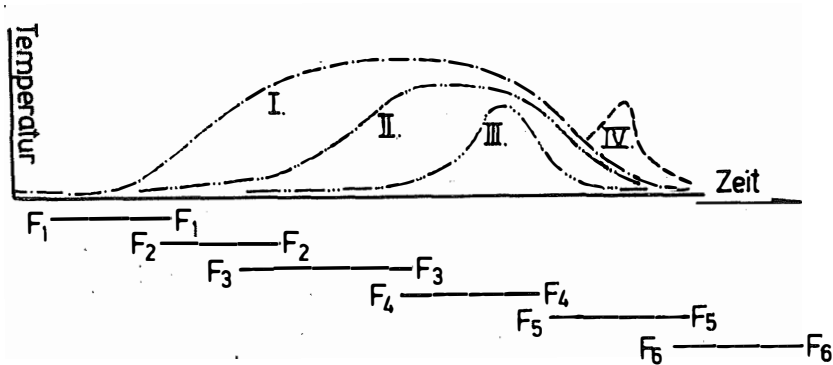


Abb. 3. Beziehungen zwischen Deformationsetappen (F₁ bis F₆) und Temperaturverlauf in verschiedenen Migmatit- und Plutonitkomplexen (I bis IV) Südgrönlands (nach WEGMANN 1938)

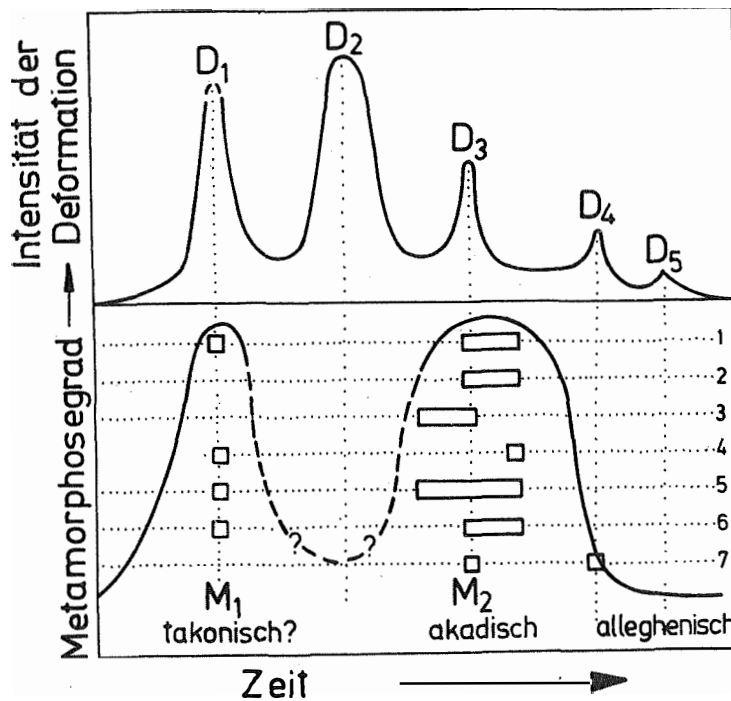


Abb. 4. Modell für die Entwicklung von Tektogenese und Metamorphose im NE-Teil der Piedmont-Zone, Appalachen (nach AMENTA 1974)

- 1 - Sillimanit, 2 - Disthen, 3 - Staurolith, 4 - Hornblende, 5 - Granat,
- 6 - Glimmer, 7 - Muskovit, rekristallisiert

In solchen Fällen ist es zweckmäßig, spezielle Indizes für die tektonischen Stockwerke bzw. Einheiten oder für das Alter einzuführen. Auf diese Weise lassen sich etwa proterozoische und paläozoische Deformationen durch die Zeichen D_{PT} bzw. D_{PZ} oder variszische und alpidische Deformationen durch D_V bzw. D_A unterscheiden (vgl. BRADSHAW u.a. 1967, CLIFF u.a. 1971, KRÄUTNER 1972, MERCIER & VERGELY 1972, PASCAL u.a. 1977).

Dem Vorteil, daß D_1, D_2, D_3, \dots usw. eine Altersabfolge veranschaulichen, stehen als Nachteil notwendige Änderungen auf Grund von Neuerkenntnissen gegenüber. Indem ein bestimmtes tektonisches Inventar andere, etwa von geographischen Namen abgeleitete Bezeichnungen erhält (vgl. dazu AMENTA 1974), läßt sich diese Schwierigkeit umgehen, allerdings auf Kosten von Einfachheit und Aussagekraft der Terminologie. Ein solches Verfahren empfiehlt sich vor allem dann, wenn die zeitliche Abfolge oder die Korrelation der Strukturelemente noch nicht gesichert sind. Unter Umständen muß sogar der Vergleich zwischen benachbarten Aufschlußkomplexen zunächst offenbleiben. In diesem Sinne wurde im Grenzbereich zwischen Bergaer Antiklinorium und Vogtländischem Synklinorium von den Strukturtypen "Greiz", "Lehnmühle" und "Quirlletal" gesprochen (SCHROEDER 1966).

Andererseits kann sich aber die Einführung von Lokalbezeichnungen gerade dann als wünschenswert und sinnvoll erweisen, wenn in einem gut untersuchten Gebiet mehrere Deformationsetappen D_1, D_2, D_3, \dots überzeugend nachgewiesen werden konnten (Abb. 1). Die Zuordnung dieser Etappen zu tektogenen Phasen bzw. radiogeochronologisch feststellbaren Ereignissen ist der nächste und schwierigere, aber für die überregionale Korrelation besonders wichtige Schritt.

Polydeformation geht entweder auf zeitlich weit auseinanderliegende Ereignisse oder auf einen wesentlich kürzeren, aber komplexen, d.h. mehraktigen Prägungsablauf (tektonische Ära oder Phase) zurück. Wenn im Gneisstockwerk mehrere Faltengenerationen mit Verfaltung älterer S-Flächen und mit jüngerer Transversalschieferung beobachtet werden, handelt es sich möglicherweise nicht immer um scharf voneinander getrennte Deformationsakte, sondern um einen mehr oder weniger kontinuierlichen Entstehungsprozeß des Flächengefüges, der synchron zur Faltung abläuft. Andererseits ist damit zu rechnen, daß die Ausgestaltung alt angelegter Strukturen (z.B. S-Flächen) unter geeigneten Bedingungen bei einer wesentlich jüngeren Deformation fortgeführt wird.

In den vordevonischen Massiven der Ardennen sind offenbar sowohl kaledonische als auch variszische Strukturen nachweisbar. Früher wurde in ähnlicher Weise versucht, die Zweifachdeformation phyllitischer Gesteine in der metamorphen Zone des Harzes und im Schwarzburger Antiklinorium auf assyntische und variszische Tektonik zu beziehen. Die Zweifachdeformation galt sogar als Kriterium für vorpaläozoisches Alter bestimmter Gesteinsserien. Tatsächlich dürfte es sich jedoch in beiden Fällen ausschließlich um variszische Strukturen handeln.

Nach CHOWDHARY & BOWES (1972) sind die Strukturen aller vier Deformationsetappen im Lewisian des Laxford-Gebiets (NW-Schottland) während der laxfordischen Tektogenese entstanden (Abb. 1). HOLUBEC (1968) nimmt für sämtliche Strukturen der Deformationsetappen D_1 bis D_4 im Proterozoikum des Teplá-Barrandium-Gebiets assyntisches Alter an.

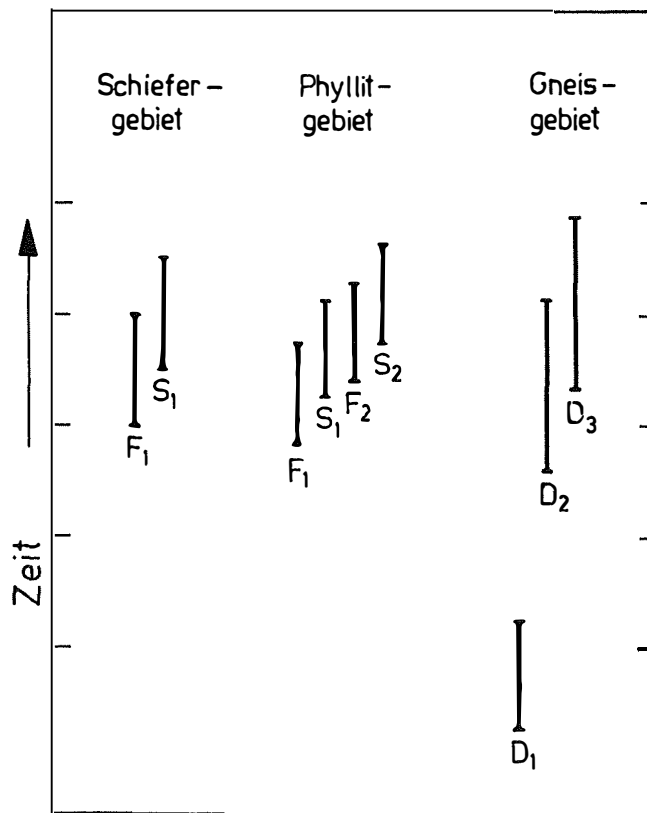


Abb. 5. Schematisches Beispiel für mögliche Altersbeziehungen zwischen den Strukturen von Schiefer-, Phyllit- und Gneisgebieten

F_1 bzw. S_1 in Schiefen und Phylliten sind als Korrelate von D_2 in den Gneisen aufzufassen, F_2 und S_2 als Korrelate von D_3 .

Besonderes Interesse kommt dem Nachweis voralpidischer Strukturen und Metamorphosen innerhalb alpidischer Einheiten, vorvariszischer Strukturen und Metamorphosen innerhalb variszischer Einheiten usw. zu. Auf diesem Wege lassen sich Aussagen über die Vorgeschichte der betreffenden Tektogene gewinnen und damit Beiträge zu einer Hauptaufgabe der Problemkommission "Geosynklinalprozeß und Entwicklung der Erdkruste". Beispiele für offenbar erfolgreiche Bemühungen um die zeitliche Auflösung der Polydeformation liegen u.a. aus dem Armorikanischen Massiv vor. COGNÉ & HASSENFORDER (1975) stufen D_1 und D_2 in die cadomische, D_3 und D_4 in die variszische Tektogenese ein. In den rumänischen Karpaten wurden präassyntische, assyntische, sudetische und saalische Strukturen ausgeschieden (KRÄUTNER u.a. 1969 u. 1973, KRÄUTNER 1972, KRÄUTNER & POPA 1973, MUREŞAN 1973).

Mit der zeitlichen Fixierung einzelner Etappen der Polydeformation ist zunächst noch nichts über ihre Dauer ausgesagt. Zweifellos wären entsprechende Kenntnisse von großer Bedeutung für das Verständnis der tektogenen Dynamik, jedoch zeichnen sich wegen des

Mangels an geeigneten Kriterien nur Ansätze zu Lösungen ab, und das Problem bleibt daher zunächst in erster Linie Gegenstand theoretischer Überlegungen.

Bei der Metamorphose sind vielfach Angaben über die Druck- und Temperaturbedingungen, teilweise auch über das Alter möglich, während der genaue zeitliche Ablauf wiederum nur bedingt erfaßbar ist. Erwünscht wären beispielsweise Kenntnisse über Phasenverschiebungen der Druck- und Temperaturkurven. Arbeiten, in denen die Beziehungen zwischen den Deformationsakten und den Metamorphoseetappen bzw. deren Mineralphasen untersucht und graphisch dargestellt werden (vgl. Abb. 3 u. 4), verdienen daher besondere Beachtung (u.a. WEGMANN 1938, RAMSAY 1963, ZWART 1963, DE WAARD & WALTON 1967, MALLICK 1967, HARTE & JOHNSON 1969, HENLEY 1970, THAKUR 1973, AMENTA 1974, KAMPSCHUUR 1975, CHOUKROUNE 1976, ZAGORČEV 1976).

Verschiedene Autoren (z.B. MALLICK 1967, PITCHER & BERGER 1972, BADLEY 1976, YARDLEY 1976, LONG & MAX 1977) folgen dem Vorschlag von STURT & HARRIS (1961) und bezeichnen syntektonische Metamorphose mit MS, posttektonische Metamorphose mit MP. Danach ist beispielsweise MS₂ das Zeichen für Kristallisation syntektonisch zu D₂, MP₁ das Zeichen für statische Kristallisation im Anschluß an D₂.

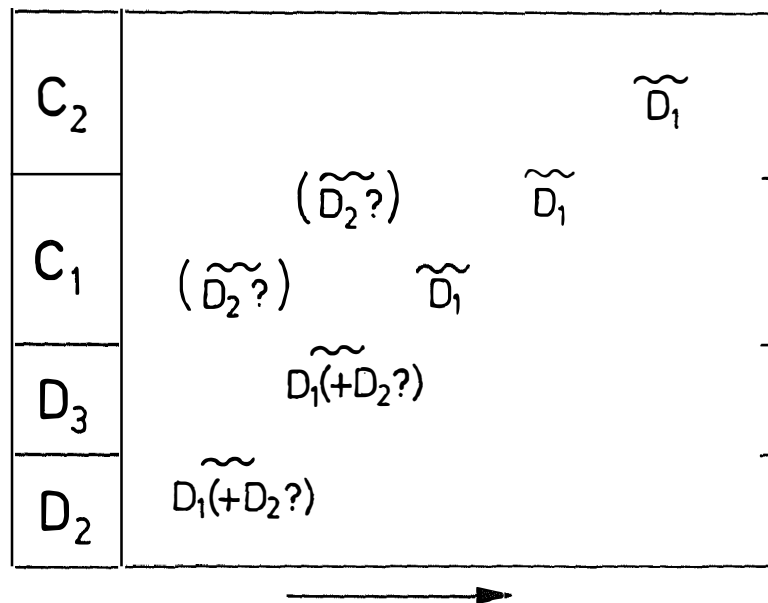


Abb. 6. Schematisches Beispiel für mögliche Altersbeziehungen zwischen gleichwertigen Deformationen bei phasenhaftem Wandern der Tektogenese

Die D₂-Strukturen sind entweder den gleichen tektogenetischen Phasen wie D₁ zuzurechnen oder an spätere Phasen gebunden. Der Pfeil bezeichnet die Richtung des Wanderns der Tektogenese. Linke Spalte: Zeitskala (D - Devon, C - Karbon)

Wenn eine einzige tektogene Phase mehrere Deformationsakte umfassen kann, so liegt die Vermutung nahe, daß die Polydeformation einiger Phyllit- und Gneiskomplexe kaum wesentlich größere Bildungszeiträume als die einaktige Deformation der korrelierten Stockwerke mit einfacher Falten- und Schiefertertektonek zu umfassen braucht. Die Verfaltung der S_1 -Flächen (F_2) im Phyllitkomplex begann bereits vor Abschluß der S_g -Faltung (F_1) im Schieferkomplex. Allerdings besteht auch die Möglichkeit, daß Anfang und Abschluß der Deformationsvorgänge in den verschiedenen Stockwerken nicht zusammenfallen. In den tieferen, länger aufgeheizten Stockwerken könnte die Deformation früher einsetzen und später enden (Abb. 5).

Ein weiterer Aspekt der zeitlichen Strukturentwicklung hängt mit dem Problem des Anbaus und Fortbaus der Tektogene zusammen. Gleichwertige Strukturen wie F_1 -Falten und S_1 -Flächen der Schieferkomplexe müssen, wenn es ein Faltungswandern gibt, nach außen immer jünger werden (Abb. 6). Das Wandern könnte phasenhaft, kontinuierlich oder kontinuierlich mit phasenartigen Maxima erfolgen. Strukturdiskordanzen, die bei extremer Phasenhaftigkeit zu erwarten wären, könnten bei mehr oder weniger kontinuierlichem Ablauf fehlen. Ob eine evtl. Überprägung durch Strukturen einer 2. Deformation in enger Verknüpfung mit D_1 (vgl. oben) oder zeitgleich mit einem späteren Deformationsmaximum erfolgt, wäre im Einzelfall zu diskutieren (Abb. 6).

Die hier angeschnittenen Probleme dürften nicht nur für die Thematik der Arbeitsgruppe 4.3 "Deformation und Metamorphose von Gesteinen", sondern auch für die Aufgabenstellungen der Arbeitsgruppe 4.2 "Morphologie und Genese tektonischer Strukturen" und nicht zuletzt der Unterkommission 5 "Globale Korrelation geologischer Erscheinungen" von Bedeutung sein.

Literatur

- ALLEN, P.M.: The geology of part of an orogenic belt in western Sierra Leone, West Africa.
Geol. Rundschau, Stuttgart 58 (1969) 2, S. 588-620
- AMENTA, R.V.: Multiple deformation and metamorphism from structural analysis in the eastern Pennsylvania Piedmont.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 85 (1974) 10, S. 1647-1660
- ARTHAUD, F.; MATTAUER, M.; PROUST, F.: La structure et la microtectonique des nappes hercyniennes de la Montagne-Noire. In: Étages tectoniques, S. 229-241.
Neuchâtel: Bacoconnière 1967
- AUDREN, C.; LEMETOUR, J.: Mobilisation anatectique et déformation. Un exemple: les migmatites du Golfe du Morbihan (Bretagne méridionale).
Bull. Soc. géol. France, 7^e Sér., Paris 18 (1976) 4, S. 1041-1049
- BADLEY, M.E.: Stratigraphy, structure and metamorphism of Dalradian rocks of the Maumturk Mountains, Connemara, Ireland.
Journ. geol. Soc., London 132 (1976) 5, S. 509-520
- BANKWITZ, P.: Phyllittektonite verschiedenen Alters in einem Querprofil durch den Schwarzburger Sattel.
Geologie, Berlin 17 (1968) 6/7, S. 720-752
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; BANKWITZ, E.: Einige Kennzeichen der Elbezone.
Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, Potsdam 44 (1977) 2

- BARD, J.-P.; RAMBELOSON, R.: Métamorphisme plurifacial et sens de variation du degré géothermique durant la tectogenèse polyphasée hercynienne dans la partie orientale de la zone axiale de la Montagne Noire (Massif du Caroux, sud du Massif Central français).
Bull. Soc. géol. France, 7^e Sér., Paris 15 (1974) 5-6, S. 579-586
- BEHR, H.-J.: Beiträge zur petrographischen und tektonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges.
Freiberger Forschungsh., Berlin C 119 (1961), S. 5-118
- BOWES, D.R.; HOPGOOD, A.M.: Framework of the Precambrian crystalline complex of the Outer Hebrides, Scotland.
Krystalinikum, Praha 11 (1975), S. 7-23
- BRADSHAW, J.D.; RENOUF, J.T.; TAYLOR, R.T.: The development of Brioverian structures and Brioverian/Palaeozoic relationships in west Finistère (France).
Geol. Rundschau, Stuttgart 56 (1967) 2, S. 567-596
- BROWN, E.H.: Metamorphic structures in part of the eastern Otago schists.
New Zealand Journ. Geol. and Geophys., Wellington 11 (1968) 1, S. 41-65
- CARRARA, A.; ZUFFA, G.G.: Alpine structures in northwestern Calabria, Italy.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 87 (1976) 9, S. 1229-1246
- CHADWICK, B.: Deformation and metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 79 (1968) 9, S. 1123-1150
- CHOUKROUNE, P.: Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne.
Mém. Soc. géol. France, n. Sér., Paris 127 (1976), 114 S.
- CHOWDHARY, P.K.; BOWES, D.R.: Structure of Lewisian rocks between Loch Inchard and Loch Laxford, Sutherland, Scotland.
Krystalinikum, Praha 9 (1972), S. 21-51
- CLIFF, R.A.; NORRIS, R.J.; OXBURGH, E.R.; WRIGHT, R.C.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reisseck and southern Ankogel groups, the Eastern Alps.
Jb. geol. Bundesanst., Wien 114 (1971) 2, S. 121-272
- COGNE, J.; HASSENFORDER, B.: Tectoniques superposées dans les séries polymétamorphiques de la Basse-Loire (région de Saint-Nazaire).
Sciences géol. Bull., Strasbourg 28 (1975) 3, S. 225-237
- COOPER, A.F.: Multiphase deformation and its relationship to metamorphic crystallization at Haast river, south Westland, New Zealand.
New Zealand Journ. Geol. and Geophys., Wellington 17 (1974) 4, S. 855-880
- COWARD, M.P.; JAMES, P.R.; WRIGHT, L.: Northern margin of the Limpopo mobile belt, southern Africa.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 87 (1976) 4, S. 601-611
- DASH, B.: Structure of the Lewisian rocks between Strath Dionard and Rhiconich, Sutherland, Scotland.
Scottish Journ. Geol., Edinburgh 5 (1969) 4, S. 347-374
- DEARMAN, W.R.: A general view of the structure of Cornubia.
Proceed. Ussher Soc., Redruth 2 (1971) 4, S. 220-236
- DENNIS, J.G.: Zum Gebirgsbau der nördlichen Appalachen.
Geol. Rundschau, Stuttgart 50 (1961), S. 554-577
- DE WAARD, D.; WALTON, M.: Precambrian geology of the Adirondack highlands, a reinterpretation.
Geol. Rundschau, Stuttgart 56 (1967) 2, S. 596-629
- ENGELS, J.P.: The catazonal poly-metamorphic rocks of Cabo Ortegal (NW Spain), a structural and petrofabric study.
Leidse geol. Mededel., Leiden 48 (1972) 1, S. 83-133
- FLOC'H, J.-P.: Le domaine mésozonal de la feuille de Thiviers à 1/50 000: formations lithologiques et tectoniques superposées.
Bull. Bureau Rech. géol. et min., 2^e Sér., Sect. 1, Paris (1977) 1, S. 27-43

- FÖRSTER, H.: Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges.
Geol. Rundschau, Stuttgart 56 (1967) 2, S. 480-494
- FREEDMAN, J.; WISE, D.U.; BENTLEY, R.D.: Pattern of folded folds in the Appalachian Piedmont along Susquehanna river.
Geol. Soc. America Bull., New York 75 (1964) 7, S. 621-638
- GILLEN, G.: Structural and metamorphic history of the Lewisian gneiss around Loch Laxford, Sutherland, Scotland.
Krystalinikum, Praha 11 (1975), S. 63-85
- GRINDLEY, G.W.: Polyphase deformation of the Precambrian Nimrod group, central Transantarctic Mountains. In: ADIE, R.J. [Hrsg.], Antarctic Geology and Geophysics, S. 313-318.
Oslo: Universitetsforlaget 1972
- GROCHOLSKI, W.: Tektonika Gór Sowich.
Geol. Sudetica, Warszawa 3 (1967), S. 181-249
- GUHL, M.; TROLL, G.: Mehrphasige Faltengefüge in Altkristallin und Permotrias von Kalkstein in Osttirol, Österreich.
Verhandl. geol. Bundesanst., Wien (1977) 2, S. 45-52
- HARTE, B.; JOHNSON, M.R.W.: Metamorphic history of Dalradian rocks in Glens Clova, Esk and Lethnot, Angus, Scotland.
Scottish Journ. Geol., Edinburgh 5 (1969) 1, S. 54-80
- HARTEVELT, J.J.A.: Geology of the upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain.
Leidse geol. Mededel., Leiden 45 (1970), S. 167-236
- HASAN, Z.-U.; SARKAR, S.N.: Structural analysis of the Monghyr area, India.
Norsk geol. Tidsskrift, Oslo 48 (1968) 1/2, S. 101-116
- HENLEY, K.J.: The structural and metamorphic history of the Sulitjelma region, Norway, with special reference to the nappe hypothesis.
Norsk geol. Tidsskrift, Oslo 50 (1970) 2, S. 97-136
- HOEPPFNER, C.; JENNY, P.; PIQUÉ, A.: La tectogenèse hercynienne dans le massif des Rehamna (Maroc).
Sciences géol. Bull., Strasbourg 28 (1975) 3, S. 179-203
- HOEPPFNER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.
Geol. Rundschau, Stuttgart 45 (1956) 2, S. 247-283
- HOLUBEC, J.: Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relations to the deeper zones of the Earth's crust (Central European domain).
Rozpravy českoslov. Akad. Věd, R. mat. a přír. Věd, Praha 78 (1968) 8, 77 S.
- HOPGOOD, A.M.; BOWES, D.R.: Application of structural sequence to the correlation of Precambrian gneisses, Outer Hebrides, Scotland.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 83 (1972) 1, S. 107-128
- HORRENBERGER, J.-C.: Déformations superposées dans les tectonites métamorphiques du secteur côtier Doelan-Concarneau (Finistère sud).
Sciences géol. Bull., Strasbourg 29 (1976) 3, S. 239-248
- KAMFSCHUUR, W.: Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabride units and the glaucophanitic greenschist facies.
Tectonophysics, Amsterdam 27 (1975) 1, S. 57-81
- KARL, F.: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen.
Jb. geol. Bundesanst., Wien 97 (1954) 1, S. 133-152
- KAZAKOV, A.N.: Deformacii i naložennaja skladčatost' v metamorfičeskich kompleksach.
Leningrad: Nauka 1976
- KRÄUTNER, H.G.: Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten.
Revue roum. Géol., Géophys. et Géogr., Sér. Géol., București 16 (1972) 2, S. 121 bis 130

- KRÄUTNER, H.G.; KRÄUTNER, F.; MUREȘAN, G.; MUREȘAN, M.: Stratigrafia, evoluția magmatică, metamorfismul și tectonica formațiunilor cristaline din unitatea epimetamorfică a masivului Poiana Ruscă.
Anuarul Comitet. Stat Geol., București 37 (1969), S. 179-264
- KRÄUTNER, H.G.; MUREȘAN, M.; ILIESCU, V.; MÎNZATU, S.; VÎJDEA, E.; TĂNĂȘESCU, A.; IOCIȚĂ, M.; ANDĂR, A.; ANASTASE, Ș.: Devonian - Carboniferul inferior epimetamorfic din Poiana Ruscă.
Dări Seamă Ședinț., București 59 (1973) 4, S. 5-63
- KRÄUTNER, H.G.; POPA, G.N.: Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (Seria de Tulgheș) din regiunea Bălan - Carpații Orientali.
Dări Seamă Ședinț., București 59 (1973) 1, S. 251-278
- LaFOUNTAIN, L.J.: Unusual polyphase folding in a portion of the northeastern Front Range, Colorado.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 86 (1975) 12, S. 1725-1732
- LONG, C.B.; MAX, M.D.: Metamorphic rocks in the SW Ox Mountains inlier, Ireland; their structural compartmentation and place in the Caledonian orogen.
Journ. geol. Soc., London 133 (1977) 5, S. 413-432
- LØSET, F.: Three fold phases in the northern part of Trollheimen in the Norwegian Caledonides.
Norsk geol. Tidsskrift, Oslo 57 (1977) 2, S. 121-131
- MALJAKOV, J.: Tektonsko položenie na niskokristalinnite metamorfiti ot Jugoztočna Strandža.
Geotekt., Tektonofiz. i Geodin., Sofija 5 (1976), S. 57-78
- MALLICK, D.I.J.: The metamorphic development of the Mpande dome in Zambia.
Geol. Rundschau, Stuttgart 56 (1967) 2, S. 670-691
- MARLOW, P.C.; ETHERIDGE, M.A.: Development of a layered crenulation cleavage in mica schists of the Kanmantoo group near Macclesfield, South Australia.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 88 (1977) 6, S. 873-882
- MEANS, W.D.: Mesoscopic structures and multiple deformation in the Otago schist.
New Zealand Journ. Geol. and Geophys., Wellington 6 (1963) 5, S. 801-816
- MERCIER, J.; VERGELY, P.: Les mélanges ophiolithiques de Macédoine (Grèce): Décrochements d'âge anté-crétacé supérieur.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972) 2, S. 469-489
- MILLER, Ju.V.; MIL'KEVIČ, R.I.: O deformacijach, soprjažennyh s naložennym zonal'nym metamorfizmom.
Geotektonika, Moskva (1975) 6, S. 91-100
- MUREȘAN, M.: Formațiunile epimetamorfice din partea de nord-vest a masivului Poiana Ruscă (Carpații Meridionali).
Anuarul Inst. Geol., București 42 (1973), S. 7-337
- NAHA, K.; CHAUDHURI, A.K.; BHATTACHARYA, A.C.: Superposed folding in the older Precambrian rocks around Sangat, central Rajasthan, India.
Neues Jb. Geol. u. Paläont., Abh., Stuttgart 126 (1966) 3, S. 205-231
- PAECH, H.-J.: Zur Tektonik der Phyllite zwischen Zwickau und Klingenthal (Grenzgebiet Erzgebirge-Vogtland).
Geologie, Berlin 15 (1966) 3, S. 253-279
- PARK, R.G.: Structural correlation in metamorphic belts.
Tectonophysics, Amsterdam 7 (1969) 4, S. 323-338
- PASCAL, M.-L.; FONTEILLES, M.; GUITARD, G.: Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales: Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly.
Bull. Soc. géol. France, 7^e Sér., Paris 18 (1977) 6, S. 1471-1487
- PERTOLD, Z.: Structural history of the Zlaté Hory ore district, Czechoslovakia.
Acta Univ. Carol. Geol., Praha (1972) 3, S. 219-236

- PERTUSATI, P.C.; HORRENBERGER, J.-C.: Analyse tectonique des schistes du Val Lavagna (Unité du Monte Gottero, Apennin ligure). Sciences géol. Bull., Strasbourg 29 (1976) 3, S. 223-238
- PITCHER, W.S.; BERGER, A.R.: The geology of Donegal: a study of granite emplacement and unroofing. New York: Wiley-Interscience 1972
- RAMSAY, J.G.: Structure and metamorphism of the Moine and Lewisian rocks of the north-west Caledonides. In: JOHNSON, M.R.W.; STEWART, F.H. [Hrsg.], The British Caledonides, S. 143-175. Edinburgh: Oliver & Boyd 1963
- RAMSAY, J.G.: Folding and fracturing of rocks. New York: McGraw-Hill 1967
- RAST, N.: The tectonics of the Schichallion complex. Quart. Journ. geol. Soc., London 114 (1958) 1, S. 25-46
- RAST, N.: Structure and metamorphism of the Dalradian rocks of Scotland. In: JOHNSON, M.R.W.; STEWART, F.H. [Hrsg.], The British Caledonides, S. 123-142. Edinburgh: Oliver & Boyd 1963
- RICHTER, D.: Zur Baugeschichte der Ardennen II: Der geologische Bau des südwestlichen Teiles des Massives von Stavelot (Belgien) unter besonderer Berücksichtigung seiner tektonischen Prägung. Geol. Mitt., Aachen 2 (1962) 3, S. 283-346
- RICHTER, D.: Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der prävariszischen Magmatite. Geotekton. Forsch., Stuttgart 16 (1963), 120 S.
- RICHTER, D.: Die tektonische Baugeschichte von Süd-Devonshire als Beispiel einer mehrphasigen variszischen Prägung. Geol. Rundschau, Stuttgart 57 (1968) 2, S. 424-445
- RICKARD, M.J.: Taconic orogeny in the Western Appalachians: experimental application of microtextural studies to isotopic dating. Geol. Soc. America Bull., New York 76 (1965) 5, S. 523-536
- ROACH, R.A.; DUFFELL, S.: Structural analysis of the Mount Wright map-area, southernmost Labrador trough, Quebec, Canada. Geol. Soc. America Bull., Boulder 85 (1974) 6, S. 947-962
- ROBERTS, J.L.; TREAGUS, J.E.: The structure of the Moine and Dalradian rocks in the Dalmally district of Argyllshire, Scotland. Geol. Journ., Liverpool 10 (1975) 1, S. 59-74
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. 1. Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. 2. Teil: Die Korngefüge. Wien: Springer 1948, 1950
- SCHROEDER, E.: Schiefergebirgstektonik und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). Geologie, Berlin 7 (1958) 3-6, S. 465-483
- SCHROEDER, E.: Beiträge zur Schiefergebirgstektonik in Ostthüringen. Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geol. u. Biol., Berlin 1965 (1966) 4, 93 S.
- SCHROEDER, E.: Structural plan of the pre-Variscan members and their meaning for the delimitation of the Precambrian in the southern part of the G.D.R. In: Précambrien des zones mobiles de l'Europe, S. 101-107. Praha: Geol. Ústav ČSAV 1974
- SIMPSON, A.: The metamorphism of the Manx slate series, Isle of Man. Geol. Magazine, Hertford 101 (1964) 1, S. 20-36
- STARMER, I.C.: Polyphase metamorphism in the granulite facies terrain of the Risør area, South Norway. Norsk geol. Tidsskrift, Oslo 52 (1972) 1, S. 43-71

- STECK, A.; TIÉCHE, J.-C.: Carte géologique de l'antiforme péridotique de Finero avec des observations sur les phases de déformation et de recristallisation.
Schweiz. min. u. petr. Mitt., Zürich 56 (1976) 3, S. 501-512
- STEPHANSSON, O.: A tectonic model of the Offerdal-Olden area, Jämtland, Sweden.
Geol. Fören. i Stockh. Förhandl., Stockholm 98 (1976) 2, S. 112-119
- STURT, B.A.; HARRIS, A.L.: The metamorphic history of the Loch Tummel area, central Perthshire, Scotland.
Liverpool and Manchester geol. Journ., Liverpool 2 (1961), S. 689-711
- TAYLOR, W.E.G.: The structural geology of the Dalradian rocks of Slieve Gamph, Cos. Mayo and Sligo, western Ireland.
Geol. Rundschau, Stuttgart 58 (1969) 2, S. 564-587
- TEISSEYRE, J.H.: Skaly metamorficzne Rudaw Janowickich i Grzbietu Lasockiego.
Geol. Sudetica, Warszawa 8 (1973), S. 7-118
- THAKUR, V.C.: Events in Alpine deformation and metamorphism in the northern Pennine zone and southern Gotthard Massif regions, Switzerland.
Geol. Rundschau, Stuttgart 62 (1973) 2, S. 549-563
- TOBISCH, O.T.: Large-scale basin-and-dome pattern resulting from the interference of major folds.
Geol. Soc. America Bull., New York 77 (1966) 4, S. 393-408
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E.: Structural analysis of metamorphic tectonites.
New York: McGraw-Hill 1963
- VISSERS, R.L.M.: Data on the tectonic and metamorphic evolution of the central Sierra De Los Filabres, Betic Cordillera, SE Spain.
Geol. Rundschau, Stuttgart 66 (1977) 1, S. 81-90
- VOLL, G.: Structural studies of the Valser Rhine valley and Lukmanier region and their importance for the nappe structure of the Central Swiss Alps.
Schweiz. min. u. petr. Mitt., Zürich 56 (1976) 3, S. 619-626
- WATZNAUER, A.; BEHR, H.-J.; MATHÉ, G.: Die Granulite Sachsens.
Freiberger Forschungsh., Leipzig C 268 (1971), S. 91-111
- WEGMANN, C.E.: Geological investigations in southern Greenland. Part I. On the structural divisions of southern Greenland.
Meddel. Grønland, København 113 (1938) 2, 148 S.
- WEISS, L.E.: Geometry of superposed folding.
Bull. geol. Soc. America, New York 70 (1959) 1, S. 91-106
- WELLS, R.A.: Development of Precambrian gneiss fabric in the southern Bighorn Mountains, Wyoming.
Contributions Geol., Laramie 15 (1977) 2, S. 103-117
- WHITTEN, E.H.T.: Structural geology of folded rocks.
Chicago: Rand McNally 1966
- WOOD, B.L.: Structure and relationships of late Mesozoic schists of NW California and SW Oregon.
New Zealand Journ. Geol. and Geophys., Wellington 14 (1971) 1, S. 219-239
- YARDLEY, B.W.D.: Deformation and metamorphism of Dalradian rocks and the evolution of the Connemara cordillera.
Journ. geol. Soc., London 132 (1976) 5, S. 521-542
- ZAGORČEV, I.: Stroež na amfibolitovata serija vāv Vlachinskija blok (Jugozapadna Bālgarija).
Geotekt., Tektonofiz. i Geodin., Sofija 5 (1976), S. 29-56
- ZIMMERMAN, J.; ROSS, J.V.: Structural evolution of the Vardar root zone, northern Greece.
Geol. Soc. America Bull., Boulder 87 (1976) 11, S. 1547-1550

- ZWART, H.J.: On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees).
Geol. Rundschau, Stuttgart 52 (1963) 1, S. 38-65
- ZWART, H.J.: The structural evolution of the Paleozoic of the Pyrenees.
Geol. Rundschau, Stuttgart 53 (1964) 1, S. 170-205
- ZWART, H.J.: Structure and metamorphism in the Seve-Köli nappe complex (Scandinavian Caledonides) and its implications concerning the formation of metamorphic nappes.
In: Géologie des domaines cristallins, S. 129-144.
Liège: Soc. géol. Belgique 1975

Versuch einer tektonischen Rayonierung der Faltungszonen Europas
unter Berücksichtigung der faltungsbezogenen Deformationsintensität
(Einengung und Interndeformation)¹⁾

von

HANS-JÜRGEN PAECH²⁾

Z u s a m m e n f a s s u n g

Als Grundlage der bei der tektonischen Rayonierung verwendeten Klassifizierung der Deformationstypen wird postuliert, daß zwischen Faltungsdeformation und Gesteinsveränderung (Metamorphose und Diagenese) eine enge Wechselbeziehung besteht:

Deformationsklasse	Strukturelle Merkmale	Gesteinsveränderung (nach WINKLER)
undeformiert	flache Lagerung	Diagenese
germanotype Falten- tektonik	Faltungseinengung gering	
einfache alpinotype Faltentektonik	intensive Faltung ohne Schieferung	sehr schwache Metamorphose
Schiefertektonik	intensive Faltung, eine Schieferung	
Phyllittektonik	intensive Faltung, zwei Schieferungen	schwache Metamorphose
Gneistektonik	u.a. Fließfalten	
		mittlere und hohe Metamorphose, Anatexis, Migmatisation

Damit ergibt sich die Möglichkeit, sowohl aus strukturgeologischen Unterlagen als auch aus Angaben zur Metamorphose (Karten, Spezialarbeiten, Photos, geol. Schnitte usw.) die notwendige Klassifizierung näherungsweise durchzuführen. Als Ergebnis dieser Arbeiten wurde eine Karte der Deformationstypen von Europa im Maßstab 1 : 6 000 000 vorgelegt, aus der paläotektonische Schemakarten der präkambrischen, kaledonischen, variszischen und alpidischen Ären im Maßstab 1 : 10 000 000 abgeleitet wurden. Aus den Vorlagen wurden Schlußfolgerungen zum tektonischen Bau von Europa besonders unter historischem Aspekt gezogen. Auf eine detailliertere Beschreibung wird in diesem Rahmen verzichtet, da aus einer Veröffentlichung in gleicher Veröffentlichungsreihe nähere Angaben zu

1) Überarbeitetes Resume des Vortrages anlässlich der Gründungssitzung der AG 4.3
"Deformation und Metamorphose von Gesteinen" im März 1976 in Berlin

2) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Berlin

entnehmen sind (Autorenkollektiv: Materialien zum tektonischen Bau von Europa, Anteil PAECH, H.-J.: Karte des gefalteten Stockwerks (Grundgebirge), Deformationstypen. — Veröff. ZI für Physik d. Erde, Potsdam 47 (1977), im Druck).

S u m m a r y

As a basis of the classification of the types of deformation used in tectonic regional division, it is postulated that a close interaction exists between the folding deformation and rock modification (metamorphism and diagenesis):

Deformation class	Structural characteristics	Rock modification (according to WINKLER)
non-deformed	flat stratification	diagenesis
germanotype fold tectonics	minor fold striction	
simple Alpine-type fold tectonics	intensive folding without cleavage	very low grade metamorphism
cleavage tectonics	intensive folding, one cleavage	low grade metamorphism
phyllite tectonics	intensive foldings, two cleavages	
gneiss tectonics	flow folds, for instance, foliation	medium and high grade metamorphism, anatexis, migmatization

This makes it possible to carry out the necessary classification in an approximate way, using both structural-geological data and information on the metamorphism (maps, special papers, photographs, geological cross sections etc.). As a result of this work, a map of the European types of deformation on a scale of 1 : 6,000,000 was presented, from which schematic palaeotectonic maps of the Precambrian, Caledonian, Variscan, and Alpidic eras were derived. From the presented maps, conclusions were drawn concerning the tectonic structure of Europe, especially under historical aspects. A detailed description is dispensed with in this paper, since detailed data can be found in a publication of the same series (Group of authors: Documentation about the tectonic structure of Europe; contribution of PAECH, H.-J.: Karte des gefalteten Stockwerks (Grundgebirge), Deformationstypen. — Veröffentlichung des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam 47 (1977), in press).

1) Revised abstract of the paper read at the constituting session of the working group "Deformation and metamorphism of rocks" in Berlin, March, 1976

R é s u m é

La classification des types de déformation employée pour procéder à la subdivision tectonique part de l'hypothèse qu'il existe une étroite corrélation entre déformation par plissement et transformation des roches (métamorphisme et diagenèse):

Catégorie de déformation	Caractéristiques structurales	Transformation des roches (selon WINKLER)
sans déformation	couche plate	diagenèse
tectonique de plissement germanotype	resserrement de pli faible	très faible métamorphisme
tectonique de plissement alpinotype simple	plissement intense sans schistosité	
tectonique des schistes	plissement intense, mono-texture schisteuse	
tectonique des phyllites	plissement intense, bi-texture schisteuse	faible métamorphisme
tectonique du gneiss	plissement d'écoulement	métamorphisme moyen et fort, anatexie, migmatisation

Ceci permet de procéder à la classification approximative indispensable, tant à partir de documents sur les structures géologiques qu' à partir de renseignements sur le métamorphisme (cartes, travaux spéciaux, photos, coupes géologiques, etc.). Le résultat de ces travaux est une carte au 1/6.000.000e représentant les types de déformation de l'Europe et dont on a dérivé des schémas paléotectoniques au 1/10.000.000e des ères précambrienne, calédonienne, varisque et alpine. Ces documents ont servi à dégager des conclusions sur l'évolution tectonique de l'Europe, compte tenu notamment d'aspects historiques. Nous nous abstenons de donner dans ce cadre une description détaillée, car une publication paraissant dans la même collection donnera des renseignements plus précis (collectif d'auteurs: Documents sur l'évolution tectonique de l'Europe, partie PAECH, H.-J.: Karte des gefalteten Stockwerks (Grundgebirge), Deformationstypen. — Veröffentlichung des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam 47 (1977), sous presse).

1) Résumé refondu de la conférence tenue en mars 1976 à Berlin, à l'occasion de la session inaugurale du Groupe de travail 4.3 "Déformation et métamorphisme des roches"

Резюме

В качестве основы классификации типов деформации, использованной при тектоническом районировании, утверждается, что между деформацией складчатости и изменением горных пород (метаморфизм и диагенез) существует тесная взаимосвязь:

Класс деформации	Структурные признаки	Изменение горных пород (по ВИНКЛЕРУ)
недеформированный	пологое залегание	
германотипная складчатая тектоника	незначительная складчатость	диагенез
простая альпийнотипная тектоника складчатости	интенсивная складчатость без кливажа	очень слабый метаморфизм
кливажная тектоника	интенсивная складчатость с кливажем	
филлитовая тектоника	интенсивная складчатость с двумя кливажами	слабый метаморфизм
гнейсовая тектоника	сланцеватость, текучие складки и др.	средний и высокий метаморфизм, анатексис, мигматизация

Из этого вытекает возможность необходимой приблизительной классификации как на основе структурно-геологических основ, так из данных по метаморфизму (карты, специальные работы, фотографии, геол. разрезы и т.д.). Как результат этих работ была представлена карта типов деформации Европы в масштабе 1 : 6 000 000, на основе которой были составлены палеотектонические схематические карты докембрийской, каледонской, варисцийской и альпийской эр в масштабе 1 : 10 000 000. Из этих представленных документов были сделаны выводы о тектоническом строении Европы в историческом аспекте.

Здесь мы не ставим перед собой задачи подробного описания, так-как подробные данные содержатся в работе, опубликованной в той же серии.

(Коллектив авторов: Материалы по тектоническому строению Европы, РАБСН, Н.-Ж.: Karte des gefalteten Stockwerks (Grundgebirge), Deformationstypen. — Veröffentlichung des Zentralinstituts für Physik der Erde, Potsdam 47 (1977), в печати.)

I)

Переработанное резюме доклада по поводу учредительного заседания рабочей группы "Деформация и метаморфизм горных пород", состоявшегося в марте 1976 года в Берлине.