

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

---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde  
Nr. 72

## Deformation und Metamorphose von Gesteinen. II



Beiträge der Arbeitsgruppe 4.3 der Problemkommission IX  
der multilateralen Zusammenarbeit  
der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder

Herausgeber:  
Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde Potsdam

---

Als Manuskript gedruckt Potsdam 1982

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

Vorwort : JUBITZ, K.-B.; BANKWITZ, P.	4
<b>1. <u>Regionale Beiträge zur Problematik von Deformation und Metamorphose</u></b>	
DON, J.: Die Entwicklung der Migmatite in der Zone der Übergangsgneise von Miedzygorze (Metamorphikum des Snieznik -- Sudety)	5
VASILJEV, E.P.; REZNICKIJ, L.Z.; VISNJAKOV, V.N.: Deformation und Metamorphose im Präkambrium des südwestlichen Baikalgelbiets	21
ZELAZNIEWICZ, A.: Pure shear deformation in the Lapland granulite complex, the Kola Peninsula, USSR	59
FRISCHBUTTER, A.: Zur Deformation der prävariszischen Granite des mittleren Erzgebirges	75
BANKWITZ, P.; GOSPODARIC, R.: Schieferung als verbreitete tektonische Deformation in den Dinariden und anderen Tektogengebieten der SFR Jugoslawien	89
<b>2. <u>Thematische Beiträge zur Problematik von Deformation und Metamorphose</u></b>	
<b>2.1 <u>Theoretische Ergebnisse</u></b>	
PATALACHA, E.I.: Störungsgebundene Fließdeformation, ihre Bedeutung für die Tektonik und ihre Reproduktion im Experiment	100
DABOVSKI, C.; STOYANOV, S.: Second-order structures of lamprophyre dikes and aplite veins as paleostress gauges in plutonic bodies	113
PATALACHA, E.I.: Laminares Fließen bei Verschiebungen und Dislokationsprozeß. Zu einigen grundlegenden Begriffen der Strukturgeologie und Tektonophysik	121

## 2.2 Methodische Ergebnisse

MIERZEJEWSKI, M.P.: The problem of flat-lying granitic plutons and the velocity of their intrusion	140
LUKJANOV, A.V.; LUKJANOVA, V.T.: Dynamometamorphose in frühen Stadien der Katagenese	150
SORVACHEV, K.K.: Character of rock plastic flow (an example of granite-gneiss structures)	175
EZ, V.V.; MOROZOV, J.A.; ESKIN, A.S.: Wechselbeziehungen der endogenen Prozesse bei der Herausbildung der meta- morphen Komplexe des westlichen Baikargebiets	206
PATALACHA, E.I.: Tektonofazies, Strukturzonalität, quantitative Bewertung von Deformationen; Atlas der Strukturformen	235
Anhang (Tafeln)	255

Wissenschaftliche Redaktion: Dr. P. Bankwitz

Technische Bearbeitung: E. Bankwitz, Dr. P. Bankwitz,  
Dr. A. Frischbutter

## V O R W O R T

Innerhalb der Problemkommission IX der multilateralen Zusammenarbeit der Akademien der Wissenschaften sozialistischer Länder zum Thema "Geosynklinalprozeß und Entwicklung der Erdkruste" (PK IX) befaßt sich die Arbeitsgruppe 4.3 mit der Ermittlung von Gesetzmäßigkeiten der Deformation und Metamorphose in Gesteinen -- vornehmlich aus dem phanerozoischen Zeitabschnitt der Erdgeschichte.

Jährlich stattfindende Beratungen haben wesentlich geholfen, innerhalb dieser Arbeitsgruppe die Forschungsarbeit aufeinander abzustimmen und die Fragestellungen auf zentrale Probleme der zu bearbeitenden Thematik zu fokussieren. Auch in diesem Fall war es für die Beteiligten aus verschiedenen Ländern nötig, eine gemeinsame, "Schulen"-übergreifende Sprache zu finden.

Der vorliegende Band demonstriert, daß es den Mitarbeitern der AG 4.3 gelungen ist, in relativ kurzer Zeit der Zusammenarbeit eine Reihe neuer Erkenntnisse über bestimmte Arten der Entwicklungsabläufe bei der Umgestaltung der Gesteine der oberen Erdkruste zu erarbeiten. Das weite Spektrum der Themen (von der Deformation bei der Katagenese bis zur Beziehung von Deformation und Metamorphose unter granulitfaziellen Bedingungen) und der Dimension (vorwiegend regional bis mesoskopisch) geht auf eine betont objektbezogene Forschung zurück. Ergebnisse der zukünftig stärker theoretisch bzw. mikrostrukturell ausgerichteten gemeinsamen Forschung werden in dem in Vorbereitung befindlichen 3. Sammelband zu "Deformation und Metamorphose" stärker bemerkbar sein. Doch bereits in dem hier vorliegenden Band werden unter anderem so wichtige theoretische Aspekte wie die strukturbildenden Anteile der Deformation, die Beziehung zwischen Deformationsrate und Deformationsintensität von einigen Autoren behandelt.

Durch eine stärkere Kooperation mit Bearbeitern anderer relevanter Fragen der Erdkrustenentwicklung hoffen im Rahmen der PK IX alle Beteiligten, den Nutzen der internationalen Kooperation für die geologische Wissenschaft im nationalen und im internationalen Rahmen noch deutlicher machen zu können.

Die Tätigkeit in der Problemkommission IX war und ist nur möglich dank einer stetigen, entschiedenen Unterstützung durch zahlreiche engagierte Gründungs- und Leitungsmitglieder -- in Übereinstimmung mit der Förderung der Arbeiten seitens der delegierenden Forschungseinrichtungen. Stellvertretend für einen großen Kreis fördernder Leitungskader danken wir für die Möglichkeit, innerhalb der PK IX tätig und wirksam sein zu können, dem Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR, KM Prof. Dr. H. Kautzleben.

Dr.so.P. Bankwitz  
Leiter der Arbeitsgruppe 4.3  
"Deformation und Metamorphose  
von Gesteinen" der PK IX

Prof.Dr.so.K.-B. Jubitz  
Ständiger Vertreter der Akademie der  
Wissenschaften der DDR in der Problem-  
kommission IX

Die Entwicklung der Migmatite in der Zone der Übergangsgneise  
von Międzygórze (Metamorphikum des Śnieżnik - Sudety)

von

Jerzy DON <sup>1)</sup>



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

Neuesten Annahmen zufolge sollen die feinkristallinen Migmatit-Gneise (Typ Gierałtów-Gneise) im Metamorphikum des Śnieżnik die Ausgangsserie für die Entwicklung der Augengneise des Śnieżnik gewesen sein und hauptsächlich durch eine Granitisierung des Glimmerschiefers der suprakrustalen Stronie-Serie entstanden. In der vorliegenden Arbeit beschreibt der Autor Beispiele für die Entstehung ähnlicher Migmatite auf Kosten von Augengneisen (Typ Śnieżnik). In der Kontaktzone von Międzygórze, in der beide Gneistypen fingerförmig miteinander verzahnt auftreten, sind allmähliche Übergänge zwischen ihnen zu beobachten. Diese Übergänge haben sekundären Charakter, da sie auf die zunehmende Deformation der starren Augengneise bis hin zu einer vollständigen Laminierung und bis zur Entstehung von Migmatiten (thermischer Effekt und damit verbundene Rekristallisation) zurückzuführen sind.

Diese Prozesse vollzogen sich vermutlich bei einer Überschiebungstektonik, in deren Verlauf die starren Augengneise einer teilweisen Mylonitisierung und Auswälvung (Rodding - lineare Streckung  $L_2$ ) unterlagen und sich anschließend zu Migmatiten umwandelten. Die für solche Gesteine charakteristischen langgezogenen ähnlichen Falten entstanden mit starker Abweichung der Achsen, mit überlagerndem Biotit-Linear ( $L_3$ ), mit einer postdeformativen Rekristallisation der plastisch verformten Zonen. Die Prozesse hängen vermutlich mit der frühkaledonischen Tektogenese zusammen, in deren Verlauf sich die Westsudety zusammen mit dem Moldanubischen Block über die Moravo-Silesische Zone schoben, in deren Raum sich im unteren Devon die Geosynklinalen der Ostsudety zu formieren begannen.

S u m m a r y

According recent results the fine-crystalline gneisses (Gierałtów gneisses) should be the primary series for the development of the augen gneisses (Śnieżnik gneisses). They originated by granitisation from mica schists of the supracrustal Stronie series.

In this paper the author describes examples for the origin of similar migmatites from augen gneisses (Śnieżnik type). Within the contact zone of Międzygórze where both types of gneisses occur interlocking, gradual transitions between both rocks are to

<sup>1)</sup> Universität Wrocław, Institut für Geologische Wissenschaften

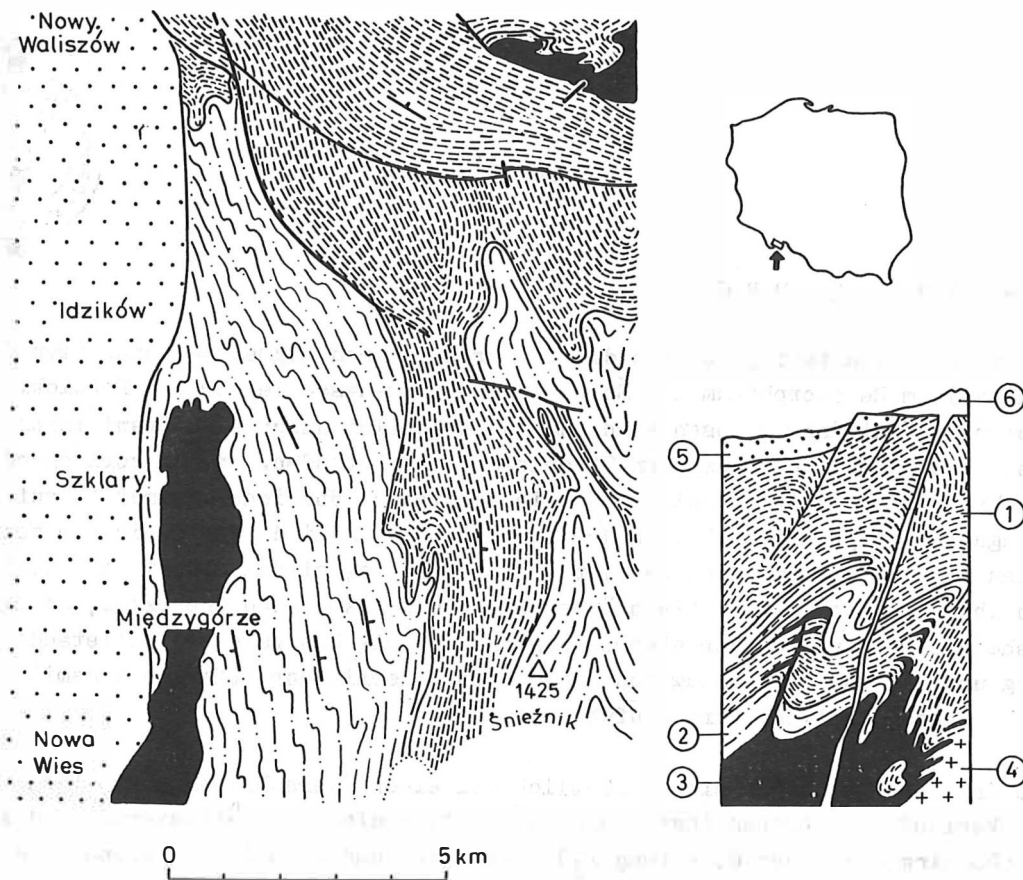


Abb. 1 Geologische Skizze des Antiklinoriums von Międzygórze (Auszug aus der Karte vom Metamorphikum des Śnieżnik: DON 1964)

- 1 - Suprakrustale Bildungen der Stronie-Serie des oberen Proterozoikums und des unteren Paläozoikums;
- 2 - Śnieżnik-Augengneise
- 3 - Gierałtów-Migmatitgneise;
- 4 - variszische Granitoide (im Nordteil des Śnieżnik-Metamorphikums);
- 5 - Ablagerungen der oberen Kreide;
- 6 - Alkalische Vulkanite des Neogen (bei Łądek Zdrój)

observe. The transitions are of secondary character because they are due to the deformation of the augen gneisses which lead to a complete lamination and to the origin of migmatites (thermal effect with recrystallization).

The processes occurred probably in connection with overthrusting: mylonitization, rodding ( $L_2$ ), migmatization. The typical similar folds were formed with large deviations of the axes, with superimposed biotite lineations, and with postdeformational recrystallization. The processes were probably related with early Caledonian tectogenesis by which the Western Sudetes were overthrust on the Moravo-Silesian zone together with the Moldanubian unit.

Im Jahre 1977 führte der Autor mesostrukturelle Beobachtungen in der Kontaktzone der Augengneise des Śnieżnik mit den Gierałtów-Migmatitgneisen in Międzygórze durch. Dieses Gebiet wurde bewußt ausgewählt, da über Entwicklung, Abfolge und Alter der Gneise im Metamorphikum des Śnieżnik bis heute recht unterschiedliche Ansichten bestehen. Viele Bearbeiter halten die Gierałtów-Gneise für älter als die Śnieżnik-Gneise (FISCHER 1936; BEDERKE 1943), einige für gleichalt (SMULIKOWSKI 1957, 1960, 1973; OBERC 1968, 1972; TEISSEYRE 1957, 1973) beziehungsweise für jünger (DON 1963, 1964, 1975).

Darüber hinaus wird heute angenommen, daß sich die feinkristallinen Migmatit-Gneise (Typ Gierałtów) im Metamorphikum des Śnieżnik hauptsächlich durch Granitisierung des Glimmerschiefers der suprakrustalen oberproterozoisch-altpaläozoischen Stronie-Serie (GUNIA 1974, 1976) bildeten. Daher auch das große Interesse für die Kontaktzonen zwischen den Augengneisen vom Typ Śnieżnik und den Gierałtów-Migmatitgneisen seit es petrogenetische Untersuchungen in diesem Gebiet gibt (SMULIKOWSKI 1952, 1957, 1960, 1973; SMULIKOWSKI 1959 a, b; ANSILEWSKI 1966) und mesostrukturelle Untersuchungen (TEISSEYRE 1957, 1964, 1973, 1975; OBERC 1957; DON 1963, 1964, 1969, 1975 a, b).

Als "Übergangsgneise" wurde von THEISSEYRE (1957) eine solche Zone in den Gneisen der Międzygórze-Einheit (BEDERKE 1943; FRAŃKIEWICZ 1958) kartenmäßig erfaßt. Sie ist bis zu 300 m breit und verläuft mit ihrer Nord-Süd-Erstreckung in der gleichen Richtung wie die regionalen Strukturelemente im Südteil des Metamorphikums des Śnieżnik (Abb. 1). Westlich der beschriebenen Zone dominieren die Gierałtów-Gneise. Sie bilden eine bis zu 1 600 m breite Randzone. Die Ostseite wird von den Śnieżnik-Gneisen eingenommen, welche etwa 3 km weiter östlich entlang des Intrusivkontaktes (KOSLOWSKA, SMULIKOWSKI 1957) unter die metamorphen Schiefer der suprakrustalen Stronie-Serie abtauchen. Nach Norden hin fallen die Gierałtów-Gneise von Międzygórze bei Idzików unter Śnieżnik-Gneise (TEISSEYRE 1957) und diese wiederum in der Gegend von Nowy Waliszów unter Schiefer der Stronie-Serie (DON 1964) ein.

Die Gneise der Międzygórze-Einheit bilden also eine Antiklinalstruktur (Abb. 1) mit Migmatitvarietäten im Kern (BEDERKE 1943). Entlang der Jeszówka-Verwerfung grenzen die Śnieżnik-Gneise des Westflügels dieser Struktur an Migmatit-Gneise (FRAŃKIEWICZ 1958), mit denen sie am Ostflügel die bereits erwähnte Kontaktzone (Abb. 2) bilden, in der man die vielfache Wechsellagerung von Augen-führenden Śnieżnik-Gneisen mit feinkörnigen Migmatitvarietäten der Gierałtów-Gneise verfolgen kann. Zwischen den beiden Hauptvarietäten existieren durchhaltende Übergänge in Form dünnlamimierter Gneise.

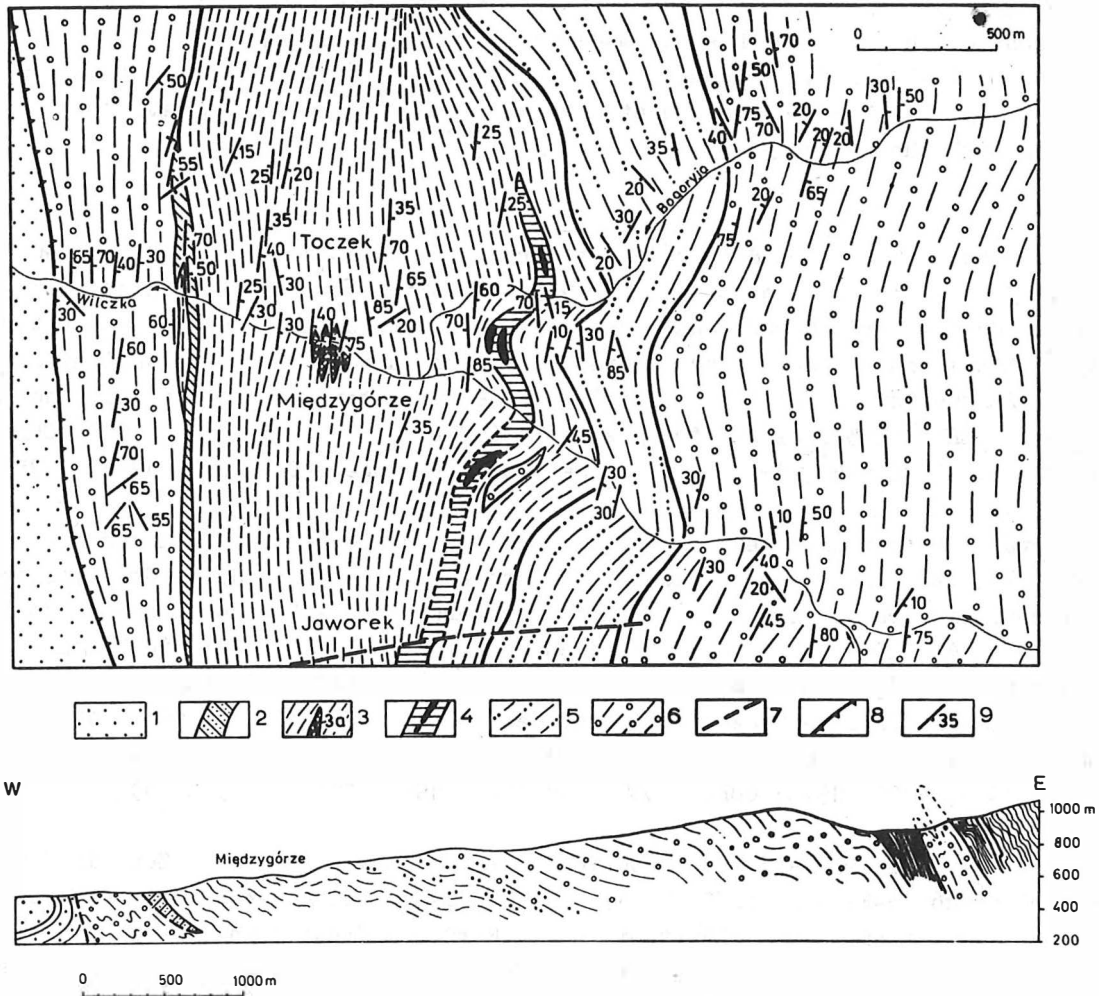


Abb. 2 Geologische Karte von Międzygórze mit geologischem Profil (TEISSEYRE 1957, 1973)

1 - Ablagerungen der oberen Kreide; 2 - Mylonite entlang der Verwerfung des Jaszówka; 3 - Gierałtów-Gneise; 3a - Amphibolitlinsen; 4 - Gierałtów-Gneise mit Eklogitlinsen; 5 - Śnieżnik-Gneise mit Einlagerungen von Gierałtów-Gneisen; 6 - Śnieżnik-Gneise; 7 - Verwerfungen; 8 - Überschiebungen; 9 - Schieferung

Das geologische Profil durch die Struktur von Międzygórze erstreckt sich in östlicher Richtung auf Gebiete, die von der beiliegenden Karte nicht erfaßt sind. Schraffur im Ostteil des Profils - kristalline Schiefer der Stronie-Serie.



Als TEISSEYRE (1957) diese Zone zum erstenmal beschrieb, stellte er fest, daß die dünnlaminierten Gneise durch Auswalzen spätpräkambrischer (SMULIKOWSKI 1952) leukokrater porphyrischer Granite entlang von Gleitflächen entstanden sind, die die Schichten voneinander trennen, welche sich während der kaledonischen Tektogense in großen Tiefen gegeneinander verschoben haben. Er wies darauf hin, wie schwierig es sei, diese von ähnlichen Varietäten der Gierałtów-Gneise zu unterscheiden und hob hervor, daß dynamische Deformationen bei letzteren fehlen. Ferner stellte er fest, daß mehrere Varietäten der Gierałtów-Gneise ebenfalls dem Prozeß des Auswalzens unterworfen waren, die Ergebnisse dieses Vorganges aber bei ihnen, im Gegensatz zu den stark laminierten Śnieżnik-Gneisen, im allgemeinen durch eine spätere Kristalloblastese verwischt worden seien.

Bislang konnten nur in einem Aufschluß im Wilczka-Flußbett, etwa 550 m östlich vom Zentrum von Międzygórze, Gneise vom Gierałtów-Typ mit Stengelung (TEISSEYRE 1964) festgestellt werden. Ihr Vorkommen nahe der östlichen Zone der Übergangsgneise erklärt PACHOLSKA (1968) mit den starken Differentialbewegungen, die während der Faltung des gesamten Gesteinskomplexes an der Grenze zwischen den Śnieżnik-Gneisen und den Gierałtów-Gneisen abliefen. Auf starke Differentialbewegungen in der erwähnten Zone weisen auch zerscherte Eklogitlinsen, die im Bereich der Gierałtów-Gneise auftreten und sich als Melange entlang der Westgrenze der Übergangsgneise (Abb. 2) fortsetzen.

Die Gierałtów-Gneise, wie auch die Gneise der Übergangszone, fallen im Ostteil nach TEISSEYRE (1957) in einem Winkel von ca.  $40^\circ$  konkordant unter die Śnieżnik-Gneise ein (Abb. 2). Die von STACHOWIAK (1966) gemachten Beobachtungen, ergänzt durch Arbeiten des Autors an einer Karte zur Vorbereitung von Wanderrouten für den "Geologischen Wegweiser durch die Sudety" (1969), bestätigen, daß die Gierałtów-Gneise nach Osten hin unter die Śnieżnik-Gneise abtauchen, auf der Karte allerdings diskordant zu diesen dargestellt. Im Bereich der Śnieżnik-Gneise wurde eine sekundäre N--S-Antiklinalstruktur entdeckt, die etwa 800 m östlich der beschriebenen Kontaktzone verläuft (Abb. 3). Die Śnieżnik-Gneise des westlichen Flügels dieser Antiklinale fallen mit durchschnittlich  $30^\circ$  nach Westen ein, d.h., sie zeigen ein den Gierałtów-Gneisen, mit denen sie sich in der Kontaktzone fingerförmig verzahnen, genau entgegengesetztes Einfallen. In den Beobachtungen zu den räumlichen Beziehungen zwischen den beiden Gesteinsvarietäten, die den Ausgangspunkt bilden, fand der Autor seine schon früher geäußerte Ansicht bestätigt (DON 1963, 1964), nach der die Gierałtów-Gneise - als der jüngere Gesteinskomplex mit der kaledonischen Faltenbildung verbunden - im Bereich der algonkischen Stronie-Serie, die mit den Śnieżnik-Gneisen verfaltet sind, im allgemeinen diskordant auftreten.

Eine sehr interessante Interpretation der erwähnten Kontaktzone lieferte später DUMICZ (1976 a, b), der ihre Entstehung auf die diskordante Überprägung der Kristallisationsschieferungsflächen ( $S_2$ ) über die ursprüngliche Stratifikation der Serien zurückführte ( $S_0$ ). In der ersten, tektogenetischen Etappe dieses Zyklus erfolgte eine intensive Faltung der proterozoisch-frühpaläozoischen Geosynklinalformationen (GUNIA 1974, 1976; GUNIA & DUMICZ 1976 a, b), begleitet von einer progressiven Metamorphose, die sich unter anderem in der Herausbildung immer stärker basischer Plagioklase äußerte (ANSILEWSKI 1966). Nach DUMICZ (1976) folgte auf die tangentialen Einengung die tektogenetische Etappe ( $F_2$ ) der Entwicklung des Śnieżnik-Metamorphikums, die anfangs unter hydrostatischem Druck und anschließend unter dem Einfluß vertikaler Einengung ver-

lief. Die vorher gefalteten Gesteine unterlagen nun einer horizontalen Dehnung. Die tieferen, sich plastisch verhaltenden Partien wurden von einer subhorizontalen Verschiebung erfaßt. Dabei bildeten sich disharmonische und ähnliche Falten bei gleichzeitiger Entwicklung der Flächen der Hauptkristallisationsschieferung ( $S_2$ ). Sie wurde begleitet von einer Mikroklin-Blastese, die verantwortlich ist für die Bildung der Gierałtów- und der Śnieżnik-Gneise. Zeitlich bringt DUMICZ (1976) die Prozesse dieser Etappe ( $F_2$ ) mit der orcadischen Phase (Beginn Mitteldevon) der frühvariszischen Tektonogenese in Zusammenhang.

Die Ansichten über Entwicklung, Aufeinanderfolge und Alter der Gneise des Śnieżnik-Metamorphikums gehen nach wie vor weit auseinander, ein Umstand, der Anlaß sein sollte für weitere Forschungsarbeiten in den Kontaktzonen als besonderem Schwerpunkt. In der vorliegenden Arbeit hat der Autor die Ergebnisse seiner 1977 in der erwähnten Zone der Übergangsgneise bei Międzygórze durchgeführten regionalen Untersuchungen zusammengestellt und interpretiert. Diese Arbeiten sind Teil des Forschungsthemas "Versuch einer Korrelation von Aufeinanderfolge und Alter der Deformationen der metamorphen Serien im Gebiet Łądek-Śnieżnik anhand paläontologischer und struktureller Untersuchungen", das die Polnische Akademie der Wissenschaften im Rahmen des Internationalen Problems I. 16 - "Die Geodynamik des polnischen Raums" - 6A.3.4.2. bearbeitet. Der Autor dankt seinen Kollegen Marian Dumicz und Irena Wojciechowska herzlich für Anmerkungen und Ergänzungen, die zum besseren Verständnis des Textes beitragen.

In die Übergangsgneise der Kontaktzone von Międzygórze, wo verhältnismäßig gute Aufschlüsse existieren, haben sich die Gebirgsbäche Wilczka und Bogoryja tief eingeschnitten. Besonders viele natürliche Aufschlüsse und hohe Felsen befinden sich an den Hängen des Bogoryja-Tals, unmittelbar nördlich der erwähnten Ortschaft. Einer der größeren Felsen dieser Gruppe, der "Baszta", wurde hinsichtlich seiner Struktur von TEISSEYRE (1957, 1973, 1975) und hinsichtlich seiner Petrogenese von SMULIKOWSKI (1959 b) bis ins einzelne beschrieben. Darüber hinaus ist er Teilnehmern mehrerer regionaler Kongresse und Konferenzen vorgeführt worden.

Die Grenze zwischen Gierałtów- und Śnieżnik-Gneisen ist in der erwähnten Kontaktzone fließend und zeichnet sich durch eine vielfache Verzahnung der beiden Hauptgesteinstypen aus, was besonders gut an den senkrechten Wänden des "Baszta"-Felsen sowie an den benachbarten Aufschlüssen zu beobachten ist. Die bis zu mehreren Metern mächtigen Bänke im Mittelteil werden von Śnieżnik-Augengneisen mit meist schwach geregelter Textur (Bild 1)<sup>2)</sup> gebildet. Makroskopisch erinnern diese Gneise an die porphyrokörnigen Karkonosze-Granite. Sie bestehen aus großen, bis 6 cm großen Kalifeldspatkristallen, eingebettet in eine ungleichkörnige Matrix, die sich hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und Glimmer zusammensetzt. Die dynamische Deformation der Großkristalle des Mikroklin ist unterschiedlich stark und in der Mitte der Lagen verhältnismäßig gering. Sie äußert sich in der Zertrümmerung und Mylonitisation der Randpartien der Augen sowie in Rissen, die mit Feldspatmatrix ausgefüllt sind. Auch die lineare Streckung und Regelung der Minerale ist hier schwach ausgeprägt (Bild 2).

Die Augengneis-Varietäten gehen randlich in immer stärker ausgewalzte Varietäten über (Bild 3): die Regelung nimmt zu; die spindelförmige Streckung der Mikrokline wird stärker und erreicht oft das Verhältnis 1 : 10 oder mehr. Gleichzeitig deformieren sie linear parallel zu den Rodding-Strukturen (Bild 4), und die konkordant zu

2) siehe Bildtafeln im Anhang

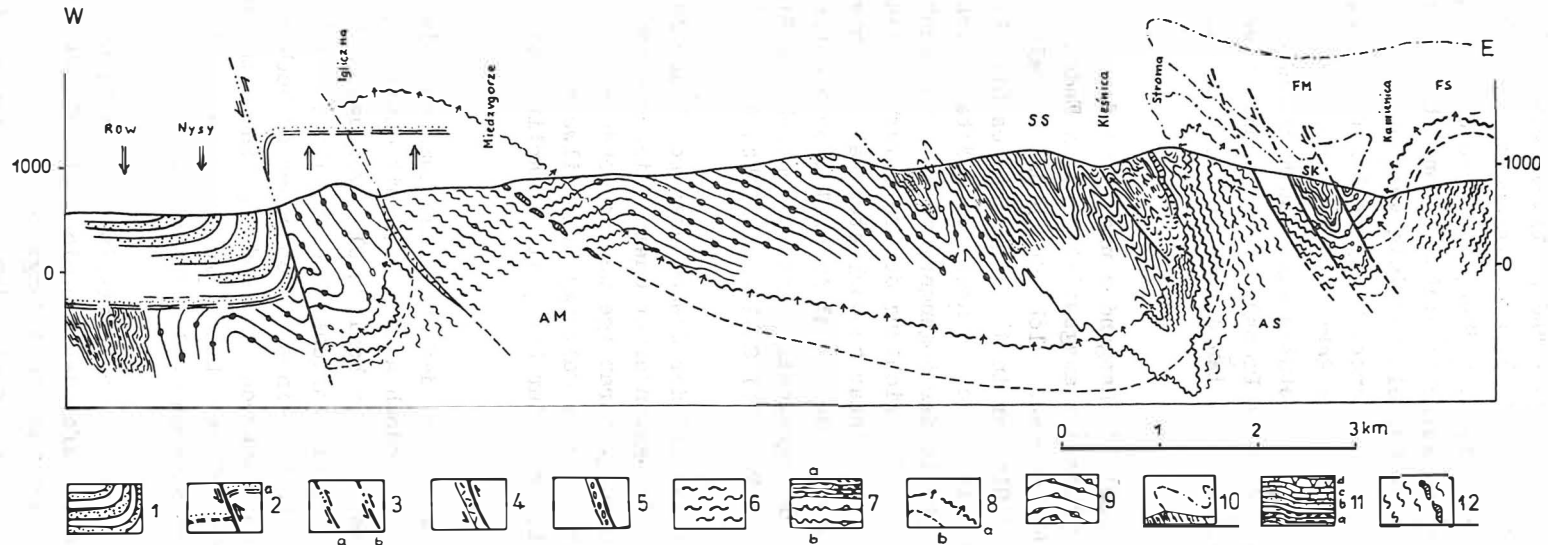


Abb. 3 Schematischer Querschnitt durch die tektonischen Einheiten des Snieżnik-Massivs.

1 - Sedimente der Oberkreide im Nysa-Graben; 2 - morphologische Oberfläche vor der Kreidetraggression; 3 - Bruchstörungen: a - jünger als Oberkreide, b - ?karbonisch; 4 - Mylonite; 5 - unterkarbonische (?) Konglomerate und Sandsteine von Kletno und vom Osthang des Śnieżnik (in der Nähe von Mały Lej); 6 - Gierałtów-Gneise; 7 - Übergangs- und gemischte Gneise, verbunden mit der Migmatisationsfront der Gierałtów-Gneise: a-im Bereich der suprakrustalen Stronie-Serie, b-im Bereich der Śnieżnik-Augengneise; 8 - Migmatisationsfront der Gierałtów-Gneise, a - lokale Migmatisationserscheinungen, b - zusammenhängende Vorkommen der Gierałtów-Gneise; 9 - Śnieżnik-Augengneise; 10 - gedachter Verlauf des Kontakts der Snieżnik-Gneise mit der suprakrustalen Stronie-Serie; 11 - suprakrustale Stronie-Serie ( $Pt_3-Cm_2$ ): a - vorwiegend Glimmerschiefer, b - helle Quarzite, c - kristalline Kalke (Marmore), lokal Erlane, d - Amphibolitschiefer und Amphibolite; 12 - Eklogite, in Gierałtów-Gneisen.

AM - Międzygórze-Antiklinale; AS - Śnieżnik-Antiklinale; FM u. FS - pilzähnliche (?) Falte von Młynsko und Suszyca; SS - Sienna-Antiklinale; SK - Kamienica-Synklinale.

den regionalen tektonischen Einheiten verlaufen (Abb. 1 und 2). Sie sind umgeben von Glimmern und Glimmerbruchstücken, die gerichtet geregelt und gestreckt sind. Die Mikroclin-Augen werden zunehmend stärker abgeplattet (Bild 5), und die Gneise gehen zum Rand der Lagen hin nach und nach in feinlaminierte Varietäten über, in denen die ehemaligen Großkristalle schmale helle Bänder aus Quarz und Feldspat hinterlassen haben, die mit dunkleren, glimmerreichen Bändern wechseln (Bild 6). Gleichzeitig verschwindet allmählich die lineare Regelung der Minerale zugunsten der Anordnung paralleler Bänder, und es häufen sich die Anzeichen für eine postkinematische Rekrystallisation. Die Breite dieser Bänder erreicht mehrere Millimeter. Diese Varietäten sind von ähnlichen Gierałtów-Gneisen schwer zu unterscheiden. Der beschriebene Prozeß einer Umwandlung von Augen-Gneisen in feingebänderte Gneise in den Randpartien der Lagen blieb oftmals auf dieser Stufe stehen.

In einigen Lagen verlaufen die Augen diagonal zum Hangenden und Liegenden der Schichten. Hier sind deutlich die zu dünnen hellen Lamellen ausgewalzten Augen-Enden zu erkennen, die von dunkleren Bändern unterbrochen werden, welche durch das Auswalzen von Quarz, Plagioklas, zerbrochenem Mikroclin und Glimmer in der Umgebung des Mikroclin-Auges entstanden sind (Bild 7). Eine solche Deformation konnten nur Kräfte bewirken, die eine Gleitung entlang der Ober- und Unterkante der Augengneisbänke verursachten. Unter dieser Voraussetzung kann sehr leicht auf die Richtung der relativen Bewegung der Lagen geschlossen werden. In allen vom Autor bisher beobachteten Fällen hatten sich die hangenden Schichten gegenüber den liegenden in der Regel in östlicher Richtung verschoben. Ein Beispiel für die Verschiebung der Augengneis-Lagen in umgekehrter Richtung führt TEISSEYRE (1957) aus dem oberen Teil des Tals bei Szklary an (Abb. 4/B).

An zahlreichen Flächen in den einzelnen Lagen ist der Umwandlungsprozeß der Augengneise über die Entstehung flachliegend parallel-gebänderter Gneise hinausgegangen bis hin zu einer immer stärker plastischen Verformung. Derartige Gneise gehen allmählich in Migmatit-Varietäten (mit zunehmend disharmonischer Faltung) und teilweise auch in feinkristalline Gneise mit nahezu richtungsloser Textur über, die an Aplitgranite erinnern.

Die asymmetrischen Falten sind ähnlich wie im Kern des Antiklinoriums von Międzygórze (Abb. 4c) überwiegend ostvergent, es gibt jedoch auch Falten mit entgegengesetzter Vergenz. Die Faltenachsen liegen mehr oder weniger horizontal bevorzugt in N--S-Richtung - bei starker Streuung. Häufig ist die allmähliche Änderung ihrer räumlichen Anordnung bis fast zu einer W--E-Richtung innerhalb eines Aufschlusses zu beobachten, so daß sie teilweise deutlich schräg, ja sogar senkrecht zum Rodding-Linear in den benachbarten Lagen der Śnieżnik-Gneise verlaufen können. Beispiele für eine schrittweise Änderung der Achsenrichtung lassen sich unter anderem an dem "Baszta"-Felsen finden.

Schon länger bekannt ist eine solche Streuung aus den Migmatit-Gneisen in Łądek-Zdrój (DON 1975, 1978), sie ist ebenfalls im Schiefer der Stronie-Serie wie auch in den Śnieżnik-Gneisen verbreitet. Ihre Anlage ist bedeutend jünger als die des Rodding-Linear, deren Entwicklung hauptsächlich mit der Etappe ( $F_2$ ) der Deformation der Gesteinsserien des Śnieżnik-Metamorphikum (TEISSEYRE 1973; DON 1972, 1975; WOJCHIECHOWSKA 1972) in Verbindung gebracht wird. Diese Autoren ordnen sie überwiegend der drit-

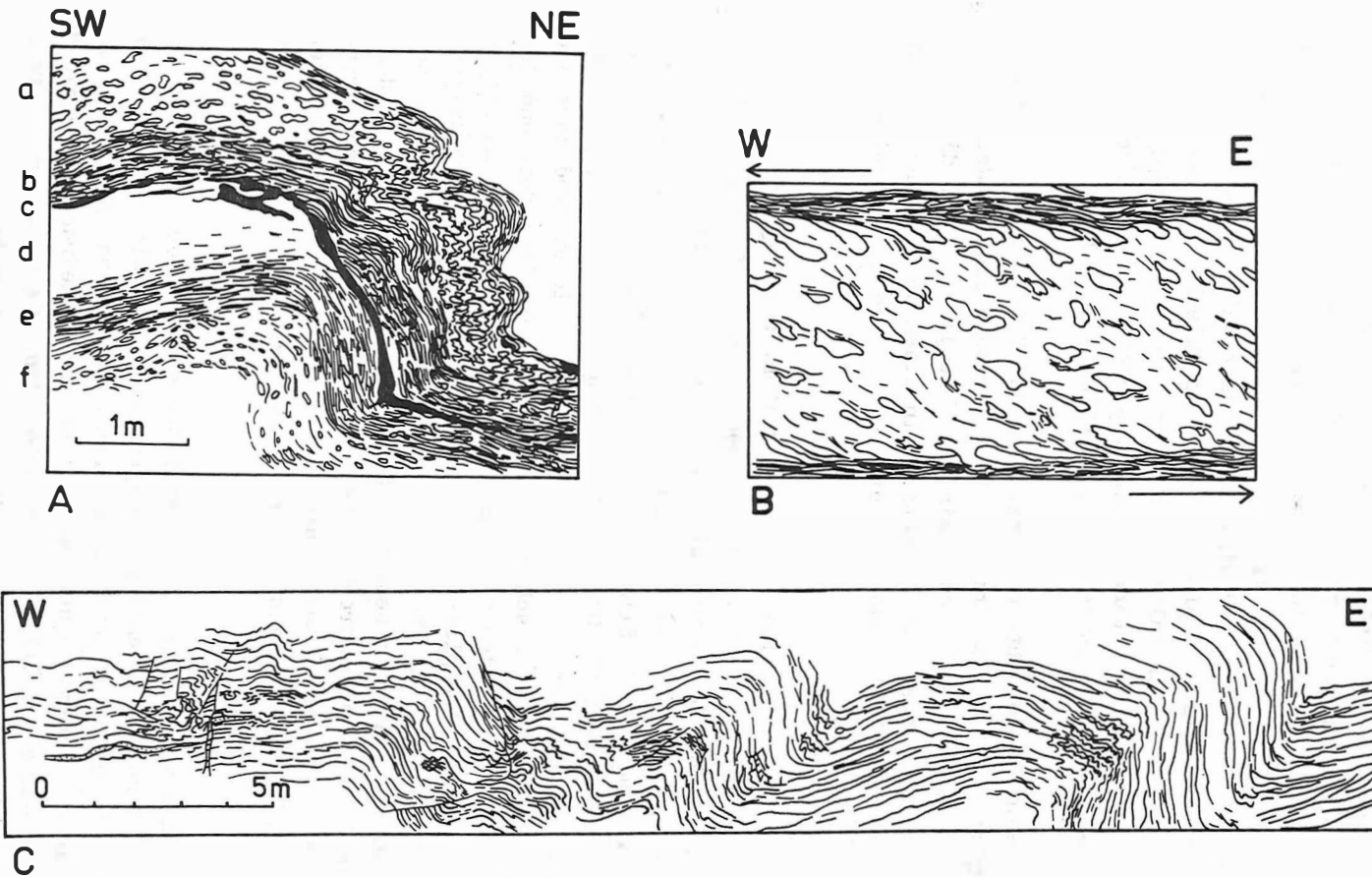


Abb. 4 Skizze der Aufschlüsse in den Gneisen des Antiklinorium von Międzygórze nach TEISSEYRE (1957).

A - Teil des "Baszta";

B - Beispiel für die laminare Struktur der Augengneise;

C - Ostvergenz der Falten in den Gierałtów-Gneisen im Kern des Antiklinorium von Międzygórze

ten Etappe der Deformation ( $F_3$ ) zu, in der eine beträchtliche Abweichung der Faltenachsen mit überwiegender NW--SE- bis NE--SW-Richtung zu beobachten ist.

In der Zone der Übergangsgneise von Międzygórze unterscheiden sich die  $F_2$ -Falten, die mit der Entwicklung des Rodding-Linear verbunden sind, wesentlich von den  $F_3$ -Falten. Erstere sind meist durch offene und konzentrische Formen mit einer Amplitude von mehreren Metern bis zu einigen Zehnermetern gekennzeichnet und umfassen ganze Schichtkomplexe. Die kleinen  $F_3$ -Falten dagegen sind eindeutig disharmonisch, vom Typ ähnlicher Falten. Sie dominieren in den stark deformierten Zonen zwischen den Lagen. Die unterschiedliche Morphologie der beiden Faltenarten ergibt sich folgerichtig aus dem Umstand, daß die Deformationen in einem starren Schichtverband begannen, der sein plastisches Verhalten mit zunehmender Bewegungsintensität allmählich erlangte.

Davon zeugen die allgemein zu beobachtende Zerstörung der Randpartien großer Körner sowie die konkordanten Mylonitbänder, die infolge der späteren Mikroklin-Rekristallisation (SMULIKOWSKI 1959 b) teilweise überprägt sind. Zu betonen ist, daß die Herausbildung der  $F_3$ -Falten in der beschriebenen Kontaktzone in einem ursächlichen Zusammenhang mit der Entwicklung der  $F_2$ -Falten steht, worauf der Autor bereits hinwies (DON 1975, 1976, 1978).

In den stark deformierten Zonen zwischen den Lagen treten, zusammen mit Migmatiten, mitunter auch feinlaminierte Glimmerschiefer bzw. Glimmer-Amphibolit-Schiefer in einer Mächtigkeit von mehreren Zentimetern bis zu einigen Dezimetern auf (Abb. 4a). Die Migmatit-Gneise sind deutlich abgegrenzt, und die Grenzflächen der Gneise haben oft die Form von plastisch deformiertem "Teig" (Bild 9) bewahrt. Die dünnen Bänder im Innern des Migmatit-Gneises liegen parallel zur Grenzfläche. Der Glimmer- und Amphibolitschiefer dagegen ist geplättet, und die darin enthaltenen Quarzsekretionen sind zerschert. Mitunter befinden sich zwischen diesen Flächen deutlich sichtbare Schiefer- und Quarzbrekzien (Bild 10). Diese Brekzien wurden zusammen mit dem migmatisierten Komplex konkordant gefaltet, ohne die Bänder der plastisch deformierten Gneise zu unterbrechen. Das läßt den Schluß zu, daß während des Prozesses der Migmatisierung große Phasendifferenzen an den Schiefer-Gneis-Kontakten bestanden haben müssen. Die Bänder in den Migmatit-Gneisen sind ebenfalls nicht unterbrochen. Lediglich in einigen Fällen durchdringt ein helles Leukosom in Gestalt transversaler, mehrere Zentimeter langer Adern die benachbarten Laminen, wobei die Grenzen dieser Bänder stets den Charakter von Rekristallisations-Verzahnungen haben.

Häufig zu beobachten sind in den migmatisierten Zonen zwischen den Schichten bis zu 50 cm mächtige unregelmäßige Anhäufungen von Gangquarz, welche die Bänderung der Gneise unterbrechen und an Boudins erinnern. An manchen Stellen sind sie in Gestalt von diskordanten Gängen in die Schichten der Śnieżnik-Gneise eingedrungen, wo sie dann allmählich schmaler werden und schließlich ganz verschwinden. Die Gangquarze entstanden in der letzten Bildungsphase während der Veränderung der Migmatite. In den durch den Druck geschwächten Raum sowie in die Spalten, die die lamellare Struktur durchzogen, drang diskordant  $\text{SiO}_2$ -Lösung ein.

Nach Westen hin, im Kern des Antiklinoriums von Międzygórze, verbinden sich die migmatisierten Zonen mit den Gierałtów-Gneisen, welche Relikte von Augengneisen mit unterschiedlichem Deformationsgrad enthalten.

Der hier beschriebene Übergang der Śnieżnik-Augengneise in Flasergneise und dieser wiederum in Migmatitgneise des Gierałtów-Typs ist zurückzuführen auf das Auswalzen und die Lamellierung des Augen-führenden Gesteins entlang der Gleitflächen zwischen den sich gegeneinander verschiebenden Schichten. Bei diesem Prozeß wurde Wärme freigesetzt, was wiederum in der folgenden Etappe zur plastischen Umbildung des stark deformierten Gesteins und zur Entstehung von Migmatiten führte. Mit dem Ausklingen des Migrationsprozesses begann die parakinematische, vor allem aber postkinematische Rekristallisation, die in den migmatisierten Zonen zwischen den Schichten besonders stark ausgeprägt war. Hier sind verbreitet Anzeichen für eine metasomatische Reaktion aller Minerale untereinander, vor allem aber der Feldspate, zu beobachten, mit denen der Mikroklin am aktivsten reagiert. Ausgehend von den migmatisierten Zonen werden die Anzeichen für eine Rekristallisation nach außen hin immer geringer. Ein Teil der Augen allerdings ist von der Rekristallisation betroffen und zwar vor allem diejenigen, die zuvor in den Randpartien der Mylonitisierung unterlagen. Sie vergrößerten ihr Volumen sekundär und wandelten sich teilweise in Porphyroblasten um, was den Eindruck entstehen läßt, als seien die Augengneise des Śnieżnik durch Pegmatisierung der Gierałtów-Gneise entstanden. Eine Zunahme der Mikrokline ist auch im Bereich der während des Prozesses der Lamellierung entstandenen Mylonitschlieren zu beobachten. Auf eine deutliche postkinematische Rekristallisation weist auch A. PACHOLSKA (1968) hin. Sie ist, wie diese Autorin feststellte, vor allem im Umkreis der typischen Varietäten der Gierałtów-Gneise anzutreffen. Anzeichen einer Rekristallisation finden sich auch im Śnieżnik-Augengneis, sie scheint hier an von der Kataklase besonders stark betroffene Stellen gebunden zu sein.

Für mesostrukturelle Untersuchungen von Bedeutung sind Beobachtungen an den Kristallisationsformen des Biotits, dessen Lamellen in den Achsenflächen der disharmonischen Falten vom Typ ähnlicher Falten ( $s_3$ ) gewachsen sind. Deshalb sind diese Glimmer an den Flanken diagonal und auf den Antiklinalen senkrecht zu den Schichten angeordnet, während sie in die Achsenflächen der Falten eingeregelt sind und ein Biotit-Feinlinear bilden. Das ist das einzige Linear in den stark migmatisierten Gneisen. In den Übergangsgneisen dagegen überlagert dieses Linear deutlich das zu einem früheren Zeitpunkt entstandene Rodding-Linear ( $L_2$ ), was an der Überlagerung beider Lineare in einer Reihe von Aufschlüssen der erwähnten Kontaktzone (Abb. 5) leicht zu erkennen ist. Dort finden sich plastisch deformierte Rodding-Texturen ( $L_2$ ) mit überlagerndem gradlinigen Biotit-Linear ( $L_3$ ). Der Autor hat ähnliche Erscheinungen aus den Kontaktzonen der Gneise von Radochów (DON 1975 a) und Łądek Zdrój (DON 1975 b) beschrieben. Allerdings ist die Streichrichtung dieses Linears regional verschieden: in der Kontaktzone von Międzygórze verläuft es meist N--S und im nördlichen Teil der Śnieżnik-Einheit in der Regel E--W (WOJCIECHOWSKA 1975).

Parallel zur Rekristallisation erfolgte eine Temperaturabnahme, die in den plastisch deformierten und migmatisierten Zonen zwischen den Schichten besonders groß war. In die durch die Dehnung geschwächten Räume drangen an  $\text{SiO}_2$  übersättigte Lösungen ein, die den komplizierten Entstehungsprozeß der beschriebenen Kontaktzone beendeten.

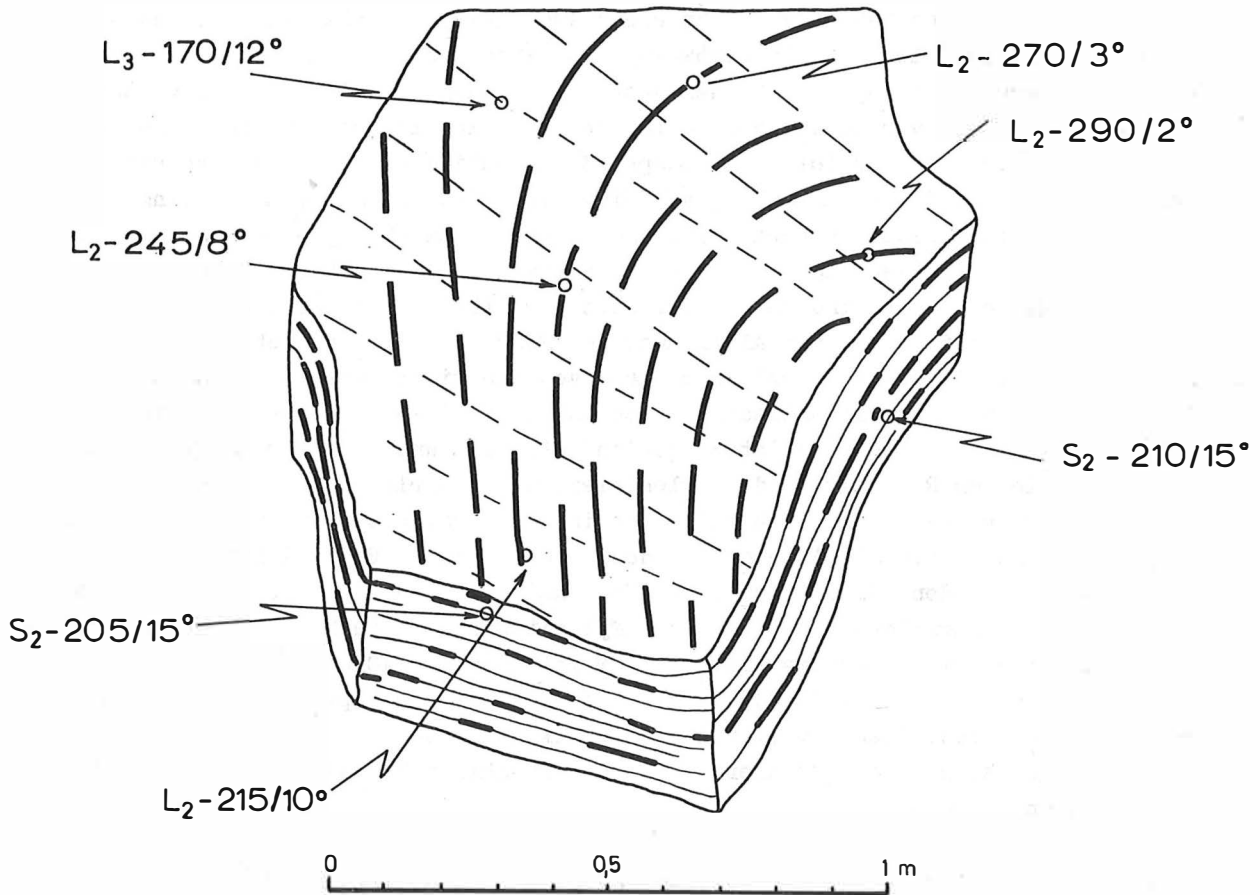


Abb. 5 Schema der Lage des Biotit-Linear ( $L_3$ ) zum Rodding-Linear ( $L_2$ )



Die Entstehung der Migmatit-Gneise auf Kosten der Augengneise in der Kontaktzone von Międzygórze war mit Deformationsprozessen verbunden, die sich unter dem Druck der Verschiebung großer Gesteinsmassen vollzogen. Diese Verschiebungen hatten den Charakter großer und flacher Überschiebungen, vermutlich von Deckenfalten (KÖLBL 1927; PAUK 1953, OBERG 1968, TEISSEYRE 1975, DON 1975). Diese Überschiebungen erfolgten allem Anschein nach vor allem an den Grenzflächen großer lithologischer Einheiten, die beispielsweise die Schiefer der Stronie-Serie von den porphyrischen Graniten des Śnieżnik trennten. Im Verlauf dieser Bewegungen zerfielen die massigen, starren porphyrischen Granite, die zuvor in den Schiefer der Stronie-Serie eingedrungen waren, in Lagen prädisponiert durch flache Schwächezonen (Klüfte vom Typ L nach CLOOS). Die Differentialbewegung der Gesteinsmassen war an diesen Flächen besonders intensiv; darüber hinaus erfolgte sie an den Achsenflächen der durch subhorizontale Bewegungen entstandenen liegenden Falten, worauf DUMICZ (1976) hinweist. In diesen Zonen, wie auch in den Antiklinalen der Falten, kam es zur Entwicklung selektiver Migmatisierungszonen, die zur primären Schichtung der Gesteinsserien häufig schräg angeordnet sind. Komplizierte Verzahnungen entstanden, und die älteren Strukturen unterlagen einer plastischen Deformation und Rotation. Daher auch das in den Kontaktzonen zu beobachtende unterschiedlich orientierte Rodding-Linear und das dem neuen Strukturplan folgende, überlagernde Biotit-Linear. Die Entstehung des Biotit-Linear fällt in die Periode der Konsolidierung der migmatisierten Umgebung.

Wie schon eingangs erwähnt, gehört das Alter der Gierałtów-Gneise im Metamorphikum des Śnieżnik zu den am meisten umstrittenen Problemen. Der Autor schreibt diese Vergneisung, gestützt auf eine regionale Analyse des geologischen Baus, der kaledonischen Orogenese zu (DON 1963, 1964, 1975). Bestätigt wurde diese Annahme durch die Isotopenbestimmung, die nach der K/Ar-Methode an Biotiten der Gierałtów-Gneise in Nowa Wieś vorgenommen wurde (BAKUN-CZUBAROW 1968). Auch hier ist eine Überlagerung durch das jüngere Biotit-Linear ( $L_3$ ) im Bereich unterschiedlich orientierter Rodding-Lineare in den Śnieżnik-Gneisen ( $L_2$ ) zu beobachten, welche in den Gierałtów-Gneisen völlig verschwindet. Das ermittelte Alter von 382 und 384 Millionen Jahren (unteres Devon) entspricht den Endphasen der kaledonischen Orogenese. In dieser Zeit schoben sich die Westsudeten, zusammen mit dem gesamten Moldanubischen Block über die Moravo-Silesische Zone (F.E. SUESS 1912), in der sich im unteren Devon die variszische Geosynklinale der Ostsudeten zu entwickeln begann (UNRUG & DĘBOWSKI 1971). Vermutlich sind die Śnieżnik-Gneise älter als die jungkaledonischen Bewegungen, denn sie waren in der ersten Etappe der Faltung starr und unterlagen der Mylonitisierung, nicht nur in der Zone von Międzygórze, sondern auch im Nordteil des Metamorphikums des Śnieżnik, wo dieser Prozeß noch intensiver verlief (DON 1964). Bevor die Gierałtów-Gneise entstanden, durchliefen sie, abgesehen von der beschriebenen Etappe der  $F_2$ -Deformation, eine zeitlich nicht näher bestimmbare, mit der  $F_1$ -Faltung verbundene Etappe. Aufgrund der in den Schiefern der Stronie-Serie aufgefundenen Fauna des Altpaläozoikums (GUNIA 1976; GUNIA & DUMICZ 1976) nimmt der Autor an, daß diese Gierałtów-Gneise aus den Graniten entstanden sind, die während der takonischen Faltungen in die Stronie-Serie intrudierten. Eine Verbindung mit der sardischen Phase ist ebenfalls nicht ausgeschlossen. Bereits BEDERKE (1939) verwies darauf, daß diese Phase einen gewissen Einfluß auf die Umgestaltung der Sudety gehabt haben muß. Zum Teil entsprechen ihr die Faltungen der Góry Świętokrzyskie (Heiligkreuzgebirge) und die gewaltige salairische Tektogenese in Mittelasien (DON 1970, 1977).

Literatur

- ANSILEWSKI, J.: Die Petrographie der Metamorphite der Góry Bialskie.  
Geol. Sud. 2 (1966) (poln.)
- BAKUN-CZUBAROW, N.: Geochemical characteristics of eclogites from the environs of Nowa Wieś in the region of Śnieżnik Kłodzki.  
Arch. Miner. XVIII (1968) 1
- BEDERKE, E.: Ein Profil durch das Grundgebirge der Grafschaft Glatz.  
Geol. Rundschau, Leipzig 34 (1943)
- DON, J.: Die Aufeinanderfolge der infrakrustalen Serien im Metamorphikum des Śnieżnik.  
Acta Musei Siles. 12 (1963) S. A. (poln.)
- DON, J.: Die Góry Złote und Krowiarki als Bestandteile des Metamorphikums des Śnieżnik.  
Geol. Sud. 1 (poln.)
- DON, J.: Die Gebirgsgruppe des Śnieżnik. Geol. Wegweiser durch die Sudeten. (poln.)  
Warschau: Wyd. Geol. 1969
- DON, J.: Kiembrijskaja skladschatost w Mongolii - saXairdy ili Altaidy.  
Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. geol. geogr., Warszawa 18 (1970) 4 (russ.)
- DON, J.: The rózane Mts Fold in the Krowiarki (the Łądek-Śnieżnik metamorphic massif in the Sudetes).  
Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. de la Terre Warszawa XX (1972) 4
- DON, J.: Das Verhältnis der Amphibolite und Quarzadern zu den Gierałtów-Gneisen in Łądek Zdrój.  
Leitfaden zum XLVII. Kongreß der Poln. Geologie, Warszawa 1975a (poln.)
- DON, J.: Die Aufeinanderfolge der Gneise im Metamorphikum des Śnieżnik anhand einer Analyse der linearen Strukturen in der Kontaktzone des Radochów-Massivs.  
Leitfaden zum 47. Kongreß der Pol. Ges. Geologie, Warszawa 1975b (poln.)
- DON, J.: Die Abfolge der Deformation des Marmors des Krzyżnik in Anknüpfung an die Makrostrukturen des Metamorphikums des Śnieżnik.  
Konferenzmaterialien zum Thema "Das Alter der Deformationen der metamorphen Serien im Raum Kłodzko", Univ. Wrtisl., Wrocław 1976 (poln.)
- DON, J.: Die Entwicklung der Ansichten zum Standort des Altai in der Mongolei innerhalb der geologischen Strukturen Mittelasiens.  
Acta Univ. Wratislaviensis, Nr. 378, Geol.-min. Arbeiten 6 Wrocław 1977 (poln.)
- DUMICZ, M.: Die Bedeutung der Falten vom Similar-Typ in der Strukturanalyse des Metamorphikums der Sudety.  
Scripta Fac. Nat. UJEP Brunnensis. Geologia I. 6 : 000 000, Brno 1976a
- DUMICZ, M.: Versuche einer Erläuterung der Tektogenese der metamorphisierten Serien im Raum Kłodzko. Das Alter der Deformationen der metamorphisierten Serien im Raum Kłodzko.  
Materialien zur Regionalkonferenz, Wrocław 1976b (poln.)
- FISCHER, G.: Der Bau des Glatzer Schneegebirges.  
Jb. Preuss. Geol. Landesanst. 56, Berlin 1936
- FRAŃKIEWICZ, W.: Einleitende Bemerkungen zum geologischen Bau des Gebietes um Międzygórze (Dolny Śląsk - Region des Śnieżnik bei Kłodzko).  
Bull. des Instituts für Geologie 127, Warszawa 1958 (poln.)
- GUNIA, T.: Die Mikroflora des Kalksteins des Präkambriums im Gebiet um Duszniki Zdrój.  
Jb. d. Poln. Geol. 1974, 44, 1 (poln.)
- GUNIA, T.: Neue Ergebnisse stratigraphischer Untersuchungen im Metamorphit der Góry Bystrzyckie und Góry Orlickie sowie im Metamorphit des Śnieżnik. Das Alter der Deformationen der metamorphisierten Serien im Raum Kłodzko, Materialien zur Regionalkonferenz, Wrocław 1976 (poln.)

- GUNIA, T.; DUMICZ, M.: Die Aufeinanderfolge und die stratigraphischen Positionen der Paragneise von Wyski.  
Das Alter der Deformationen der metamorphisierten Serien im Gebiet um Kłodzko.  
Materialien zur Regionalkonferenz, Wrocław 1976b (poln.)
- KÖLBL, L.: Die Tektonik des Grenzgebietes zwischen West- und Ostsudeten.  
S.B. Akad. Wiss. 136, Wien 1927
- OBERC, J.: Fragen der Geologie des Metamorphits des Westteils der Góry Bialskie und der Absenkung von Stronie Śląskie.  
Leitfaden zum XXX. Kongreß der Poln. Geol., Wrocław 1957 (poln.)
- OBERC, J.: Die Grenze zwischen den Strukturen der West- und Ostsudety .  
Jb. Poln. Geol., 38 Heft 2-3, Kraków 1968 (poln.)
- OBERC, J.: Der geologische Bau Polens. Tektonik, Teil 2: Sudety und angrenzende Gebiete.  
Wyd. Geol., Warszawa 1972 (poln.)
- PACHOLSKA, A.: Geologische Untersuchung des Gebietes um Międzygórze.  
Diplomarbeit. Bibl. des Inst. für Geol. Wissenschaften, U. Wr., Wrocław 1968 (poln.)
- PAUK, F.: Poznamky ke geologii Orlickich hor a Kralickeho Šnežnika.  
Vastn. Ustr. Ust. Geol., 28 Praha 1953
- SMULIKOWSKI, K.: Bemerkungen zu den altkristallinen Formationen der Sudety .  
Jb. Poln. Ges., 1952, 21, 1 (poln.)
- SMULIKOWSKI, K.: Kristalline Formationen der Gebirgsgruppe des Śnieżnik bei Kłodzko.  
Leitfaden zum XXX. Kongreß der Pol. Ges. Geol., Wrocław 1957 (poln.)
- SMULIKOWSKI, K.: Evolution of the granite-gneisses in the Śnieżnik Mountains-East-Sudetes.  
Materialien zum Internationalen Geol. Kongreß Kopenhagen, 1960
- SMULIKOWSKI, K.: Les roches metamorphique du Mont Śnieżnik et de la region de Łądek.  
Revue des Problemes geologiques des zones profondes de l' ecorce terrestre en Basse Silesie, le guide a la XV-e Session de L'AZOPRO, Wyd. Geol. Warszawa 1973
- SMULIKOWSKI, K.: Gneisses of Kopa near Stronie, East Sudetes.  
Arch. Miner., 20, 1, Warszawa 1959a
- SMULIKOWSKI, K.: Contributions to the Petrology of the Gneisses of Międzygórze (East Sudetes).  
Bull. Acad. Pol. Sc., Ser. Sc. chem. geol. geogr., 7, 9, Warszawa 1959b
- STACHOWIAK, R.: Gesteinszerklüftungen im Gebiet um Międzygórze.  
Diplomarbeit Inst. Geol. Wiss., Wrocław 1966 (poln.)
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des hohen Gesenkes.  
Denkschrift Akad. d. Wiss. Wien, math.-nat. Kl. 78, 1912
- TEISSEYRE, H.: Die Entwicklung des geologischen Baus im Gebiet um Łądek und um den Śnieżnik bei Kłodzko.  
Leitfaden zum XXX. Kongreß der Poln. Ges. Geol., Wrocław 1957 (poln.)
- TEISSEYRE, H.: Bemerkungen zur strukturellen Evolution der Sudety .  
Acta Geol. Pol., 1964, 14, 4
- TEISSEYRE, H.: Geology of the Śnieżnik Mountain Group.  
Revue des problemes geologiques des zones profondes de l'ecorce terrestre en Basse Silesie, le guide a la XV-e Session de L'AZOPRO, Wyd. Geol., Warszawa 1973
- TEISSEYRE, H.: Entwicklung und Sequenz der tektonischen Deformationen im Metamorphit der Sudety .  
Leitfaden zum XLVIII. Kongreß der Poln. Ges. Geol., Warszawa 1975a
- TEISSEYRE, H.: Strukturelemente der Gebirgsgruppe des Śnieżnik.  
Leitfaden zum XLVIII. Kongreß der Pol. Ges. Geol., Warszawa 1975b (poln.)

- TEISSEYRE, H.: Entwicklung und Sequenz der tektonischen Deformationen im Ostteil des Metamorphits der Mittelsudety.  
Leitfaden zum XLVII. Kongreß der Poln. Ges. Geol., Warszawa 1975c (poln.)
- UNRUG, R.; DEMBOWSKI, Z.: Die diastrophische Sedimentbildung im Moravisch-Schlesischen Becken.  
Jb. Poln. Ges. Geol., 41, 1, Kraków 1971 (poln.)
- WOJCIECHOWSKA, I.: Bau und Aufeinanderfolge der Deformationen der Serie Stronie Śląskie im Gebiet um Ołdrzychowice und Romanów.  
Leitfaden zu einer geologischen Problemexpedition. Die tektonischen Deformationen des Metamorphits der Region Łądek-Śnieżnik, Poln. Ges. Geol., Abteilung Wrocław 1972a (poln.)
- WOJCIECHOWSKA, I.: Die Tektonik des granitoiden Massivs von Kłodzko - Złoty Stok und seiner Kruste anhand mesostruktureller Untersuchungen.  
Geol. Sud., 1975a, 10, 2

Deformationen und Metamorphose im Präkambrium des südwestlichen Baikalseegebietes

von

E. P. VASILJEV, L. Z. REZNICKIJ und V. N. VIŠNJAKOV<sup>1)</sup>



Zusammenfassung

Am Aufbau des südwestlichen Baikalseegebietes sind der Scharjshalgai-Komplex des Fundaments der Sibirischen Tafel, der Sljudjanka-Komplex der Karelidzone und der Chamardaban-Komplex der Baikaldidzone beteiligt. Sie wurden im Verlaufe von vier aufeinanderfolgenden tektonisch-metamorphen Zyklen ( $AR_1$ ,  $AR_2$ ,  $PR_{1-2}$ ,  $PR_{2-3}$ ) herausgebildet.

Am besten untersucht ist der Sljudjanka-Komplex. Seine Entwicklungsgeschichte ist der Korrelation der tektonischen, metamorphen und magmatischen Prozesse im Präkambrium des Südwestbaikalseegebietes zugrunde gelegt worden. Der Charakter der strukturellen und metamorphen Zonalität des Sljudjanka-Komplexes und des Scharjshalgai-Komplexes zeigt an, daß die Metamorphoseverhältnisse im Zeitraum der kareli schen Tektogenese in beträchtlichem Maße von Tangentialspannungen und Deformationen bestimmt wurden, die auf periodische Plattenverlagerungen in Richtung des geosynklinalen Faltengürtels zurückzuführen sind. Die generelle Druck- und Temperaturabnahme mit zunehmender Entfernung vom Plattenrand mit einem lateralen Gradienten von 3 bis kbar und 5 bis 7 °C auf 1 km fand ihren Ausdruck in der Verteilung der metamorphen Paragenesen. In ihnen wurde der Einfluß der lokalen Druckanomalien fixiert, die mit der Herausbildung der einzelnen Strukturen zusammenhängen. Faltung und Metamorphose des Chamardaban-Komplexes (Baikal-Zyklus) wurden gleichfalls von horizontalen Bewegungen kontrolliert.

Die Bedeutung der Tangentialspannungen als einer der Faktoren der Metamorphose und deren enger Zusammenhang mit den Prozessen der Strukturbildung erfordert die Untersuchung der Metamorphoseprozesse unter tektonophysikalischen Aspekten.

Резюме

В строении Юго-Западного Прибайкалья участвуют шарьшалгайский комплекс фундамента Сибирской платформы, слюдянский комплекс зоны карелид и хамардабанский комплекс зоны байкалид. Они последовательно сформированы в течение четырех тектоно-метаморфических циклов ( $AR_1$ ,  $AR_2$ ,  $PR_{1-2}$ ,  $PR_{2-3}$ ).

Наиболее полно изучен слюдянский комплекс, анализ эволюции которого положен в основу общей корреляции тектонических, метаморфических и магматических процессов в докембрии региона. Характер структурно-метаморфической зональности слюдянского и

<sup>1)</sup> Академия наук СССР, Институт геологии и металлов, Иркутск

маршалгайского комплекса указывает, что период карельского тектогенеза режим метаморфизма в значительной мере определялся тангенциальными напряжениями и деформациями, вызываемыми периодическими смещениями геоблока платформы геосинклинально-складчатого пояса. Общее понижение давления и температуры от краевого шва платформы с латеральным градиентом 3–4 кбар и 5–7°C на 1 км нашло соответствующее отражение в распределении метаморфических парагенезисов. В них зафиксировано влияние локальных аномалий давления, связанных с формированием отдельных мезоструктур. Складчатость и метаморфизм хамардабанского комплекса (байкальский цикл) также контролировались горизонтальными движениями.

Установление роли тангенциальных напряжений как одного из факторов метаморфизма и его тесной связи с процессами структурообразования ставит вопрос о необходимости изучения метаморфизма в тектонофизическом аспекте.

## 1. Einführung

Das südwestliche Baikargebiet liegt im Grenzbereich zwischen Sibirischer Tafel und Sajan-Baikal-Faltengürtel. Diese tektonischen Haupteinheiten Ostsibiriens werden von einer Randnaht begrenzt. Ein Teilstück dieser Randnaht ist der Sajanhauptbruch (Abb. 1).

Das betrachtete Territorium (Abb. 2) schließt den randlichen Anteil des Fundamentvorsprungs der Tafel ein, der sich aus Metamorphiten der Scharyshalgai-Serie und Produkten ihrer Überformung zusammensetzt. Der Faltengürtel ist in zwei Zonen gegliedert: die karelistische Zone und die Baikalzonen. Die metamorphen Sljudjanka- und Changarul-Serien bilden die Basis der karelistischen Faltenzone. Gemeinsam mit den in ihnen entwickelten magmatischen und metasomatischen Bildungen werden sie zum Sljudjanka-Komplex zusammengefaßt. Die Baikalzonenzone wird von sedimentär-metamorphen und magmatischen Bildungen des Chamardaban-Komplexes gebildet.

Am vollständigsten untersucht wurde der Sljudjanka-Komplex, der durch seine einzigartige Mineralogie und die Vielfalt der Bodenschätze, auch der bereits im 17. Jahrhundert bekannten Phlogopit- und Lasuritlagerstätten, viele Jahrzehnte lang das Interesse der Forscher hervorrief. Die Verfasser betrieben hier langjährige Forschungen, die in den letzten Jahren Fragen der Korrelation von Deformationen, Magmatismus und Metamorphose gewidmet waren.

Die Analyse der strukturell-metamorphen Entwicklung des Sljudjanka-Komplexes in Wechselwirkung mit den benachbarten Scharyshalgai- und Chamardaban-Komplexen bilden den Hauptinhalt dieser Arbeit.

## 2. Scharyshalgai-Komplex

Nach weitverbreiteter Ansicht stellt der Scharyshalgai-Komplex ein Analogon der alten Bildungen des Aldanschildes und des Anabarmassivs dar. In dem untersuchten Ge-

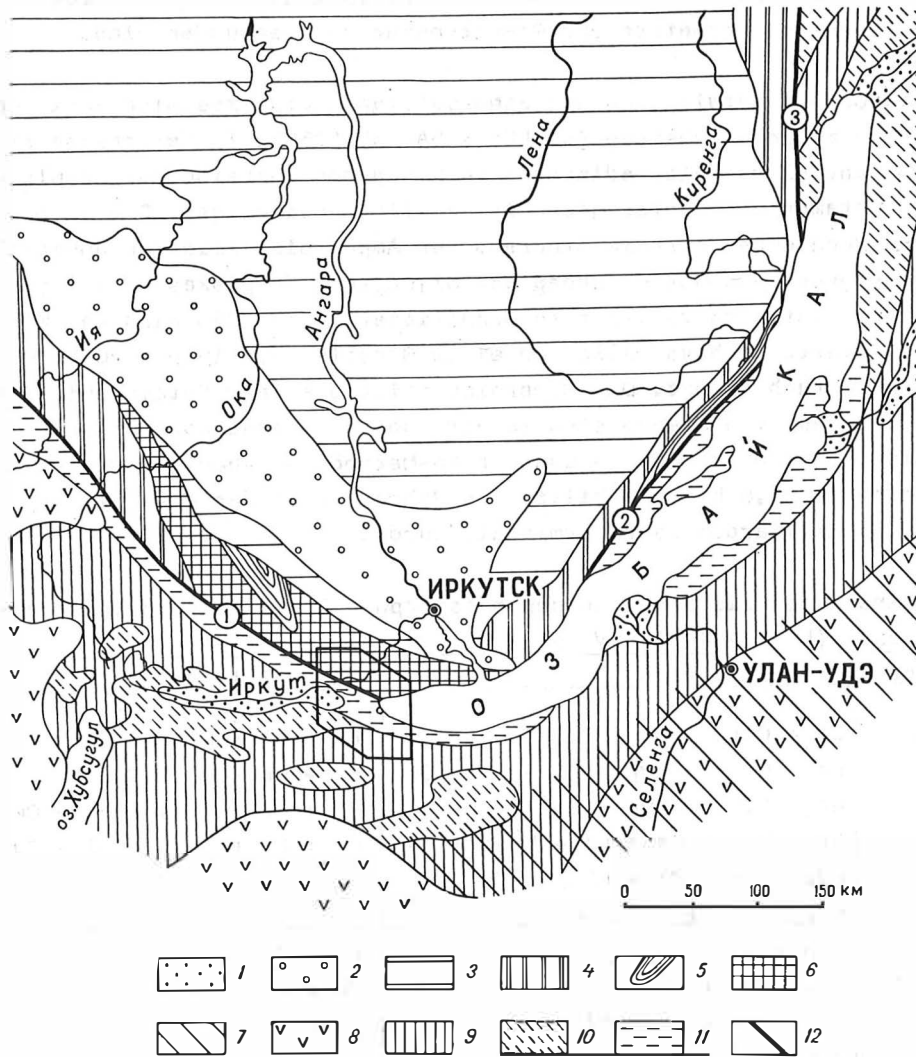


Abb. 1 Tektonisches Rayonierungsschema des Südens Ostsibiriens

1 - känozoische Riftsenken; 2 bis 6 - Sibirische Tafel:  
 2 - jurassische Senke; 3 - altpaläozoische Senken, 4 - aufgeschlossene Teile der mittel- und jungproterozoischen Randsenken, 5 - altproterozoische nahtnahe Senken und Aulakogene, 6 - Scharyshalgai-Randteil des Fundamentvorsprunges; 7 bis 11 - Sajjan-Baikal-Faltengürtel: 7 - Zone der mesozoischen tektonisch-magmatischen Aktivierung, 8 - Zonen mit kaledonischer Faltung, 9 - Zonen mit baikalischer Faltung, 10 - Vorsprung des Baikaliden-Fundaments, 11 - Zone mit karelischer Faltung; 12 - Tiefenbrüche des Randsystems der Sibirischen Tafel (Ziffern in Kreisen: 1 - Sajjan-Hauptbruch, 2 - Primorski-Bruch, 3 - Peredowoi-Bruch).  
 Mit dem Vieleck wurde die Fläche der Abbildung 2 markiert.

biet ist er aus verschiedenen Gneisarten und kristallinen Schiefeln zusammengesetzt, mit denen Charnockite, Migmatite und Granitgneise eng verbunden sind.

In der metamorphen Entwicklung des Scharyshalgai-Komplexes sind zwei regional verbreitete Etappen zu unterscheiden (KRYLOV & ŠAFEEV 1969). In der ersten Etappe (frühes Archäikum) unterlagen die sedimentär-vulkanogenen Gesteine des Komplexes einer gleichmäßigen Metamorphose unter granulitfaziellen Bedingungen. Die zweite Etappe ist durch eine Hochtemperatur-Diaphthorese der Amphibolitfazies gekennzeichnet, die synchron zur progressiven Metamorphose des Sljudjanka-Komplexes ablief (ŠAFEEV 1970). Die Diaphthorese rief eine verbreitete Granitisierung der Gesteine des Komplexes hervor und konzentrierte sich vor allem in einem Streifen von 15 bis 20 km Breite, der an den Sajanhauptbruch grenzt. Die Mineralassoziationen der Metemorphite der progressiven und der regressive Etappe sind in der Tab. 1 zusammengestellt. Physikalische Altersbestimmungen nach der Rb/Sr- und der Pb-Methode ergaben für die amphibolitfaziellen Diaphthorite 1,8 bis 2,9 Milliarden Jahre, wobei für die meisten Bestimmungen ein Wert von 2,6 Milliarden Jahre ermittelt wurde.

Tab. 1: Die Mineralassoziationen in den metamorphen Gesteinen des Scharyshalgai-Komplexes (KRYLOV & ŠAFEEV 1969)

Gesteinsgruppe	Granulitfazies	Amphibolitfazies
Gneise	Gr + Cord + Bt + Pl + Qu +	Bt + Pl + KFsp + Qu
	Gr + Cord + Hyp + Bt + Pl + Qu	Bt + Hb + Pl + Qu
	Gr + Cord + Hyp + Sp + Pl + Qu	Bt + Gr + Pl + KFsp + Qu
	Gr + Hyp + Bt + Pl + KFsp + Qu	Bt + Gr + Cord + Pl + Qu
	Hyp + Bt + Pl + KFsp + Qu	
	Hyp + Cpx + Pl + Qu	
Kristalline Schiefer	Hyp + Cpx + Hb + Pl	Hb + Pl
	Hyp + Hb + Bt + Pl	Hb + Bt + Pl
	Cpx + Hb + Bt + Pl	Hb + Cpx + Pl
	Hyp + Bt + Pl	
	Hb + Mt + Pl	
	Hyp + Cpx + Bt + Pl	

Die Faltenstrukturen des Scharyshalgai-Komplexes sind mehreren morphologisch-genetischen Typen zuzuordnen. Am häufigsten sind Kuppelfalten, die zwei Generationen zuzuordnen sind (GRABKIN u. a. 1976). Zu den jüngeren gehören breite (10 bis 100 Kilometer) flachgeneigte Kuppeln, an deren Aufbau hauptsächlich Gesteine der Granulitfazies und Charnockite beteiligt sind. Strukturen dieses Typs sind nur in hinreichender Entfernung vom Sajanhauptbruch von einer jüngeren Überprägung verschont worden. Gewöhnlich sind sie mit gleichgroßen flachgeneigten Brachysynklinalen verknüpft. Zur zweiten Generation gehören Granitgneiskuppeln und -wälle, die in der Zone amphibolitfazieller Diaphthorese auftreten. Insgesamt sind sie flacher als die vorhergehenden (nahezu 100 Meter). In Gebieten verbreiteter Granitisierung erreichen ihre Ausmaße allerdings mehrere Kilometer. Im Gegensatz zu den jüngeren Charnockitkuppeln, die einfache, flachgeneigte Formen aufweisen, sind die Granitgneiskuppeln markanter ausgebildet. Ihre Flanken sind steil und häufig überkippt. Die Räume zwischen den Kuppeln sind intensiv gestört. In den Kuppelzentren werden mitunter Relikte liegender Isoklinalfalten beobachtet. Die Herausbildung der Granitgneiskuppeln war von einer bedeutsamen Umver-



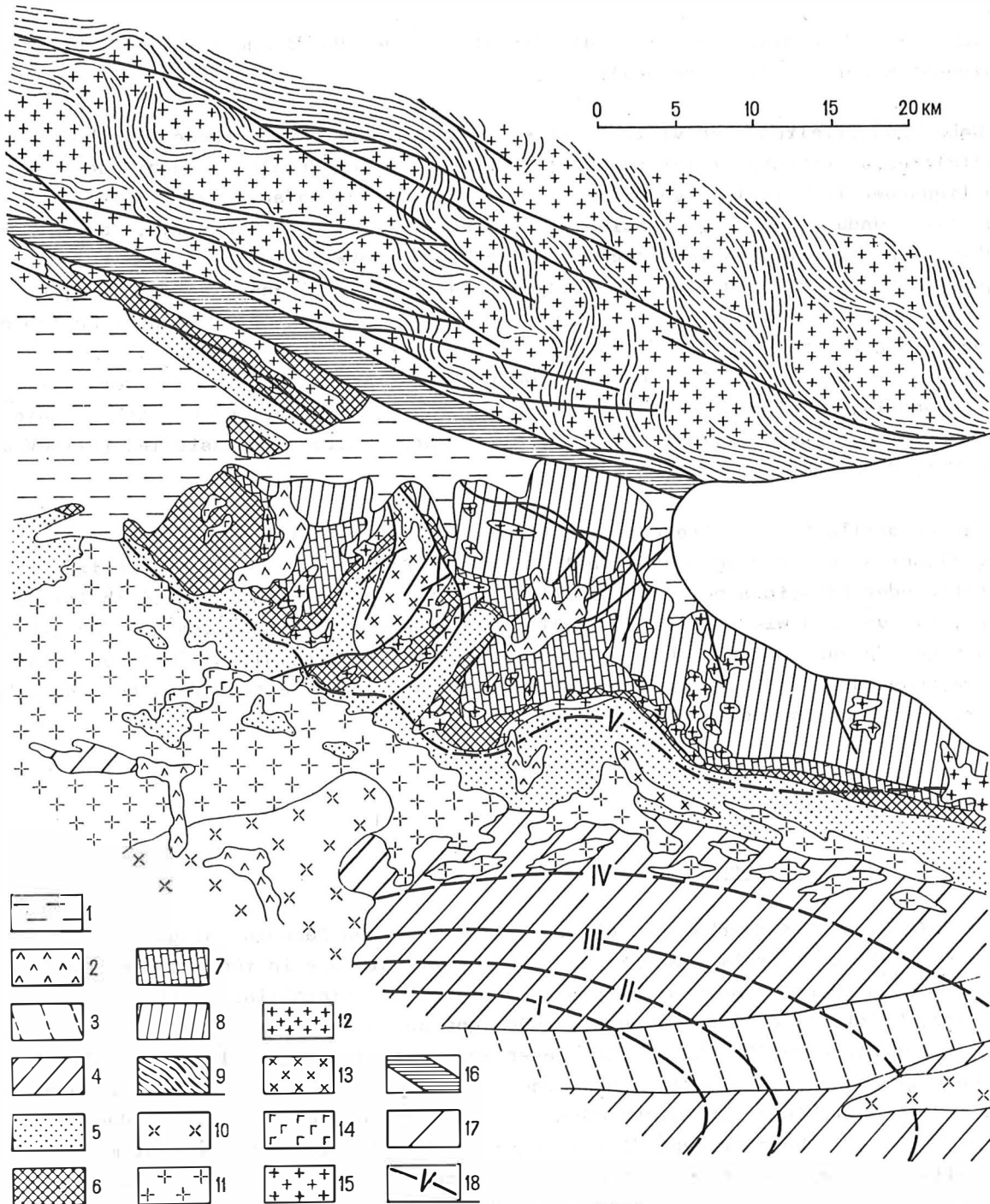


Abb. 2 Geologisches Schema des südwestlichen Baikalsees. Zusammengestellt unter Verwendung der Materialien von ŠAFEEV (1970).

1 - känozoische Ablagerungen; 2 - känozoische Basalte; 3, 4 - Chamardaban-Serie ( $PR_2$ ), 3 - Schubutuj-, 4 - Kornilow-Folge; 5, 6 - Changarul-Serie ( $PR_1$ ), Folgen; 5 - Besymjan-, 6 - Charagol-; 7, 8 - Sljudjanka-Serie ( $AR_2$ ); 10, 11 - Chamardaban-Granite ( $PR_2$ ): 10 - porphyrtartige, 11 - fein- und mittelkörnig; 12 - Sljudjanka-Granitpegmatite ( $PR_2$ ); 13 - Syenite ( $PR_1$ ); 14 - Metabasite, Meta-Ultrabasite ( $PR_1$ ); 15 - Granitgneise und Charnockitoide ( $PR_1$ ); 16 - Tektonite des Sajan-Hauptabbruchs; 17 - sonstige Brüche; 18 - Isograden der Metamorphose: I-Granat, II-Stauroolith, Andalusit, III-Sillimanit, IV-Kalifeldspat, V-Hypersthen

teilung der Gesteinsserien (Fließen), der Bildung von Boudinagestrukturen und disharmonischer Kompressionsfalten begleitet.

Neben Kuppelfalten sind vielfach lineare Falten entwickelt. Dieser morphologisch vielfältigere Falten Typ tritt im Bereich flachgeneigter Verbiegungen bis überkippter und liegender Teoklinalfalten auf. Häufige Virgationen, Änderungen der Streichrichtung und starke Undulationen der Scheitelachsen charakterisieren diesen Typ, der keine großen, den Kuppelfalten vergleichbaren Strukturen entwickelt. Sie erscheinen in der Regel als Serien relativ flacher Falten in monoklinaler (Flanken der Kuppeln) oder gleichförmiger (Zwischenkuppelzonen) Anordnung. Die Mehrzahl der linearen Falten entstanden offenbar infolge der Dehnung der Kruste durch die Granite bei der Entwicklung der jüngeren Kuppeln (2. Generation). Zweifellos wirkte sich aber auch der Einfluß der Tangentialbewegungen in der Zone des Sajanhauptbruchs aus. Nach Angaben einiger Forscher sind mindestens zwei Generationen linearer Falten festzustellen (KRYLOV & ŠAFEEV 1969, GRABKIN u. a. 1976).

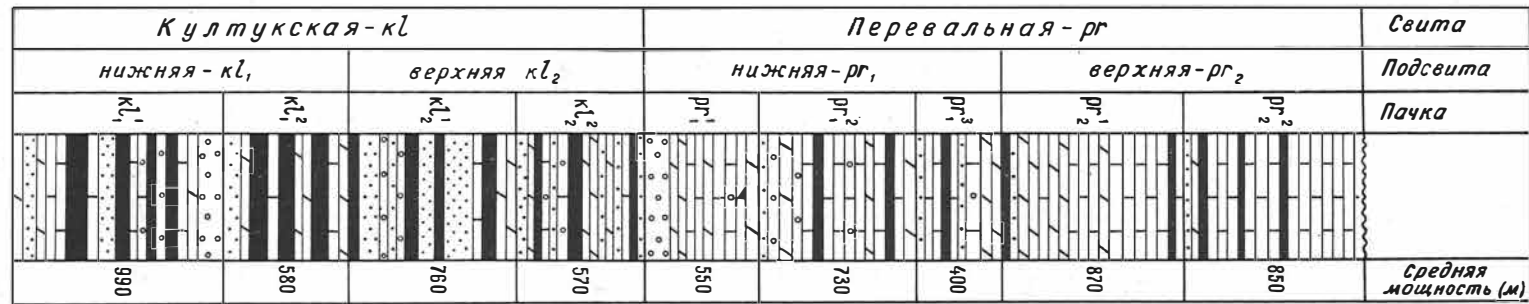
Das generelle NW--SE-Streichen der Falten des Scharyshalgai-Komplexes erfuhr beträchtliche Azimutverbiegungen, wobei sich große Falten in der Art von Horizontalflexuren oder Sigmoiden mit rechtsseitiger Asymmetrie bildeten. Wesentlich ist, daß Granitisierung und wiederholte Kuppelbildung vor allem in den Serien mit der stärksten Sigmoidalverbiegung auftreten (Abb. 2). Die wahrscheinlichen Ursachen dieses Zusammenhanges und grundsätzlichen Bildungsbedingungen der Strukturen des Scharyshalgai-Komplexes werden weiter unten beschrieben.

### 3. Sljudjanka-Komplex

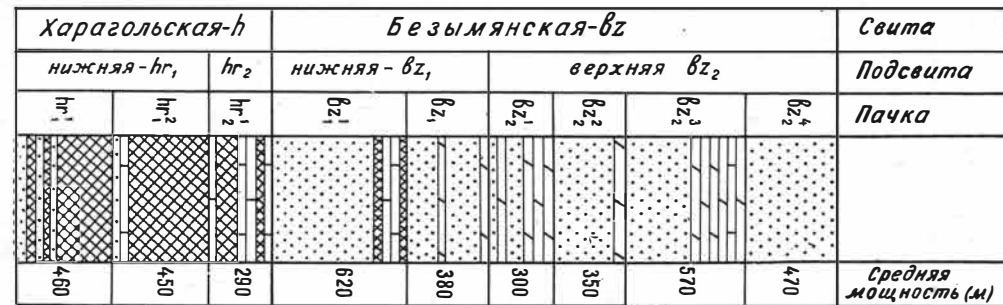
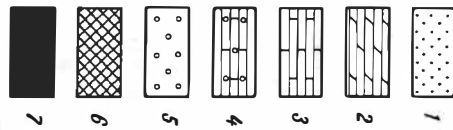
#### 3.1. Suprakrustale Serien

Am Aufbau der Sljudjanka- und Changarul-Serie, deren Gesamtmächtigkeit mindestens 10 km beträgt, sind hochmetamorphe Gesteine beteiligt, die in fünf Hauptgruppen zu gliedern sind: Marmore und Calciphyre, Biotitgneise, kristalline Hornblende-Pyroxen-Schiefer, kristalline Diopsid-Schiefer und -gneise, Quarz-Diopsid-Gesteine (kristalline Schiefer). Eine Charakteristik dieser Gesteinsgruppen enthält die Tabelle 2. Die Hauptgruppe wird von metamorphen manganführenden Gesteinen gebildet, die zwei Horizonte von fünf bis zwölf Metern Mächtigkeit in der Changarul-Serie bilden. Sie enthalten Ghondite, rhodonit- und diopsidführende, kristalline Schiefer mit manganhaltigem Wollastonit oder Bustamit und eine Reihe anderer Varietäten. Die Assoziationen mit Wollastonit in den entsprechenden Gesteinsgruppen haben nur lokale Bedeutung.

Die Profile enthalten Abschnitte mit zyklischer Wechsellagerung. Ihr gesetzmäßiges Auftreten wurde der Gliederung der Einheiten in Serien, Folgen, Unterfolgen usw. zugrundegelegt (Abb. 3, 4, 5). Das quantitative Verhältnis der wichtigsten Gesteinsgruppen in den stratigraphischen Haupteinheiten wird in der Tab. 3 angeführt. Die aufeinanderfolgenden einzelnen Schichten in den Profilen sind inhomogen und setzen sich in der Regel aus mehreren, stofflich ähnlichen Gesteinsvarietäten zusammen. Die Grenzen zwischen den Schichten sind entweder scharf, oder diese gehen allmählich in Form einer häufigen Wechsellagerung von Gesteinen, die unter wechselnden Faziesbedingungen entstanden, ineinander über.



A



B

Abb. 3 Stratigraphisches Säulenprofil der Sljudjanka- (A) und Changarul-(B)Serien.

1 - Бiotитгнейсе; 2 - Mg-реиче Marmore und Calciphyre; 3 - Mg-арме Marmore; 4 - Quarz-Calcit-Marmore und -Calciphyre; 5 - Quarz-Diopsid-Gesteine; 6 - Diopsidgesteine und kristalline Schiefer; 7 - Hornblende-Pyroxen-führende kristalline Schiefer

Tab. 2: Kurze Charakteristik der Hauptgesteinsgruppen der Sljudjanka- und Changarul-Serie

Lfd. Nr.	Gesteinsgruppen	Verbreitete Varietäten	Charakteristische Paragenese
1	Marmore und Calciphyre	Calcit- (Pyroxen-, Diopsid-, Quarz-, Wollastonit-, Graphit-), Dolomit-Calcit- und Calcit-Dolomit (Diopsid-, Forsterit-), Dolomit-führende Varietäten	Cal+Cpx+Sc+Qu; Cal+Qu+Di; Cal+Woll+Di; Cal+Gf+Qu+Di; Cal+Gf+Dol+For; Cal+Dol+Di+ For+Fhl; Cal+Dol+For+Sp+Fhl; Dol+Cal+For+Sp; Dol+Cal+Gf
2	Biotitgneise	Biotit-, Graphit-Biotit-, Biotit-Cordierit-, Biotit-Granat-Cordierit-, Biotit-Hypersthen-Cordierit-, Biotit-Hypersthen-, Biotit-Hypersthen-Diopsid-, Biotit-Diopsid-führende Varietäten	Qu+Kfsp+Pl+Bt+Gf; Qu+Pl+Kfsp+ Bt+Gr+Gf; Qu+Pl+Kfsp+Cord+Bt+ Sill; Qu+Pl+Kfsp+Sill+Bt+Gr+Gf; Qu+Pl+Kfsp+Cord+Bt+Hyp+Gr+Gf; Qu+Pl+Kfsp+Hyp+Bt+Gr; Qu+Pl+ Kfsp+Bt+Cpx+Hyp; Qu+Pl+Kfsp+ Cpx+Bt; Pl+Cord+Bt+Hyp+Sapf+ Kfsp+Sp+Qu
3	Hornblende- und Pyroxen-führende kristalline Schiefer	Hornblende-, Hornblende-Pyroxen-, Pyroxen-Hornblende-, Pyroxen-führende, kalkhaltige Varietäten	Pl+Hb+Cpx; Pl+Hb+Cpx+Hyp; Pl+Cpx+Hyp+Hb; Pl+Cpx+Hyp; Cpx+Sc+Pl; Cpx+Sc+Cal+Qu; Cpx+Sc+Woll+Cal+Gr
4	Diopsid-führende, kristalline Schiefer und Gneise	Diopsid-, Skapolit-Diopsid-, Calcit-Diopsid-, Wollastonit-Diopsid-führende	Cpx+Pl+Kfsp+Bt+Hb; Cpx+Pl+ Sc+Hb; Cpx+Sc+Cal+Qu; Woll+Cpx+Sc+Kfsp+Cal+Qu; Cal+Cpx+Woll+Sc
5	Quarz-Diopsid- und Wollastonid-Gesteine	Calcit-Diopsid-, Diopsid-, Quarz-Diopsid-führende; Diopsidquarzite, Wollastonit-führende	Di+Cal+Qu+Ap; Di+Cal+Qu+Ap; Di+Qu+Ap; Woll+Qu+Di+Ap

Insgesamt gesehen sind die Serienprofile lateral hinreichend beständig ausgeprägt, stellenweise allerdings abweichend. Das gilt besonders für die Abschnitte mit häufiger Wechsellagerung. Neben primär-faziellen Ursachen ist dieses Erscheinungsbild durch tektonische Vorgänge (Boudinage) bedingt. Häufig sind diese beiden Faktoren miteinander verflochten, und es ist nicht immer möglich, die Dominanz eines Faktors zu belegen. Als Beispiel für eine fazielle Veränderung kann die Verringerung des Anteils der Biotitgneise in den oberen Subfolgen der Kultuk-Folge von Südosten nach Nordwesten angeführt werden. Die bedeutendste Profiländerung wird quer zur Streichrichtung der großen Faltenstrukturen beobachtet. Die Abfolge der Wechsel verschiedener Gesteinsvarietäten ist sowohl in vertikaler als auch in lateraler Richtung gleich.

Die Untersuchung der primären Zusammensetzung der metamorphen Gesteine mit Hilfe lithochemischer Berechnungen nach verschiedenen Methoden sowie die Analyse ihrer gesetzmäßigen Verteilung im Profil ergab, daß vulkanogenes Material am Aufbau beider

Tab. 3: Verhältnis der Hauptgesteinsgruppen in den stratigraphischen Haupteinheiten der Sljudjanka- und Changarul-Serie

Stratigraphische Einheiten	Durchschnittliche Mächtigkeit	Biotitgneise		Quarz diopsidgesteine		Marmore und Calciphyre		kristalline Hornblende-Pyroxenschiefer		kristalline Diopsidschiefer und -gneise	
	(m)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)	(m)	(%)
Sljudjanka-Serie	6300	950	15	470	8	3860	61	1020	16	-	-
Kultuk-Folge (kl)	2900	790	27	210	7	1190	41	710	25	-	-
untere Kultuk-Folge (kl <sub>1</sub> )	1570	250	16	120	7	810	52	590	25	-	-
obere Kultuk-Folge (kl <sub>2</sub> )	1330	540	41	90	7	380	28	320	24	-	-
Pereval-Folge (pr)	3400	160	5	260	8	2670	78	310	9	-	-
untere Pereval-Folge (pr <sub>1</sub> )	1680	90	5	260	15	1190	71	140	10	-	-
obere Pereval-Folge (pr <sub>2</sub> )	1720	70	4	-	-	1480	86	170	10	-	-
Changarul-Serie	3900	2110	54	-	-	850	22	-	-	940	24
Charagol-Folge (hr)	1200	120	10	-	-	180	15	-	-	900	75
untere Charagol-Folge (hr <sub>1</sub> )	910	110	12	-	-	10	1	-	-	790	87
obere Charagol-Folge (hr <sub>2</sub> )	290	10	3	-	-	170	59	-	-	110	38
Besymjannaja-Folge (bz)	2700	1990	74	-	-	670	25	-	-	40	1
untere Besymjannaja-Folge (bz <sub>1</sub> )	1000	810	81	-	-	150	15	-	-	40	4
obere Besymjannaja-Folge (bz <sub>2</sub> )	1700	1180	69	-	-	520	31	-	-	-	-

erien in bedeutendem Umfang beteiligt ist. Die primäre Natur der Hauptgesteinsgruppen ist in der Tab. 4 dargestellt.

Tab. 4: Charakter des primären Materials der Hauptgesteinsgruppen der Sljudjanka- und Changarul-Serie

Gestein	Primäres Material				
	terrigen	chemogen	chemogen-vulkanogen	pyroklastisch	organo-gen
Biotitgneise	+	x	-	x	x
Quarz-Diopsidgesteine	-	+	+	-	-
Marmore und Calciphyre	x	+	x	x	x
Hornblende- und Pyroxen-führende kristalline Schiefer	-	x	-	+	-
Diopsid-führende kristalline Schiefer und Diopsidgneise	x	x	-	+	-

Zeichenerklärung: + Hauptanteil; x mitunter beträchtlicher Anteil; - fehlt gewöhnlich

Für die Bewertung des Alters der Sljudjanka- und Changarul-Serie ist von Bedeutung, daß beide durch eine Diskordanz getrennt sind und gemeinsam von einer intensiven, progressiven Metamorphose erfaßt wurden, die gleichzeitig mit einer Hochtemperatur-

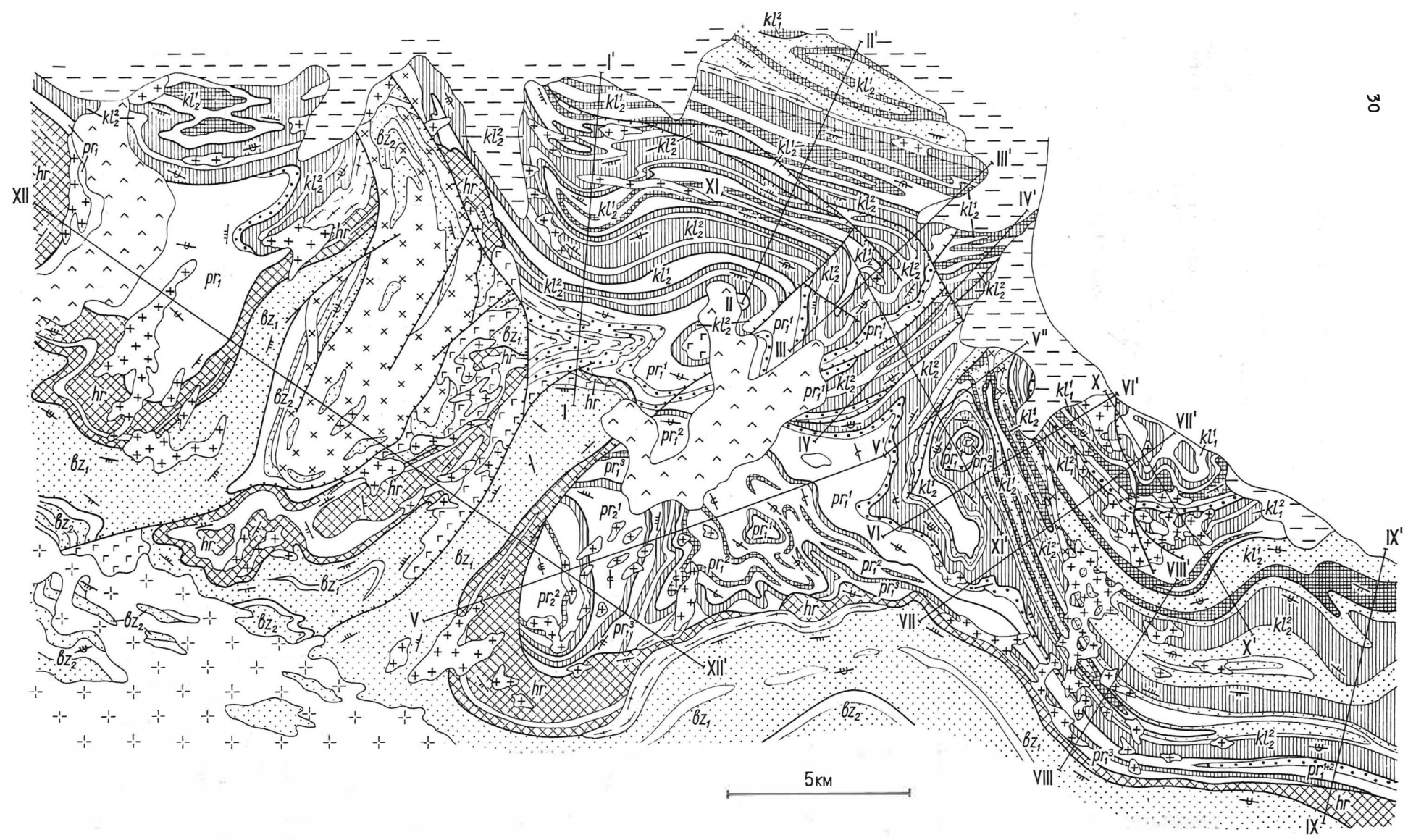


Abb. 4 Geologische Karte des Sljudjanka-Bergbauebiet. Die Legende ist auf Abb. 5 angegeben. Die Buchstabenindizes entsprechen dem stratigraphischen Säulenprofil in Abb. 3.

Diaphthoreee der Gesteine des Scharyehalgai-Komplexee einherging. Folglich können die Werte von 1800 bis 2900 Millionen Jahre, die sich für die Diaphthorite des Scharyehalgai-Komplexee ergaben, als Beleg für das Metamorphosealter der überlagernden Serien dienen. Damit wird auch nachgewiesen, daß die Sljudjanka-Serie zum oberen Archäikum und die Changarul-Serie zum unteren Proterozoikum gehören.

### 3.2. Deformationen

Die tektonische Struktur des Sljudjanka-Komplexes wird von mehreren Faltenssystemen unterschiedlichen Alters und unterschiedlicher Orientierung aufgebaut. Insgesamt bilden sie eine Monoklinale mit kompliziertem Bau, die flach nach Südwesten einfällt und sich längs des Sajanhauptbruchs erstreckt. Dabei geben die Sljudjanka- und Changarul-Serie als selbständige Stockwerke zu erkennen, daß sie sich hinsichtlich ihrer inneren, strukturellen Kennzeichen stark voneinander unterscheiden.

In der Sljudjanka-Serie wird eine komplizierte Kreuzungeetruktur beobachtet, wobei NW--SE-streichende Falten (Längsfalten)<sup>2)</sup> vorherrschen. Dieses Faltenystem weist Azimutverbiegungen auf, wodurch in der Kartendarstellung eine große Horizontalflexur verdeutlicht wird, die man als Sljudjanka-Sigmoide bezeichnet (Abb. 4, 6). Zu beobachten ist dabei eine Änderung der Morphologie der Längsfalten, die in Abhängigkeit von ihrer Position innerhalb der Sljudjanka-Sigmoide völlig gesetzmäßig eintritt (Profile I bis IX, Abb. 5). Von den Flanken zum Zentrum der Sigmoide verengen sich die Falten; sie entwickeln sich zu Isoklinal- und überkippten Falten, wobei ihre Anzahl zunimmt. Diese Veränderungen erreichen im mittleren Flügel und in der nordwestlichen Umbiegung der Sigmoide ein Maximum, dort wo die Längsfalten am zahlreichsten und sämtlich stark nach Südwesten überkippt sind. Die größte von ihnen die Skalistaja-Antiklinale, bildet eine liegende Falte. Hier ist eine intensive Querfaltung ausgeprägt (Profil XI, Abb. 5), die eine Verformung der Längsfalten bewirkte. Ergebnis ist eine steile Aufrichtung der Faltenstempel. An den Schenkeln der am stärksten eingeengten, aufgesetzten Falten wurden die Längsfalten nahezu vertikal abgesenkt und erscheinen folglich in der Kartendarstellung als Querschnitt (Profile III, IV und V, Abschnitt V' - V").

In der Sljudjanka-Serie sind demnach drei Faltenysteme zu unterscheiden. Das älteste System ist das der Längsfalten. Zum zweiten System gehören die Sljudjanka-Sigmoide und kleinere horizontale (steilachsige) Falten. Das dritte System überlagert beide vorherigen und wird von Querfalten mit flacheinfallendem Stempel vertreten.

Die Faltenstruktur der Changarul-Serie ist vergleichsweise einfacher. Die Hauptfalten streichen überwiegend in nordöstlicher Richtung und weisen breite offene Formen auf (Profil XII). Im wesentlichen erfassen sie nur die Changarul-Serie. Obwohl im unteren Stockwerk auch Falten dieser Richtung entwickelt sind, handelt es sich dabei nicht um eine unmittelbare Fortsetzung der Changarul-Falten, sondern um ein selbständiges System von Anti- und Synformen. Im Südwesten werden die Falten der Changarul-Serie vom Chamardaban-Granit geschnitten. In der Nähe des Granits sind aufgesetzte Deformationsformen mit NW-Streichen deutlich ausgeprägt. Falten mit nordöstlicher Streichrichtung sind steil nach Südwesten abgesunken, stellenweise sogar überkippt. Mit zu-

<sup>2)</sup>Falten mit nordwestlicher Streichrichtung werden als Längsfalten bezeichnet, Falten mit nordöstlicher Streichrichtung als Querfalten.

Abb. 5

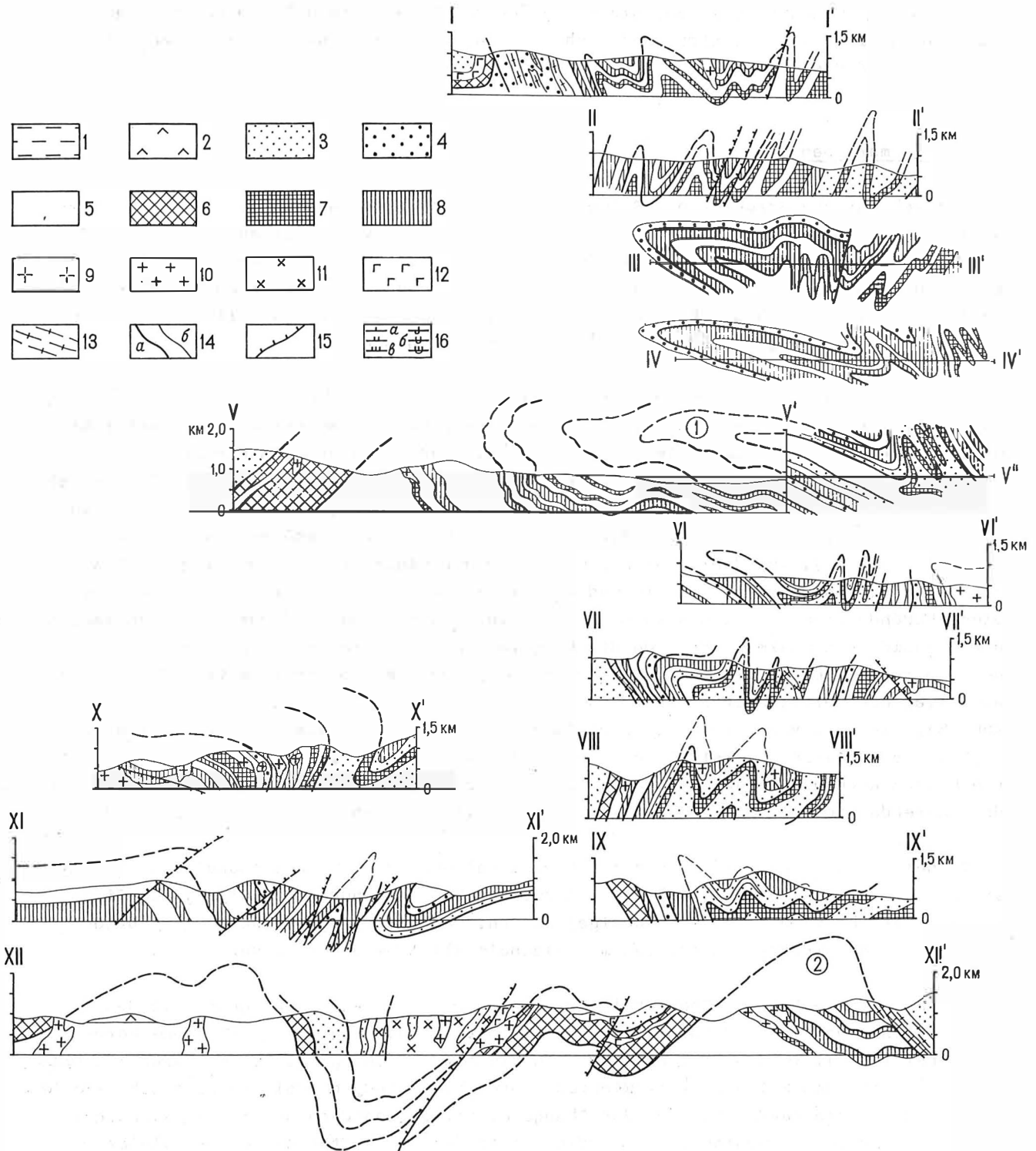




Abb. 5 Profile und Legende zur Geologischen Karte des Sljudjanka-Industriebezirks (s. Abb. 4)

1 - känozoische Lockersedimente; 2 - känozoische Basalte; 3 - Biotitgneise; 4 - Quarz-Diopsid-Gesteine; Marmore; 6 - Diopsidgneise und kristalline Schiefer; 7 - Amphibol-Pyroxen-führende kristalline Schiefer; 8 - Horizonte mit häufiger Wechsellagerung von Biotitgneisen und Amphibol-Pyroxen-führenden kristallinen Schiefen, seltener Marmore; 9 - Chamardaban-Granite; 10 - Sljudjanka-Granitpegmatite; 11 - Syenite, Monzonite; 12 - Metabasite, Meta-Ultrabasite; 13 - Charnockitoide; 14 - geologische Grenzen: a-der wichtigsten stratigraphischen Einheiten (Folgen, Unterfolgen, Horizonte), b-sonstige; 15 - Bruchstörungen; 16 - normale Lagerung der Schichtung und Kristallisations-schieferung (links) und überkippte Lagerung; Fallwinkel: a) 1-15°, b) 16-45°, c) 46-90°.  
Die Ziffern in den Kreisen bezeichnen: 1-Skalista-Antiklinale, 2-Bystrinska-Antiklinale.

Abb. 6 Struktur- und Metamorphosekarte des Sljudjanka-Industriebezirks.

1 - känozoische Ablagerungen; 2 bis 5 - Folgen: 2 - Besymjan-, 3- Charagol-, 4- Perewal-, 5 - Kultuk; 6 - Scharyshalgai-Komplex; 7 - Chamardaban-Granite; 8 - Sljudjanka-Granitpegmatite; 9 - Syenite, Monzonite; 10 - Metabasite, -ultrabasite; 11 - Charnockitoide; 12 - nördliche Grenze der Verbreitung von Wollastonitparagenesen; 13 - südliche Grenze von Hypersthen-Paragenesen in Metapeliten; 14 - riesenkörnige Marmore; 15 - Vorkommen von metamorphogenem Wollastonit; 16 - Verbreitung der -Skarne; 17 - Achsen der Längsfalten: a) Antiklinalen, b) Synklinalen; 18 - Achsen der Sljudjanka-Sigmoide; 19 - Achsen anderer horizontaler Falten; 20 - Synklinalen und Synformen; 21 - Achsen von Falten der späteren Bildung: a) Antiformen, b) Synformen; 22 - tektonische Zonen des Sajan-Hauptbruchs; 23 - syn- bis spätkinematische Bruchstörungen: a-Verwerfungen, b-Überschiebungen; 24 - postkinematische Bruchstörungen: a-Verwerfungen, Abschiebungen, b-nicht typisiert.

Die römischen Ziffern auf der Karte bezeichnen folgende Metamorphosezonen:  
I - Granat-Cordierit-Orthoklas-Fazies (Wollastonitsubfazies entsprechend dem Druck), II und III - Cordierit-Hypersthen-Orthoklas-Subfazies, Subfazies nach Druck: II-Wollastonitsubfazies, III-Quarz-Calcit-Subfazies.

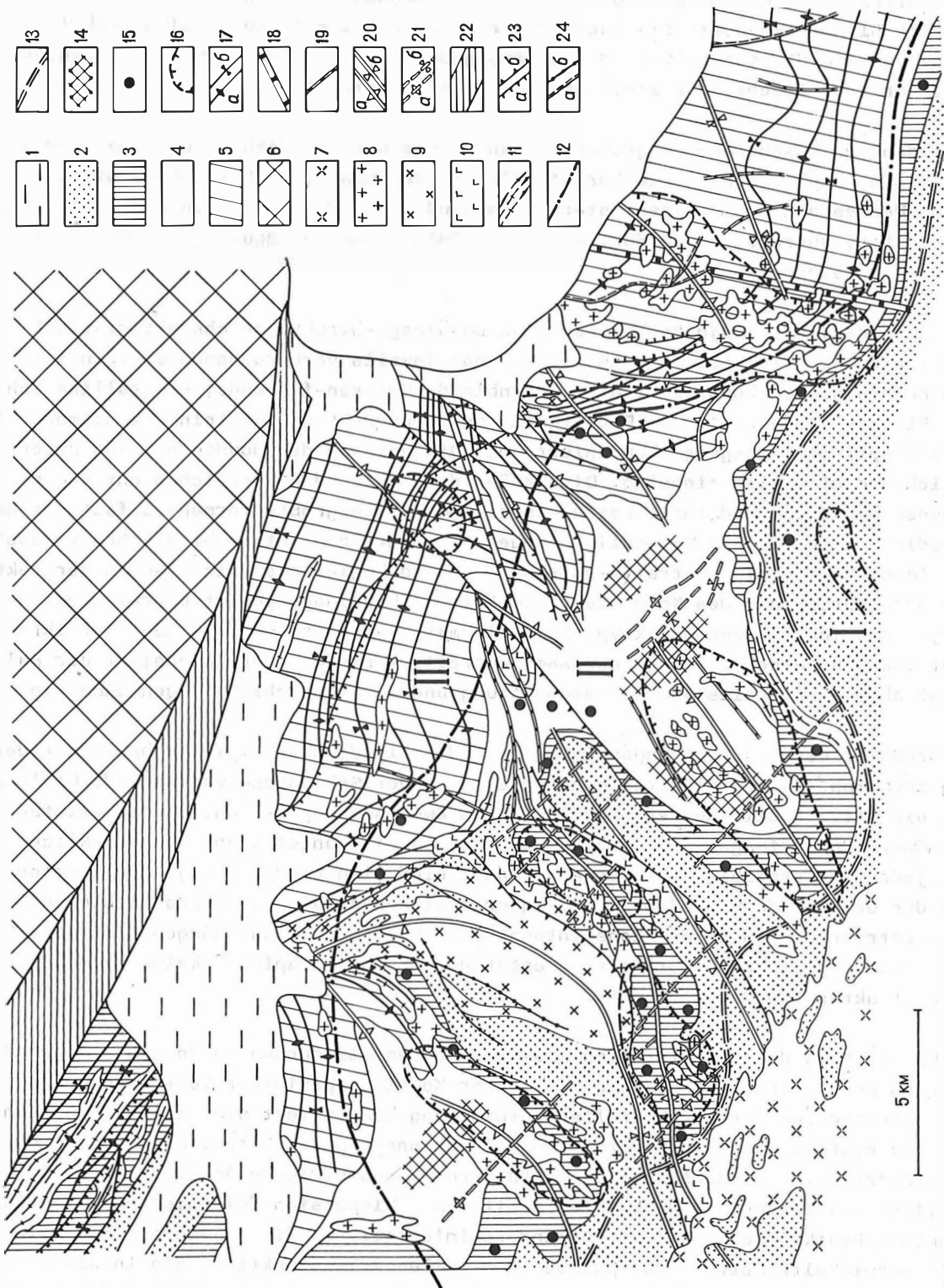


Abb. 6

nehmender Entfernung vom Chamardaban-Granit läßt die Intensität der aufgesetzten Deformationen nach. In der Sljudjanka-Serie sind sie schließlich nur unbedeutend.

Im unmittelbar an den Sajanhauptbruch anschließenden Streifen sind die Falten sowohl in der Sljudjanka-Serie als auch in der Changarul-Serie isoklinal ausgebildet und streng an die Streichrichtung des Bruchs gebunden. Ihre Achsenebenen verlaufen parallel zur Bruchfläche, die steil nach Südwesten einfällt.

Mit jedem der beschriebenen großen Faltensysteme der Sljudjanka- und Changarul-Serie ist ein Komplex syngenetischer Kleinfalten verbunden, vorherrschend mit Amplituden von Dezimetern bis einigen Metern. Sie sind stets disharmonisch und ungleichmäßig verbreitet, überwiegend in Horizonten mit feiner Wechsellagerung von Karbonat- und Silikatgesteinen (Abb. 7).

Für den gesamten Sljudjanka-Komplex sind Boudinage-Strukturen charakteristisch. Es ergibt sich nachstehende Abfolge, in der das jeweils vorhergehende Gestein initten des nachfolgenden boudiniert wird: Hornblende-Pyroxen-führende, kristalline Schiefer → Biotit-Pyroxengneis → Biotitgneis oder Quarz-Diopsidgestein → Marmor. Häufig sind Eruptivgesteinsgänge boudiniert. Die Dimensionen der Boudinage sind unterschiedlich und bisweilen einmalig. Die Größen der Megaboudins erreichen entlang der Mittelachse bis 400 m und ihre Breite bis zu 200 m. Die größte Formenvielfalt weisen Kleinboudinagen in feinen Wechsellagerungen von Gesteinen unterschiedlicher Viskosität auf (Abb. 8). Boudinage trat wiederholt auf und begleitete alle Stadien der tektonischen Strukturbildung des Komplexes. Die älteste Boudinage gehört überwiegend zum Linsentyp, die jüngste zum Blocktyp. Bei allgemein verbreiteter Boudinage ist ihre Intensität lokal unterschiedlich. Insgesamt korreliert sie mit der Intensität der Faltung, ist aber gleichfalls von Zusammensetzung und Bau der Schichtfolgen abhängig.

Ein Großteil der Bruchstörungen im Bereich des Sljudjanka-Komplexes hängt mit der Faltung zusammen. Zu den ältesten gehören etwa in der Schichtung verlaufende Dislokationen, die mit der Bildung der Längsfalten im Zusammenhang stehen. Später entstanden rechtsdrehende Verwerfungen und Verschiebungen, die die Längsfalten schon merklich zerstören, jedoch gesetzmäßig zu ihnen angeordnet sind (längs oder quer). Zum letzten Stadium der Bruchbildung gehören große, querstreichende Auf- und Überschiebungen. Sie alle konzentrieren sich in der Zone intensivster Querschiebung und hängen kinematisch mit ihr zusammen. Die nach der Faltung entstandenen Brüche spielen keine wesentliche Rolle im Strukturplan des Komplexes.

Zur Bearbeitung des strukturellen Baus und dessen Gliederung wurde neben einer detaillierten geologischen Kartierung ein ganzer Komplex spezieller Verfahren und Methoden zur Untersuchung der strukturellen Entwicklung kompliziert dislozierter Serien eingesetzt: systematische Beobachtung von Lineationen, Kleinfalten, Boudinagestrukturen; die Korrelation verschiedener Strukturformen; geometrische Analyse aufgesetzter Deformationen; Untersuchung von Gebieten mit einer Dispersion deformierter Lineationen; tektonophysikalische Analyse. Besonders informativ in dieser Hinsicht war die speziell entwickelte Methode der paläostrukturellen Rekonstruktion, die in einer aufeinanderfolgenden (von den jüngeren zu den älteren), graphischen Glättung der Falten-systeme besteht (VASILJEV 1978). Diese Methode wurde für die Erarbeitung einer Grund-

vorstellung zur strukturellen Entwicklung der Sljudjanka-Serie benutzt, die durch eine sehr komplizierte, sich kreuzende Faltung gekennzeichnet ist.

Das Prinzip der Methode besteht in folgendem: Zuerst wird die Orientierung der Deformationsebene festgestellt, in der die Querfaltung erfolgte. Zu diesem Zwecke wird in den Schenkeln der Querfalten ein Streuungsdiagramm der älteren Lineationen konstruiert, die mit den Längsfalten zusammenhängen und parallel zu deren Scheiteln verlaufen. Auf dem rechten Diagramm der Abb. 9 ist zu erkennen, daß die Werte einen steilen Großkreis mit einem Azimut von  $330^{\circ}$  belegen, der parallel zum Profil XI auf der Abb. 5 verläuft. Dieses Profil wurde auch zur Glättung der Querfalten benutzt. Auf ihm erscheinen die Flanken der Brüche in ihrer Ausgangssituation, so daß die Konturen der Anti- und Synformen mit einer Linie zu beschreiben sind; diese Linie wurde geglättet. Mit Hilfe vorher auf sie aufgetragener Markierungen wurden die Profillinien II - VII rekonstruiert sowie anschließend die Achsen der Längsfalten eingepaßt. Das Endergebnis dieser Arbeitsgänge wird auf der Abb. 10 (II) dargestellt.

Das rekonstruierte Paläoschema erhebt natürlich keinen Anspruch auf Präzision. Es spiegelt nur den generellen Charakter der Strukturen wider, die vor der Deformation der Querfalten (jedoch nicht aller) existierten. Hier wird deutlicher sichtbar, daß die Sljudjanka-Sigmoide eines der Hauptstrukturelemente des Sljudjanka-Komplexes ist. An den Flanken der Sigmoide nähert sich die Kultuk-Folge, die von Längsfalten eingeschlossen wird, dem schmalen Charagol-Marmorstreifen der Pereval-Folge. Zum Zentrum der Struktur ist auf Grund der Azimutverbiegung der Abstand zwischen diesen Gneisserien stark vergrößert worden, er erreicht in der nördlichen Umbiegung der Sigmoide sein Maximum. Hier wurde eine gigantische Struktur horizontaler Auffächerung, die Komar-Struktur, gebildet, - ausgefüllt mit Marmoren der Pereval-Folge; ist sie als Liegendes der Skalista-Antiklinale anzusehen. Diese Falte entstand offenbar in Verbindung mit der Sigmoide.

Das Verhältnis zwischen der Sljudjanka-Sigmoide und den anderen Längsfalten ist kompliziert. Diese Verbiegung bewirkte einen Umbau des Systems der Längsfalten, wobei Falten eines anderen Stils entstanden. Es existierte also vor der Bildung der Sigmoide eine noch ältere Faltenstruktur. Darauf verweist die scharfe Diskordanz zwischen der Sljudjanka- und Changarul-Serie. In einem gewissen Grade hat sich diese Struktur nur an den Flanken der Sigmoide erhalten. Sie ist rekonstruiert in Schema I (Abb. 10) dargestellt, das durch graphisches Glätten der Sigmoide gewonnen wurde. Da die Lineationen an den Flügeln der Sigmoide auf einem flachen Großkreis liegen (linkes Diagramm der Abb. 9), erfolgte das Glätten in der Ebene. Dabei wurde das System der Längsfalten in entsprechender Weise "vereinfacht", d. h., nur die Falten blieben erhalten, die in den Profilen I und IX der Flanken auftreten.

Nach den Paläorekonstruktionen sind drei Faltungsetappen festzustellen. Eine vierte Etappe kommt durch die Querfalten überlagernde Deformation in der Nähe der Chamardaban-Granite zum Ausdruck. Betrachten wir die strukturellen Hauptelemente jeder Etappe und die Bedingungen für ihre Entstehung. Zu den Strukturen der ersten Etappe gehören die ältesten Falten der Sljudjanka-Serie. Diese erste Generation von Längsfalten entstand noch vor der Ablagerung der Changarul-Serie. Im Schema (Abb. 10) ist die vermutliche Lage der Hauptdeformationsachsen während der ersten Etappe dargestellt.

Zu Beginn der zweiten Etappe bildete sich die Changarul-Serie heraus. Ein wesentlicher Faktor, der den Charakter der Deformationen bestimmt hat, war die Verschiedenheit der Ausgangssituation hinsichtlich der Schichtlagerung. In der Sljudjanka-Serie, die schon eine Faltung erfahren hatte, stand die Schichtung insgesamt steil und wurde bevorzugt in der Ebene deformiert, wobei steilachsige Horizontalfalten entstanden. Gleichzeitig wurde die flach liegende Changarul-Serie in einer vertikalen Deformationsebene deformiert.

Die steilste Horizontalfalte ist die Sljudjanka-Sigmoide. Eine Reihe von Merkmalen kennzeichnet sie als Falte tangentialer Einengung mit Verschiebung. Beachtet werden muß, daß gleichzeitig mit der Sigmoide in der Schichtenfolge der Changarul-Serie die Bystrinska-Antiklinale wie auch andere Querstrukturen entstanden. Die Orientierung der Hauptdeformationsachsen, die auf Grund der Kennzeichen dieser Strukturen, der Analyse der syngenetischen Brüche und der Richtungsverteilung der älteren Lineationen rekonstruiert wurden, deutet darauf hin, daß Antiform (Abb. 10, II, linkes Diagramm) und Sigmoide (rechtes Diagramm) bei einer übereinstimmenden Lage der Achse C gebildet wurden. Es ist offensichtlich, daß sich beide Strukturen als Ergebnis einer Verbiegung gebildet haben, die auf eine Einengung quer zum Streichen der von ihnen erfaßten Serie zurückzuführen ist. Bei der Verbiegung der Kultuk-Folge spielte eine rechtshändige Verschiebung eine wesentliche Rolle.

Im Bereich der Pereval-Folge entwickelte sich gleichzeitig eine völlig andere Struktur: die liegende Skalista-Antiklinale. Sie wird von der Charagol- und Kultuk-Gneisserie begrenzt, die starren Rahmen bilden. Stellt man sich diesen Rahmen als offene Figur mit rhombischem Querschnitt vor, kann man erkennen, daß bei deren Deformation (d. h. bei der Bildung der Bystinska- und Sljudjanka-Strukturen) die Verkürzung in nordwestlicher Richtung (entlang der langen Diagonalen des Rhombus) von einer Dehnung in nordöstlicher Richtung (entsprechend der kurzen Diagonale) überholt wurde. Dies ergab eine Erweiterung des Raumes und die Entstehung eines lokalen Spannungsfeldes, dessen Hauptachsen folgende Richtungen aufweisen:  $\sigma_3$  (bei allseitigem Druck) - vertikal,  $\sigma_2$  - nordwestlich,  $\sigma_1$  - nordöstlich. Insgesamt entwickelte sich die Komar-Schichtstruktur unter relativ geringem Druck, der sogar in Richtung des maximalen Drucks den lithostatischen Druck nicht überstieg. Unter den charakterisierten dynamischen Verhältnissen ist das Auftreten einer großen liegenden Falte innerhalb des Rahmens durchaus gesetzmäßig. Die Orientierung der Spannungsachsen, die von untereinander unabhängigen Merkmalen abgeleitet wurden, stimmt mit der Richtung der Hauptdeformationsachsen, die nach den Strukturkennzeichen der Skalista-Antiklinale bestimmt wurden, überein (Abb. 10, II, mittleres Diagramm). Gleichzeitig war bei der Bildung dieser Falte offenbar eine Einpressung, d. h. Verdichtung von Material ausschlaggebend, welches aus den angrenzenden Bereichen mit relativ hohem Druck herauswanderte.

Das lokale Spannungsfeld, das für die Bildung der Komar-Schichtstruktur der Skalista-Antiklinale verantwortlich ist, übte gleichfalls einen wesentlichen Einfluß auf das System der älteren Längsfalten der Kultuk-Folge aus, die unter der Wirkung eines regionalen Spannungsfeldes eine sigmoidale Verbiegung erfahren hatten. Im (zentralen) Flügel der Sigmoide wurden diese Falten gänzlich überprägt, und an ihrer Stelle entstand ein System enger Isoklinalen, die stark nach Westen überkippt sind und mit der Skalista-Antiklinale einen einheitlichen Strukturkomplex bilden.

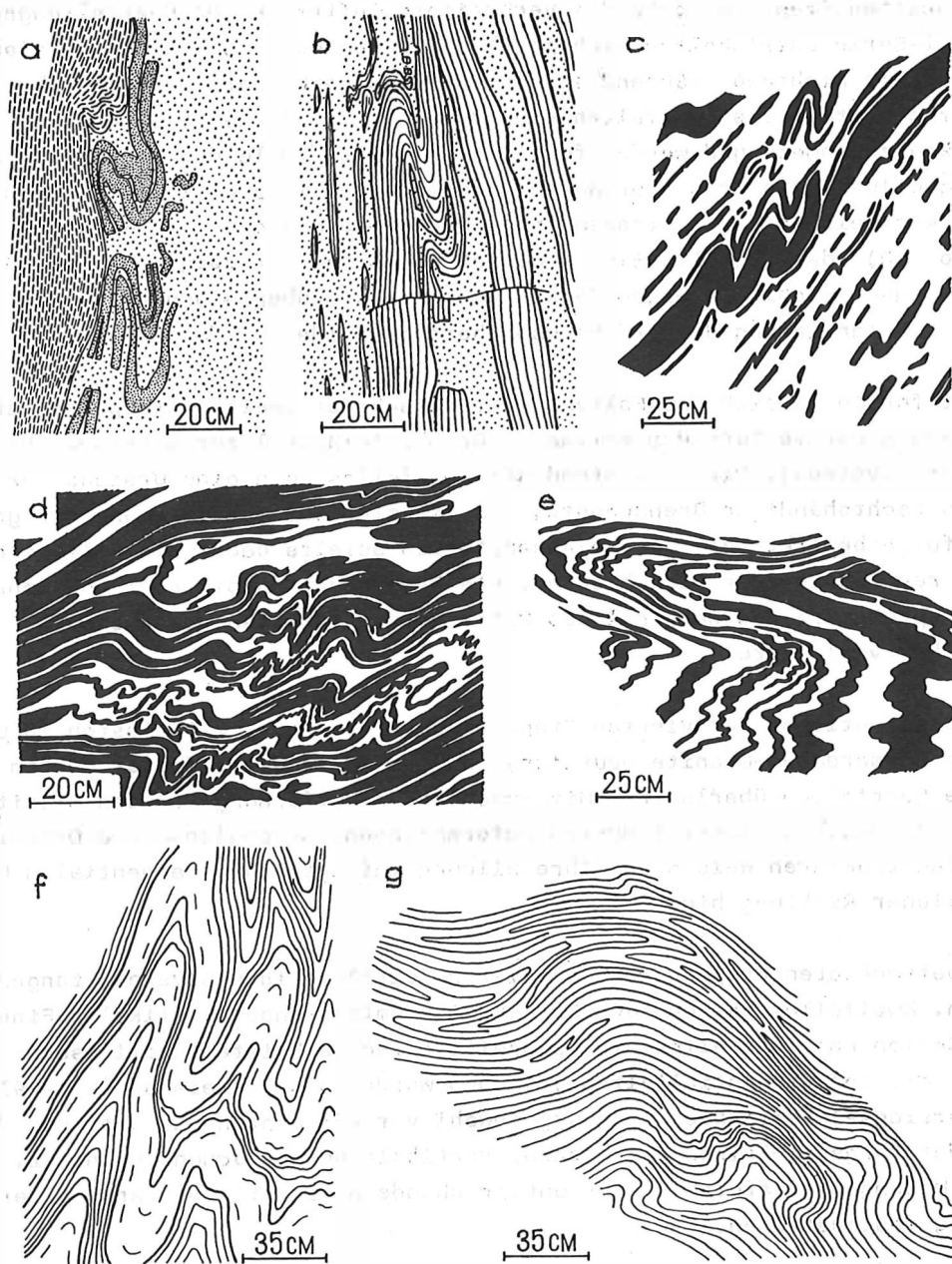


Abb. 7 Kleinfaltung (Zeichnungen nach Photographien)

a - kristalline Calcit-Pyroxen-Schieferzwischenlagen am Kontakt mit kristallinen Hornblende-Pyroxen-Schiefer (links) und Marmorzwischenlagen (weitgepunktet); b - Marmorwechsellagerung (Punkte) mit kristallinen Hornblende-Pyroxen-Schieferlagen; c, d, e - Abschnitte mit kristallinen Pyroxen-Schiefer- (schwarz) und Marmorlagen; f - Biotit-Pyroxengneise; g - Verformungen von Isoklinalfalten durch offene Falten mit steilen Achsen in den Blastomyloniten des Sajan-Hauptbruchs (Aufsicht).

Zur dritten Etappe gehörte das verbreitete Auftreten von Querfaltungen. In der Changarul-Serie entwickelten sich posthum zur vorangegangenen Etappe flachachsige Falten dieser Richtung, während sie in der Sljudjanka-Serie den Charakter aufgesetzter Falten hatten. Die Querfalten sind durch einheitliche Streichrichtung und Ver-  
genz gekennzeichnet und wurden folglich unter Kontrolle des regionalen Spannungsfeldes gebildet. Die Orientierung der Hauptdeformationsachsen, die mit Hilfe der Strukturkennzeichen der zentralen Anti- und Synformen bestimmt wurde, ist im Schema III (Abb. 10) dargestellt. Ein Vergleich mit Schema II zeigt (rechtes Diagramm, Abb. 10), daß sowohl die Sigmoide als auch die sie überlagernden Querfalten bei ähnlicher Orientierung der Druckachsen herausgebildet wurden.

Somit formierte sich die Faltenstruktur nach der zweiten Etappe bei südöstlicher Orientierung des Vektors des maximalen Drucks (diagonal zur Streichrichtung der ältesten Falten-systeme). Dieser Umstand war zweifellos auch eine Ursache für die Entstehung des rechtshändigen Drehmoments, das die sigmoidale Verbiegung der gesamten Schichtfolge bewirkt hat. Der Sajanhauptbruch spielte dabei die Rolle einer Gleitfläche mit rechtehdrehender Verschiebung. Die Bewegung ging offenbar vom Scharyshalgai-Tafelvorsprung aus, da der Teil des Gebietes am stärksten verschoben wurde, der ihm unmittelbar vorlagerte.

Die Deformationen der vierten Etappe äußern sich nur im Südwesten in unmittelbarer Nähe der Chamardaban-Granite deutlich, wo eine Serie gestaffelter Falten mit NW-Streichen die Querfalten überlagert. Mit zunehmender Entfernung von den Graniten vermindert sich die Intensität dieser jüngeren Deformationen. Morphologie und Orientierung dieser Faltenstrukturen weisen auf ihre Bildung infolge eines tangentialen Drucks aus südwestlicher Richtung hin.

Die betrachteten Etappen repräsentieren Zeiträume intensivster, tangentialer Deformationen. Zweifellos gab es auch Zeiten mit dominierender vertikaler Einengung. In beiden Serien kann die allgemein verbreitete lagige Kristallisationschieferung, die zusammen mit den Tangentialfalten verbogen wurde, als Hinweis auf eine ältere (Syninversions-) vertikale Einengung sowohl vor der ersten als auch vor der zweiten Etappe der Tangentialeinengung dienen. Vertikale Beanspruchung konnte z. B. in Zeiten mit Hebungen auftreten; ihnen entsprechende Deformationen waren allerdings nicht eindeutig festzustellen.

Die Analyse der Entwicklung der Faltenstruktur des Sljudjanka-Komplexes zeigt, daß die Deformation ein komplizierter, sich mit der Zeit entwickelnder Prozeß war, der in verschiedenen Stadien, teilweise unter gleichen äußeren Bedingungen, Strukturen in unterschiedlichen Ebenen und von unterschiedlicher Genese verursachte. Die Voraussetzungen für die Entstehung der jeweils jüngeren Strukturen wurden dabei im Verlaufe der älteren Strukturbildung geschaffen. So war eine der Bedingungen für die Bildung von steilachsigen Falten (2. Etappe) die Steilstellung der Schichten durch die vorangegangene Faltung (1. Etappe). Deformationen der dritten Etappe wirkten sich am intensivsten in Abschnitten mit flacher Lagerung aus.

Mit einer derartigen Abhängigkeit läßt sich die Tatsache einer synchronen Bildung von Falten in unterschiedlichen Ebenen und von unterschiedlicher Genese erklären.



Gemeint ist die zweite Etappe, in der sich gleichzeitig drei verschieden orientierte Falten-systeme herausbildeten, wobei relativ einfache Verbiegungen mit einer intensiven isoklinalen Fließfaltung verbunden waren. Die tektonophysikalischen Situation dieser Deformationsetappe war folgende: Neben einer generellen tangentialen Spannung existierten große Bereiche mit horizontaler Dilatation, welche Strukturen mit einer gigantischen Zerschieferung von Schichten verursachten. Außer der detailliert untersuchten Komar-Struktur ist eine analoge Form im Nordwesten des Gebiets bekannt (Abb. 4). Es handelt sich um einen besonderen Typ von Faltung, der mit den anderen Falten in einer taxonomischen Reihe steht, allerdings auf Weitung zurückgeht.

### 3.3. Intrusiver Magmatismus

An der Zusammensetzung des Sljudjanka-Komplexes ist ein umfangreiches Spektrum präkambrischer Intrusivgesteine beteiligt, die mehreren Altersgruppen angehören. Unterschiede zwischen ihnen bestehen nicht nur in petrographischer und formationeller Hinsicht, sondern auch in den strukturell-metamorphen Wechselbeziehungen mit der umgebenden Schichtfolge sowie in Stil und Intensität der postmagmatischen Metamorphose. Nachstehend werden diese Gruppen in der Reihenfolge ihrer Entstehung charakterisiert.

Ältere Granitoide: Charnockitoide und Granitgneise bilden konkordante Gänge geringer Mächtigkeit. Für sie sind flächenhafte und lineare Regelungstexturen kennzeichnend, die konkordant zu analogen Texturen der umgebenden metamorphen Gesteine verlaufen. Die meisten Granitoide sind Plagiogranite. Ihre typomorphen paragenetischen Assoziationen gehören synfaziell zur progressiven Metamorphose der Nebengesteine, welche keine Spuren einer Kontaktmetamorphose zeigen. In der Zone der höchsten (hypersthen-Cordierit-)Metamorphose belegen die älteren Granitoide eine typomorphe Charnockitparagenese mit Hypersthen, antiperthitischem Quarz und antiperthitischem Plagioklas (selten Orthoklas). Die Gesteinstypen variieren von Charno-Enderbiten und Enderbiten bis zu Mangero-Enderbiten. In der Granat-Cordieritzone (hypersthenfrei) werden die Granitoide durch biotit- und granathaltige Plagiogranite, Granitgneise und Migmatite repräsentiert.

Metabasite und Meta-Ultrabasite drangen nach dem Höhepunkt der progressiven Metamorphose in die Schichtfolgen ein, erfuhren allerdings eine beträchtliche Überprägung im Verlaufe der anschließenden Entwicklung. Die Basite bilden kleine, konkordante, linsenförmige Körper und deformierte Gänge. Meist sind sie als Plagio-Amphibolite, Hornblendite, amphibolitisierte Gabbroide vertreten. Als reliktsche Varietäten treten Gabbros, Norite, Pyroxenite und Peridotite auf. Dem Chemismus nach entspricht die Variationsreihe der Basite bis Ultrabasite im Durchschnitt gesättigten Olivintholeiten mit etwas erhöhten Werten an Tonerde und Alkalien. Mit den Gabbroiden ist eine Titanomagnetit-Mineralisation hystero-magmatischen Typs verbunden.

Alkali- und Subalkaligesteine bilden ein Massiv im westlichen Teil des Gebiets, ferner mehrere große querverlaufende Gänge mit einer Länge bis zu 5 km sowie eine Vielzahl kleiner, konkordanter und querschlägiger Gänge. Sie reichen von Gabbrosyeniten (Monzoniten) bis zu Kalkalkali- und Alkali, leukokraten Agirinsyeniten. In der Gangfazies treten mitunter Gesteine der Lamprophyrfamilie vom Typ Minette-Vogesit und

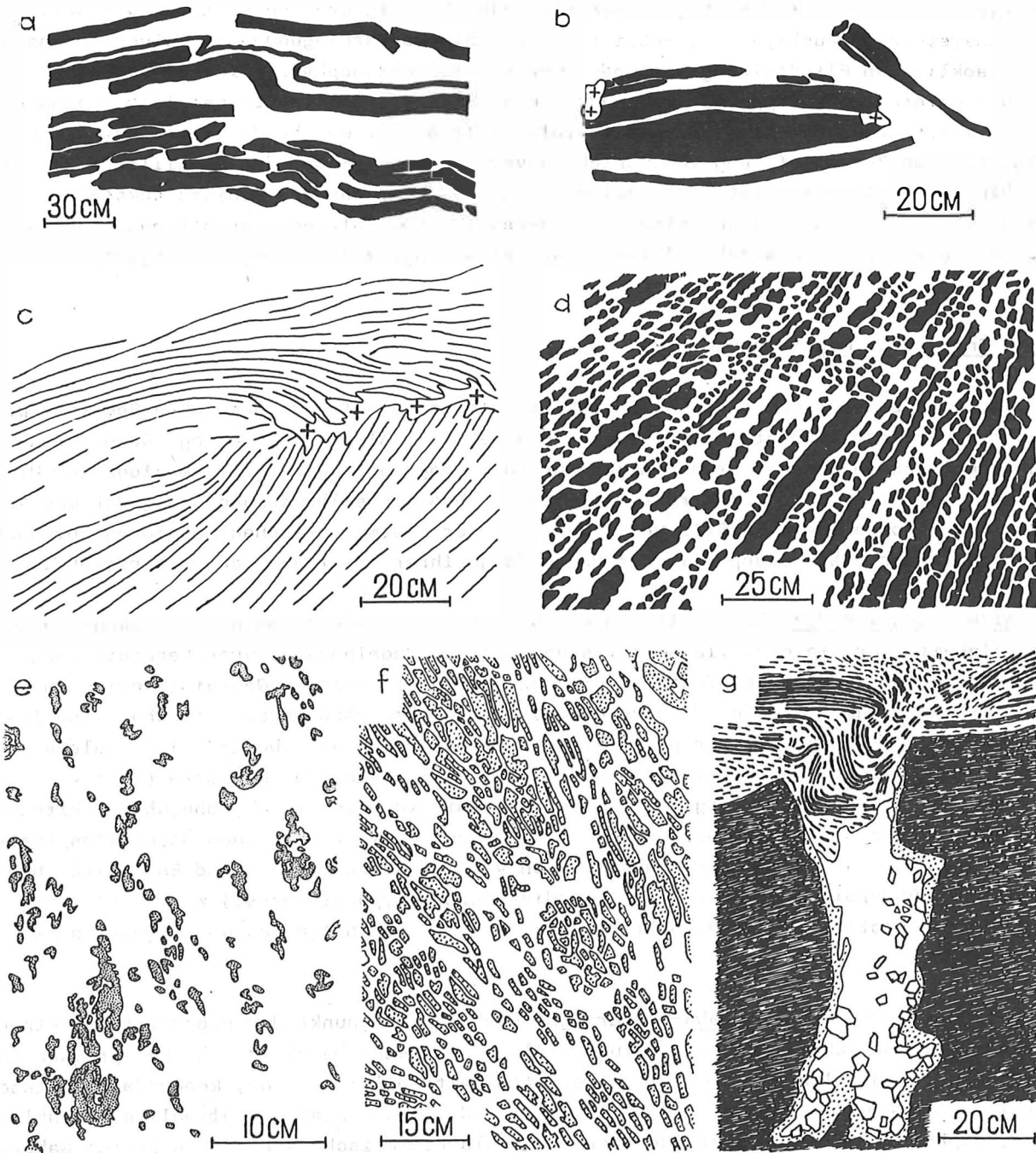


Abb. 8 Beispiele für Kleinboudinage. Zeichnungen nach Photographien.

a, b - kristalline Pyroxenschiefer (schwarz) zwischen Marmoren; c - Ende eines Boudins in Biotit-Pyroxengneisen; d - Wechsellagerung von kristallinen Pyroxenschiefern (schwarz) und Pyroxencalciphiren (Aufsicht); e - Strukturen mit Drehung der Quarzitboudins (Punkte) in Marmor; f - Boudins in Quarz-Diopsidgesteinen, die meist aus einer Vielzahl kleinerer Boudins bestehen (Quarz: Punkte, Diopsid: weiß); g - einseitige Blockboudinage im Kontakt mit einer Schicht kristalliner Pyroxenschiefer (schwarz) und einer Pyroxen-Calciphyr-Schicht. Der Boudin-Zwischenraum ist mit einem Calcit-Phlogopit-Gang gefüllt (Calcit: weiß; Diopsidbesteg: Punkte; einzelne Phlogopit- und Diopsidkristalle: Vielecke).

Camptonit auf. Die Gesteine der Alkali-Gruppe haben eine merkliche Metamorphose erfahren, die sich in Form von Granititektion und in der Entwicklung blastischer Strukturen widerspiegelt. Deutliche geregelte Texturen sind allerdings nicht ausgebildet.

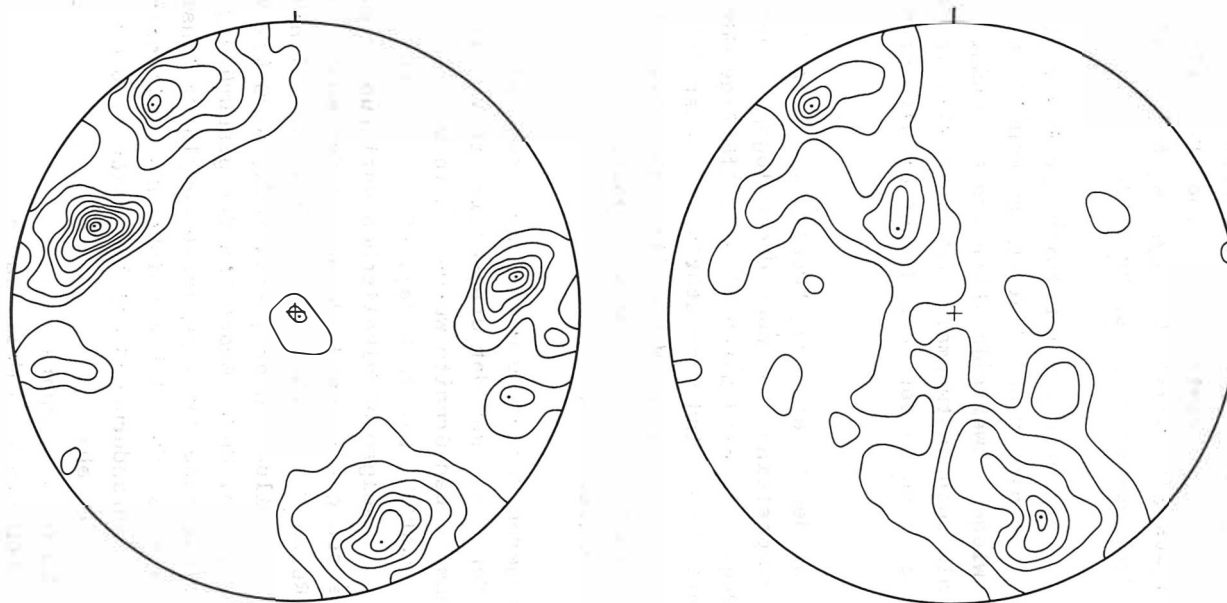
Die Sljudjanka-Granitpegmatite treten als unterschiedlich orientierte Gänge und netzartige Gangfelder auf, die an die Scheitel der Querantiklinalen gebunden sind. Unter ihnen herrschen Alkali-, alaskitähnliche, grobkörnige Granitoide (Granitpegmatite oder Orthotektite) und analog zusammengesetzte "einfache" Pegmatite vor. Häufig sind Monofeldspat-Mikroklin-Perthit-Varietäten mit Klinopyroxen beteiligt. Diese Gesteinsgruppe hat praktisch keine Regionalmetamorphose erfahren.

Die Chamardaban-Granite stehen genetisch mit der Entwicklung des gleichnamigen Komplexes im Zusammenhang und verhalten sich diskordant zu den Hauptstrukturen des Sljudjanka-Komplexes. Es sind überwiegend Zweifeldspat-Granite und meist auch Zweiglimmer-Granite mit sowohl spät- als auch postmagmatischem Muskovit. In den Metapeliten des Sljudjanka-Komplexes bildeten sich in der Nähe dieser Granite große Fibrolith- und Muskovithöfe.

Jüngere Pegmatite sind auch unter der Bezeichnung "Poat-Phlogopite" bekannt, weil diese Gruppe präkambrischer Intrusivgesteine erst nach den Phlogopit- und Lasuritlagerstätten gebildet wurden. Die Pegmatite sind durch eine vielfältige Morphologie und Zusammensetzung gekennzeichnet. Mit ihnen sind Lagerstätten Seltener Erden und seltener Metalle, Amazonit-, Vesuvian-Pegmatite u. a. verbunden. Neben Pegmatiten treten in dieser Gruppe Aplite, Syenitaplite sowie verschiedene apogranitische, skarnartige Gesteine auf, die mit Kalkskarnen assoziiert sind.

Das physikalische Alter der jüngeren Pegmatite wurde von verschiedenen Bearbeitern nach unterschiedlichen Varianten der Blei- und der Uran-Blei-Methode mit 500 bis 600 Mill. Jahren bestimmt. Für die Chamardaban-Granite wurden Werte von  $1120 \pm 100$  Mill. Jahren angegeben (Daten von G. S. PLJUSIN, Bleimethode). Für noch ältere Gruppen von Intrusivgesteinen liegen keine zuverlässigen physikalischen Datierungen vor. Orientieren kann man sich nur an indirekten geologischen Daten. In der südlichen Umrahmung der Sibirischen Tafel haben eine Reihe von Bearbeitern mehrere, verhältnismäßig übereinstimmende Altersbereiche der Granitbildung postuliert: 2600, 1700 bis 2000, 1000 bis 1200 und weniger als 850 Mill. Jahre. Unter Beachtung der glaubwürdig festgestellten Wechselbeziehungen der Intrusivgesteine des Sljudjanka-Komplexes hinsichtlich des Alters, unter Beachtung ihrer Position in der sich entwickelnden Faltenstruktur und unter Beachtung der postkristallinen Veränderungen zeichnet sich eine Korrelation in den folgenden geochronologischen Grenzen ab:

ältere Granitoide	2600 Mill. Jahre
Metabasite, Alkali-Gesteine	2600 bis 2000 Mill. Jahre
Sljudjanka-Granitpegmatite	2000 - 1700 Mill. Jahre.



**Abb. 9 Verteilungsdiagramme der Lineationen und Achsen kleiner Längsfalten**

**Rechts: in den Schenkeln der Querfalten;**

**links: in den Schenkeln der Sljudjanka-Sigmoide**

### 3.4. Metamorphose und Metasomatose

#### 3.4.1. Progressive Regionalmetamorphose

Nach Grad und Typ der Metamorphose gehört der Sljudjanka-Komplex zur Granulitfazies mittleren Drucks. Ein charakteristisches Merkmal ist seine gut ausgeprägte asymmetrische Zonalität hinsichtlich Temperatur und Druck. Es sind zwei Temperaturzonen zu unterscheiden, die der Cordierit-Granat-Orthoklas- und der Hypersthen-Cordierit-Orthoklas-Subfazies entsprechen. Weiterhin lassen sich zwei Zonen unterschiedlichen Drucks feststellen: die Wollastonit- und die Quarz-Calcit-Zone (Abb. 6). Die Temperaturzonen wurden nach Al-reichen Gneisen (nach Metapeliten) auf Grundlage der bekannten Fazies-schemata nach KORŽINSKI (1936), MARAKUŠEV (1965) und KORIKOVSKI (1976) ausgegliedert. Die kritische Paragenese der ersten Zone ist: Gr + Cord + Bt + Kfsp + Pl + Qu  $\pm$  Mt mit Granat F = 70 bis 80 %. Die gleiche Paragenese ist auch in der zweiten Zone, in Al-reichen Gneisen mit geringem Magnesiumgehalt (2 bis 4 % MgO) erhalten. In stärker Mg-haltigen Gneisen (4 bis 9 % MgO) wird sie von kritischen Paragenesen abgelöst: Hyp + Cord + Bt + Kfsp + Pl + Qu  $\pm$  Ru und Hyp + Cord + Gr + Bt + Kfsp + Pl + Qu  $\pm$  Sp + Ru mit Granat F = 60 bis 70 % und einem Gehalt an Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in Hypersthen von 4 bis 6 %. Aus den Al- und Mg-reichen Gneisen (MgO bis 10 bis 12 %) sind Paragenesen mit Sapphirin bekannt. Der Biotit in den Metapeliten beider Zonen ist durch eine kontinuierliche Erhöhung des Ti-Gehalts bis auf 10 bis 14 Gew.% gekennzeichnet. In den Mg-haltigen Marmoren sind dagegen Paragenesen der Forsterit-Subfazies entwickelt: Cal + Dol + For  $\pm$  Fhl  $\pm$  Sp. In den Gesteinen der Gr-Cord-Kfsp-Zone ist Hypersthen selten und tritt nicht in den Paragenesen mit Cordierit auf. In der höher temperierten Zone ist Hypersthen in den verschiedenen Paragenesen der sauren, intermediären und basischen Gneise sowie der kristallinen Schiefer weit verbreitet.

Die Einschätzung der Paläotemperaturen und Drücke erfolgte nach den petrogenetischen Schemata der zitierten Autoren auf Grund der Zusammensetzung der koexistenten Fe-Mg-Mineralerale unter Verwendung der Diagrammserien von PERČUK (1970, 1973) u. a. Umfassend genutzt wurde gleichfalls das Calcit-Dolomit-Geothermometer von GOLDSMITH und NEWTON (1969). Die Analyse zeigt, daß die progressive Metamorphose unter den Bedingungen gleichgerichteter lateraler Temperatur- und Druckgradienten erfolgte (Abb. 11). Die durchschnittlichen p-t-Werte der einzelnen Zonen sind: Granat-Cordieritzone - t = 700 bis 750 °C, p = 4 bis 6 kbar; Hypersthen-Cordieritzone - t = 800 bis 850 °C, p = 8 bis 9 kbar.

Der laterale Druckgradient wurde unabhängig von der flächenhaften Verteilung der Paragenesen in den Kalksilikatgesteinen ermittelt. Auf dieser Grundlage wird der Komplex in zwei Subfazies unterteilt: in die Wollastonitfazies und Quarz-Calcitfazies (KORŽINSKI 1940). Nach den Berechnungen entsprachen die p-t-x<sub>CO2</sub>-Bedingungen der Metamorphose des gesamten Komplexes einer wollastonitfreien (Quarz-Calcit-)Fazies. Lokale Bildungen von Wollastonit-Paragenesen in der progressiven Metamorphoseetappe ist auf lokale p-p<sub>CO2</sub>-Anomalien (Abnahme p-p<sub>CO2</sub>) im Zusammenhang mit einer synmetamorphen Entstehung spezif. geologischer Strukturen unterschiedlicher Größe zurückzuführen (Boudinage, gigantische Zerschieferungsformen). Im gesamten Bereich der Quarz-Calcitfazies, auch in lokalen Anomalien, wurden die Bedingungen der Wollastonitbildung nicht erreicht, was insgesamt für höhere Drücke in dieser Zone spricht (Abb. 11).

Somit verlief die progressive Metamorphose mit einem lateralen Temperatur- bzw. Druckgradienten von 5 bis 7 °C und 3 bis 4 kbar/km bei einer allgemeinen Abnahme von der Grenze bis zum Scharyshalgai-Vorsprung, wodurch die asymmetrische metamorphe Zonalität entstand. Das regionale p-t-Regime wurde von Anomalien des Drucks und der Fluidverhältnisse unterschiedlicher Ordnung überlagert, die sich im Wechsel von Quarz-Calcit- und Wollastonit-Paragenesen in der Zone der Wollastonit-Tiefenfazies widerspiegeln.

### 3.4.2. Regionale Diaphthorese

Festgestellt wurden zwei Hauptalter regional verbreiteter postprogressiver metamorpher Prozesse. Ihre Gliederung basiert nicht nur auf der Analyse von Mineralumbildungen, sondern auch auf gesetzmäßigen Unterschieden hinsichtlich Stil und Intensität der Metamorphose intrusiver Gesteine, für die Altersfolge und Bezug zu den Deformationen hinreichend sicher belegt sind. Die ältere Diaphthorese erfolgte zeitlich zwischen Hyperbasit-Basitintrusionen und Monzonit-Syenitintrusionen unter Beibehaltung des allgemeinen Deformationsplans der progressiven Etappe und unter thermodynamischen Bedingungen, die etwa dem Übergang zwischen Granulit- und Amphibolitfazies entsprechen. Infolgedessen tritt Diaphthorese schwerlich in geschichteten Gesteinen auf, wo die neugebildeten Mineralgenerationen in der Zusammensetzung den vorhergehenden ähneln und die gleiche, postume Orientierung aufweisen. In intrusiven Basiten dagegen trat der Prozeß in einer intensiven Amphibolitisierung der magmatischen Paragenesen, in der Entwicklung blastischer Strukturen und in einer konformen, weitständigen Schieferung oder Bänderung deutlich in Erscheinung.

Die jüngere Diaphthorese umfaßt einen großen Zeitintervall und ein breites Spektrum in bezug auf die thermodynamischen Bedingungen. Das Maximum des Prozesses in bezug auf Intensität bzw. p-t-Parameter liegt zwischen der Intrusion der Monzonit-Syenitmassive und der Sljudjanka-Granitpegmatite. Die strukturell-mineralogischen Auswirkungen der Metamorphose in diesem Zeitraum sind sehr vielfältig. Belege sind das Auftreten neuer unterschiedlich zusammengesetzter Amphibolit-, Biotit- und Feldspatgenerationen, die Skapolithisierung kalkhaltiger Gneise, die Tremolitisierung und Diopsidisierung der Marmore, die Entwicklung der Biotit-Sillimanit-Paragenese in den aluminiumreichen Gneisen sowie die Bildung einer zweiten Lineation. Die Diaphthorese wurde von einer schwachen Granitisierung unterschiedlich schichtiger Intrusivgesteine verschiedenen Alters begleitet. In bedeutendem Umfang trat diese regionale Diaphthorese nur in einem schmalen Streifen in Erscheinung, der an den Sajanhauptbruch anschließt. Im Hauptverbreitungsgebiet des Sljudjanka-Komplexes ist die Diaphthorese nur schwach ausgeprägt. Sie veränderte die Paragenesen der progressiven Metamorphose nicht wesentlich und verdeckt nicht die lateralen Änderungen der Intensität. Die p-t-Bedingungen der Diaphthorese zeigen ebenfalls einen beträchtlichen lateralen Gradienten, analog der progressiven Metamorphose.

### 3.4.3. Lokale Metamorphose (Metasomatose)

Die wichtigsten Hinweise auf eine lokale Metamorphose geben die lesurit- und phlogopitheltigen Metasomatite, die zur Formation der abyssischen Magnesiumskarne<sup>3)</sup>

<sup>3)</sup>Nach Terminologie und Klassifikationssystemen von KORŽINSKI (1955), ŽARIKOV (1968) u.a.

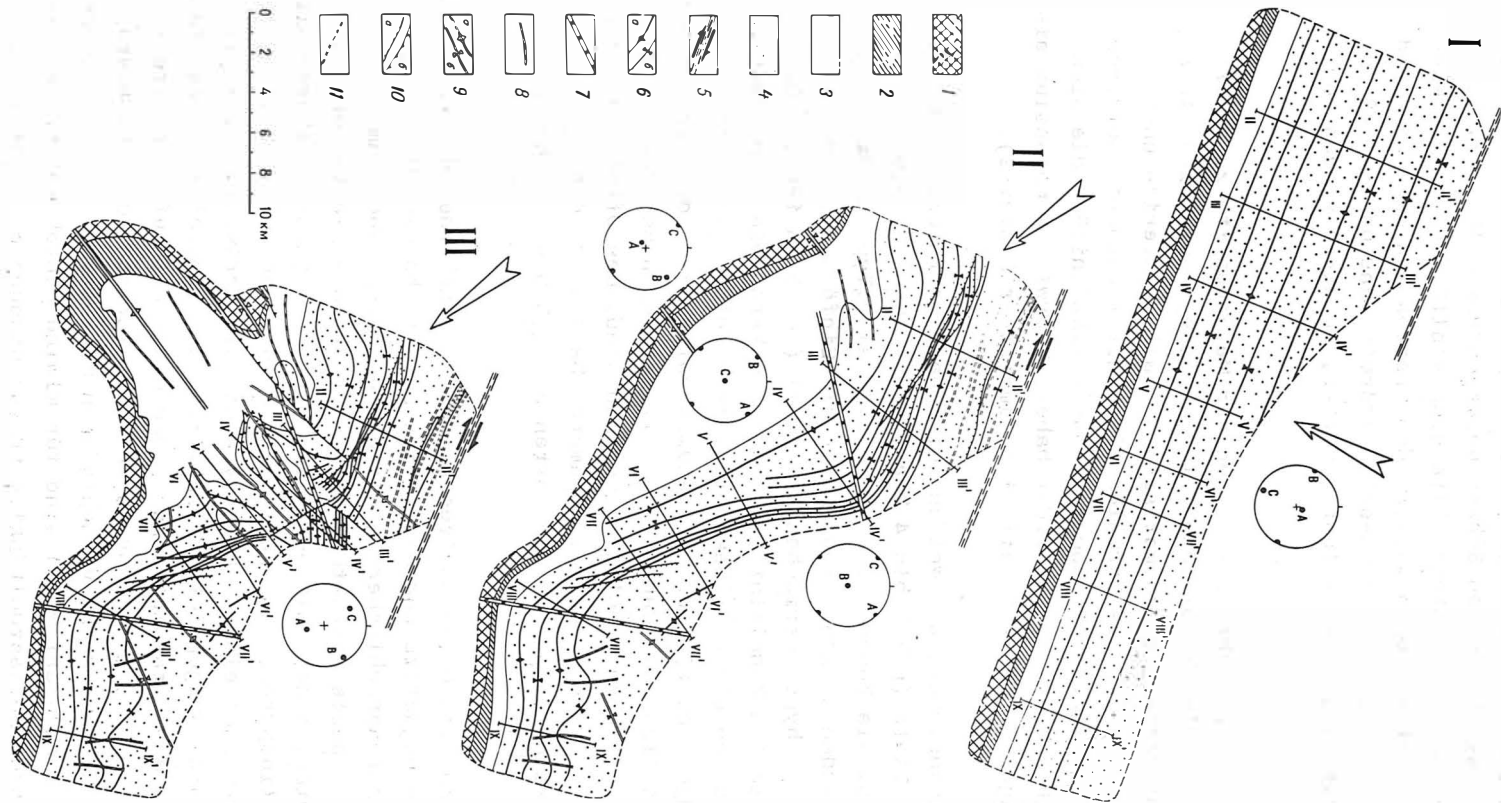


Abb. 10 Paläostrukturelles Schema der Sljudjanka-Schichtfolge

I - vor Beginn der Sljudjanka-Sig

Abb. 10 Paläostrukturelles Schema der Sljudjanka-Schichtfolge

I - vor der Bildung der Sljudjanka-Sigmoide; II - vor Beginn der Querfaltung, die die Sigmoide überlagert; III - nach der Entstehung der Querfalten.

1 bis 4 - Folgen: 1 - Besymjannaja, 2 - Charagol, 3 - Pereval, Kultuk; 5 - Sajan-Hauptbruch mit Verschiebungsrichtung (der Standort auf Schema I und II ist bedingt angegeben); 6 - Achsen der Längsfalten: a - Antiklinalen, b - Synklinalen; 7 - Verbiegungsachsen der Sljudjanka-Sigmoide; 8 - Achsen anderer Horizontalfalten: a - Anti-, b - Synformen; 10 - Bruchstörungen: a - Verwerfungen und Verschiebungen, b - Überschiebungen; 11 - Zerrüttungszonen.

gehören. Den Hauptanteil dieser Formation bilden Metasomatite des postmagmatischen Stadiums, die nach den Sljudjanka-Granitoiden entstanden. Die Magnesiumskarnvorkommen fallen mit den Verbreitungsgebieten der Sljudjanka-Granit-Pegmatite zusammen, d. h., sie sind dem allgemeinen strukturellen Schema untergeordnet (Abb. 6). Die morphogenetischen Erscheinungsformen der Metasomatite sind vielfältig: zonale Kontaktkörper und ausgedehnte, schichtige Zonen entlang den Grenzen von Karbonat- und Alumosilikatgesteinen (Gneise, Granitoide), grob-schichtförmige und unregelmäßige Abschnitte der Verskarnung basischer, kristalliner Schiefer, vereinzelt auch der intrusiven Metebasite.

Mineralogisch-petrographisch sind nicht viele Arten der Metasomatite zu unterscheiden. Hauptsächlich sind es Sait-Skapolithgesteine, Phlogopit-Diopsidgesteine, im wesentlichen jedoch Diopsidgesteine, metasomatische Spinell-Forsterit- und Diopsid-Phlogopitcalciphyre, die zur Fazies normaler Alkalinität gehören. Seltener sind Nephelin- und Lasurhaltige Kontaktmetasomatite hoher Alkalinität, die sich unter spezifischen lithologischen Umständen gebildet haben (Überwiegen magnesiumreicher Marmore in der Schichtfolge; geringer Anteil siliziumreicher Gesteine).

Paläothermobarometrische Rekonstruktionen weisen auf hohe Temperaturen (600 bis 650 °C) und eine beträchtliche Tiefe ( $p > 3$  bis 4 kbar,  $x_{CO_2} = 0,5$  bis 0,6) bei der Bildung der Magnesiumskarne hin. Die Zugehörigkeit zum abyssalen Typ und die allgemein hohe Temperatur der umgebenden Serien werden durch die Einförmigkeit der Skarn-Paragenesen über ein großes hypsometrisches Intervall ( $> 1,5$  km für das Gebiet) ohne Merkmale einer vertikalen Zonalität der Magnesiumskarngebiete unterstrichen. Einen besonderen Platz nehmen die weit bekannten, treppenförmigen (querschlägigen), phlogopitführenden Gänge ein, die zur Magnesiumskarnformation gehören, selbst jedoch keine Metasomatite darstellen. Die Gänge kristallisierten in Hohlräumen, die genetisch meist Weitungsrissen zwischen Boudins zuzuordnen sind. Das Öffnen der Hohlräume wurde von periodischen Variationen der p-t-Parameter begleitet, die jeweils zwischen dem p-t-Niveau der Skarnbildung und den Werten  $p = 0,3$  bis 0,4 kbar bei  $t = 360$  bis 380 °C schwankten.

Eine wesentlich jüngere Gruppe von Metasomatiten sind die Kalkskarne, die genetisch mit der Platznahme der jüngeren Pegmatite und Granitoide zusammenhängen. Die Kalkskarne umfassen eine Vielzahl petrographischer und morphologischer Typen. Am weitesten verbreitet sind oft zonar-gebaute Kontaktkörper von Grossular-Epidot-, Granat-Klinopyroxen- und Granat-Vesuvianskarnen, mit denen auch Infiltrations-Gangskarne mit Ugranditgranat, Wollastonit, Klinopyroxen, Skapolith und Feldspaten auftreten, nach deren unterschiedlichen Verhältnissen eine Großzahl von Gesteinsvarietäten auszugliedern ist. Für die Skarne sind eine ausgeprägte Variabilität der Mineralzusammensetzung innerhalb einzelner Skarnkörper und metasomatischer Zonen und eine häufig anzutreffende Entwicklung mehrerer Generationen jeden Minerals charakteristisch. Den Temperaturverhältnissen nach gehören die Kalkskarne zu verschiedenen Faziestypen. Niedrig temperierte Fazies (Epidot-, Epidot-Grossularfazies) sind für kleine Kontaktkörper charakteristisch. Hochtemperatur-Pyroxen-Wollastonitfazies treten dagegen häufiger in Bereichen intensiver infiltrativer Überprägung in Erscheinung. Nicht selten wird eine Abfolge einander überlagernder Temperaturtypen der Skarne festgestellt. Im Vergleich zu älteren Formationen der Magnesiumskarne weisen die typomorphen, abyssophoben Minerale und die Paragenesen der Kalkskarne sowie die große Variation hinsichtlich der Tempe-



raturverhältnisse auf die Bildung dieser Formation in beträchtlich geringerer Tiefe und bei niedrigerer Temperatur hin.

#### 4. Chamardaban-Komplex

Die metamorphen Bildungen dieses Komplexes werden durch die mittelproterozoische Chamardaban-Serie repräsentiert, die diskordant den Sljudjanka-Komplex überlagert und aus zwei Folgen besteht: der unteren Kornilow- und der oberen Schubutuj-Folge. Nach Angaben von ŠAFEEV (1969) weisen sie folgende Zusammensetzung auf:

Kornilow-Folge (Mächtigkeit 2,0 bis 2,5 km): aluminiumreiche Schiefer und - Gneise, im Liegenden und in den mittleren Bereichen Kalksteinhorizonte;

Schubutuj-Folge (1,8 bis 2,5 km Mächtigkeit): im Liegenden Kalkstein, weiter oben Biotitschiefer, Chlorit-Biotitschiefer, glimmerig-karbonatische und kohlige Schiefer (Phyllite), vereinzelt Einlagerungen von Amphibolit, Kalkstein, Quarzit. Mit Zunahme der Metamorphose gehen die Kalksteine in grobkörnige Marmore und die Schiefer in Gneise entsprechender Zusammensetzung über.

Ein charakteristischer Zug der Metamorphose des Chamardaban-Komplexes ist die deutlich ausgeprägte Zonalität (Abb. 2). Die höchstemperierte Zone entspricht dem Kontakt mit dem Sljudjanka-Komplex. Mit zunehmender Entfernung von diesem Kontakt nimmt der Metamorphosegrad rasch ab. Dabei schneiden sich metamorphe und stratigraphische Grenzen. Die Mineralassoziationen der verschiedenen Metamorphosezonen werden in der Tab. 5 angeführt.

Tab. 5: Die Mineralassoziationen der Gesteine der Chamardaban-Serie in den verschiedenen Metamorphosezonen (ŠAFEEV 1970)

Folgen	Grünschieferfazies		Almandin-Amphibolitfazies		
	Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies	Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies	Staurolith-Quarz-Subfazies	Disthen-Muskovit-Quarz-Subfazies	Sillimanit-Almandin-Subfazies
Schubutuj-Folge	Qu+Ab+Bi+Chl; Qu+Pl+Cal+Bt;	Qu+Pl+Bt; Qu+Pl+Cal+Bt;	Qu+Pl+Bt; Qu+Pl+Tr+Bt; Qu+Pl+Akt; Qu+Pl+Bt+Gr; Qu+Pl+Cor+ Bt+St;	Qu+Pl+Bi; Qu+Pl+Bt+ Gr; Qu+Pl+Tr+ Bt; Qu+Pl+Akt; Qu+Pl+Bi+ Sill;	Qu+Pl+Bi; Qu+Pl+Bt+ Gr+Sill; Qu+Pl+Bt+ Kfsp; Qu+Pl+Hb+ Bt;
Kornilow-Folge	Qu+Ab+Mu+Bt; Qu+Ab+Mu+Bt+Chl; Qu+Ab+Bt+Chl; Qu+Pl+Cal+Ep;	Qu+Pl+Mu+Bt; Qu+Pl+Mu+Bt+Gr; Qu+Pl+Gr+Akt;	Qu+Pl+Mu+Bt; Qu+Pl+Mu+Bt +Gr+St+And; Qu+Pl+Gr+ Act+Cpx;	Qu+Pl+Mu+ Bt; Qu+Pl+Mu+ Bt+Gr+ +Sill; Qu+Pl+Bt+ Mu+Sill+ Cord; Qu+Pl+Gr+ Hb+Cpx+Cz;	Qu+Pl+Bt; Qu+Pl+Bt+ Kfsp; Qu+Pl+Bt+ Gr+Sill+ Kfsp; Qu+Pl+Gr+ Cpx+Hb+Cz;

Die intrusiven Bildungen dieses Komplexes werden unter der allgemeinen Bezeichnung Chamardaban-Granite zusammengefaßt. Zwei Haupttypen sind zu unterscheiden, die von ŠAFEEV (1970) als unterschiedliche Phasen eines Intrusivkomplexes angesehen werden. Zum ersten Typ gehören fein- und mittelkörnige massige und gneisartige Mikroclin- und Plagioklasgranite mit einem Anteil von Biotit (bis 10 %), Amphibol und Muskovit. Plagioklas (18 bis 30 % An) dominiert gewöhnlich gegenüber dem Kalifeldspat. Die Mehrzahl dieser Granitmassive sind in die Sillimanit-Almandin-Zone zu stellen, syn-faziell mit den migmatisierten Gneisen des Rahmens, mit denen sie oft allmähliche Übergänge bilden. All dies weist auf die frühorogene, synmetamorphe Stellung der Granite des ersten Typs hin. Zum zweiten Typus gehören mittel- und grobkörnige Granitporphyre. Der Zusammensetzung nach ähneln sie den ersteren und häufig werden sie gemeinsam angetroffen. Granitporphyre sind allerdings nicht so eng an die metamorphe Zonalität gebunden.

Neben den Graniten sind im Chamardaban-Komplex Pegmatite mit vielfältiger Zusammensetzung weit verbreitet (Turmalin-, Muskovit- u. a.). Diese bilden einen breiten Gürtel (bis 10 km), der zur Zone der Amphibolitfazies mit Konzentration von Pegmatitkörpern in der Zone der Disthen-Muskovit-Quarz-Subfazies zu stellen ist.

Das Hauptelement der Struktur des Chamardaban-Komplexes auf dem betrachteten Territorium ist das breite Utulik-Synklinorium, dessen Zentrum von Gesteinen der Schubutuj-Folge (Abb. 2) gebildet wird. Untersuchungen im nördlichen Flügel und im Zentralteil des Synklinoriums ergaben einen sehr engen Zusammenhang zwischen Deformationsstil und Metamorphosegrad. In der Zone der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies ist eine Fließschieferung intensiv ausgebildet, die die primäre, aus der Schichtung entstandene Gesteinstextur völlig unterdrückt. Kleinfaltung ist selten. In der anschließenden Quarz-Albit-Epidot-Almandinzone ist die Schieferung ebenfalls überall vorhanden, die Schichtung jedoch deutlich ausgeprägt. Hier können hinsichtlich der Verbreitung offener abgerundeter Kleinfalten regionale Unterschiede erfaßt werden. In der Zone der Staurolith-Quarz-Subfazies ist Schieferung als Achsenflächenlieferung nur in Bereichen mit Faltenentwicklung deutlich erkennbar. In den monoklinalen Bereichen ist Schieferung nur schwer zu erkennen. Die Disthen-Muskovit-Quarz-Subfazies stellt eine Zone intrusiver Einengung dar, in der stellenweise isoklinale Falten auftreten. Schieferung läßt sich nur in den Faltenkernen feststellen. In der Sillimanit-Almandinzone verschwindet die Schieferung völlig und wechselt mit einer lagigen Kristallisations-schieferung, insgesamt flachgeneigt. Im Gegensatz zu den vorhergehenden Zonen, deren Faltenstrukturen einen linearen Charakter mit steilstehenden Achsenflächen und subhorizontalen Falten Scheiteln haben, herrschen in der Sillimanit-Almandinzone offene, isometrische Falten vor, die dem Stil nach mitunter Granitgneiskuppeln und -wällen ähneln. Die Achsenebenen der Kleinfalten fallen überwiegend flach ein.

Jede Metamorphosezone ist also durch bestimmte Strukturformen gekennzeichnet, die sich von denen anderer Zonen unterscheiden. Diese struktur-metamorphe Zonalität verläuft diskordant zur Gesamtstruktur des Utulik-Synklinoriums und entstand offenbar nach dessen Bildung.

## 5. Strukturell-metamorphe Entwicklung der präkambrischen Komplexe

Unter Berücksichtigung physikalischer Altersdatierungen und der Korrelation verschiedener endogener Prozesse auf Grund petrologischer Untersuchungen der Struktur und der Metamorphose werden vier tektonometamorphe Zyklen abgeleitet. Tab. 6 kennzeichnet diese Zyklen kurz und richtet die Aufmerksamkeit auf die Wechselbeziehungen zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus.

### 5.1. Früharchaischer Zyklus

Die älteste Periode der geologischen Geschichte des Baikalsees war von einer Reihe spezifischer Merkmale beherrscht. Das Sedimentationsbecken jener Zeit (Pan-geosynklinale) nahm große Teile Sibiriens ein (PAVLOVSKIJ 1962). Es wurde von terrigen-vulkanogenen Bildungen mit geringem Anteil an Karbonat- und Fe-haltigen Sedimenten gefüllt. Die älteste Metamorphose des Scharyshalgai-Komplexes war durch ein hohes allgemeines Niveau ohne wesentliche laterale Variationen der p-t-Bedingungen gekennzeichnet. Die früharchaischen Deformationen wurden im wesentlichen durch vertikale Bewegungen hervorgerufen. Strukturell kennzeichnend waren breite brachytype Falten mit überwiegend kuppelartigen Formen. Relikte dieser Strukturen haben sich nur in Bereichen erhalten, die genügend weit vom Tafelrand entfernt lagen. In der randnahen Zone sind die früharchaischen Strukturen während der tektonischen Bewegungen der anschließenden Zyklen völlig überarbeitet worden.

### 5.2. Spätaarchaischer (Weißmeer-) Zyklus

Die an der Grenze des frühen zum späten Archaikum erfolgte Bildung der ältesten Faltenysteme wird von vielen Bearbeitern als das wichtigste Ereignis in der geologischen Geschichte Sibiriens angesehen. Zu dieser Zeit gehört die Bildung der Randfuge, die den Sibirischen Kraton und den geosynklinalen Sajan-Baikaliden-Faltengürtel trennt hat (ZAMARAJEV 1961). In den Grenzen dieses Faltengürtels begann auf dem abgesunkenen früharchaischen Material die Bildung des Sljudjanka-Beckens und die Akkumulation einer mächtigen terrigen-vulkanogen-karbonatischen Serie von eugeosynklinalen Typ. Unter den Vulkaniten spielten pyroklastische Bildungen und siliziumreiche Produkte der hydrothermalen Tätigkeit submariner vulkanischer Herde eine bedeutende Rolle. Die Sedimentation erfolgte überwiegend im Tiefwasser. Diese Verhältnisse sind für das Anfangsstadium (Präflyschstadium) der Entwicklung von Mobilzonen kennzeichnend.

Die anschließende Faltung war durch tangentialen Einengung aus der Richtung des Scharyshalgai-Massivs bedingt. Größte Intensität hatte sie im Bereich der Randnaht, wo vorwiegend Isoklinalfalten mit steilen, etwas nach Nordosten überkippten Achsenflächen entstanden. Der angrenzende Teil des Scharyshalgai-Komplexes war gleichfalls einer linearen Verfaltung unterworfen. Im Ergebnis dieser Deformation entstand eine steile Schichtlagerung. Im weiteren Verlauf war das einer der Gründe für die Entstehung von steilachsigen Falten.

Ober den Grad der spätarchaischen Metamorphose und deren Wechselbeziehung zu Deformationen läßt sich kaum ein Urteil fällen, weil sie durch die stärkere frühproterozoische Metamorphose überprägt wurde. Insgesamt ist der spätarchaische Zyklus in vielerlei Hinsicht nicht abgeschlossen worden und führte nicht zur Konsolidierung der Sljudjanka-Serie.

### 5.3. Früh-mittelproterozoischer (karelidischer) Zyklus

Entscheidend für die Entstehung des kristallinen Sljudjanka-Komplexes war, daß der karelidische tektono-metamorphe Zyklus mit der Ablagerung der karbonatisch-vulkanogenterrigenen Changarul-Serie auf dem abgetragenen spätarchaischen Fundament begann. Der Vulkanismus äußerte sich während der Ablagerung der Charagol-Folge. Die Besymjannaja-Folge lagerte sich in relativ flachem Wasser unter zunehmender Differenzierung des Geosynklinalbeckens ab. Insgesamt stellt es das Reifestadium (flyschoid) der geosynklinalen Entwicklung dar.

Die frühproterozoische Hauptphase der karelidischen Faltung war hinsichtlich des Umfangs an tektonischen Bewegungen die bedeutsamste. Unter der Wirkung einer asymmetrischen Kompression in NW-Richtung wurden die älteren, randparallelen, linearen Falten der Sljudjanka- und Scharyshalgai-Serie verbogen und unter Bildung aufgesetzter Falten in Form horizontaler Sigmoiden rechtshändig gedreht. Gleichzeitig entstanden in der Changarul-Serie flachachsige Querfalten. Einer besonders disharmonischen Kompression war der Bereich ausgesetzt, der die Sljudjanka- und die Changarul-Serie verbindet.

Unmittelbar mit den frühproterozoischen Deformationen war eine progressive Metamorphose des Sljudjanka-Komplexes verbunden, die die Temperaturen der Cordierit-Hypersthen-Orthoklas-Subfazies erreichte. Folgende Merkmale weisen auf die Synchronität von Deformation und Metamorphose dieser Etappe hin:

- Die Zone der Subfazies mit der höchsten Temperatur fällt etwa mit dem Bereich intensivster Verfaltung zusammen.
- Flächenhafte und lineare Texturen, die in Verbindung mit den Deformationen dieser Etappe entstanden, werden von Mineralen der Granulitassoziation gebildet.
- Die Zonalität der Temperatur- und Druckverteilung stimmt für die progressive Metamorphose insgesamt mit der Zonalität der frühproterozoischen Strukturen überein.

Im Vergleich zur progressiven Metamorphose der Gesteine des Sljudjanka-Komplexes wird die synchron verlaufene Hochtemperatur-Diaphthorose im Bereich des Scharyshalgai-Komplexes insgesamt durch niedrigere Parameter gekennzeichnet. Bedingt ist das in beträchtlichem Maße durch die starke Entwicklung endothermer Prozesse ultrametamorpher Granitbildung in den Alumosilikaten der Scharyshalgai-Folge. In der Sljudjanka-Serie wurden diese Prozesse auf Grund ihrer im wesentlichen karbonatischen Zusammensetzung unterdrückt. Infolgedessen war das Temperaturniveau hier höher. Nicht übersehen werden darf auch die wichtige Rolle der Deformationen bei der Metamorphose. Insbesondere die während der sigmoidalen Verbiegungen entstehenden Strukturen gewaltiger horizontaler Zerschieferung, wie Gebiete mit vermindertem Druck und tektonischer Zerrüttung, konnten zu einem verstärkten Wärmeaustausch mit den tiefen Horizonten beitragen. Eine

bestimmte Rolle spielte offenbar auch mechanische Wärme, die bei den Bewegungen am Sajanhauptbruch abgegeben wurde. Die Bruchfläche fällt in Richtung des Faltungsgebietes. Insgesamt bedingten die betrachteten Faktoren eine erhöhte Metamorphosestufe des Sljudjanka-Komplexes.

Ein noch engerer Zusammenhang zwischen Deformation und Metamorphose besteht hinsichtlich der Druckverhältnisse, und zwar sowohl regional als auch in unterschiedlich großen lokalen Erscheinungsformen dieser Prozesse. Die Analyse der metamorphen Paragenesen und die Ergebnisse des Einsatzes von Methoden zur Paläotemperatur- und Druckbestimmung lassen die Schlußfolgerung zu, daß im Sljudjanka-Komplex im progressiven Stadium der Metamorphose neben dem Temperaturgradienten ein regionaler lateraler Druckgradient von rund 0,3 bis 0,4 kbar/km anzunehmen ist, der ein Druckgefälle vom Sajanhauptbruch ins Innere des Faltungsgebietes bedingt. Die Unterschiede zwischen Temperatur- und Druckgradienten führten dazu, daß sich das Druck-Temperatur-Verhältnis mit zunehmender Entfernung vom Bruch veränderte und den Bedingungen der Wollastonit-Subfazies ähnlich wurde (Abb. 11). Wenn die p-t-Bedingungen in der bruchnahen Zone weit von der Gleichgewichtskurve der Wollastonitbildung entfernt waren, so konnten bereits in einer bestimmten Entfernung die erforderlichen p-t- $p_{CO_2}$ -Bedingungen auf Grund lokaler Abweichungen erreicht werden. Darin besteht der petrologische Sinn der Untergliederung in Wollastonit- und Quarz-Calcit-Subfazies.

Festgestellt werden mehrere Ordnungen von Strukturen, mit deren Herausbildung lokale Variationen des Gesamt- und Fluid-Drucks während der progressiven Metamorphose verbunden waren. Eine Struktur erster Ordnung ist der gesamte Grenzbereich zwischen Sljudjanka- und Changarul-Serie, wo im Verlaufe der frühproterozoischen Faltung unvermeidlich lokale Druckanomalien auf Grund der unterschiedlichen Deformationspläne der angrenzenden Serien entstanden. Zweiter Ordnung sind die Strukturen der gewaltigen Zerschieferung. Zu den Strukturen höherer Ordnung gehören die während der Faltung entstandenen Boudinage-Strukturen unterschiedlicher Größe. Die petrologische Bedeutung all dieser Strukturen besteht darin, daß mit ihnen so oder so eine Verminderung des Gesamtdrucks  $p_{ges}$  und/oder  $p_{CO_2}$  ( $x_{CO_2}$ ) bis zu den kritischen Parametern der Wollastonitbildung verbunden war.

Am deutlichsten läßt sich der Einfluß der Strukturbildungsprozesse auf die bei der Metamorphose herrschenden Druckverhältnisse im Bereich der Komar-Struktur (Zerschieferung) feststellen. Der Mechanismus der Bildung dieser Strukturen selbst setzt zwangsläufig das Auftreten von Druckanomalien an diesem Ort voraus, was durch Strukturanalysen und tektonophysikalische Analysen bestätigt wird. Außerdem wird die Anomalie durch die massenhafte Entwicklung riesenkörniger Marmore im Kern der Struktur fixiert, deren Zusammensetzung, Struktur und geochemische Spezifik von Bedingungen eines relativ verminderten Gesamtdrucks zeugen. Der Einfluß der Komar-Struktur mußte sich in erster Linie auf die Verhältnisse des fluiden Drucks auswirken. Bei ihrer Entstehung erfolgte ein Absaugen der mobilen, fluiden Phase (auch von  $CO_2$ ) in die Zerschieferungszone und dementsprechend eine Verminderung des fluiden Drucks (und des  $p_{CO_2}$ ) im umgebenden Rahmen, was dazu beitrug, daß hier Dekarbonisierungsreaktionen, insbesondere Wollastonitbildung stattfanden. So läßt sich erklären, daß die meisten Anzeichen und Lagerstätten des Wollastonits mit der Peripherie der Komar-Struktur verbunden sind.

Tab. 6: Korrelation der endogenen Prozesse

Tektono-metamorphe Zyklen	Sedimentation	Regionalmetamorphose	Magmatismus
Früh-archaischer Zyklus	Scharyshalgai-Serie	progressive Metamorphose der Granulitfazies	Vulkanite basischer Zusammensetzung Charnockite
Spät-archaischer Zyklus	Sljudjanka-Serie	progressive Regionalmetamorphose vorwiegend in Amphibolitfazies	Vulkanite basischer Zusammensetzung Schichtbasite-Hyperbasite
Früh-mittelproterozoischer (karelidischer) Zyklus	Changarul-Serie	zonale, progressive Metamorphose in Granulitfazies im Sljudjanka-Komplex; wiederholte Hochtemperaturmetamorphose im Scharyshalgai-Komplex; ältere hochgradige Diaphthorese in Amphibolitfazies im Sljudjanka-Komplex	Vulkanite basischer und intermediärer Zusammensetzung Charnokit- und Migmatitgranite Basit-Hyperbasite Syenite-Monzonite
		jüngere Diaphthorese in Amphibolitfazies bis Epidot-Amphibolitfazies im Sljudjanka-Komplex	Sljudjanka-Granitpegmatite
Mittel- bis spätproterozoischer (Baikalen-) Zyklus	Chamardaban-Serie	zonale, progressive Metamorphose in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies im Chamardaban-Komplex; jüngere Diaphthorese im Bereich der Epidot-Amphibolit- bis Grünschieferfazies im Sljudjanka-Komplex	Chamardaban-Granite Postphlogopitpegmatite im Sljudjanka-Komplex

## im Präkambrium des südwestlichen Baikargebiets

Lokale Metamorphose und Metasomatose	Faltung	Bruchstörungen	Sajanhauptbruch
	brachyforme Falten		Anlage des Bruchs
	nordwestliches (Längs-) Faltensystem der Sljudjanka- und Scharjshalgai-Serie	syn- und postkinematische streichende Bruchstörungen	Verwerfung Untervorschiebung
Skarne des Magmatitstadiums postmagmatische Magnesiumskarne	Sigmoiden und lineare Längsfalten der 2. Generation in der Sljudjanka- und Scharjshalgai-Serie, Granitgneiskuppeln in der Scharjshalgai-Serie, Falten mit NE-Streichen in der Changarul-Serie	synkinematische streichende Bruchstörungen  postkinematische streichende und transversale Bruchstörungen	Verwerfung rechtsdrehende Untervorschiebung  rechtsdrehende Untervorschiebung Blastomylonite  steile Faltenachsen
	Falten mit NE-Streichen: postum in der Changarul-Serie, aufgesetzte Querfalten in der Sljudjanka-Serie	syn- und postkinematische streichende Bruchstörungen	Falten Diaphthorese in Amphibolitfazies
Kontaktmetamorphose in Verbindung mit den Chamardaban-Graniten Kalkskarne	Faltung des Chamardaban-Komplexes, jüngere Falten mit NW-Streichen im Sljudjanka-Komplex	synkinematische  postkinematische	Verwerfung  junge Falten  wiederholte Blastomylonitisierung  Diaphthorese in Epidot-Amphibolitfazies

Strukturen, durch die Position und Umfang der einzelnen Wollaetonitvorkommen bestimmt werden, waren Zonen mit intensiver, lineenförmiger (während der Faltung entstandener) Boudinage. Sie lassen sich ausnahmslos in allen Entwicklungsbereichen der Wollaetonit-Paragenese feststellen. Die Boudinagezonen weisen immer ein starkes Druckgefälle auf. Sie tragen zu einer verstärkten Migration der Fluida und zu deren Abwandern in obere Horizonte bei. Gleichzeitig erfolgt das Absaugen der Fluida mit verringertem  $x_{CO_2}$  aus den boudinierenden Alumosilikatgesteinen in die Boudinagewischenräume. Durch diesen Komplex von Erscheinungen trug die Boudinage in relativ lokalen Abschnitten zur Wollaetonitbildung bei.

Prozesse einer Hochtemperatur-Diaphthorese (regressive Metamorphose) äußerten sich im Bereich des Sljudjanka-Komplexes insgesamt nur schwach und lassen keinerlei gesetzmäßige Variationen in bezug auf Elemente einer plikativen Struktur erkennen. Gleichzeitig sind sie deutlich mit Zerschieferungs- und Blaetomylonitierungs-zonen verbunden, die zur Kategorie der postkinematischen Störungen zählen. Ziemlich intensiv ist die Hochtemperatur-Diaphthorese in der Nähe des Sajanhauptbruchs ausgeprägt, wo Störungen dieser Art allgemein weit verbreitet sind. Wir unterstreichen, daß die Tektonite des Bruchs selbst stark granitisierte Gesteine darstellen (Migmatite und Granitgneise).

Struktureller und zeitlicher Entwicklungsablauf der frühproterozoischen Strukturen und der mit ihnen verbundenen Metamorphoseprozesse werden durch die Besonderheiten der geostrukturellen Situation und den Charakter der epimagmatischen Veränderungen der Basit-Hyperbasit- und Syenit-Monzonitintrusivkomplexe unterstrichen. Die ersteren drangen nach der Kulmination der progressiven Metamorphose als Schicht- oder seltener als Transversalkörper ein, die zu synklinalen Strukturen neigen, und die bei der weiteren Entwicklung des Faltungsprozesses eine wesentliche regionalmetamorphe Umgestaltung erfuhren. Die späteren Alkali-Gesteine bilden oft steile Gänge, die durch spät-kinematische Störungen kontrolliert werden. Ihre postkinematische Umgestaltung führte zu einer schwachen Granitisierung und Blaetese.

Frühproterozoische Bewegungen riefen eine wesentliche Umgestaltung der Struktur des Scharyshalgai-Komplexes in der fugennahen Zone hervor. Hier und in der angrenzenden Sljudjanka-Serie entstanden dem Stil der Sljudjanka-Sigmoide analoge, große horizontale Verschiebungsstrukturen, die die gleiche rechtsseitige Asymmetrie in der Aufsicht aufweisen. Ausgehend von dieser Analogie muß angenommen werden, daß die Entstehung der Sigmoide im Scharyshalgai-Komplex auch von der Bildung von Strukturen gigantischer Zerschieferung, ähnlich der Komar-Struktur, begleitet werden mußte.

Wir erinnern daran, daß in diesen Strukturen die Deformationsachse  $c$  subvertikal verlief und der Gesamtdruck verringert war. Es zeigt sich, daß die typischsten Strukturen des Scharyshalgai-Komplexes, die Granitgneisekuppeln, das gleiche Merkmal aufweisen. Wir heben hervor, daß die Komar-Struktur ebenfalls einen kuppelartigen Bau hat, denn an ihrer gesamten Peripherie fallen die Schichten im wesentlichen vom Zentrum der Struktur weg, während sie im Zentrum selbst eubhorizontal lagern (Abb. 4). Wegen der besonderen Zusammensetzung der Schichtfolgen waren die Granitisationsprozesse hier sehr schwach. Die Entstehung von Zerschieferungsstrukturen mußte in der Scharyshalgai-Alumosilikatserie Granitbildungsprozesse initiieren. Das ist natürlich eine



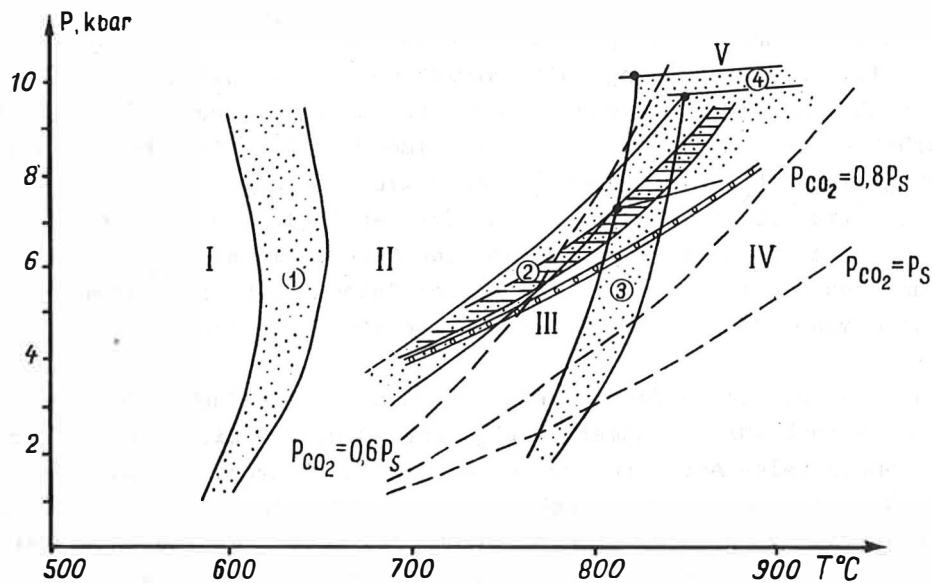


Abb. 11 Approximatives p - t - Diagramm der Mineralgleichgewichte in den Ca-armen Metapeliten und den Kalksilikatgesteinen.

Grenzen der bedeutendsten monovarianten Gleichgewichte (Ziffern im Kreis) und des invarianten Punktes Bt-Sill-Hyp-Cord-Gr-Kfsp-Qu nach KORIKOVSKI (1976), GLEBOVICKIJ (1976) und PERČUK (1973): 1 - Mu + Qu = Kfsp + Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>, 2 - Bt + Sill + Qu = Gr + Cord + Kfsp. 3 - Bt + Gr + Qu = Cord + Hyp + Kfsp, 4 - Gr + Cord = Hyp + Sill + Qu.

Fazies, Subfazies, Temperaturstufen: I - Biotit-Muskovit-, II - Biotit-Sillimanit-Orthoklas-, III - Granat-Cordierit-Orthoklas-, IV - Hypersthen-Cordierit-Orthoklas-, V - Hypersthen-Sillimanit-. Punktlierte Linien: Kurven des monovarianten Gleichgewichts  $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaSiO}_3$  bei  $x_{\text{CO}_2} = 0,6, 0,8$  und  $1,0$ . Doppellinie mit Punkten: Verlauf der

monovarianten Kurve unter Beachtung der Veränderung von  $x_{\text{CO}_2}$  in Abhängigkeit von der

Tiefe ( $P_s$ ) und  $t$  (PERČUK 1973). Gestrichelt: annähernder Bereich des p-t-Feldes, der die progressive Metamorphose des Sljudjanka-Komplexes nach paläothermobarometrischen Schätzungen kennzeichnet.

Vermutung, für deren Bestätigung detailliertere Untersuchungen im Bereich des Scharyshalgai-Komplexes erforderlich sind. Sie ist insofern von Interesse, als sie Granitisierung und Kuppelbildung mit horizontalen Bewegungen verbindet.

Die verbreitete Granitisierung im Bereich des Scharyshalgai-Komplexes führte zu dessen endgültiger Konsolidierung. Die Entwicklung des Komplexes wurde durch die Entstehung mächtiger, ausgedehnter Blastomylonitzonen abgeschlossen, die parallel zum Sajanhauptbruch verlaufen. Bedingt durch die immer noch gleiche Kompression vom Kraton her (bei gleicher Richtung) dauerte der Faltungsprozeß im Sljudjanka-Komplex an. Dieses späte, mittelproterozoische Stadium der karelidischen Faltung verlief vor dem Hintergrund einer allgemeinen Verminderung der Deformationstiefe und äußerte sich in der Entstehung von Querfalten, die sich in der Changarul-Serie postum entwickelten und in der Sljudjanka-Serie den Charakter aufgesetzter Falten haben.

Mit den späten, querverlaufenden Deformationen im Sljudjanka-Komplex war das Eindringen der Sljudjanka-Granitpegmatite eng verbunden, die sich entlang der Achsenlinien der transversalen Antiklinalen und Antiformen konzentrierten. Verständlich ist, daß die Granitpegmatite die geschwächten Dilatationszonen in den Wölbungen dieser Strukturen nutzten. Ihre Entstehung bewirkte eine allgemeine Verminderung der Faltungsintensität. Zu diesem abschließenden Zeitraum des karelidischen Zyklus gehören weitverbreitete postmagmatische Magnesiumkarnbildungen bei allgemeiner Hebungstendenz und einer Entlastung der Schichtserien. Die Verbreitungsgebiete der Magnesiumphlogopit- und Lasuritskarne sowie der Sljudjanka-Granitpegmatite sind völlig identisch (Abb. 6), was auf die Gemeinsamkeit ihrer strukturellen Kontrolle hinweist. Daneben ist der innere Bau der großen Magnesiumkarnfelder eng mit der Spezifik der jüngsten Deformationen des Zyklus verbunden (REZNICKIJ u. a. 1976).

#### 5.4. Mittel- bis spätproterozoischer (baikalidischer) Zyklus

Die Hauptereignisse des tektono-metamorphen baikalidischen Zyklus sind mit der Entwicklung des Chamardaban-Komplexes verbunden. Der Beginn dieses Zyklus wird ungefähr mit dem mittleren Proterozoikum datiert. Nicht ausgeschlossen ist, daß in diesem Zeitraum die aufsteigenden Bewegungen und der Ausklang der karelidischen Faltung mit einer Verbiegung und einer Sedimentation in der benachbarten Chamardaban-Geosynklinale verbunden waren.

Die Gesetzmäßigkeiten der strukturell-metamorphen Entwicklung des Chamardaban-Komplexes sind ungenügend untersucht und können nur in groben Zügen behandelt werden. Wahrscheinlich müssen zwei aufeinanderfolgende Faltungsstadien unterschieden werden; nämlich die Bildung des Utulik-Synklinoriums und anschließend die Überlagerung desselben von einer synmetamorphen strukturellen Zonalität. Das stimmt mit den Vorstellungen von ŠAFEEV (1970) überein, der die Entwicklung des Komplexes in zwei Etappen gliedert. Zur ersten Etappe zählt er das Auftreten einer "orogenetischen" Metamorphose in Grünschieferfazies, die mit den frühen Stadien der Faltenbildung zusammenhängt. Die zweite Etappe ist die zonale "plutonische" Metamorphose, die zeitlich mit dem spät-orogenen (spättektogenetischen) Stadium zusammenfällt.

Das Anwachsen des Metamorphosegrades in Richtung zum Sljudjanka-Komplex erweckt den Eindruck, daß gerade der Sljudjanka-Komplex die Ursache für den Wärmestrom war, der die Metamorphose im Chamardaban-Komplex bewirkt hat. Die Untersuchungsergebnisse der synchronen Prozesse im Bereich des Sljudjanka-Komplexes selbst sprechen aber für das Gegenteil. Die Chamardaban-Granite erscheinen hier als jüngste allochthone Bildungen. Sie reichen nicht weit in den Bereich des Komplexes hinein. Die mit ihnen korrelierende, jüngere Faltung (4. Deformationsetappe) ist augenscheinlich mit Bewegungen verbunden, die vom Chamardaban-Komplex ausgingen. Alle Angaben weisen darauf hin, daß das Zentrum der tektonischen Aktivität und der Generator des Wärmestroms der unmittelbare Grenzbereich zwischen Sljudjanka- und Chamardaban-Komplex war. Während des Baikalidenzyklus spielte diese Zone prinzipiell die gleiche Rolle, die dem Sajanhauptbruch während der karelidischen Tektogenese zukam.

Mit der Entstehung der Chamardaban-Granite war die tektogenetische Entwicklung im Gebiet des südwestlichen Baikalgebietes im wesentlichen abgeschlossen. Im späten Proterozoikum entwickelten sich vor dem Hintergrund einer allgemeinen Hebung der Region vorwiegend Bruchstörungen, die hauptsächlich den Bruchsystemen älterer Anlage folgten. Zum abschließenden Stadium des baikalidischen Zyklus gehört die Entstehung von Pegmatiten aus geringer Tiefe und mit ihnen verbundener Kalkskarne.

## 6. Schlußfolgerung

Die geologische Entwicklung des südwestlichen Baikalgebietes während des Präkambriums wird in vier tektono-metamorphe Zyklen unterteilt. Die Grenzen zwischen den Zyklen werden durch bedeutende stratigraphische Lücken markiert, die sich auch in den physikalischen Altersdatierungen widerspiegeln. Der Zykleneinteilung wurde allerdings vor allem die Analyse der strukturellen Entwicklung der Schichtfolgen sowie die Analyse der Entwicklung von Metamorphose- und magmatischen Prozessen zugrunde gelegt.

Dem Entwicklungsstil und dem Umfang der geologischen Ereignisse nach sind die Zyklen nicht gleichwertig. Die vollständigste Entwicklung hat der karelidische Zyklus, mit dem die Entstehung des kristallinen Sljudjanka-Komplexes verbunden war. Für diesen Zyklus kann eine etappenweise Korrelation der tektonischen, metamorphen und magmatischen Prozesse vorgenommen werden, und es lassen sich auch die verschiedenen Formen ihres wechselseitigen Zusammenhangs und der gegenseitigen Bedingtheit feststellen. Die Analyse der strukturell-metamorphen Zonalität des Sljudjanka-Komplexes zeigt, daß die Verhältnisse der regionalen progressiven Metamorphose nicht nur von der Absenkungstiefe, sondern in beträchtlichem Maße auch von tangentialer Kompression und von Dislokationen im Bereich des Sajanhauptbruchs bestimmt wurden. Die von der Bruchzone ausgehende allgemeine Druckerniedrigung fand ihre Widerspiegelung in den metamorphen Paragenesen. In ihnen wurde auch der Einfluß lokaler Druckanomalien festgehalten, die mit der Entstehung einzelner Mesostrukturen zusammenhing. Die Gesetzmäßigkeit in der Temperaturverteilung - die Verknüpfung der Zone höchster Temperatur mit dem Gebiet maximaler Faltungsdeformation - unterstreicht die strukturell-tektonische Kontrolle der Metamorphose noch mehr. Einen nicht minder engen Zusammenhang zu den Deformationen lassen die Prozesse von regionaler Diaphthorese, Metasomatose und Magmatismus erkennen.

Viele Besonderheiten in Bau und Entwicklung der präkambrischen Komplexe des südwestlichen Baikargebietes sind durch ihre Lage im Bereich der Randnaht zur Sibirischen Tafel bedingt. Die Tektogenese des epätarchaischen Zyklus und des karelidischen Zyklus wurde durch tangentielle Spannungen bestimmt, die durch eine periodische Verlagerung des Tafelblockes in Richtung des geosynklinalen Faltengürtels hervorgerufen wurden. Mit dem Abschluß der karelidischen Konsolidierung verliert die Randnaht die Rolle der wichtigsten kontrollierenden Struktur. Zu Beginn des baikalidischen Zyklus wird der Karelidenrand tektonisch aktiv, dessen Bewegungen die Faltung und Metamorphose des Chamardaban-Komplexes kontrollierten.

Tangentialspannungen als einer der Faktoren der Metamorphose und deren enger Zusammenhang mit Prozessen der Strukturbildung unterstreichen die Notwendigkeit des Studiums der Metamorphoseprozesse unter tektonophysikalischen Gesichtspunkten.

### Literatur

- GRABKIN, O. V.; MELNIKOV, A. I.; NAUMOV, V. A.: Strukturnaja pozicija i nekotorye osobennosti stroenija i razvitija Šaryzalgajnskogo massiva (Jugo-Vostočnoe Prisaiane). In: Problemy tektoniki zemnoj kory. Mezvuzovskij ebornik. S. 125 - 136. Irkutsk: Izdat. Irkutskogo gos. un-ta
- KORIKOVSKI, S. P.: Facii i subfacii regionalnogo metamorfizma v bednych CaO porodach. In: Termodinamičeskij režim metamorfizma. S. 127 - 139. Leningrad: Nauka 1976.
- KORŽINSKI, D. S.: Paragenetičeski analiz kvarcsoederžaščich bednych kalciem kristalličeskich slancev archejskogo kompleksa Južnogo Pribaikalja. Zapiski Vserossijskogo mineralogičeskogo ob-va. Serija II, (1936) 65, 2, S. 247 - 277
- KORŽINSKI, D. S.: Faktory mineralnych ravnovesij i mineralogičeskie facii glubnosti. Trudy In-ta geol. nauk AN SSSR, Moskva (1940) 12, 100 S.
- KORŽINSKI, D. S.: Očerok metasomatičeskich processov. In: Osnovnye problemy v učenii o magmatogennyh rudnych mestoroždenijach. S. 332 - 452. Moskva: Izdat. AN SSSR 1955, 2. Auflage.
- KRYLOV, I. N.; ŠAFEEV, A. A.: Osobennosti geologičeskogo stroenija polja razvitija šaryzalgajnskoj serii v Jugo-Zapadnom Pribaikale. In: Geologija Pribaikalja. Putevoditel XII. sessii AZOPRO, S. 30 - 41.
- MARAKUŠEV, A. A.: Problemy mineralnych facij metamorfičeskich gornych porod. Moskva: Nauka 1965, 327 S.
- PAVLOVSKIJ, E. V.: O specifike stilja tektoničeskogo razvitija zemnoj kory v rannem dokembrii. In: Geologija i petrologija dokembrija. Obščie i regionalnye problemy. Trudy VSGI SO AN SSSR, serija geologičeskaja, Moskva (1962) 5, S. 77 - 108
- PERČUK, L. L.: Termodinamičeskij režim glubinogo petrogeneza. Moskva: Nauka 1973, 318 S.
- REZNICKIJ, L. Z.; VASILEV, E. P.; VOROBEV, E. I.: Osobennosti genezisa i zakonornosti lokalizacii žilnych flogopitovych mestoroždenij. In: Molodez' - pjatiletke, S. 56 - 58. Irkutsk: 1976
- ŠAFEEV, A. A.: Dokembrij Jugo-Zapadnogo Pribaikalja i Chamar-Dabana. Moskva: Nauka 1970, 179 S.
- VASILEV, E. P.: Opyt paleostruktornogo analiza složno dislocirovannyh tolšč (dokembrij Južnogo Pribaikalja). In: Principy i metody izučenija strukturnoj evoljucii metamorfičeskich kompleksov, S. 131 - 138. Leningrad: Nauka 1978
- ZAMARAEV, S. M.: Osnovnye elementy struktury jugo-vostočnoj časti Sibirskoj platformy v dokembrii i nižnem paleozoe. Geol. i Geofiz., Novosibirsk (1961) 11, S. 30-39
- ŽARIKOV, V. A.: Skarnovye mestoroždenija. In: Genezis endogennyh rudnych mestoroždenij, S. 220 - 302. Moskva: Nedra 1968

Pure shear deformation in the Lapland granulite complex,  
the Kola Peninsula, USSR

---

von

Andrzej ŻELAŻNIEWICZ <sup>1)</sup>



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

Gesteinsserien des Lappland-Granulitkomplex, der längs der Küste des Weißmeeres bei Kandalakscha aufgeschlossen ist, enthalten Anzeichen von mindestens vier Deformationsstapen ( $D_1 - D_4$ ). Von besonderem Interesse sind  $D_2$  und  $D_3$ , welche durch eine generelle NE--SW-gerichtete subhorizontale Einengung gekennzeichnet sind, die mit einer subhorizontalen Weitung in NW--SE-Richtung verbunden ist.

Die inhomogene Plättung und Weitung entstanden wahrscheinlich durch die Kollision von Kola- und Karelien-Magablock während der karelidischen Tektogenese. Reine Scherung wird als der Hauptdeformations-Mechanismus des Lappland-Komplexes angesehen. Dadurch entstand eine deutliche und räumlich konstant verlaufende Lineation. Sie ist an charakteristisch gelängten Quarzbändern in Quarzfeldspat-Gneisen und an anderen Streckungserscheinungen in Gesteinen anderer Lithologie erkenntlich.

S u m m a r y

Rock series of the Lapland granulite complex, exposed along the Kandalaksha Coast of the White Sea, recorded at least four deformational episodes ( $D_1 - D_4$ ). Especially interesting are  $D_2$  and  $D_3$  characterized by bulk NE-SW subhorizontal shortening combined with subhorizontal extension in NW-SE direction. The inhomogenous flattening and extension were likely due to collision of Kola and Karelian megablocks during Karelian orogeny; pure shear is regarded as the principal deformation mechanism of the Lapland complex. This produced excellent and spatially constant stretching lineation represented by characteristic elongated quartz ribbons in quartzofeldspathic gneisses and other marked stretching features visible in other lithologies.

1. Introduction

The third annual meeting of members of the working group 4.3 "Deformation and metamorphism of rocks", sponsored by the Academies of Sciences of socialist countries, was held in 1978 in USSR, the Kola Peninsula. This offered the present author an opportunity to acquaint with the Archean basement rocks of Karelian age belonging to the Belomorian complex and the Lapland granulite complex.

---

<sup>1)</sup> Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences,  
Wrocław

In Finnish Lapland, the granulite complex, consisting of garnetiferous quartzofeldspathic rocks and hypersthene-bearing intermediate rocks accompanied by ultrabasites, is divided into three parts. These are the granulite complex proper developed under granulite facies conditions and the northeastern and the southwestern marginal zones metamorphosed under those of amphibolite facies (MERILÄINEN 1976). The whole complex extends eastwards into the Soviet territory where among others its fragment crops out along the so-called Kandalaksha Coast of the White Sea that has been visited by our working group. This fragment is equivalent to the northeastern marginal zone distinguished in Finland. There, the main lithological varieties are represented by garnetiferous amphibolites, hornblende-hypersthene gneisses, quartzofeldspathic gneisses accompanied by sizeably varying concordant bodies of anorthosites and ultrabasic rocks.

An interesting characteristic of rocks of the granulite complex is that the more massive types of each lithologic variety alternate with highly foliated bands of the same lithology and that the rocks of amphibolite facies often alternate with those of granulite facies (ESKOLA 1952). Conspicuous feature of the highly foliated rocks is an axial extension manifested by the presence of pressure shadows, stretching lineation, and boudinage. In the visited area, the stretching lineation is especially well visible in the quartzofeldspathic gneisses having characteristic platy ribbon quartzes, the lineation being always parallel to the axes of folds of one and the same set. This observation has implied feasibility of genetic relationship between folding, stretching, and recrystallization of quartz. The present paper attempts to check on such an implication.

## 2. Deformational sequence in the visited area

First structural investigations in the Belomorian complex rocks with usage of the modern structural geology methods were carried out by EZ and his associates (EZ 1967). He recognised two sets of megascopic folds, the close folds being superposed upon the earlier isoclinal ones. Folds of both the sets are co-axial but not co-planar and their axes plunge, in general, shallowly northeastwards. The axial planes to EZ's earlier folds strike principally in the NW-SE direction whereas those of the younger set folds run in the NE-SW direction. Although the pattern seems to be even a little more complicated, as also there is in evidence the presence of E-W striking small isoclinal recumbent folds preceding the earlier folds of EZ, his scheme is undoubtedly valid for the Belomorides outcropping west and south of the town of Kandalaksha.

Structural sequence recorded by rocks of the Lapland granulite complex, studied by the present author along the Kandalaksha Coast, differs from that recognized in the Belomorian complex. The earliest folds ( $D_1$ ) recognizable in the visited area are invariably tight to isoclinal, often intrafolial, and have subvertical axes. They are fairly scarce, however, being strongly obscured by tight refolding on the same NW-SE planes but around subhorizontal axes, the event being referred to as  $D_2$ . The axial surfaces of folds of both the sets are co-planar and now paralleled by intense penetrative axial planar composite foliation produced by  $D_1$  and  $D_2$  syntectonic recrystallization. The new developed transposed foliation  $S_2$  is marked by the syntectonic production of leucocratic metamorphic layers, resulting partly from metamorphic differ-

entiation and segregation of prior basic rocks and partly from partial melting of meta-  
tect as suggested by present saccharoidal fabric of some leucosome.  $D_2$  folds are  
accompanied and their axes are paralleled by the mineral stretching lineation, equally  
well visible in both various kinds of amphibolitic rocks, quartzofeldspathic gneisses  
and deformed anorthosites.

The third deformational episode  $D_3$  is represented by conjugate set of fold and  
planar structures, the latter intersecting along subvertical lines. S-shaped and Z-  
shaped asymmetric folds of  $D_3$  episode were intimately associated with clockwise and  
anticlockwise movements on  $S_3$  conjugate surfaces, along which either narrow zones of  
 $S_3$  cataclastic foliation were produced or  $S_3$  leucosome as precipitated in form of thin  
discontinuous, ragged, and rather irregular veinlets. The combined effects of precipi-  
tation and penetrative movements on the conjugate complementary surfaces gave rise to  
locally diktyonitic and even agmatitic appearance of the rocks involved. Clear retro-  
grade transformations occurred in the zones of  $S_3$  cataclastic foliation marked by  
widespread amphibolization of earlier pyroxene-bearing rocks. Lateral, subhorizontal  
movements on irregularly spaced  $S_3$  surfaces, intersecting at low angles with the domi-  
nant foliation  $S_2$ , produced boudine-like structures from hypersthene-bearing basic  
sheets (parallel to  $S_2$ ).

$D_4$  structures are represented by close or open asymmetric folds striking princi-  
pally in the NW-SE direction and having subhorizontal axial planes locally accompanied  
by non-penetrative foliation. The tectonic structures younger than  $D_4$  ones are omitted  
from the present account.

The Lapland granulite complex (belt) is recently accounted for as the deep-seated  
junction, referred to as the Main Lapland (Belomorian) Suture, between the Kola maga-  
block on the north and the Belomorian block on the south, and traced geophysically even  
below the Moho discontinuity (EZ et al. 1978). Specific igneous, sedimentary, and meta-  
morphic complexes forming this belt are related to its peculiar tectonic position.

## 2. Some descriptive details of structures produced by $D_2$ events in various lithologies

The second deformational episode in the Lappish granulitic rocks is most interesting  
of the four mentioned above.  $D_2$  folds have variable geometry, ranging from close or  
moderately tight to isoclinal, and are either upright or inclined southwestwards. Their  
axes are persistently subhorizontal and generally parallel to the strike of the dominant  
composite foliation  $S_2$ . The small-scale folds  $D_2$  observed in the outcrops are Z- or S-  
shaped, which indicates the presence of major folds of this set (Pl. I, 1-3, Fig. 1).  
All of them are more or less flattened. The production of  $S_2$  penetrative axial-planar  
foliation was associated with this flattening.

In garnetites, in parallel with axial planes to  $D_2$  folds invariably occur more or  
less elongate feldspar pressure shadows, growing syntectonically around garnet crystals.  
The pressure shadows are always flattened in  $S_2$  axial foliation and persistently cut  
across the noses of  $D_2$  folds. This produces the well pronounced intersection lineation  
referred to as  $L_2$ .

2) siehe Bildtafeln im Anhang

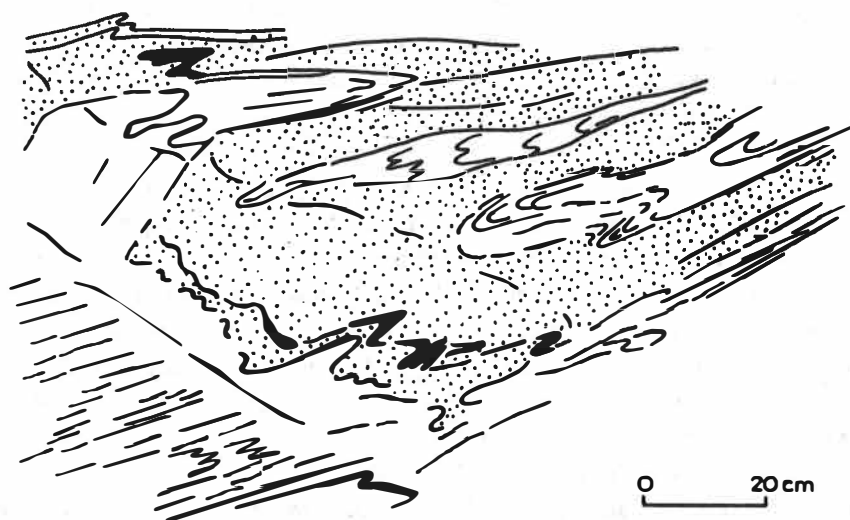


Fig. 1 Cross-section through  $D_2$  upright folds.  
Unshaded - amphibolite, stippled - garnetite.

In the so-called kataranskites (gabbro amphibolites containing giant hypersthene crystals), the big pyroxenes of primary igneous-looking rock were subjected to external rotation toward mutual parallelism in the zones of strong flattening and to subhorizontal elongation in the NW-SE direction, the process being accompanied by intense syntectonic recrystallization. In the highly deformed areas, the pyroxene crystals flattened, elongated, and preferably dimensionally oriented due to both external and internal rotations, were alternating into hornblende and becoming rimmed with irregular though obviously flattened outgrowths of newly produced amphibole mass. Although not so spectacularly manifested, much the same deformation and syntectonic recrystallization of prior andesine and labradore into more acid plagioclase took place at the same time. Thus the rock-forming minerals were metamorphically segregated in zones of intense deformation giving rise to superimposed foliation in which frequently more or less regular rods of amphibole, often with still preserved pyroxene cores, and plagioclase were developing. They were elongated in parallel to  $D_2$  fold axes recognizable in the surrounding rocks; therefore the rods are interpreted as  $L_2$  lineation. Remarkable flattening of the mentioned minerals, that is foliation planes in the kataranskite-derived amphibolites were spatially consistent with the dominant axial-planar foliation  $S_2$  visible in the adjacent quartzofeldspathic gneisses and garnetiferous amphibolites in which  $D_2$  folds abound.

In garnetiferous quartzofeldspathic gneisses, the garnet crystals were strongly microfractured and the small resultant particles were preferentially directionally displaced to form long linear arrays of tiny garnet grains projecting like elongate



trails from the parent grain (Pl. V, 7). Such a linear feature is associated in the rock under question with elongate platy quartz grains, both being distinctly parallel to  $D_2$  fold axes and  $S_1/S_2$  intersection lineation, thus likely representing the  $L_2$  lineation.

In hornblende-bearing quartzofeldspathic gneisses, the amphibole and particularly quartz lineation is the most striking feature. The latter is especially well visible on the foliae made in half or one-third of bluish quartz. The surfaces of such "quartzose" foliation are highly characteristic because of the presence on them of striae, grooves, and even sometimes accretion steps superficially resembling slickensiding. These shingles of fibrous quartz also are interpreted as  $L_2$  lineation for they are persistently parallel to dimensionally oriented and elongate hornblende crystals and most of all to the axes of tight or isoclinal and strongly flattened  $D_2$  folds (Pl. I, 4-6). The most intriguing feature of these folds, recognizable well in sections parallel to their axes, is an axial stretching and dismembering of the fold structures. Their necked and pulled apart fragments suffered long-distance displacements in planes of  $S_2$  foliation and parallel to  $D_2$  axial directions.

### 3. Quartz grains in quartzofeldspathic gneisses

Excellent  $S_2$  foliation in quartzofeldspathic gneisses is defined by the alternating quartz ribbons and microcline-plagioclase layers. The feldspar layers are made of principally equidimensional grains. But the ribbons of platy quartz, when observed in sections perpendicular to the foliation and parallel to the lineation ( $L_2$ ), appear to consist of several elongate and rectangular subgrains, often separated from one another by microfractures (Pls. II 2-4, III 2,3). The presence of quartz ribbons gives the rock somewhat mylonitic appearance. Their boundaries against feldspar layers are clear, straight, with no signs of recrystallization into small grains. There is no indication of original quartz grains either. Thus, the quartz ribbons in the discussed rocks differ from those occurring in mylonites (cf. WILSON 1975).

The most characteristic feature of the Lappish big quartzes is the presence of linear trails of fine dusty inclusions. Such dusty opaque trails are roughly at a right angle to the ribbon boundaries (and foliation) in section normal to the foliation and parallel to the  $L_2$  lineation (Pls. II, 2,3, V, 6). Their average spacing ranges from 0,4 to 2 mm. In sections parallel to the foliation, appear two sets of the trails forming a conjugate feature with the obtuse angle persistently facing the direction of  $L_2$  lineation and cutting the lineation at a mean angle of  $35^\circ - 40^\circ$  (Pl. IV). Frequently one set of these trails is better developed than the other. It is of interest that such trails are very rarely noticeable in sections normal to the foliation and lineation. Careful examination of the inclusion-forming materials reveals that besides the predominating fine opaque impurities also they are sometimes made of tiny mica scales or even calcite in retrograde hornblende-bearing gneiss varieties.

The quartzes are always strongly flattened in the foliation (Pl. II, 1-4) and vary in shape from oblate to prolate. Although sometimes there is no obvious preferred orientation of their longest axes, usually the quartz grains are markedly elongate in

the direction of  $L_2$  lineation (Pls. II 5,6, III 1, 4, 5), suggesting that extension was permitted in the z-direction in the zy-plane (foliation) of an oblate deformation ellipsoid subjected to gradational change into prolate ellipsoid.

Although many of the studied ribbon quartzes are strain-free, they generally display fairly abundant banded extinction features represented by usually rather regular linear or rectangular areas of undulose extinction, with no deformation bands and no deformation lamellae being visible. The attitude of these undulatory zones is characteristic of the Lappish quartzes. In sections normal to the foliation ( $S_2$ ) but parallel to the lineation ( $L_2$ ), the ribbons are undulose either along their length or at various, usually high, angles to their boundaries. In the latter case the undulatory zones are perfectly consistent with subgrain borders and trends of dusty opaque trails (Pls. II 3, 4, II, 2, 3). In sections parallel to the foliation, more or less rectilinear extinction areas are often parallel to the more distinct set of conjugate opaque trails. Fairly common are undulatory zones that run in parallel with the  $L_2$  lineation direction, thus obliquely to the dusty trails. Sometimes these undulatory zones seem to be superimposed upon the former ones which become obscured and obliterated, and the intersection of both the undulose extinction features gives an impression of interference producing rectangular or irregular and spotty extinction pattern (Pl. V 3-5).

In sections normal to both foliation and lineation, either one or also two directions of rectilinear extinction zones are in evidence, the two zones cross-cutting each other at a right angle to produce half-open rectangles (Pl. V 1, 2).

Another interesting feature of the Lappish quartzes are peculiar spot-like figures. These figures are rather straight, serrated strips having apparently the same refractive index as the host grain but insignificantly differing from it with optical orientation as evidenced by slightly different extinction (resolved under high magnification). The serrated boundaries of such spot-like stripe may be marked by increased concentrations of fine opaque dust. In sections normal to the foliation and lineation, these spot-like figures follow roughly the boundaries of rectangular undulose zones (Pl. V 1, 2). In sections parallel to the lineation and normal to the foliation, the questioned figures are more or less perpendicular to ribbon boundaries and conform with microfractures, dusty trails, and borders of extinction zones, or sometimes are curved. In sections parallel to the foliation, the spot-like figures are less frequently met, but, if present, they are also consistent with dusty trails or boundaries of undulose extinction zones (Pl. V 5). The discussed spots are probably due to local dissolution and recrystallization within the quartz grains; microfracturing with complementary rehealing.

Extension microfractures normal to the elongation of the ribbons are seen in both the lineation-parallel sections (Pls. II, 3, V 5). In sections parallel to the foliation, it can be seen that the big quartzes are sometimes polygonized (Pl. IV). In triple junctions of the polygons remarkable concentration of opaque dust or fine mica scales may be encountered. The same feature is noticeable along polygon boundaries. Also fine recrystallization of quartz is in evidence in the triple junctions. Boundaries of the polygons may occasionally be followed by the above mentioned peculiar spot-like figures.

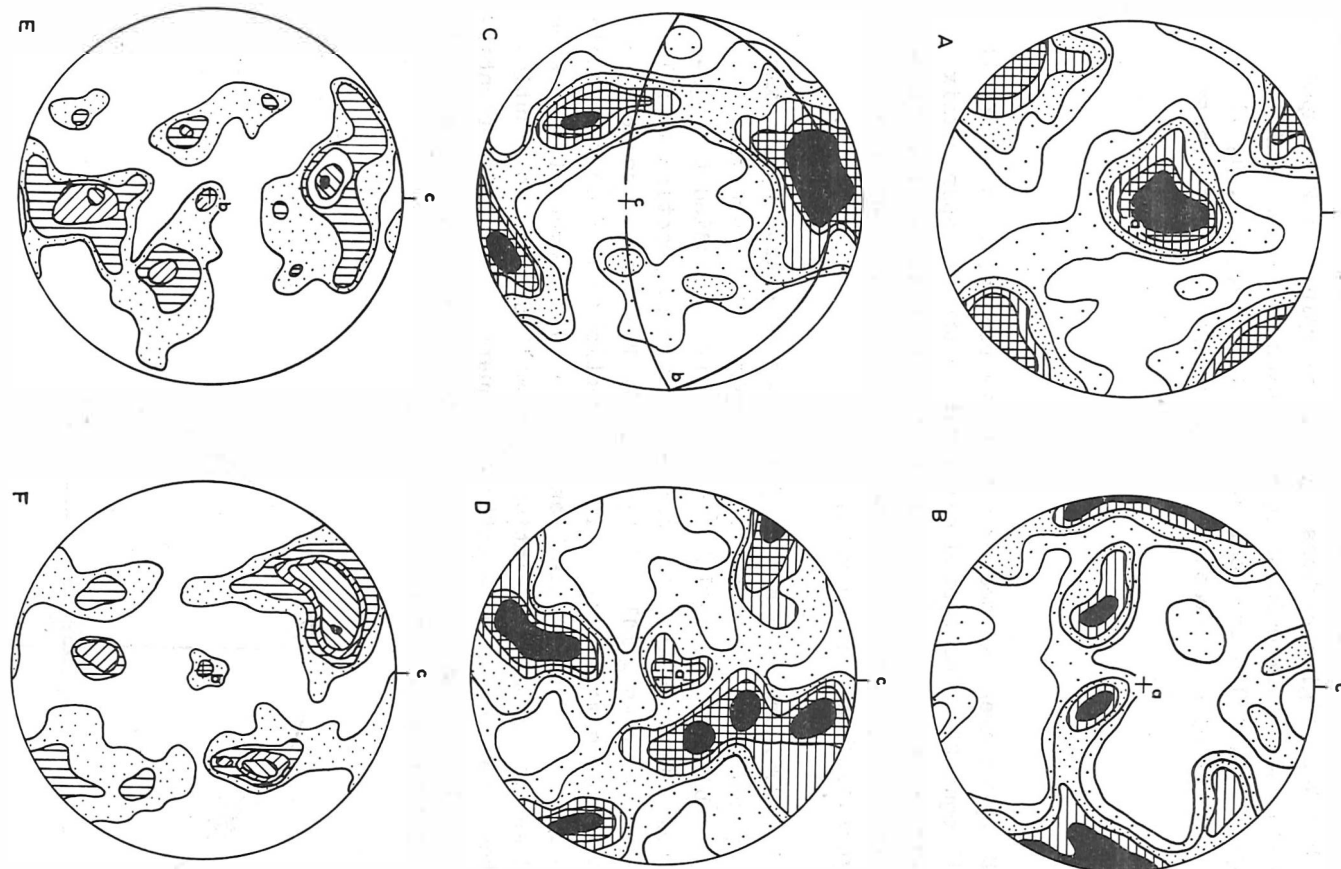


Fig. 2 Quartz c-axis orientation patterns in rocks of the Lapland granulite complex.

A - foliated and lineated two-feldspar granulite; 135 axes; contours: 3-9%, 2%, 1,5% per 1% area (after SAHAMA 1936, D 73). B - foliated and lineated quartz-rich plagioclase granulite; 105 axes; contours: 4%-7%, 3%, 2%, 1% per 1% area (after SAHAMA 1936, D 72). C - foliated and lineated two-feldspar granulite; 200 axes; contours: 4%-7%, 3%, 2%, 1%, 0,5% per 1% area (after SAHAMA 1936, D 25). D - charnockite granulite, foliated; 200 axes; contours: 3%-4%, 2%, 1,5%, 1%, 0,5% per 1% area (after SAHAMA 1936, D 36). E - garnetiferous quartzofeldspathic gneiss excellently foliated and lineated; 225 axes; contours: 7%, 4%, 3%, 2%, 1% per 1% area; synopsis of three perpendicular sections. F - hornblende-bearing quartzofeldspathic gneiss excellently foliated and lineated; 410 axes; synopsis of three perpendicular sections; contours: 7%, 4%, 3%, 2,5%, 1,5% per 1% area.

It is evident from sections parallel to the lineation and normal to the foliation that the ribbons do contain thin elongate lenticles of feldspar (mostly microcline), garnets, and even mica (Pls. II 2, 3, III 2, V 6). They sometimes look like seams between "welded" adjacent ribbons. Ineed, the ribbons may be interconnected and linked together across the foliation to form irregular though still strongly flattened quartzose bodies deeply penetrating into the remainder feldspar matrix of the gneisses under questin (Pl. II 3). Thus the merging ribbons may enclose spindle-like shaped fragments of apparently undeformed matrix made of equant grains of microperthitic microcline, myrmekitic plagioclase, and sporadical oval quartz (Pls. II 3, 4, III 2, 3). The elongate lenticles are cut by microfractures going across the host quartz grains.

#### 4. Quartz c-axis orientation

The orientation of quartz optic axes was measured in every ribbon, that is in all the big quartz grains; small equant grains sporadically set in the feldspar matrix were omitted. The measurements were taken in three mutually perpendicular thin sections and next synoptic diagrams of quartz orientation were constructed for each sample of the quartzofeldspathic gneisses under discussion.

Classical paper by SAHAMA (1936) provided a lot of diagrams of quartz optic axis orientation in rocks of the granulite complex of Finnish Lapland. They are very instructive relative to the variability of details of c-axis pattern studied throughout the one major tectonic unit. Nevertheless the common feature of practically all these diagrams is the presence of cross girdles (Figs. 2, 3). Two reconnaissance diagrams, based on the present author's measurements in thin sections cut from two samples of quartzofeldspathic rocks from the Kandalaksha Coast, revealed, in general, the same pattern, that is cross girdles with close association with small circle distribution of c-axes. Thus, it seems that the cross girdle pattern of quartz optic axis orientation and nearly orthorhombic, triclinic symmetry of quartz diagrams are the common and persistent feature of all the Lapland granulite belt rocks.

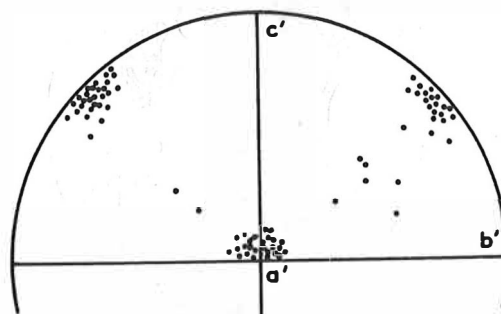


Fig. 3 Synoptic diagram showing orientation of the greatest maxima taken from individual diagrams of quartz optic axes measured in rocks throughout the Lapland granulite complex, Finland (after SAHAMA 1936, fig. 3).

Little can be said at present about the actual reasons for the observed orientation pattern of c-axes. Undoubtedly, the growth of big Lappish quartzes must have taken place under stress control. For, in other case, a c-axis preferred orientation would be completely random. Also because there is no evidence of the possible so-called host control of c-axis pattern as the envisaged presence and character of the earlier quartz grains is impossible to be detected and proved in the discussed rocks. Nevertheless it is quite certain that quartz in these rocks must have been subjected to recrystallization during progressive fabric development, but the details of the recrystallization itself are obscured rather and cannot be resolved and identified only with optic microscope methods. Obviously, however, the cross girdle pattern of c-axes must have been produced during and related to the formation of quartz ribbons irrespective of the mechanism responsible for their development. As many of the ribbons are apparently totally strain-free, the pattern of c-axes could not be due to a juxtaposed deformation because its only effects are represented by undulatory extinction zones which differ from one another in orientation of the c-axes by no more than few degrees.

In many experimental studies on syntectonic recrystallization of quartz during axial compression tests, cross girdles of c-axes were developed, intersecting parallel to  $\sigma_2$  and bisected by  $\sigma_1$  and  $\sigma_3$ , the fabric being produced at high temperatures and low strain rates (CARTER 1976), with preferential alignment of the unit rhombohedron parallel to  $\sigma_1$ . In Lappish c-axis diagrams centered on b, that is normal to  $L_2$  lineation, the lines of intersection of cross girdles is generally parallel to the  $L_2$  lineation. Thus, it is suggested that the  $D_2$  folds and other linear structures as well as quartz optic axis girdles were developing in the same stress field.

## 5. Discussion

The presence of platy quartz crystals is often mentioned as one of the characteristic features of granulite facies gneisses. On the other hand, phenomenologically the same feature, represented by quartz ribbons, is typical of numerous mylonites derived from quartz-bearing rocks. It is believed that in mylonites, the ribbons define mylonitic foliation, the occurrence of which is restricted to narrow planar zones of intense deformation that is zones of very high finite strain (WAKEFIELD 1977). No recrystallization is seen at the ribbon boundaries which are straight and knife-sharp. The mylonitic foliation may develop in the yz-plane (JOHNSON 1967) or the xy-plane (RAMSAY, GRAHAM 1970) of a finite strain ellipsoid. In moderately deformed mylonites, the ribbons are set in strongly dimensionally oriented matrix of the remainder of rock-forming minerals, and thus they alternate with roughly monomineral layers (e.g. feldspathic, micaceous), the compositional layering being curved around progressively comminuted and rounded augen of more resistant minerals.

The flamboyant and often anastomosing quartz ribbons in Lappish "granulitic" gneisses alternate with feldspathic layers composed of equidimensional grains of microcline and plagioclase with sporadic ovoidal quartz set in between them. Thus the feldspar layers give no impression of strain or show only very low states of strain. Accordingly, it seems that the Lappish quartzofeldspathic gneisses are built now of alternating low and high strained layers, the platy ribbon quartzes being interpreted as a product of a very strong deformation.

As a matter of fact the origin of these ribbons may explained be in two ways. 1° Merging ribbon quartzes result from syntectonic diffusional metamorphic differentiation, the quartz being much more mobile mineral than feldspar. 2° The ribbon quartzes are produced by ductile deformation while feldspars remain strong and largely undeformed; the situation is compatible with the incipient stages of development of compositional layering according to mechanism proposed by VERON (1974). The mere operation of the latter mechanism is, however, less probable as feldspars do not display any signs of recrystallization and comminution to form much finer grained aggregates. Nevertheless such a mylonitization is still indicated by the presence of long feldspathic or garnet lenses appearing locally inside or in between two adjacent ribbons. Thus this would suggest that the ductile deformation was restricted only to certain foliation-parallel zones which were penetrative throughout the rocks involved.

In the questioned gneisses, the formation of elongate flamboyant quartzes was apparently accompanied by comminution of microfractured garnet crystals. Their small resultant fragments may be strongly flattened inside the quartz ribbons but usually they are pulled apart in form of linear arrays. Such arrays are even several centimetres long. Assuming 5 mm average diameter of undeformed garnets, one can state that strain ratio ranges from 10:1 to 50:1. The garnets were stretched in the direction of  $L_2$  lineation. But it is hard to decide whether the process was perfectly contemporaneous with the production of ribbons, as suggested by lensoid garnet inclusions in quartzes, or not. Perhaps such garnet arrays might also be due to syntectonic directional recrystallization.

Having assumed that the quartz ribbons are due to ductile deformation with strain ratio (z:x) about 60:1, one must take into account the prior existence of large quartz grains from which ribbons would be formed. Such supposed quartz grains would have been several times greater than the feldspar ones. There is no rational reason, however, to suspect so large dimensional differences between individual constituents of the discussed quartzofeldspathic gneisses. It is known from papers by ESKOLA (1952) and MERILÄINEN (1976) that the Lappish quartzofeldspathic gneisses are typically rather massive, have granoblastic or blastoclastic texture, and are composed of more or less equidimensional minerals and no unusually large quartzes have been reported by these authors, though granulitization may lead to occasional enlargement of quartz grains. Accordingly, the view postulating ribbon formation due to high ductile deformation of prior big quartz grains seems untenable but, as it has been mentioned above, cannot be rejected totally. Nevertheless, it must be necessarily inferred that the ductile deformation of quartz into ribbons was preceded by the process giving rise to accumulation of this mineral in certain places within rock structure. Quartz must have been mobilized and migrated, under non-hydrostatic pressure, from between feldspars to create its own monomineral concentrations producing more or less pronounced foliation of the rock involved.

This was accomplished by dissolution mechanism, likely diffusion creep and pressure solution slip operating selectively as evidenced by the presence of fibrous quartz and even accretion steps on certain foliae. Because pressure solution occurs on surfaces generally normal to weak tectonic compression that is axis  $\sigma_1$  of greatest principal stress, it is inferred that during  $D_2$  deformational episode the  $S_2$  axial-planar foliation

was developed roughly perpendicular to an overall compression. This view reconciles well with the production of generally upright and moderately tight  $D_2$  folds associated with the formation of axial foliation during flattening stage of the folding. Hence characteristic fabric of the Lappish quartzofeldspathic gneisses, their ribbon quartzes and fine layering were created under bulk shortening strain conditions.

From the study of mesoscopic and microscopic features, it is evident that the questioned rocks are tectonites of the L-S fabric system and the development of typical compressional (flattening) structures was contemporaneous or immediately continued by the production of typical extensional (constriction) structures. Theoretically two structural possibilities of principal deformation mechanism may account for the above observation, namely operation of either simple shear or pure shear.

In terms of deformation ellipsoid the two possibilities mean that the dominant axial foliation ( $S_2$ ) was parallel to the  $xy$ -plane and elongation lineation to the  $x$ -axis, or it was parallel to the  $yz$ -plane and stretching lineation to the  $z$ -axis.

The discussed quartzofeldspathic rocks are devoid of any strain markers allowing to determine  $k$  values. The direction of stretching in foliation ( $S_2$ ) is evidenced, in the absence of deformed objects, by fibrous quartz and garnet trails manifesting structural grain (longrain). These allow to suspect rather high  $k$  values, and probably  $k > 1$  as demonstrated in SAHAMA's (1936) diagrams by biotite fabric with (001) poles arranged in girdles around the major axis of the deformation ellipsoid. In well foliated rocks which lack longrain or with longrain only weakly defined  $k$  values are likely lower than 1. Such  $k$  variations (in and across foliation) occur in spite of regionally very stable attitude of the stretching direction. As quartz is more ductile than the feldspar matrix, this invariant attitude of the strain ellipsoid major axis, defined in the visited area by fibrous quartz, may probably be accounted for only by uniform stretching without any simple shear component. Also, the strong development of  $S_2$  axial-planar foliation markedly associated with axial stretching in this foliation with no accompanying rotations in it suggests, during  $D_2$  episode, an operation of pure compression and extension with no simple shear component. Hence flattening type of deformation ( $L < S$  tectonite) was combined with stretching one ( $L > S$  tectonite).

Summarizing the following kinematic history and sequence of strains in the Lapland granulite complex, from  $D_2$  onward, may tentatively be envisaged. At first, the flat-lying  $S_1$  foliation of hitherto unknown origin was buckled around subhorizontal NW-SE axes into early tight and upright  $D_2$  folds. Bulk strain then was that of flattening (nearly uniaxial) type with low  $k$  values. The steep subvertical axial-planar foliation  $S_2$  started to develop along with the simultaneous flattening of  $D_2$  folds. Presumably because of a very deep structural level (high-grade metamorphism) and as suggested by the geometry of  $D_2$  folds, an overall compressive strain could not be accommodated by conspicuous vertical stretching. And for the process was not accompanied by volume reduction, the marked axial stretching naturally occurred instead. This produced an essentially plane strain under regime of the NE-SW persistent shortening combined with a NW-SE axial extension. Hence,  $k$  values were then nearly 1 and L-S tectonites developed. At that time quartz was dissolved, removed from between feldspar matrix, segregated into its own layers, and subjected to ductile flowage parallel to the uniform stretching direction.

Further release of compressive strain was occurring merely by an axial stretching in the more intensely flattened zones. These more flattened zones must have consequently been displaced relative to the less deformed surrounding rocks and probably in the same way the whole granulite belt behaved relative to the adjacent Kola and Karelian megablocks, the belt being in fact squeezed between them. The phenomenon produced an apparent impression of large lateral shear displacements of both the megablocks along the Main Lapland (Belomorian) Suture.

If the last conclusion is true, one can suspect, in some places, the formation of major concordant slides. Thus the corollary of inhomogeneous flattening inducing such slides is necessary. This means that the axial stretching were locally differential. Probably in that way may be accounted for the presence of NE lineation in the Inari region, Finland (cf. SAHAMA 1936). The perpendicular lineation differs from the NW-SE lineation but in its orientation. Both the sets are never to be seen on one foliation plane nor to interfere each other. Some layers contain the NE lineation and the other contain the NW lineation. Such a situation may be explained by locally differential flattening which caused the development of slides parallel with foliation ( $S_2$ ) and the internal rotation of lineation ( $L_2$ ) and  $D_2$  folds into steep discordant or roughly perpendicular attitudes.

In  $D_3$  deformational episode, a wrench regime followed during which the conjugate set of NW (NNW-trending dextral shears and weaker NE-trending sinistral shears produced also an axial extension, the two sets intersecting along subvertical lines. Accordingly, during  $D_3$ , still the NE-SW shortening with axial extension. Next, in  $D_4$  episode, bulk strain must have been that of vertical shortening as suggested by the presence of recumbent folds ( $D_4$ ) with flat-lying axial planes associated with non-penetrative foliation in their hinge regions.

The axial extension regime of  $D_3$  episode produced deformations mainly in narrow, ductile zones several centimetres thick in which new cataclastic foliation ( $S_3$ ) was developing, mostly along the NW (NNW)-trending set of the two conjugate ones. The foliation ( $S_3$ ) in numerous places cut obliquely bands of basic rocks (probably sills emplaced in parallel to  $S_2$  between  $D_2$  and  $D_3$  episodes) having ovoidal feldspars or amygdules that became remarkably flattened in  $S_3$ . Thus, using them as strain markers, one can calculate that strain ratio did not exceed on average figure 5-6, being ten times lower than that of  $D_2$  episode.

At that time ( $D_3$ ), was effected a highly characteristic attitude of the ribbon quartzes in quartzofeldspathic gneisses. The pattern of mutually cross-cutting dusty trails, seen in sections parallel to the foliation, and of linear trails normal to the ribbon boundaries seen in sections parallel to the lineation ( $L_2$ ) and perpendicular to the foliation ( $S_2$ ), is interpreted as the result of complementary, conjugate, and quartz-self-sealed microfracturing of quartz grains. This took place under retrograde, relative to  $D_2$ , conditions (lower amphibolite facies) for calcite resulting from hornblende alternation were involved in the trails. The microfractures intersected along lines roughly normal to the foliation and their obtuse angles faced the direction of axial extension (parallel to earlier  $L_2$  lineation). The acute angles between these shear fractures were bisected by  $\sigma_1$ . Consequently,  $\sigma_3$  conformed the direction of elongation and  $\sigma_2$  was obviously paral-



lel to the lines of intersection. Here, several yet poorly understood problems arise that need much more extensive investigations. For example why stress ellipsoid deduced from the microfractures in quartzes departs from that inferred from  $S_3$  shear zones? One possible explanation is that the microfractures were formed under vertical shortening regime, which marked the passage to  $D_4$  bulk strain conditions. Another unclear item is the relationship between conjugate shear zones and high-angle Riedel shears produced in  $D_3$ , and so on.

Also highly characteristic of the Lappish ribbon quartzes is the presence of rectangular or rectangular extinction zones. Because of their peculiar relationships with the microfractures, it is supposed that they are genetically related to the microfractures, it is supposed that they are genetically related to the microfracturing. On the other hand, it is known that dislocation glide is a mechanism advocated for ductile deformation of quartz (mostly along prismatic, rhombic, and basal planes). The formation of shear microfractures in quartzes was mostly likely also accompanied by slip on them. This cannot, however, be resolved and recognised under optic microscope and obviously the possible slip directions cannot be identified and determined in the present account.

But from laboratory experiments, it is recently known that, for instance, during the progressive deformation of quartz at conditions near the brittle-ductile transition, the strain is accommodated at first by irregular extinction areas, then by regular extinction zones, passing next into deformation lamellae and deformation bands (GUY 1974, vide CARTER 1976). Such extinction zones do exist in the Lappish quartzes but deformation bands and lamellae are lacking. Obviously the latter features might be masked due to annealing recrystallization. Thus, if any, they must have been masked totally in the rock in question. The big Lappish quartzes, however, seem to show no evidence of such a recrystallization into fine-grained aggregates either. It is hard, on this ground, to say whether the Lappish quartzes actually ever suffered large plastic strain.

Some of the above cited observations seem to speak in favour of textural (and mineralogical) changes during  $D_2$  deformation due to mineral differentiation. These are, for instance, the presence of sharp-bounded lensoid quartz bands highly resembling a segregation metamorphic banding. Quartz was segregated into its own bands forming conspicuous ribbons. Nearly complete lack of quartz within the feldspar layers makes suppose that this could not be the primary feature of the discussed quartzofeldspathic gneisses as in weakly foliated rocks of this type more or less equant grains of quartz are scattered randomly or more regularly throughout the bulk of rock. Undoubtedly, mylonite-like foliation ( $S_2$ ) of the questioned gneisses was imposed upon such faintly foliated rocks. That is why the quartz must have been migrated from between feldspars and the process could accomplish only by dissolution. Grain boundary diffusion and diffusion along sliding surfaces in an aqueous intergranular "solution film" were likely to operate. Solute ions were deposited in obviously less stressed regions occurring along certain foliae, thus providing mineral differentiation. The expelling of soluble quartz from between insoluble feldspar residuum due to differential stress tended to minimize stress heterogeneities and anisotropies. In that way large quartz grains in the discussed rocks were formed.

Assuming that only high ductile flowage was an essential mechanism of deformation of quartz grains, one should expect the creation of mere small ribbon quartzes, instead of big ones, interwoven with feldspar matrix, the bulk volume of the small ribbons being entirely controlled by and equal to that of initial undeformed grains. And this is not a case of the questioned rocks. On the other hand, there is a good piece of evidence that the ductile flowage must have also operated during formation of the actual quartz ribbons in the Lappish rocks. This is suggested by the presence of strongly flattened lensoid inclusions of feldspar and garnets within the ribbon quartzes whereas feldspars and garnets outside these bands remain equidimensional and apparently undeformed. Thus it is obvious that necessary ductile deformation was restricted only to certain thin, and relatively short zones, now occupied by quartzes. Accordingly, the characteristic quartz ribbons of the quartzofeldspathic gneisses were due to combined action of pressure solution and ductile flowage, which either immediately followed mineral differentiation or both the mechanisms operated simultaneously. Optic microscope provides no proof for choice between these two possibilities. There is a total lack of any features of intracrystalline slip in the quartz grains, but it seems that if ductile deformation following pressure dissolution was the case, some of them might become preserved. Of course, they could be masked by annealing recrystallization but equally well they could never exist at all. The formation of ribbons was accompanied by complementary ductile flowage of objects (feldspar, garnet fragments) of lower ductility, once enclosed in hydrous film, within high ductile quartzose mass. That such an aqueous film actually existed is also evidenced by quartz shingles and accretion steps on the foliation surfaces. And the hydrous film crystallized into strain-free platy grains of quartz ribbons, sharp clear boundaries of which were due to ductile flowage. This entirely syntectonic process effected the actual preferred orientation of quartz optic axes. It should be noted that the cross-girdle quartz c-axis pattern, thus such as that commonly demonstrated by the Lappish quartzes where two symmetry planes intersect in the direction of elongation, is interpreted by TURNER, WEISS (1963) as an expression of orthorhombic symmetry in a homogenous subfabric. This reconciles well with orthorhombic symmetry of upright buckled  $D_2$  folds.

Undoubtedly the  $D_3$  microfracturing affected yet formed, large, strain-free grains of quartz. This is conspicuously evidenced by the fact that the microfractures and the dusty trails cut across the lensoid inclusions of other minerals enclosed in the quartzes. The close genetic relationships of shear microfractures, dusty trails, and rectilinear or rectangular extinction zones were tentatively postulated above. Consequently, it is concluded that all the last mentioned features were effected by the same deformation (perhaps at conditions near to brittle-ductile transition) and younger than the process creating ribbon quartzes. The latter event was related to  $D_2$  episode and the former one to  $D_3$ .

Generally speaking, the mylonite-like textures of the discussed quartzofeldspathic rocks of the Lapland granulite complex were produced by syntectonic recrystallization and perpendicular to the direction of differential flattening that resulted from an overall axial compression (pure shear) between closing "jaws" of the Kola and Karelian megablocks, with no rotational component (simple shear) associated. Thus, large magnitude of the finite strain was responsible for the deformation. Such a view on mylonitic texture formation conforms with both JOHNSON's (1967) proposition and conclusion obtained through the experiments by TULLIS et al. (1973).

Moreover, the syntectonic recrystallization at  $D_2$  is confirmed by the widespread occurrence of feldspar pressure shadows produced around garnet crystals in the garnetiferous amphibolites or garnetites adjacent to the quartzofeldspathic gneisses. The maximum and intermediate dimensions of the feldspar strain shadows are contained in  $S_2$  foliation surfaces, and the shortest dimension is perpendicular to them. The longest dimension defines the direction of elongation and agrees with the  $L_2$  lineation. As it has been shown above, these also are features of the quartz ribbons, and exactly the same is true about the amphibole overgrowths around pyroxene cores in kataranskites, or mafic constituents of anorthosites, all these rocks being subjected to uniform stretching resulting from bulk shortening during  $D_2$  episode.

The present author knows too little about regional features and details of the whole Lapland granulite complex, thus he cannot discuss extensively the tectonic problem of this belt. His interpretation of the structural sequence differs somewhat from that inferred by SAHAMA (1936) from studies of quartz and orientation of its optic axes. Moreover, based on observations gathered along the Kandalaksha Coast, the present author supposes that KRANCK's (fide MERILÄINEN 1976) opinion about the existence of gigantic shear zone or SAHAMA's (1936) view postulating the large-scale NE-SW directed overthrusting are rather irrelevant. Keeping in mind the fact of prolonged operation of marked NE-SW horizontal shortening combined with NW-SE horizontal extension and the peculiar position of the Lapland belt between the Kola and Karelian megablocks, one can envisage a collision of these two blocks during Karelian orogeny rather than their thrusting (high-? or low-angle?) over each other.

#### References

- CARTER, N.L.: High-temperature flow of rocks.  
Rev. Geophys. Space Phys., vol. 13 (1976), 3, pp 344-349
- ESKOLA, P.: On the granulites of Lapland.  
Am. Jour. Sci., Bowen vol., p. I, (1952), pp 133-171
- EZ, V.V.: On the role of isoclinal folds in the structure of the Belomorides.  
Geotektonika (1967), no. 3, pp 69-81
- EZ, V.V.; GAFT, D.E.; GORIAINOV, P.M.; EFIMOV, M.M.: Maršruty ekskursii dla učastnikov wsesojuznogo soweščanija "Tektonika rannego dokembrija".  
Apatity: Kolskij Fil. AN SSSR 1978
- JOHNSON, M.R.W.: Mylonite zones and mylonite banding.  
Nature, vol. 213 (1967), pp 246-247
- MERILÄINEN, K.: The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, Northern Finland.  
Geol. Surv. Fin. Bull., vol. 281 (1976), pp 1-129
- RAMSAY, J.G.; GRAHAM, R.H.: Strain variation in shear belts.  
Can. J. Earth Sci., vol. 7 (1970), pp 786-813
- SAHAMA, T.G.: Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch.lappländischen Granulitformation.  
Bull. Comm. Géol. Fin., vol. 113 (1936), pp 1-113
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, D.T.: Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites.  
Geol. Soc. Am. Bull., vol. 84 (1973), pp 297-314
- TURNER, F.J.; WEISS, L.E.: Structural analysis of metamorphic tectonites.  
New York-Toronto-London: McGraw-Hill Book Co. 1963

- VERON, R.H.: Controls of mylonitic compositional layering during non-cataclastic ductile deformation.  
Geol. Mag., vol. 111 (1974), pp 121-123
- WAKEFIELD, J.: Mylonitization in the Lethakane shear zone, Eastern Botswana.  
Jl. Geol. Soc. Lond., vol. 133 (1977), pp 263-275

Zur Deformation der prävariszischen Granite des mittleren Erzgebirges

von

A. FRISCHBUTTER <sup>1)</sup>



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

Der Bau des Westerzgebirges wird durch weite Verbreitung von Orthogneisen charakterisiert, die in oberrhipäische Sedimente intrudierten und mit diesen unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolitfazies regionalmetamorph deformiert wurden. Das Intrusionsalter dieser Granite scheint bis ins Kambroordoviz zu reichen. Es bestehen verschiedene Hinweise darauf, daß Glieder der Orthogneiskörper noch präkambrisches Intrusionsalter haben können, so daß sich insgesamt eine langanhaltende Periode magmatischer Aktivität ergibt.

Im Bereich der Rotgneisstrukturen des Westerzgebirges treten, als schmale Züge verfolgbar, richtungslos-grobkörnige Granitoide auf, die - durch ihre Bindung an den Faltenbau der 1. Kristallisationsschieferung, ihre Gefüge- und mineralparagenetische Entwicklung ausgezeichnet - als Anatexite von Rotgneisteilen (vorzugsweise der Kerngranite) entlang der Umbiegungen des Faltenbaus der Kristallisationsschieferung bei druckbetonter Deformation entstanden. Sie repräsentieren ein relativ jüngeres, syn- bis postkinematisches Rotgneisderivat.

Die Reitzenhainer Rotgneisstruktur ist als intrusiver, mehraktiger Granitdiapir zu verstehen, dessen strukturelle Prägung durch eine der Intrusion folgende Vergneisung der Magmatite gemeinsam mit ihrem Rahmen und eine jüngere Faltung der Kristallisationsschieferung entstand. Im Ergebnis dieser Deformationen liegt ein flaches, südwestvergentes Antiklinorium mit NW-SE streichender Achse und NE-SW gerichteter Querwellung vor. Die flache Lagerung der Achsenebenen und der Basalgranitoide scheint die Bedeutung flacher Bewegungsbahnen im Strukturplan zu unterstreichen.

The deformation of pre-Variscan granites in the medium  
Erzgebirge Mountains

S u m m a r y

The geologic structure of the Western Erzgebirge Mountains is characterized by a wide spreading of orthogneisses which intruded in Upper Rhipheic sediments and which were regionalmetamorphously deformed with these under the conditions of the almandine-amphibolite facies. The age of intrusion of these granites seems to range to Cambro-Ordovician. There are some indications that parts of the orthogneiss bodies can be of Precambrian age so that there is resulting a long period of magmatic activity.

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Institutsteil Potsdam

In the region of red gneiss structures of the Western Erzgebirge Mountains directionless coarse-grained granitoids (as narrow belts) occur which are characterized by their connection to the fold structure of the 1st foliation due to crystallization, their structural and mineral-paragenetic development and which originated as anatexites of parts of red gneiss (preferably of the core granites) along the keystones of the fold structure of the foliation due to crystallization under metamorphism by pressure. They represent a relatively younger, synkinematic up to postkinematic derivative of red gneisses.

The Reitzenhain Red Gneiss Structure is to be seen as an intrusive granite diapir the structural character of which arose in consequence of intrusion, followed by gneissification of magmatites together with their framework and of a younger folding of foliation due to crystallization planes. The result of these deformations is a flat south-west vergent anticlinorium with NW-SE striking axis and NE-SW directed corrugation. The flat bedding of the axial planes and of the basal granitoids seems to indicate influence of flat lying planes of motion in the structural plan.

#### О деформации доварисских гранитов средних Рудных гор

#### Резюме

Геологическое строение западной части Рудных гор характеризуется широким распространением ортогнейсов, интродуцировавших в верхнерифейские осадки и которые были деформированы с этими под условиями альмандиново-амфиболитовой фации. Кажется, что эпоха интрузии этих гранитов простирается до кембрийского. Существуют разные указания на то, что члены ортогнейсовых тел могут иметь докембрийскую возраст, так что получается в целом длительный период магматической активности.

В области структур красного гнейса западной части Рудных гор встречаются - в виде узких слоев - ненаправленно-крупнозернистые гранитонды, которые - отличные их соединением с складчатым сооружением первого кристаллизационной сланцеватости, их развитием строения и минерального парагенезиса - происходили как анатекситы частей красного гнейса /предпочтительно ядерных гранитов/ вдоль перегибом складчатого сооружения кристаллизационного сланцеватости при напряженной деформации. Они представляют сравнительно младший, син-посткинематический дериват красного гнейса.

Рейценхайнская структура красного гнейса понята как интрузивный многоактный гранитный диапир, структурная характеристика которого развивалась огнейсованием магматитов - после интрузии - вместе с обрамлением и младшей складчатостей кристаллизационной сланцеватости.

В результате этих деформаций получается плоский юго-западно-вергентный антиклинорий с северо-западно - юго-восточной простирающей осей и северо-восточно - юго-западно направленной поперечной волной. Плоское залегание осевых поверхностей и базальных гранитоидов, по-видимому, показывает участие горизонтальных поверхностей движения в структурном плане.

## 1. Einführung

Das hochmetamorphe Kristallin des Erzgebirges wird seit langer Zeit in zwei Hauptgruppen unterteilt: Graugneise und Rotgneise, - zwei Begriffe, die aus dem Sprachschatz der Bergleute in die Geologie übernommen wurden und um deren inhaltliche genetische Bestimmung sich in der Folgezeit eine umfangreiche Diskussion entwickelte. Für den überwiegenden Teil der Graugneise ist mit der Zeit durch den Nachweis reliktscher Schichtungsstrukturen und sedimentärer Wechsellagerungen in regionalmetamorph überprägter Form der Paracharakter belegt worden, wobei allerdings im Südosten des Erzgebirgskristallins auch anatektische Gesteine zur Gruppe der Graugneise gezählt werden. Für die Gruppe der Rotgneise wird seit den Arbeiten von SCHEUMANN in den dreißiger Jahren die Ableitung von intrusiven und eruptiven Edukten diskutiert. Der Trend der Entwicklung scheint dahin zu gehen, daß mehr Glieder der Rotgneisgruppe sedimentärer Abkunft sind, als bislang angenommen. Regionalmetamorphe und vor allem auch metasomatische Überprägungen komplizieren die Bilder im Einzelfall. SCHEUMANN (1932, 1935, 1938) ging in seinen Arbeiten davon aus, daß er quasi-richtungslos-körnige, grobkörnige Granite in den großen Rotgneisstrukturen von Reitzenhain-Katharinaberg (Hora Sr. Kateriny) und Sayda (die er dann auch in kleineren Rotgneisvorkommen nachwies) als von der regionalmetamorphen Deformation verschonte Reliktgranite, - als das einstige, nahezu unveränderte Edukt der Rotgneisintrusiva - ansah. Aus diesen Reliktgraniten leitete er den Großteil der Rotgneisgesteine in ihrer breiten Variabilität bis zu den plattigen Muskovitgneisen als Deformationsprodukte ab und entwickelte deckentektonische Vorstellungen zur strukturellen Situation der Rotgneisverbreitung, die Rotgneisverfrachtungen aus einer im Süden gelegenen Wurzelzone bis über 80 km in das nördliche Vorland vorsahen. Während die deckentektonischen Vorstellungen von anderen Autoren bis heute nicht übernommen wurden, hielt sich die Auffassung der Reliktgranite als von den Deformationen verschont gebliebenen Edukten der Rotgneisintrusionen.

## 2. Regionalgeologischer Überblick

Jede Übersichtskarte des Erzgebirges zeigt die Konzentration in der Verbreitung der prävariszischen Magmatite - wie die hochmetamorphen Orthogneise des erzgebirgischen Kristallins heute von den undeformierten, variszisch-postkinematischen Graniten unterschieden werden - auf das Westerzgebirge. Dort sind es in erster Linie die von verschiedenen Autoren als Ring- oder Kuppelstrukturen beschriebenen Orthogneiskörper von Reitzenhain-Olbernhau-Katharinaberg (Hora Sr. Kateriny) und Sayda, beide getrennt durch die NW-SE - streichende Flöha-Synklinale mit reliktsch erhaltenen Rotliegendesedimenten (Abb. 1).

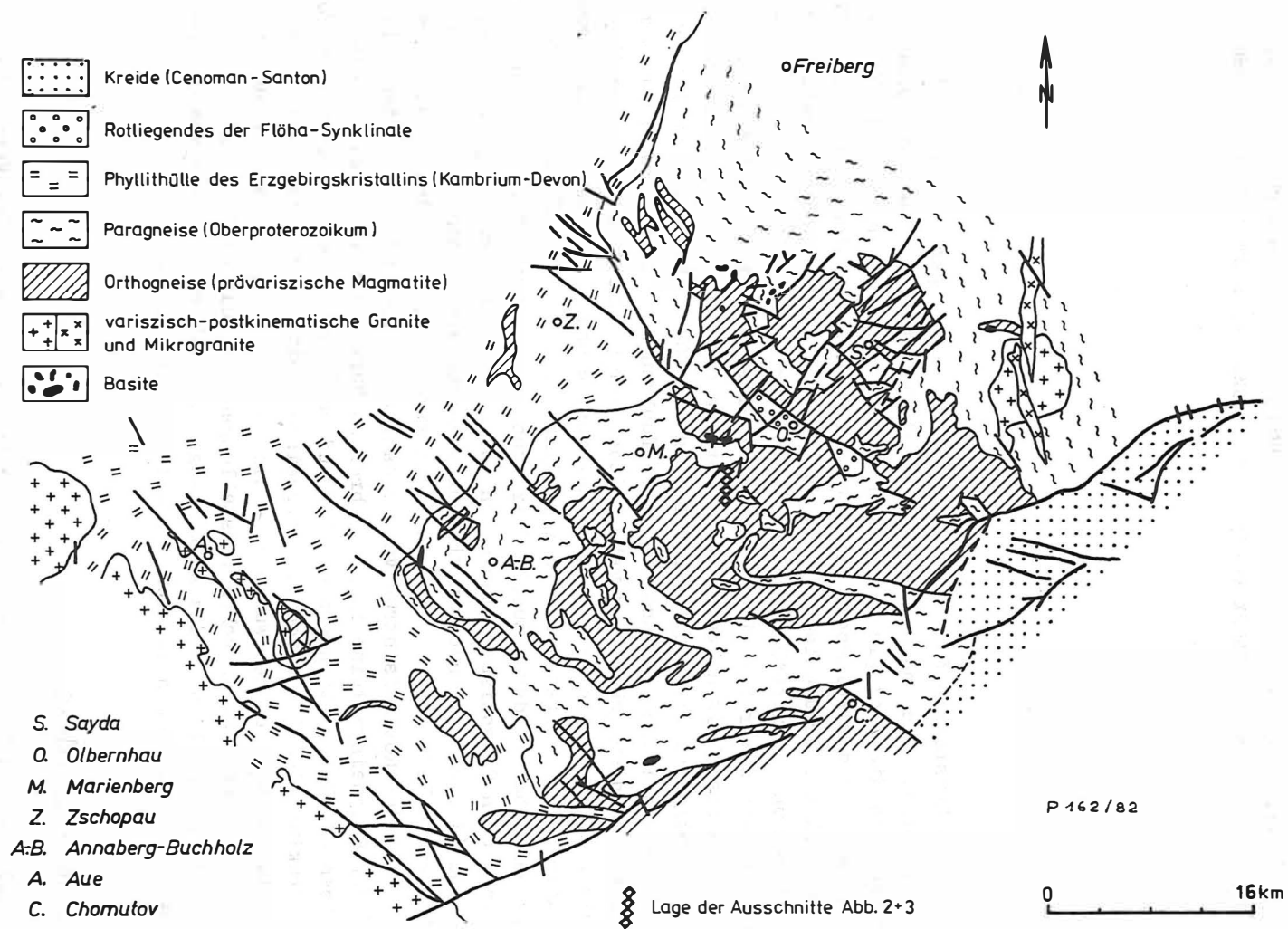


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des mittleren Erzgebirges (nach: Geologische Übersichtskarte Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt, Leipzig, 1 : 400 000, 1972)



Während diese beiden Großstrukturen von oberproterozoischen Paragneisen ummantelt werden, sind neben einigen anderen, kleineren Orthogneisvorkommen auch einzelne, voneinander isolierte Rotgneise innerhalb der Phyllithülle des Erzgebirges bekannt, die in kambroordovizischen Sedimenten stecken. In der Elbezone ist der Pluton von Coswig mit oberriphäischem Intrusionsalter und baikalischem Deformationsalter ein den Rotgneisen des Erzgebirges petrographisch recht ähnlicher Körper, der in seiner regionalen Stellung jedoch deutlich auf die Aktivität entlang der lineamentären Elbezone bezogen ist.

Altersverhältnisse (Rotgneisintrusionen, Vergneisung und Auffaltung, Art und Charakter der Kontakte zu den Paraserien) sind nur im Groben bekannt. Die bedeutendsten Rotgneiskörper stecken in Paragneisen der Preßnitzer Serie (Oberes Riphäikum) und erzeugten in diesen spezielle Kontakterscheinungen. So treten an den Rotgneiskontakten der Reitzenhainer Struktur verschiedentlich Knotenschiefer in regionalmetamorpher Überprägung auf oder Rotgneisbestände sind infiltrativ oder lagenweise in Paragneise der Preßnitzer Serie intrudiert. Weiterhin werden Rotgneiskörper in der Phyllithülle des Erzgebirges von lithostratigraphisch als Kambroordoviz eingestufteten Paraserien umschlossen und einige physikalische Rb/Sr-bestimmungen haben ebenfalls kambroordovizisches Rotgneisalter erbracht (410 - 480 Mill. a; WIENHOLZ u.a. (1979)). Andererseits treten in geröllführenden Metagrauwacken der Preßnitzer Serie (Oberes Riphäikum) bis ins Unterkambrium im Geröllbestand reichlich saure Magmatite auf, die auf einen bereits präkambrischen Magmatismus hinweisen. Weiterhin deuten die Verbandsverhältnisse von Ortho- und Paragneisen im Bereich der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (an der S-Flanke der Struktur) auf nichtintrusive, eventuell diskordante Beziehungen zwischen Rotgneisanteilen und oberriphäischen Sedimenten hin, so daß gegenwärtig zumindest noch mit altersverschiedenen Gliedern des Rotgneismagmatismus im Erzgebirge gerechnet werden muß.

Die Deutung der Altersbeziehungen wird durch die überlagernde regionale Metamorphose und vermutlich mit den jüngeren Granitintrusionen verbundene metasomatische Überprägungen, welche Ortho- und Paragneiskörper gleichermaßen betroffen haben, sowie durch die über weite Erstreckung tektonische Natur der Kontakte zwischen beiden Einheiten kompliziert.

Aufgrund des homoachsen Gefüges im Kontaktbereich von Rotgneisen und altpaläozoischen Sedimenten nahm BEHR (1965) einen ordovizisch-devonischen Magmatismus mit variszischer Gefügeprägung an. WATZNAUER (1966) sieht diesen Magmatismus als variszische Palingenese im Sockel des variszischen Sedimentationsbeckens an, dem zeitlich im höheren Bereich des Beckens der devonische Initialmagmatismus entsprechen könnte.

### 3. Lithostratigraphische Gliederung und Variabilität

Kartierungsarbeiten im Bereich der westlich der Flöha-Synklinale gelegenen Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Abb. 1) erbrachten ein strukturelles Bauschema. Danach bildet den Kern der Struktur ein grobflaseriger, porphyroblastischer, grauer Zweiglimmergneis (Innerer Rotgneis), der von einem feinflaserigen bis ebenschiefrig-langflaserigen roten Zweiglimmergneis (Äusserer Rotgneis) ummantelt wird. Beide Einheiten durchschlägt dis-

kordant in Form von Gängen oder ist konkordant zu der ältesten Kristallisationsschieferung ein plattiger, muskovit-kalifeldspatbetonter Zweiglimmergneis eingelagert (Gang- und Lagerrotgneise), der lokal auch größere flächige Verbreitung haben kann und gleichzeitig auch die Gesteinsgruppe mit der weitesten Variabilität darstellt. Kennzeichnend für den strukturellen Bau und den Deformationsstil der Struktur sind nahezu richtungslos-grobkörnige Gesteine, die sich über Übergangspartien fast ausschließlich aus Innerem Rotgneis entwickeln (Basalgranitoide) und die sich als schmale Zonen durch die gesamte Struktur verfolgen lassen. Diese Gesteine sind bisher stets als von der Deformation der magmatischen Edukte zu den Rotgneisen verschont gebliebene Relikte angesehen worden (SCHEUMANN, 1932 und 1935; WIEDEMANN, 1963; BEHR, 1968). Die enge Bindung der Basalgranitoide an die Umbiegungsbereiche des Faltenbaus der 1. Kristallisationsschieferung, ihr streng der Faltenachse des  $sk_1$ -Faltenbaus parallele Erstreckung als schmale Streifen (Abb. 2 und 3), ihre anhand petrographischer Merkmale nachweisbare Entwicklung aus einem Kataklasit (verbunden mit der Entwicklung über Übergangsgesteine mit spezieller Mineralparagenese) weisen die Basalgranitoide als Anatexite aus, die im Zusammenhang mit der Anlage des Faltenbaus der 1. Kristallisationsschieferung entstanden sein müssen.

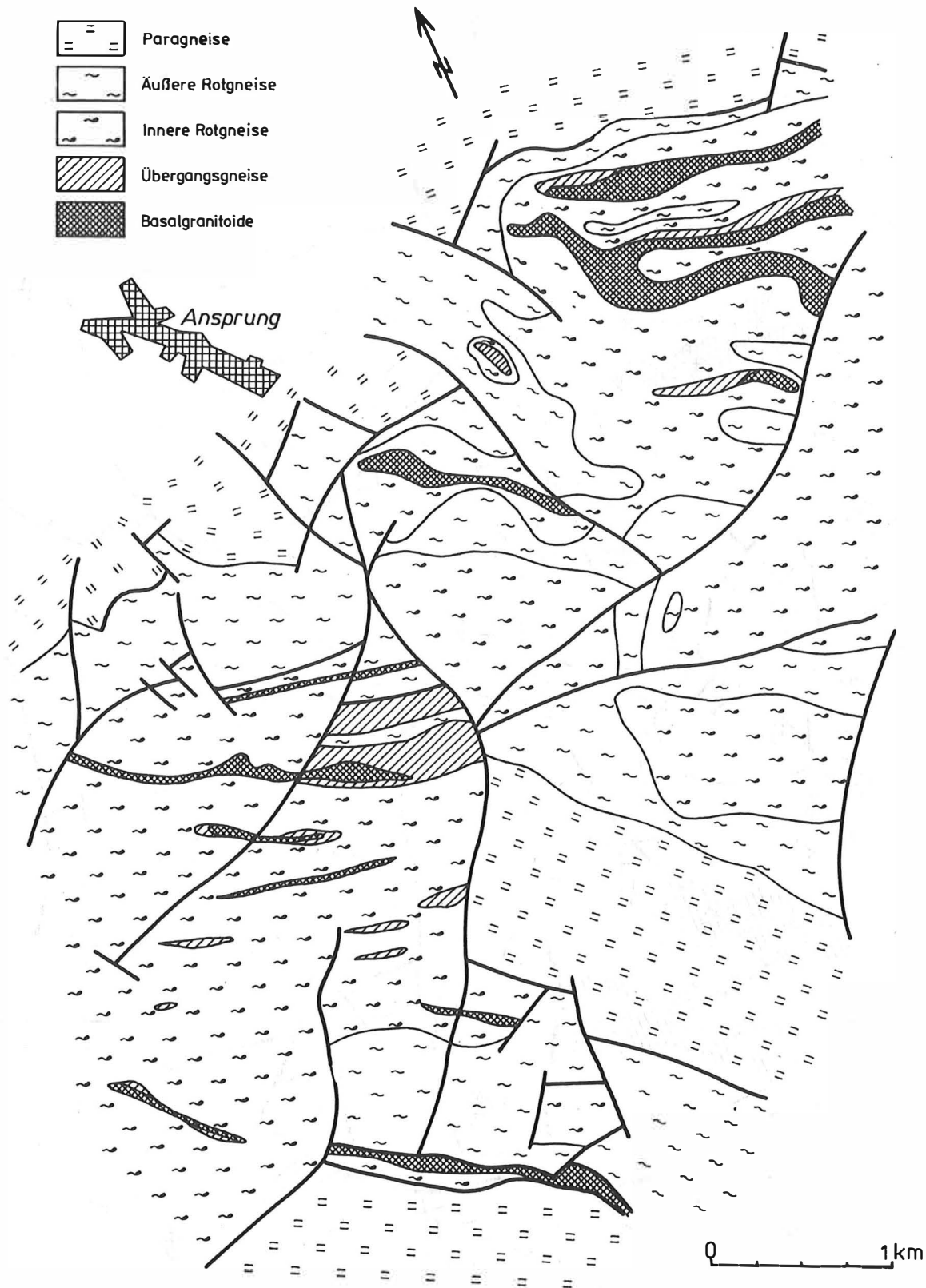
Die Abtrennung von Orthogneisen (Rotgneisen) und Paragneisen wird durch verschiedenen alte Deformations- und Metamorphoseprozesse stellenweise sehr kompliziert. So treten im Verband mit den Rotgneisen der Reitzenhainer Struktur stark Kali-metasomatisch überprägte Paragneise auf, deren Erscheinungsbild sehr den Orthogneisen entspricht, in erster Linie jedoch aufgrund ihrer hohen Kalifeldspatgehalte und den vor allem an diese gebundenen Texturvariationen. So zeichnen sich die verschiedenen Kalifeldspatgenerationen in diesen Gesteinen durch unterschiedliche Idiomorphiegrade aus, wodurch der Grad der Idiomorphie gleichzeitig als relatives Alterskriterium metasomatischer Überprägungen genutzt werden kann.

Für die Gliederung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur ergab sich somit ein strukturelles Gliederungsschema (vom Liegenden zum Hangenden), das jedoch keinem genetischen Gliederungsprinzip entspricht:

- Basalgranitoide (eventuell auch diskordant!)
- Innerer Rotgneis (Kerngneis)
- Äußerer Rotgneis (Randgneis)
- Gang- und Lagerrotgneise.

Hinsichtlich der genetischen Gliederung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur sind zwei grundsätzlich unterschiedliche Entwicklungsreihen zu unterscheiden:

- intrusionsbezogene Entwicklung der Edukte von Innerem Rotgneis - Äußerem Rotgneis - Gang- und Lagerrotgneis
- deformationsbezogene Entwicklung von vornehmlich Innerem Rotgneis über Übergangsgneise zu Basalgranitoiden im Zusammenhang mit der regionalen Faltung der 1. Kristallisationsschieferung der Rotgneise.



P 162 / 82

Abb. 2: Geologische Kartenskizze durch die N-Flanke der Reitzenhainer Rotgneisstruktur

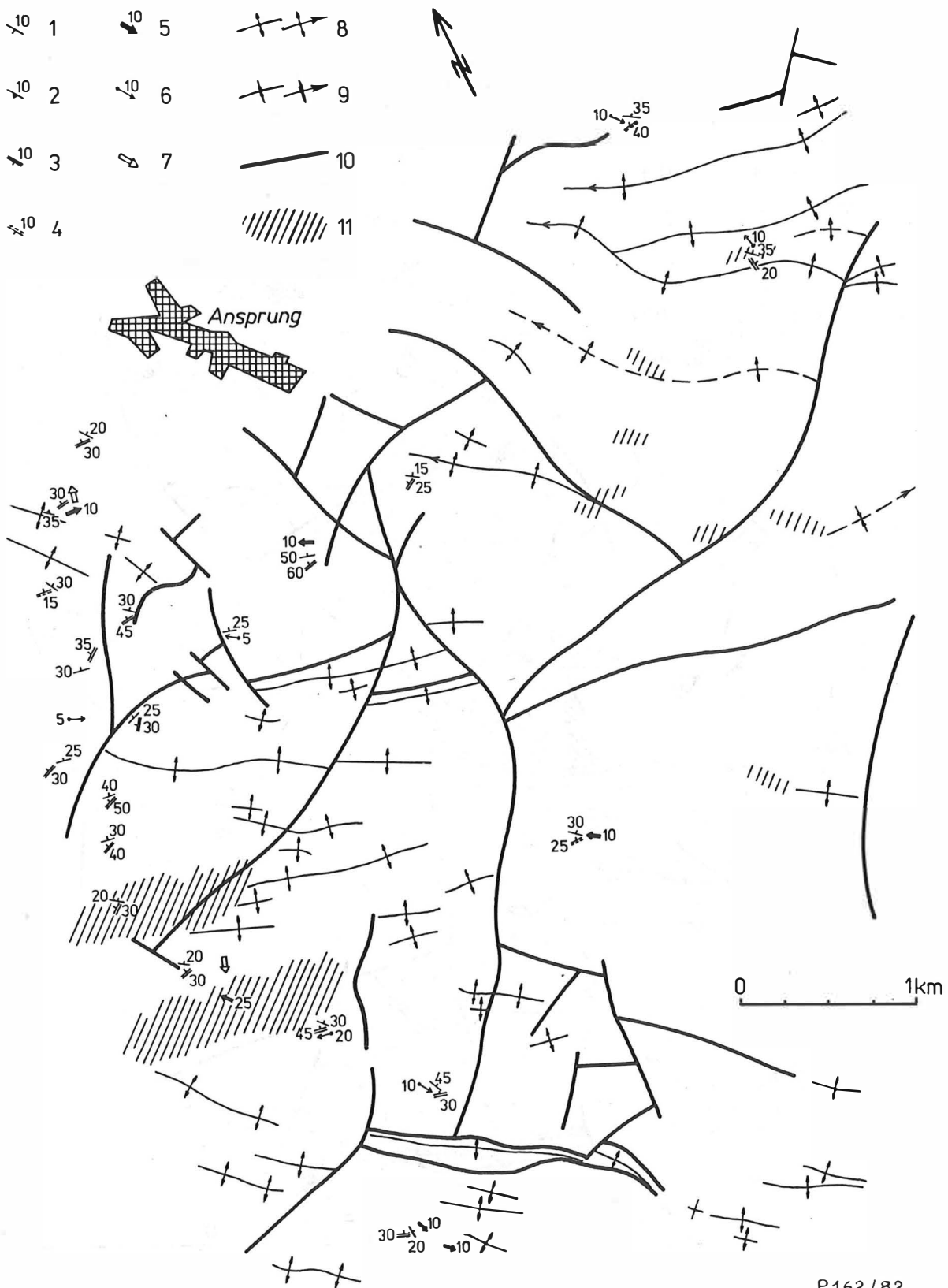


Abb. 3: Tektonische Kartenskizze durch die N-Flanke der Reitzenhainer Rotgneisstruktur  
 1: 1. Kristallisationsschieferung ( $sk_1$ ), 2: Schichtung (ss), 3: 2. Kristallisations-  
 schieferung ( $sk_2$ ), 4: 2. Schieferung ( $s_2$ ), 5: Faltenachse der  $sk_1$ -Faltung, 6: Strie-  
 mung, 7: Vergenz der  $sk_1$ -Faltung, 8: Antiform, 9: Synform, 10: Störung, 11: Gebiete,  
 in denen  $sk_2$  Hauptteilbarkeit der Gesteine ist.

Stoffliche Untersuchungen vor allem ergaben Hinweise darauf, daß Innere und Äußere Rotgneise als selbständige Intrusionsphasen aufzufassen sind. Das Edukt der Inneren Rotgneise sollte demnach mit alkalikalkgranitischem Modalbestand eine relativ jüngere Intrusion im Kern des Äußeren Rotgneises mit granodioritischem Modalbestand darstellen. Unterstrichen wird dieser Sachverhalt durch die Verteilungsentwicklungen einiger Spurenelementgehalte. Andererseits sind gegenwärtig noch keine feldgeologischen Anzeichen für gegenseitige Kontakte der unterschiedlichen Intrusivphasen der Reitzenhainer Struktur bekannt.

#### 4. Metamorphose und Metasomatose

Die Metamorphose der Orthogneise ist sicher mehraktig erfolgt. Die stoffliche Zusammensetzung der granitischen Edukte gestattet kein breites Spektrum mineralogischer Zusammensetzung, so daß von fazieskritischen Mineralien nur begrenzte Vorkommen möglich sind. Alle Rotgneise der Reitzenhainer Struktur sind oberhalb der Biotitisograden einzuordnen. In verschiedenen Varianten der Gang- und Lagerrotgneise, aber auch in den zum Rahmen der Orthogneise zu zählenden Glimmerschiefern tritt (vermutlich almandinreicher) Granat verbreitet auf.

Anhand der Biotit- und Plagioklasausbildung (beide Minerale - wie auch Kalifeldspat - treten in mindestens zwei oder drei Generationen auf) sind zeitverschiedene Metamorphosestappen zu unterscheiden. So ist völlig bis teilweise chloritisierte Biotit von frischen, scheinigen bis faltigen Biotiten zu unterscheiden, woraus auf eine oberhalb der Biotitisograden anzusetzende Metamorphose nach einer epizonalen Überprägung einer älteren mindestens biotit-faziellen Regionalmetamorphose, die mit der Anlage Gneistextur (ältere Kristallisationsschieferung) in Zusammenhang stehen dürfte, geschlossen werden muß. Summarisch sind die Rotgneise nicht genauer als der Almandin-Amphibolit-Fazies zugehörig einzuordnen.

Wichtig für die strukturelle Entwicklung sind die mineralfaziellen Besonderheiten des Übergangs von den Inneren Rotgneisen (Kerngneise) zu den Basalgranitoiden über eine kataklasitische Übergangsform. Letztere allein ist neben deutlichen mylonitischen bis blastomylonitischen, teilweise rekristallisierten Gefügemerkmalen durch das Auftreten von Disthen gekennzeichnet. Damit sind die Basalgranitoide durch Deformation auf geringmächtigen Bahnen entstandene Anatexite und stellen nicht, wie früher angenommen, unvergneiste Relikte des einstigen Rotgneiseduktes dar.

In den Generationen des Kalifeldspatbestandes der Rotgneise äußern sich in erster Linie metasomatische Prozesse, die wohl mit den die prävariszischen Magmatite unterlagernden und vielerorts auch durchschlagenden variszisch-postkinematischen Graniten verbunden sind. Auch die weite Verbreitung von Turmalin in Rotgneisen und deren Rahmen ist auf diese zu beziehen.

Die unterscheidbaren Kalifeldspatgruppierungen sind:

- Kalifeldspat I : präkinematischer, typusdeformierter Altbestand
- Kalifeldspat II : Kalifeldspatverdrängungen nach Plagioklas I, synkinematisch
- Kalifeldspat III : Poikiloblastischer, syn- bis postkinematischer Kalifeldspat.

Die kontaktmetamorphen Veränderungen im Zusammenhang sowohl mit der Intrusion der Rotgneisedukte in deren Rahmen als auch mit der Intrusion der postkinematischen, variszischen Granite sind aufgrund der zwischen beiden Ereignissen erfolgten mesotypen Regionalmetamorphose nur schwer zu erfassen. Mineralfazielle Belege des älteren Intrusionsereignisses sind nicht mehr zu erwarten, so daß lediglich strukturelle Verbandsverhältnisse und Texturbesonderheiten als Kriterien zur Verfügung stehen. Im westlichen Kontaktbereich der Reitzenhainer Rotgneisstruktur treten verbreitet feinkristalline Metagrauwacken mit Hornfelscharakter auf, die lagenweise reichlich deformierte Knoten und Flecken führen, welche bei augenartig ausgezogenen Formen Größen von wenigen Millimetern bis zu einem Zentimeter erreichen. Die Gesteine erinnern stark an Knoten- oder Fleckschiefer und wurden in der Literatur häufig als die regionalmetamorph überprägten Kontaktgesteine der Rotgneismagmatite angesehen. Ihre Entstehung ist nicht geklärt. WALTHER (1972) vermutete neben Granat, Hellglimmer, Quarz und Feldspat in feinen Korngrößen auch Sillimanit als Bestandteile der unter dem Mikroskop meist opaken, sehr feinkörnigen Knoten. Andererseits sind diese Knotengrauwacken offenbar nicht nur auf den unmittelbaren Kontakt der Rotgneise beschränkt, sondern treten auch innerhalb der Paragneisverbreitungsgebiete auf, wo ein Bezug auf unterlagernde Rotgneiskörper zwar möglich, doch nicht in jedem Fall erwiesen ist.

Häufiger als die knotenführenden Metagrauwacken begrenzen die Orthogneise Injektionsverbände von Gang- und Lagerrotgneisen in feinflaserigen Zweiglimmerparagneisen. Die Injektionen liegen immer parallel der ältesten Kristallisationsschieferung der Paragneise und bilden mit diesen einen cm-plattigen, lagigen Verband oder lösen den Paragneiskörper intergranular zu einem Hybridgestein auf.

## 5. Deformation

Orthogneise ebenso wie Paragneise des erzgebirgischen Kristallins liegen als almandin-amphibolitfaziell metamorph deformierte Gesteine vor. Die Metamorphose erfolgte sicher nach der Intrusion der Rotgneismagmen und betraf Intrusionskörper und sedimentäre Rahmengesteine gleichermaßen. Deformationsbezogenes Ergebnis dieser Metamorphose ist neben entsprechenden Mineralparagenesen die Anlage der Kristallisationsschieferung ( $sk_1$ ), deren primäre Anlage wohl parallel der Druck- und Temperaturgradienten anzunehmen ist.

### 5.1. Kristallisationsschieferungen und Schieferungen

Die älteste Kristallisationsschieferung ( $sk_1$ ) ist in den Orthogneisen ein etwa parallelfächiges, synkinematisches Element, dessen Ebenheitsgrad in erster Linie von der Korngrößenverteilung des Eduktes bestimmt wird. Lediglich bei extremen Deformationen (Kataklastite), die überwiegend lokale, strukturelle Bedeutung haben, wird diese Abhängigkeit aufgehoben. Die älteste Kristallisationsschieferung ist in den Orthogneisen Gegenstand der jüngeren Deformationen (in den Paragneisen auch Schichtung).

Im Zuge der Faltung der 1. Kristallisationsschieferung entsteht in den Orthogneisen eine 2. Schieferung, die nur in den Umbiegunsbereichen der  $sk_1$ -Falten eine Kristalli-

sationsschieferung ist (Glimmerkristallisation) und dann auch bei enger Kleinfaltung von  $sk_1$  Hauptteilbarkeit der Gesteine wird. Dieses Merkmal stellt im Gelände bei Kartierungsarbeiten (Lesesteine) ein wertvolles Hilfsmittel für die strukturelle Analyse dar.

Die direkt auf die Faltung von  $sk_1$  bezogene Schieferung ist eine der Achsenebene etwa parallele Fläche. Daneben beobachtet man Schieferungsflächen mit ausschließlich rupturrellen Charakter, die überwiegend den Charakter zweischariger Scherflächen haben, wobei immer eine Schar betont oder nur allein ausgebildet ist. Diese Schieferungen bilden stets nur einen spitzen Winkel zu  $sk_1$  und treten nie rechtwinklig zu  $sk_1$  (wie dies für  $sk_2$  der Fall ist) auf. Im Gegensatz zu  $s_2$ -Achsenebenenschieferung könnten diese Flächen auch zeitgleich mit  $sk_1$  und/oder  $sk_2$  entstanden sein. Schieferungsartige Klüfte sind parallel zu Störungen verbreitet.

## 5.2. Faltung

Die Rotgneisstruktur von Reitzenhain-Olbernhau westlich der Flöha-Synklinale stellt strukturell ein Antiklinorium mit einer NW-SE bis WNW-ESE - gerichteten Achse dar. Die durchschnittliche Wellenlänge regional durchhaltender Faltung liegt bei etwa 1 km. Gefaltet wird dabei die 1. Kristallisationsschieferung. Die Kartierung ergibt einen stark überkippten SW-vergenten Faltenbau, dessen Achsenebenen meist nur mit etwa  $20 - 30^\circ$  nach NE einfallen. Die Umbiegungsbereiche des Faltenbaus werden durch die Basalgranitoide nachgezeichnet, in deren streichender Verlängerung - im Fall ihres Abtauchens aufgrund der Querwellung des Faltenbaus in NE-SW-Richtung - die Achsen durch das tektonische Merkmal der Dominanz der 2. Kristallisationsschieferung weiter verfolgbar sind. Diese Beobachtung belegt den ursächlichen Zusammenhang des Auftretens richtungslos-körniger, anatektischer Gesteine (Basalgranitoide) mit dem postkristallinen Faltenbau der 1. Kristallisationsschieferung. Damit sind die Basalgranitoide nicht als unvergneiste reliktsche Edukte der Rotgneise anzusehen, sondern als eine strukturell gebundene, jüngere Bildung im Zuge der Faltung eines Gneiskomplexes in einem im Vergleich zur Anlage der Kristallisationsschieferung ( $sk_1$ ) höheren Krustenniveau.

Die Quersfaltung des NW-SE - gestreckten Antiklinoriums kommt in den westlichen Kontaktbereichen des Orthogneiskörpers von Reitzenhain-Olbernhau mit den Paragesteinsfolgen der Preßnitzer Serie (Oberes Riphäikum) deutlicher zum Ausdruck als in den zentralen Teilen der Struktur. Hier greifen verschieden alte bzw. strukturell unterschiedliche Gesteinseinheiten im Streichen des Faltenbaus infolge der Undulationen der Faltenachsen in NW-SE - Richtung fingerartig ineinander.

Diese Feststellung ist insofern von Bedeutung, als durch verschiedene Autoren immer wieder Kuppelstrukturen beschrieben wurden (Granitkuppeln als Aufbeulungen durch postkinematische, variszische Granitintrusionen (WATZNAUER, 1954)); Intrusion der Rotgneismagmen auf konzentrischen Ringbrüchen um einen zentralen Granitstock mit anschließender konzentrischer Anfaltung des Rahmens bei verstärkter NE-SW - Einengung (BEHR, 1968) für die Saydaer Rotgneisstruktur, östlich der Flöha-Synklinale). Zumindest die Rotgneisstruktur von Reitzenhain-Olbernhau scheint nach ihren strukturellen Merkmalen ein Granitdiapir zu sein, der nach seiner Intrusion gemeinsam mit seinem Rahmen einer Regional-

metamorphose mittlerer Intensität unterlag und anschließend syn- bis postkristallin in NW-SE - streichende Falten bei NE-SW - Querwellung gelegt wurde. Die Kuppelform bezieht sich somit nur auf die Intrusionsgestalt der ineinandergreifenden Intrusionsphasen, nicht aber auf die Deformationsform der Regionalmetamorphose oder der Auffaltung des parakristallinen Flächengefüges.

Der stark überkippte, postkristalline Faltenbau des parakristallinen Flächengefüges in Verbindung mit dem Auftreten der Basalgranitoide in deformativ exponierten Positionen scheint auf eine wesentliche Rolle horizontaler oder flacher Deformationsbahnen hinzuweisen, deren regionale Bedeutung gegenwärtig jedoch noch nicht restlos geklärt ist.

### 5.3. Die deformationsbetonte Entwicklung der Basalgranitoide aus den Inneren Rotgneisen

Die Entwicklung der Basalgranitoide aus den Inneren Rotgneisen (Kerngneisen) ist ein Deformationsvorgang. Diese Feststellung wird belegt durch ein Übergangsgneis zwischen Innerem Rotgneis und Basalgranitoiden, der strukturell durch ein unterschiedlich stark rekristallisiertes, kataklastisch-mylonitisches Gefüge gekennzeichnet ist. Die mylonitische Deformation äußert sich vor allem in einem Feldspatabbau zugunsten von Hellglimmern, wodurch offenbar das Aluminium für den allein in den Übergangsgneisen auftretenden Disthen freigesetzt wird. Die Quarzanteile des Gefüges ordnen sich in amöboid verzahnten monomineralischen Quarzlagen. Mit dem Übergang zum quasi richtigungslos-körnigen Basalgranitoid verschwindet Disthen wieder bei gleichzeitigem Anstieg der Gehalte von Plagioklas, Biotit und Kalifeldspat und sinkenden Mengenprozenten für Quarz und Muskovit, ohne daß jedoch Sillimanit auftritt, so daß angenommen werden kann, daß Aluminium wieder in Feldspatneubildungen aufgeht.

Ähnliche Tendenzen zeigen die Entwicklungstrends der Spurenelementgehalte (Abb. 4):

- Übergang Innerer Rotgneis zu Übergangsgneisen kennzeichnet:  
steigende Gehalte: Mn, V, Co, Zr, Zn (alle geringfügig), Ni, Li, B;  
gleichbleibende Gehalte: Be, Cu, Cr, Zr, Ti, Sr;  
fallende Gehalte: Rb, Sn, Ba
- Entwicklung Übergangsgneise zu Basalgranitoiden:  
steigende Gehalte: Mn, V, Cu, Co, Cr, Ni, Zr, Ba, Sr, Li;  
gleichbleibende Gehalte: Pb, Be, Zn;  
fallende Gehalte: Rb, B

Das stoffliche Entwicklungsbild der Basalgranitoidenentstehung aus Teilen der Inneren Rotgneise stützt somit die aufgrund geologischer Beobachtungen gewonnene Vorstellung einer anatektischen Mobilisation über die Zwischenstufe eines deformationsbetonten Übergangsgneises. Mit dem Übergang zu anatektischen Mobilisaten (Basalgranitoid), ausgelöst durch zunehmenden, gerichteten Druck, ist eine relative Basifizierung des Ausgangsmaterials durch Abpressen saurer Stoffanteile verbunden.



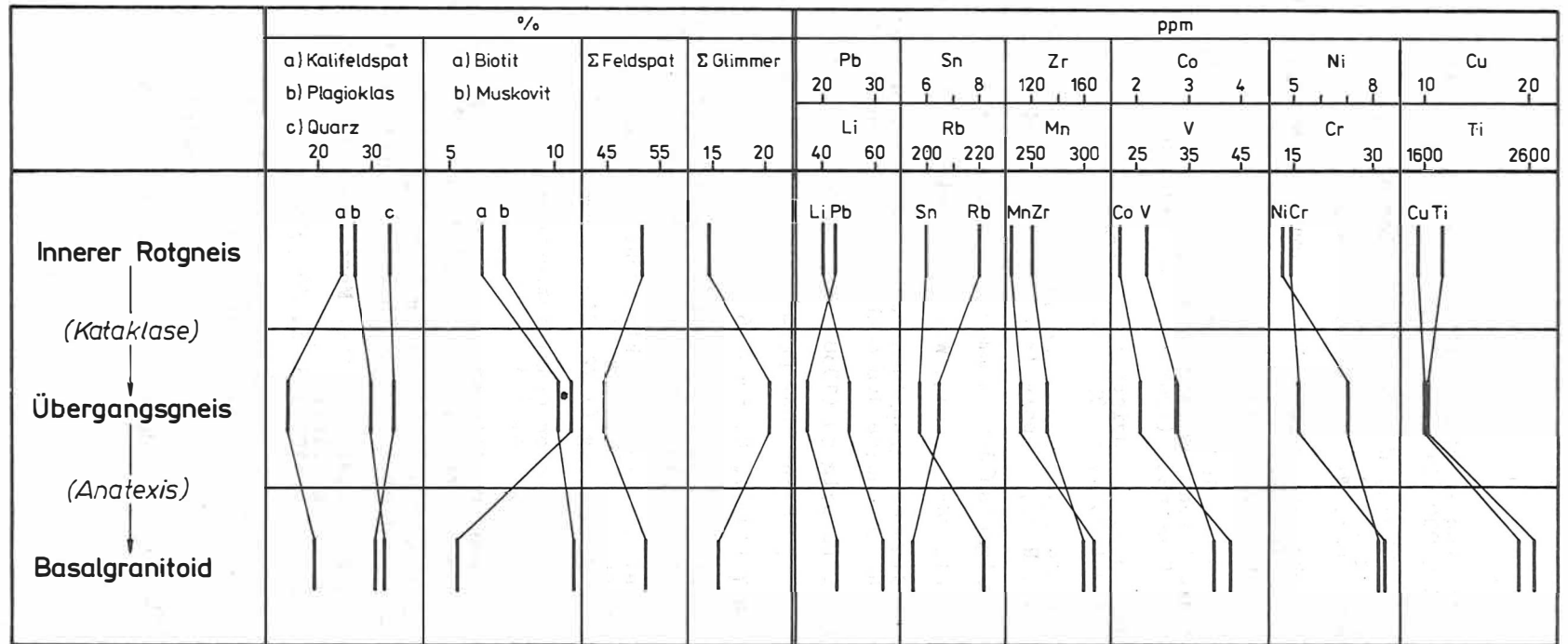


Abb. 4: Modalbestand- und Spurenelementveränderungen im Zusammenhang mit der Bildung der Basalgranitoide aus den Inneren Rotgneisen.  
(Mittelwerte)

Literatur

- Autorenkollektiv: Geologische Übersichtskarte der Bezirke Dresden, Karl-Marx-Stadt und Leipzig 1 : 400 000, Freiberg 1972
- BEHR, H.J.; JORDAN, H.; WEBER, W.: Ein paläontologischer Beleg für das Alter der Vergneisung im Erzgebirge.  
Monatsber. dtsh. Akad. Wiss., Berlin 7 (1965) c, S.
- BEHR, H.J.: Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmige Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge.  
Freib. Forsch. H. C Leipzig (1968) 241, S. 27-43
- BEHR, H.J.: Das Ergebnis von Aufschlußarbeiten am Kontakt zwischen Rotgneisgranit und dem Phyllitareal von Hermsdorf-Rehefeld.  
Freib. Forsch. H. C Leipzig (1968) 241, S. 117-119
- PIETZSCH, K.: Die Gneise des sächsischen Erzgebirges.  
Geologie, Berlin 3 (1954), S. 391-412
- SCHEUMANN, K.H.: Über die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgs-gneises.  
Min. Petro. Mitt., N.F., Leipzig 42 (1932), S. 413-454
- SCHEUMANN, K.H.: Die Rotgneise der Glimmerschieferdecke des sächsischen Granulitgebirges.  
Ber. math. phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig 87 (1935), S. 251-286
- SCHEUMANN, K.H.: Über die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppe der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume.  
Min. Petr. Mitt., Leipzig 50 (1938), S. 391-440
- SCHMIDT, K.: Zum Altersverhältnis der Rot- und Graugneisgruppe des erzgebirgischen Gneiskernes.  
Geologie, Berlin 7 (1958), S. 586-596
- SCHMIDT, K.: Zur tektonischen Analyse des sächsischen Erzgebirges.  
Abh. DAW Berlin, Kl. Chemie, Geologie etc. Berlin (1958) 2, 104 S.
- WALTHER, K.: Die mineralfazielle und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise.  
Freib. Forsch. H. C, Leipzig (1972) 269, 101 S.
- WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen.  
Geologie, Berlin 3 (1954), S. 688-706
- WATZNAUER, A.: Bemerkungen zum Altersverhältnis der erzgebirgischen Hauptgneise.  
Monatsber. dtsh. Akad. Wiss., Berlin (1959) 1, 4, S. 246-252
- WATZNAUER, A.: Der Einfluß der Anschnitttiefe auf die zeitliche Einstufung orogener Vorgänge. In: Etages Techniques, Colloque de Neuchatel (1966), S. 53-58
- WIENHOLZ, R.; HOFMANN, J.; MATHE, G.: Über Metamorphose, Tiefenbau und regionale Position des Erzgebirgskristallins.  
Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 3, S. 385-395
- WIEDEMANN, F.: Zur Kenntnis der erzgebirgischen Rotgneise.  
Bergakademie, Leipzig 15 (1963), S. 189-193
- WIEDEMANN, F.: Zur Petrographie und Petrogenese der Gneise und Glimmerschiefer des Sächsischen Erzgebirges.  
Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., Dresden 14 (1969), S. 111-251

Schieferung als verbreitete tektonische Deformation in den Dinariden und anderen  
Tektogengebieten der SFR Jugoslawien

---

von

P. BANKWITZ<sup>1)</sup> und R. GOSPODARIĆ<sup>2)</sup>



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

In verschiedenen Gebieten der jugoslawischen Dinariden und Südalpen, in Karavanke- und Pohorjegebirge wurde die Verbreitung einer Schieferungsdeformation beobachtet.

Für die paläozoischen Serien bedeutet das eine Erweiterung bisheriger Kenntnisse, für die mesozoisch-känozoischen Serien, besonders der Dinariden und Südalpen (vor allem in tonig-mergeligen Sedimenten), erfolgt dieser Nachweis der flächigen Verbreitung einer alpidischen Schieferung erstmalig.

Neben Klüftung, Faltung und Überschiebung ist demnach die Schieferung ein regionales Kennzeichen bestimmter alpidisch deformierter und älterer Einheiten Jugoslawiens; sie ist der Ausdruck einer wesentlichen inneren tektonischen Gesteinsdeformation.

Es wird von den Autoren angenommen, daß auch in analogen Zonen von Helleniden und Tauriden das Auftreten einer Schiefergebirgstektonik nicht auszuschließen ist.

**S u m m a r y**

In different regions of the Yugoslavian Dinarides and Southern Alps, of Karavanke and Pohorje Mountains the occurrence of cleavage (up to schistosity) was recognized.

For Palaeozoic series this means an improvement of the hitherto existing knowledge, whereas for the Mesozoic-Cenozoic series especially of the Dinarides and Southern Alps the proof for an alpidic cleavage in regional sense is new.

Cleavage as a specific type of significant inner rock deformation is a regional feature of some geological units in Jugoslavia, not only in older ones.

- 
- 1) Akademie der Wissenschaften der DDR, Zentralinstitut für Physik der Erde, Institutsteil Berlin
  - 2) Slowenische Akademie der Wissenschaften und Künste, SFR Jugoslawien, Karstforschungsinstitut, Postojna

We suppose that "slate mountain tectonics" should occur also within zones of the Hellenides, Taurides, and other areas of the Alpidic tectogene.

## 1. Einführung

Die geologischen Einheiten des Territoriums der SFR Jugoslawien umfassen die Dinariden (vom Autochthon längs der Adriaküste über die Ophiolithzone bis zur Vardarzone), das Serbomazedonische Massiv, einen Teil des Südpannonischen Massivs, einen Teil der Südalpen s.s., die Karavanke; im Nordosten streicht Austroalpin zutage aus. Zahlreiche Gliederungsschemata für die verschiedenen tektonischen Einheiten liegen vor. Sie sind untereinander weitgehend vergleichbar, so daß die hier benutzte Gliederung sich mühelos in andere Rayonierungsschemata einfügt (PETKOVIČ 1958; SIKOŠEK & MEDWENITSCH 1965; AUBOUIN u.a. 1970; AUBOUIN 1973; GRUBIĆ 1975; MAHEL u.a. 1973; MILJUSH 1978; ANDELKOVIĆ 1978; BELOSTOCKIJ 1978).

Während der letzten Jahrzehnte einer intensiven Erforschung des geologischen Untergrundes von Jugoslawien lag der Akzent wesentlich auf stratigraphisch-faziellen Aspekten sowie auf solchen der regionalen tektonischen Gliederung bzw. des Decken- oder Überschiebungsbaues. Methodische mesoskopische tektonische Untersuchungen waren bisher seltener, sieht man von Einzeluntersuchungen an Bruchzonen ab. Tektonische Spezialuntersuchungen werden sicher in den nächsten Jahren an Zahl und Bedeutung zunehmen, allein schon deshalb, weil Jugoslawien über hervorragende Aufschlußverhältnisse (verglichen mit manchen Ländern mit stärkerer "Tektonik-Tradition") verfügt, die für die Lösung zahlreicher methodischer Fragen eine wichtige Voraussetzung sind.

Die folgenden Ausführungen konzentrieren sich auf ein tektonisches Phänomen - die Schieferung. Sie wurde an zahlreichen Stellen der Dinariden beobachtet, welche bisher als ungeschiefert und damit als nicht intern deformiert angesehen wurden. Die vorliegende Darstellung soll zu weiteren gezielten Untersuchungen auf dem Gebiet der Strukturgeologie anregen. Sie ist in Auswertung gemeinsamer Exkursionen entstanden, die von den Verfassern in einigen Teilen Jugoslawiens in den Jahren 1979 und 1982 durchgeführt worden sind <sup>3)</sup>. Bei diesen Geländebegehungen wurde deutlich, daß besonders in den silikatischen Zwischenschichten der ja sonst stark dominierenden karbonatischen Gesteine, abgesehen von Klüftung und Bruchstörungen, neben einer paläozoischen Schieferung die alpidische Schieferung eine verbreitete tektonische Erscheinung darstellt.

Eine kurze Durchsicht der Literatur über den Untergrund Jugoslawiens ergab, daß vor allem die alpidische Schieferung bisher kaum Beachtung gefunden hat. In der Literatur findet sich dagegen der häufige Gebrauch von Begriffen der tektonischen Deformation: Faltung, Bruchbildung, Überschiebung. Die innere Gesteinsdeformation (Schie-

---

3) Für freundliche Unterstützung danken wir den Herren Prof. Dr. S. Buser, Dr. J. Čar, Dr. E. Faninger, Dr. P. Habič, Dr. A. Kranjc, Dr. I. Mlakar, Dr. L. Placer, Dr. F. Šušteršič.

ferung) wurde demnach kaum dokumentiert - wenn sie sicher auch wahrgenommen wurde.

Nach ihrer Verbreitung in den verschiedenen aufgesuchten tektonischen Einheiten und nach dem Verhalten der Schieferung in verschiedenen stratigraphischen Niveaus kann man wahrscheinlich eine paläozoische von einer meso-neozoischen Schieferungsperiode trennen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß es weitere Perioden mit Schieferungsdeformation in Jugoslawien gibt. Damit soll gesagt sein, daß Schieferung als regionales Phänomen auftritt, aber durchaus wiederholt im Laufe der geologischen Entwicklung entstanden sein dürfte.

## 2. Zur Verbreitung der Schieferung in den Dinariden und anderen jugoslawischen Tektogenen

Um die generelle Verbreitung der Schieferung in räumlicher und zeitlicher Hinsicht zu verdeutlichen, sollen anhand von Beispielen Lokalitäten genannt werden, an denen Schieferungsflächen beobachtet wurden. Bezüglich der Ansprache des Gesteinsalters der Serien mit Schieferungsanzeichen folgen wir der Geologischen Karte der SRFJ im Maßstab 1 : 500 000, Beograd 1970.

In folgenden Orten wurden von uns Schieferungsflächen beobachtet; die Auflistung (Beispiele) ist chronologisch geordnet:

Silur-Devon	Ivan Sedlo, südwestlich von Sarajevo
Devon	ZgornjeJezerko, Karavanke
Karbon	Bosanski Novi, westlich von Prijedor Vojnić, südöstlich von Karlovac ZgornjeJezerko, Karavanke
Permokarbon	Raum Idrija -- Škofja Loka
Perm	Fužine, bei Idrija
Trias	Jablanica, südlich von Dobož
T <sub>1</sub>	Sarajevo
T <sub>2</sub>	Otoka, im Una-Tal
T <sub>2,3</sub>	Drenov grič, südwestlich von Ljubljana
T <sub>3</sub>	Cajnarje, bei Cerknica Hudajužna, östlich Tolmin
J <sub>2,3</sub>	Vranduk, nördlich Zenica
J <sub>2</sub>	Bosanski Novi, westlich von Prijedor
J <sub>3</sub> , K	Hadžići, westlich von Sarajevo Vranduk, nördlich Zenica
Kreide, K <sub>2</sub>	Obodnik, südöstlich von Banja Luka Maslovare, südöstlich von Banja Luka Klavže, östlich von Tolmin
Tertiär (Eozän)	südlich von Bar Idrija Banići, nordwestlich von Dubrovnik

Die Auflistung zeigt, daß Schieferung in allen Systemen auftreten kann. Als Bildungsalter der Schieferungsflächen kommen in Frage: spätvariszisch (Permokarbon), Paläogen, eventuell auch intramesozoisch.

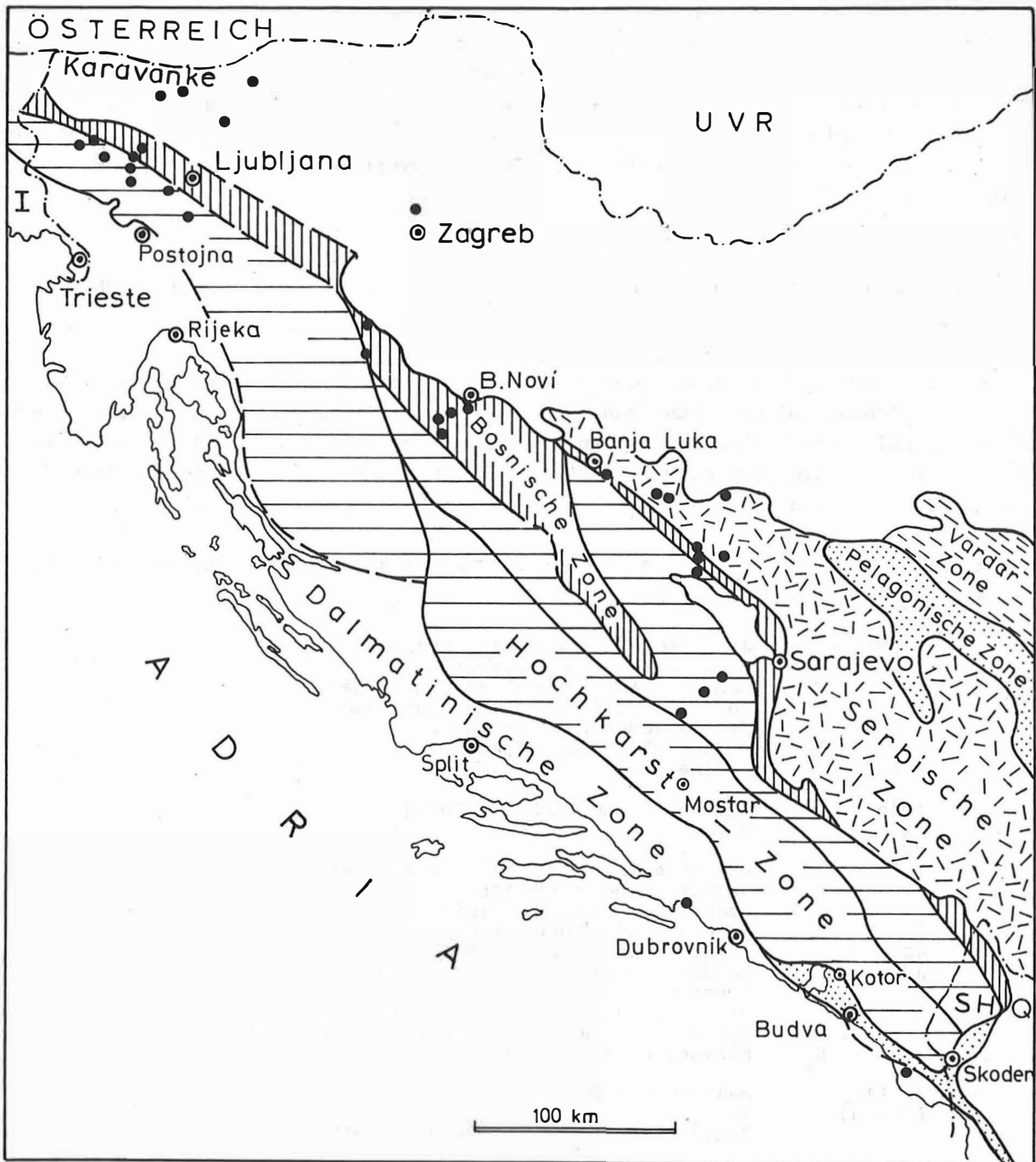


Abb. 1 Beobachtungspunkte von Schieferung an Exkursionsrouten der Verfasser  
Tektonische Gliederung in Anlehnung an AUBOUIN u.a. 1970

### 3. Tektonische Zonen Jugoslawiens mit Schieferung

In Abb. 1 wird die Streuung der Orte deutlich, in denen wir in Aufschlüssen Schieferungsflächen beobachtet haben. Daraus geht hervor, daß Schieferung in folgenden tektonischen Zonen (im wesentlichen nach AUBOUIN u.a. 1970) auftritt (in Klammern sind die Bezeichnungen der analogen Zonen in den Helleniden vermerkt, siehe dazu Punkt 4):

- Dalmatinische Zone (Gavrovo-Zone); Autochthon; Deformationsfläche hier als Schieferungsklüftung ausgebildet
- Hochkarst-Zone (Parnass-Zone), einschließlich Vorkarst-Zone
- Bosnische Zone (Beotische Zone)
- Serbische Zone (Subpelagonische Zone)
- Zone der Savefalten; hier ist die Schieferung regional durchgehend vorhanden; stellenweise ein fast klassisches "Schiefergebirge"
- Idrija-Gebiet
- Karavanke, Pohorje und andere Gebirge im nördlichen Slowenien.

Mit Absicht ist hier keine Geosynklinalgliederung (Externiden - Metamorphiden - Zentraliden) bzw. plattentektonische Gliederung verwendet worden, um mehr auf die konkrete regionalgeologische Verbreitung hinzuweisen. Es kommt zunächst nur darauf an, die minimalste geographische Verbreitung zu dokumentieren, und weniger auf die Möglichkeit, in geotektonische Diskussionen einzugreifen (welche aber zukünftig ohne eine Stellungnahme zum Problem Schieferung nicht auskommen werden).

Abb. 1 scheint anzudeuten, daß die meisten Orte mit Schieferung entlang der Grenze zwischen den Äußeren und Inneren Dinariden (PREMRU 1980) auftreten (Zone zwischen Sarajevo und Ljubljana) - was aber vor allem auf die zufällige Exkursionsroute zurückgehen dürfte und nicht die tatsächliche Verbreitung wiedergibt. Weiter östlich gelegene tektonische Zonen wurden von uns nicht begangen; es steht außer Frage, daß Schieferung dort, z. B. im Serbomazedonischen Massiv vorliegt (Literaturhinweise) und in der Vardar-Zone sehr wahrscheinlich ist. In den Ophiolithen der Ophiolithzone (z. B. südöstlich von Banja Luka) ist Schieferung deutlich. Es scheint die Persistenz im Auftreten und die Intensität in der Ausbildung in Richtung auf die östlichen tektonischen Zonen Jugoslawiens zuzunehmen.

Nicht beobachtet wurde von uns Schieferung in der Budva-(Pindos)Zone. Auf die Abhängigkeit der nachgewiesenen Orte mit Schieferung von der Exkursionsroute kann nicht deutlich genug hingewiesen werden. Man darf annehmen, daß in Wahrheit der Nachweis von Schieferung (mit Ausnahme der Dalmatinischen Zone) flächendeckend möglich sein wird, sofern die betreffenden Einheiten bzw. Aufschlüsse außer Kalksteinen Tone, Mergel, Kalksandsteine, Siltsteine etc. in Mächtigkeiten von ca. 30 cm und darüber enthalten.

Hinweise für das Auftreten von Schieferung, speziell von alpidischem Alter, sind auf Grund von Ausführungen einiger Autoren über verschiedene Gebiete zu mutmaßen:

- Nach DIMITRIEVIC (1972) ist das Oberkarbon in den Inneren Dinariden anchimeta- morph, wobei das Metamorphosealter nicht eingengt wurde (Schieferung wird nicht explizit erwähnt).
- PILGER (1941) charakterisierte die austrische (Mittelkreide-)Hauptfaltung im Ge- biet von Sarajevo u.a. durch das Auftreten einer Phyllitisierung von Schiefern.
- Eine oberkretazische Deformation der östlichen Zonen der Dinariden wird von MILJUSH (1978, S. 333) erwähnt (auch in diesem Fall wird Schieferung nicht expli- zit genannt).
- Über eine alpidische Metamorphose von Triasgesteinen des Gebietes von Kranjska Reber (nördlich Ljubljana) hat HINTERLECHNER-RAVNIK (1978) berichtet. Dieser Ar- beit sind Abbildungen beigegeben, von denen die der Tafeln 1/1 sowie 2/3 eindeu- tigt Schieferungsflächen zeigen. Von uns wurde alpidische Schieferung im östlich anschließenden Raum beobachtet.
- Wenn auch außerhalb des hier behandelten Territoriums, ist der Nachweis einer alpidischen Schieferung in der Umrandung des altpaläozoischen Saualpe-Kristal- lins nördlich von Brückl (Österreich) durch v. GOSEN & THIEDIG (1979) von Bedeu- tung, die dort eine ältere Schieferung der Magdalenensberg-Serie überlagert.

Bezogen auf die Darstellung Jugoslawiens in der Tektonischen Karte des Karpathen- Balkan-Systems (MAHEL u.a. 1973; Blätter Zagreb, Split, Budapest, Sofia) sind Teile der

- paläo-alpinen (illyrische Faltung; Mittel-/Obereozän),
- paläo-mesoalpinen (hauptsächlich laramische Faltung; Kreide/Tertiär) und wenigstens teilweise der
- mesoalpinen Einheiten (Faltung illyrisch bis spätpyrenäisch)

geschiefert. Das bedeutet, daß die in der Karte in grüner Farbe dargestellten Einhei- ten mit großer Wahrscheinlichkeit geschiefert sind. Die braun dargestellten mesoalpi- nen Einheiten können ebenfalls geschiefert sein, speziell wenn sie als detritisch-mer- gelige Gruppe vorliegen. Bezeichnenderweise enthält auch diese Tektonische Karte kein Symbol für Schieferungsflächen; die dargestellten tektonischen Grenzen haben keine Beziehung zur Verbreitung der Schieferung.

#### 4. Ausbildung der Schieferung

Unsere Beobachtungen ermöglichen zwar nur eine punktförmige Dokumentation, sind aber regional verteilt (Abb. 1), so daß sie sich schon zu einer verallgemeinernden Aussage eignen. Sie sind in allgemein zugänglichen Aufschlüssen gemacht worden. Die Schieferung war jedesmal Aufschluß-typisch, d.h. nicht etwa nur als Tendenz wahrnehm- bar. Die Intensität der beobachteten Schieferung ist allerdings sehr unterschiedlich entwickelt. Sie hängt ab vom

- Grad der Einengung durch Faltung bzw. Kompression: In den gering eingengten Flyschsedimenten des Autochthons der Dalmatinischen Zone tritt die Schieferung nur als Bruchschieferung auf, ohne freisichtig erkennbare Mineralneubildungen



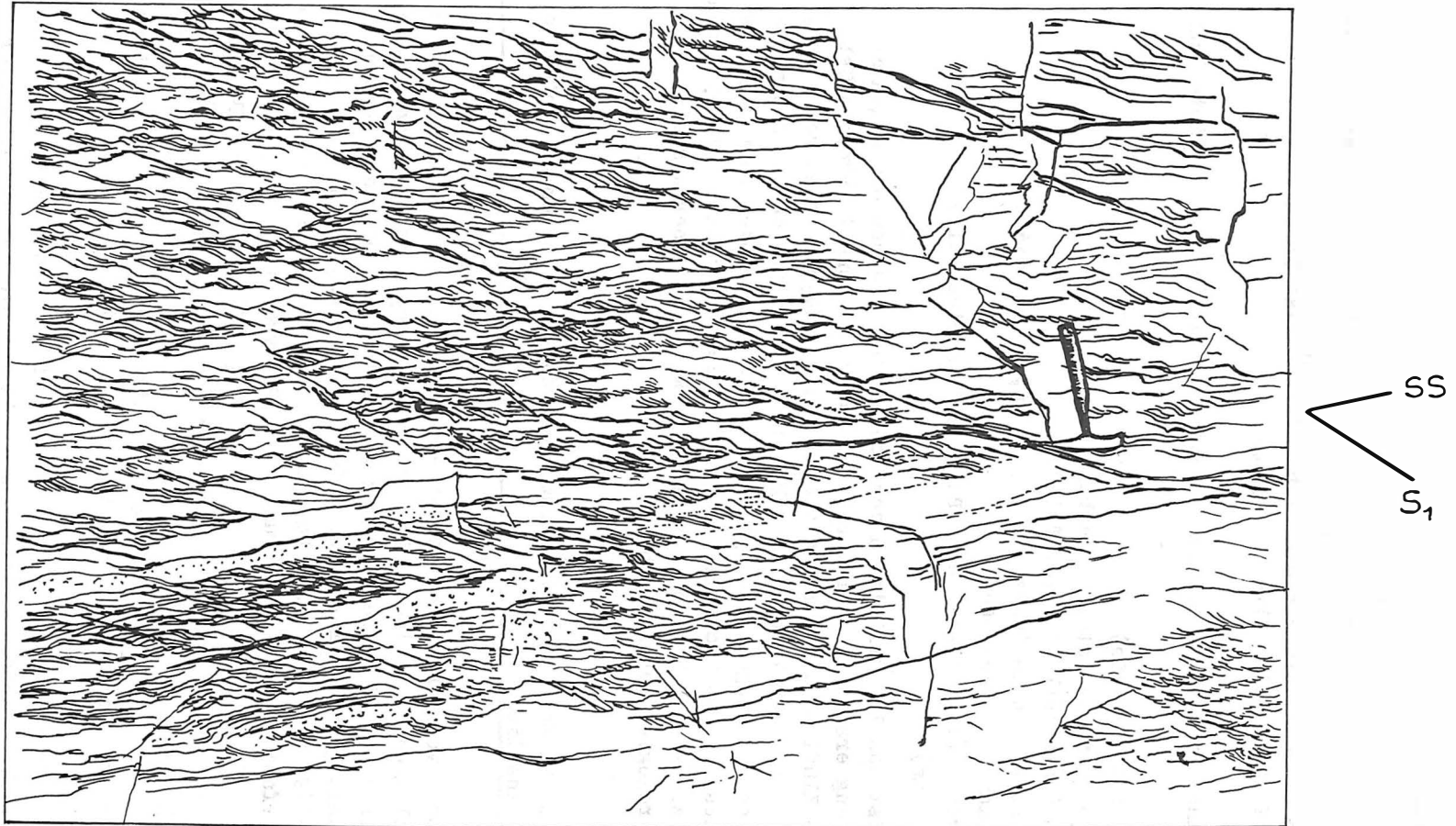


Abb. 2 Schieferung in roten sandigen Schiefen des Mittelperm (Grödener Schichten; Molasseformation).

Lokalität: Hanganschnitt zwischen Fužine und Sovodenj; nördlich von Idrija. Die Schieferung ( $s_1$ ) fällt von links (SW) oben nach rechts (NE) unten und schneidet die Schichtung (ss) spitzwinklig.

auf den s-Flächen. Das gilt auch für einige Schieferungsflächenscharen in dem nordwestlichen Verbreitungsgebiet,

- Anteil feinklastischer bis toniger Sedimente an einem Schichtprofil, das von einer tektonogenetischen Einengung (Deformation) erfaßt worden ist. Das bedeutet aber nicht gleichzeitig, daß Karbonate grundsätzlich nicht geschiefert wären.

In einigen Gebieten waren zwei altersverschiedene Schieferungssysteme vorhanden, von denen eine jüngere Schieferung eine ältere überlagert.

In folgenden Gesteins... trafen wir bei den Begehungen deutlich ausgebildete Schieferungsflächen an:

Flysch (Tertiär, Kreide)  
 sandige Schiefer, Sandsteine (Karbon, Perm)  
 Grauwacken (Unterkarbon, Perm, Trias)  
 Tonschiefer, Tonsteine (Unterkarbon, Trias, Jura-Kreide)  
 Schiefer (Karbon; Trias: Rotschiefer)  
 Kalke (Devon, Trias, Jura; Perm: Pseudoschwagerinenkalk)  
 Tuffite (Trias)

In Karbonatgesteinen ist das Identifizieren von Schieferungsflächen oft wegen der dort meist intensiven Klüftung erschwert. Wir vermuten, daß wenigstens in manchen Gebieten die deutlich geregelte Klüftung der Karbonate eine Schieferungsklüftung sein kann, was sich durch den Vergleich mit dem Inventar der Faltung und mit dem Nachweis einer Schieferung in zwischengelagerten Tongesteinen wahrscheinlich machen oder bestätigen lassen könnte. Der Nutzen eines solchen Nachweises läge zu gleichen Teilen bei der regionalen Tektonik und allen Disziplinen, für die ebenfalls die Kenntnis einer Gesteinsanisotropie bedeutsam ist (Hydrologie, Gebirgsmechanik).

##### 5. Allgemeine und regionale Bedeutung des Nachweises von verbreitetem Auftreten der Schieferung in den Dinariden

Die Art des Auftretens von Schieferung innerhalb der Hochkarst-Zone bedeutet angesichts der dort wesentlichen kretazischen Decken- bzw. Überschiebungstektonik, daß die Bildung eines Teils der alpidischen Schieferung in den Zeitraum nach der Deckentektonik oder zeitgleich damit gehört (?laramisch). Bei Idrija wurde das Alter der Deckentektonik von MLAKAR (1969) als post-Eozän bestimmt. Der eozäne Flysch ist von der Deckentektonik noch mit erfaßt -- die Schieferung im Eozänflysch ist aber nicht mehr verstellt. PLACER & ČAR (1975) wiesen auf die Bedeutung der alttertiären Bewegungen für die Strukturgestaltung des westlichen Slowenien hin. Bei Idrija kann die Schieferung demnach nicht älter als ca. 45 Mill. J. sein und ist eventuell während der pyrenäischen Phase (GOSPODARIĆ 1969), d.h. vor-Oligozän, entstanden. Post-eozänen Alters muß auch die Bruchschieferung in der Dalmatinischen Zone sein.

Bei einer generellen Kennzeichnung der Tektonik der Dinariden sollte man zukünftig das Auftreten von Schieferung in dem Maße erwähnen, in dem sie in flächiger oder zonenartiger Verbreitung nachgewiesen wird. Für eine vergleichende Tektonik von Orogenen ist

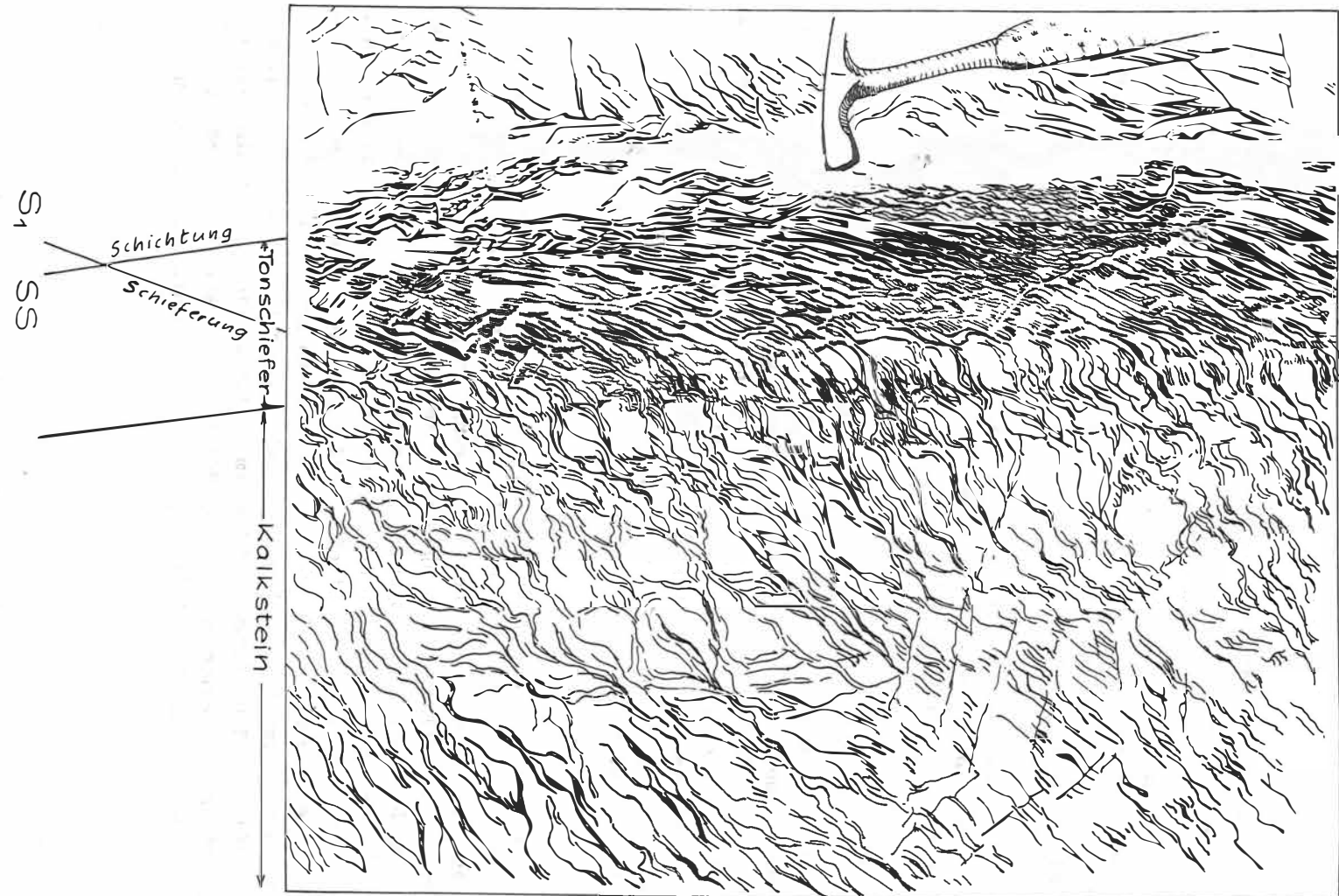


Abb. 3 Schieferung mit starker Schieferungsbrechung in einer Kalkstein-Schiefer-Wechselagerung der Trias (Karn).  
 Lokalität: Steinbruch bei Drenov grič; 6 km nordöstlich von Vrhnika (südwestlich von Ljubljana).  
 Die Schieferung ist zwischen der Schieferlage (oben) und der Kalksteinbank (unten) stark gebrochen.

es nötig, bereits nach diesen durchaus noch lückenhaften Beobachtungen zur Kenntnis zu nehmen, daß in weiten Teilen der Dinariden eine Schiefergebirgstektonik existiert.

Bedeutung haben diese Beobachtungen auch für andere geologische Disziplinen. Bei Deformationsprozessen, die zur Schieferung führen, wird unter anderem die Schichtmächtigkeit geändert sowie eine durchgreifende Anisotropisierung erzeugt, was Konsequenzen für zirkulierende Wasser bzw. Fluida hat. Ferner können durch die Schieferung Sedimentationsstrukturen hinsichtlich ihrer Form und Orientierung deformiert werden; z.B. werden lineare Sedimentationsmarken während des Schieferungsvorganges in Richtung auf die Schieferungsebene rotiert.

Die Intensität der beobachteten Schieferung ist in den jungpaläozoischen bis känozoischen Gesteinen im Prinzip meistens relativ gering, vergleicht man sie z.B. mit der Schieferung in der Saxothuringischen Zone der mitteleuropäischen Varisziden.

Das Auftreten der Schieferung in den begangenen Aufschlüssen (Abb. 1) mit ganz unterschiedlicher Gesteinsfazies und einer Lage in ganz verschiedenen tektonischen regionalen Zonen schließt aus, daß es sich bei den beobachteten Fällen von Schieferung um rein lokale Phänomene, z.B. im Bereich von Überschiebungen oder einzelnen Bruchzonen, handelt. Die in Abb. 2 und 3 dargestellten Beispiele von Schieferung weisen Kennzeichen einer regionaltektonischen Deformation auf, die zu der Herausbildung von Schieferungsflächen geführt hat. Es gibt andererseits auch Gebiete, in denen man etwa von der Überschiebungstektonik bzw. der Lithologie her durchaus mit Schieferung rechnen könnte, diese aber nicht beobachtet wurde (z.B. in Westslowenien, Gebiet von Gol).

Es ist nach diesen Fakten<sup>4)</sup> mit großer Wahrscheinlichkeit vorherzusagen, daß lithologisch-tektonofaziell analoge Zonen in den Helleniden und Tauriden ebenfalls durch das verbreitete Auftreten von alpidischer Schieferung (in geeigneten Serien) gekennzeichnet sind. Eventuell sollte auch im Apennin Schieferung zu erwarten sein. Damit wäre die Verbreitung des Deformationstyps "Schiefergebirgstektonik", charakterisiert durch Falten mit erster Schieferung, in der Karte der Faltungstektonik Europas von PAECH (1976) in einem relativ breiten Streifen auf dem Gebiet Jugoslawiens zu ergänzen. Die Dalmatinische Zone und der Hochkarst s.s. dürften im wesentlichen weiterhin der Zone "einfache alpinotype Faltentektonik" angehören. Geht man von der deutlichen Ausbildung der alpidischen Schieferungsflächen im Gebiet östlich von Tolmin aus, dann ist Schieferung auch im italienischen Teil der Südalpen zu erwarten, zumindest dort, wo die lithologisch-tektonofaziellen Bedingungen denen des westlichen Slowenien entsprechen.

---

4) In ausführlicherer Form wird die hier behandelte Problematik an anderer Stelle dargestellt.

Literatur

- ANDELKOVIĆ, M.: Tektonika rajonizacija Jugoslavija.  
Zbornik radova, 9. kong. geol. Jugosl., Sarajevo 1978
- AUBOUIN, J. u.a.: Essai sur la géologie des Dinarides.  
Bull. Soc. géol. France, Paris 12 (1970) 6, S. 1060-1095
- AUBOUIN, J.: Des tectoniques superposées et de leur signification par rapport aux modèles géophysiques: l'exemple des Dinarides; paléotectonique, tectonique, tarditectonique, néotectonique.  
Bull. Soc. géol. France, Paris 15 (1973) 5-6, S. 426-460
- BELOSTOCKIJ, I. I.: Die Dinariden als einheitlicher Deckenbau.  
Bjull. MOIP, otd. geol., Moskva 53 (1978) 1, S. 22-47 (russ.)
- DIMITRIJEVIĆ, D. M.: Hercynian metamorphism in the central part of the Balkan peninsula.  
Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 123 (1972) 3, S. 329-335
- Geološka karta SFR Jugoslavija, im Maßstab 1 : 500 000 (in 6 Blättern).  
Beograd 1970
- v. GOSEN, W.; THIEDIG, F.: Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener - St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich).  
Verh. Geol. B.-A., Wien (1979) 3, S. 313-335
- GOSPODARIČ, R.: Probleme der Bruchtektonik der NW-Dinariden.  
Geol. Rundsch., Stuttgart 59 (1969) 1, S. 308-322
- GRUBIĆ, A.: Tectonics of Yugoslavia.  
Acta Geologica, prir. istraž., Zagreb 8 (1975) 20, S. 365-385
- HINTERLECHNER-RAVNIK, A.: Greenschists from Kranjska Reber.  
Geologija, Ljubljana 21 (1978) 2, S. 245-254 (slowen., engl. Res.)
- MAHEL, M. (Hrsg.): Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas (1 : 1 000 000).  
Bratislava: Geolog. Inst. D. Štur 1973. Anteil Jugoslawien: B. SIKOŠEK, M. DIMITRIJEVIĆ, A. GRUBIĆ
- MILJUSH, P.: Tectonic framework and evolution of the Dinarides.  
Tectonophysics, Amsterdam 44 (1978) 1-4, S. 321-344
- MLAKAR, I.: Krovna zgradba idrijsko žirovskega ozemlja. (Deckenstruktur des Idrija-Žiri-Gebietes).  
Geologija, Ljubljana 12 (1969), S. 5-72 (slowen., engl. Res.)
- PAECH, H. J.: Karte Faltungsstockwerk (Grundgebirge), Deformationstypen; im Maßstab 1 : 6 Mill.; Europa.  
Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 47, Potsdam 1976
- PETKOVIĆ, K.: Neue Erkenntnisse über den Bau der Dinariden.  
Jb. Geol. B.-A., Wien 101 (1958), S. 1-24
- PLACER, L.; ČAR, J.: Rekonstruktion der mitteltriassischen Verhältnisse im Idrija-Gebiet.  
Geologija, Ljubljana 18 (1975), S. 197-209 (slowen., dt. Res.)
- PREMRU, U.: Geologic structure of Central Slovenia.  
Geologija, Ljubljana 23 (1980) 2, S. 227-278 (slowen., engl. Res.)
- SIKOŠEK, B.; MEDWENITSCH, W.: Neue Daten zur Fazies und Tektonik der Dinariden.  
Z. deutsch. geol. Ges., Hannover 116 (1965) 2, S. 342-358

Störungsgebundene Fließdeformation, ihre Bedeutung  
für die Tektonik und ihre Reproduktion im Experiment

von

E. J. PATALACHA <sup>1)</sup>



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

Die wichtigsten Untersuchungsergebnisse sind:

1. Klärung der Besonderheiten der Entwicklungsbedingungen einer Faltung im Bruchgebiet als Fließverschiebung (Rupturencharakter der Fließzonen, Viskositätserniedrigung in ihnen u.a.).

2. Experimentelle Reproduktion der Fließverschiebungszonen im Bruchgebiet.

3. Experimentelle Reproduktion der in dynamometamorphisierten Gesteinen feststellbaren Struktur einer intensiven Streckung (Verdichtung des Korngefüges durch Schieferung u.a.), ohne spezielle Querfaltung und ohne starke Deformationen, wie sie zur Erzielung der genannten Erscheinungen in diesem Deformationsfall erforderlich wären. Die Faltenachsebenen (Flexurtyp) sind parallel zur Bruchfläche angeordnet.

4. Experimentelle Feststellung der direkten Abhängigkeit der Breite der Fließzone von der Amplitude der Verschiebung längs des Bruches. Dabei wird für die Strukturgenese der Wirkungskoeffizient der Verschiebungsamplitude in der Fließzone des Bruches direkt von der Kohäsionskraft (Bindungsstärke) der Blöcke längs des Bruchs bestimmt.

Aus einer Analyse der Beobachtungen und der entsprechenden Literaturangaben ergibt sich, daß die Breite der Grenzschicht (mit starrer Phase) mit laminaem Fließen für Wasser die Größenordnung 1 cm aufweist. Bei magmatischen Schmelzen (Viskosität in der Größenordnung von  $10^6$  Poise) werden hierbei Dutzende bis Hunderte von Metern gemessen. Bei Gletschern (Viskosität -  $10^{13}$  bis  $10^{14}$  Poise) liegen die entsprechenden Werte zwischen einigen hundert Metern und mehreren Kilometern. Aufgrund dieser Angaben und der geologischen Beobachtungen kann gefolgert werden, daß die Fließzone eines Bruches umso breiter ist, je niedriger die Viskosität des Mediums ist; eine für das Verständnis des Bruchprozesses äußerst wichtige Aussage.

Die vorstehend untersuchten einheitlichen Faltungszonen im Bruchgebiet (elementare oder kombinierte) sind ziemlich leicht wahrzunehmen und zu entschlüsseln (am häufigsten sind das Flexuren vom Typ der Abb. 3 und 6). Die Verdichtung der "Stammbrüche" führt zu teilweiser oder vollständiger Verschmelzung der Bruchstörungen und häufig zu einer gegenseitigen Überlagerung elementarer, vor allem jedoch hinsichtlich ihrer Ordnung unterschiedlicher Zonen. Dadurch entsteht eine typische Bruchzonenfaltung der laminaem Fließzone, die nicht leicht zu verstehen und zu entschlüsseln ist, (da die Quantität in eine neue Qualität umschlägt). In einer weiteren Publikation werden wir im Experiment noch kompliziertere Fälle zeigen.

<sup>1)</sup> Kasachische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geologische Wissenschaften, Alma-Ata

In der Strukturgeologie und in der Tektonophysik gelten einige Thesen, die überprüft werden müssen.

1. Im allgemeinen wird der Mechanismus der Entstehung der Brüche untersucht und nicht die ebenso interessante Etappe der rückwirkenden Einflüsse des Bruches auf die Deformation des Mediums.

2. Es wird die Ansicht vertreten, daß die mit Brüchen einhergehende Schieferung sich nicht parallel zum Bruch herausbildet, sondern unter einem gewissen Winkel zum Bruch.

3. Man glaubt, daß Brüche fast niemals parallel zu den Achsenflächen der Falten usw. auftreten.

Diese Thesen und die sich daraus ergebenden Folgen sind bereits zu einem Hemmnis für die Entwicklung der Strukturgeologie wie auch der Tektonophysik geworden. Die vorliegende Arbeit gehört zu einem Forschungszyklus des Verfassers, der die Fehlerhaftigkeit der genannten Vorstellungen nachweisen und eine neue Auffassung vom Dislokationsprozeß mit allen sich daraus ergebenden Folgen bestätigen soll.

## Резюме

Важнейшими итогами исследования являются:

1. Выявление специфики условий развития приразломного смятия как сдвигового течения (щелевой характер зон течения, понижение вязкости в них и пр.).

2. Экспериментальное воспроизведение приразломных зон сдвигового течения.

3. Воспроизведение в экспериментах фиксируемых в динамометаморфизованных породах структур полной линеаризации (уплощенность зерен по кливажу и пр.) без специального поперечного сжатия и огромных по величине необходимых для достижения указанных условий в этом случае деформаций, а также параллельное расположение осевых поверхностей складок (типа флексур) плоскости разлома.

4. Установление в экспериментах прямой зависимости ширины зоны течения от амплитуды смещения по разлому. При этом коэффициент полезного использования амплитуды смещения блоков в структурогенезе приразломных зон течения определяется прямо силой сцепления (связи) блоков по разлому.

Анализ наблюдений и литературных данных показывает, что ширина пограничного (с твердой фазой) слоя ламинарного течения для воды порядка 1 см, магматических расплавов вязкость порядка  $10^6$  пуаз) измеряется десятками до сотни метров, ледников (вязкость порядка  $10^{13}$ – $10^{14}$  пуаз) – сотнями до тысячи метров. С учетом этих данных и геологических наблюдений следует заключить, что ширина приразломной зоны течения тем больше, чем ниже вязкость среды, что крайне важно для понимания сущности дислокационного процесса.

Рассмотренные выше единичные моноразломные (элементарные) или комбинированные приразломные зоны смятия достаточно просты для восприятия и расшифровки (чаще всего это флексуры типа рис. 3 и 6). Ступение "подоначальных" разломов влечет за собой частичное либо полное слияние, а нередко и взаимное наложение элементарных – особенно разнопорядковых зон, что порождает типичную шовную складчатость сдвигового ламинарного течения, понимание и расшифровка которой встречает на своем пути немалые трудности (благодаря переходу количества в новое качество). В следующей работе мы покажем на экспериментах более сложные случаи.

В структурной геологии и тектонофизике существует ряд положений, требующих пересмотра:

1. Рассматривается, как правило, механизм этапа возникновения разломов и не рассматривается не менее интересный этап обратного влияния разлома на деформацию слоистой среды.

2. Считается, что сопутствующий разломам кливаж возникает не параллельно, а под некоторым углом к разлому.

3. Принято думать, что разломы почти никогда не параллельны осевым плоскостям складок и т. д.

Указанные положения и вытекающие из них следствия уже превратились в реальный тормоз развития как структурной геологии, так и тектонофизики. Настоящая работа – одна из цикла исследований автора, предназначенных показать ошибочность указанных представлений и утвердить новое понимание дислокационного процесса со всеми вытекающими отсюда последствиями.



Über die Tatsache, daß Bruchbildung zu einer Faltung der Gesteine führen kann, besteht kein Zweifel. Wann und wie aber diese Faltung (in bezug auf die Bruchbildung) erfolgt (Art des Mechanismus), welche Bedeutung sie für den Dislokationsprozeß in Faltenzonen hat, sind Fragen, die ebensowenig tektonophysikalisch als strukturgeologisch gut untersucht worden sind. Gegenwärtig wird allgemein die Auffassung vertreten, daß Faltung infolge Längs- bzw. Querverbiegung von Schichten (und einer entsprechenden Einengung) entsteht. Deformiert werden aber in der Natur weniger die im Grunde genommenen zweidimensionalen Schichten als vielmehr dreidimensionale Blöcke der durch Metamorphose endogen verbundenen Erdkruste. Die vorstehende Auffassung kann deshalb zumindest keine Allgemeingültigkeit beanspruchen. Geht man davon aus, daß die Bruchzonenfaltung die charakteristischste Erscheinung des Bruchvorganges ist, unabhängig von der geodynamischen Ursache und dem geotektonischen Regime (PATALACHA u.a. 1974), kommt man zu dem Schluß, daß keinerlei Kompressionen, welche Ausrichtung sie in der Bruchzone auch haben mögen, weder eine Längs- noch eine Querverbiegung der Schichten auslösen - abgesehen von epizonalen Auswirkungen von Blockbewegungen (einige Modifikationen der Schollenfaltung).

Grundlage der zu entwickelnden neuen Konzeption der Bruchvorgänge (in diesem Artikel wird nur ein Teil dieser Konzeption vorgestellt) bildet letztlich die überall zu beobachtende Tatsache, daß bei einer relativen Verschiebung von Blöcken entlang eines Bruches, diese einer verstärkten thermodynamischen Einwirkung ausgesetzten Blöcke im allgemeinen infolge der gegenseitigen viskosen Reibung (Schleppung) meist keine Verbiegung der Schichten, sondern eine laminare Fließverschiebung in zahllosen submikroskopischen Flächen (mit bloßem Auge meist als Schieferung erkennbar) erfahren. Diese Flächen liegen parallel zur Bruchebene in der Bruchzone (der Faltung), deren Breite umso größer ist, je größer die Verschiebungsamplitude in bezug auf den Bruch und je geringer die Viskosität der Gesteine ist ("Bruch-Block-Fließen", A.W. PEIWE). Die störungsgebundene Faltung ist mit Hilfe der in den unterschiedlichsten Größenordnungen auftretenden Brüchen - bis zu Spalten - erkennbar. Das gilt besonders für die Fälle, bei denen diese Brüche durch eine einheitliche Ausrichtung gekennzeichnet sind, also zur Hauptstruktur gehören.

Als Beispiele führen wir solche bedeutenden Bruchstörungen Kazachstans an wie den Dzalair-Najmanskij-Bruch und den Großen Karatauskij-Bruch, die sich über Hunderte von Kilometern erstrecken. Hier beträgt die Breite der Zonen des intensiven Gesteinsfließens im Störungsbereich im kaledonischen Stockwerk in beiden Blöcken 10 km bzw. 20 km (Abb. 1). Beim kleineren Kurdajskij-Bruch (etwa 20 km lang) im Süden Kazachstans weist die Mylonitzone eine Breite von 300 - 500 m auf. Kleinere Bruchstörungen haben noch schmalere Fließzonen. Die in die Fließzone im Störungsbereich einmündenden Schichten ändern (durch "Knickung") koordiniert ihre Orientierung nach dem Prinzip des "kink banding", so daß sich zunächst laminare Fließfalten ergeben. Deshalb tritt Schieferung stets parallel zu den Achsenebenen der Falten auf. So entsteht die dominierende Struktur-dreierheit - untereinander parallele Falten (Achsenflächen), Brüche und Bruchschieferung, - die Grundlage dafür, was wir unter Bruchzonenfaltung verstehen. Der "Stammbruch" als Widerspiegelung eines Geschwindigkeits- oder Amplitudensprungs hinsichtlich der Blockverschiebung tritt in einer besonderen Funktion, nämlich als aktiver Beginn auf, da infolge der hierbei auftretenden viskosen Reibung der Blöcke ein Fließprozeß erzeugt wird. Der "Stammbruch" ermöglicht letztlich nicht nur den Prozeß selbst, sondern koordiniert ihn auch räumlich und bestimmt (gemeinsam mit der Viskosität der Gesteine)

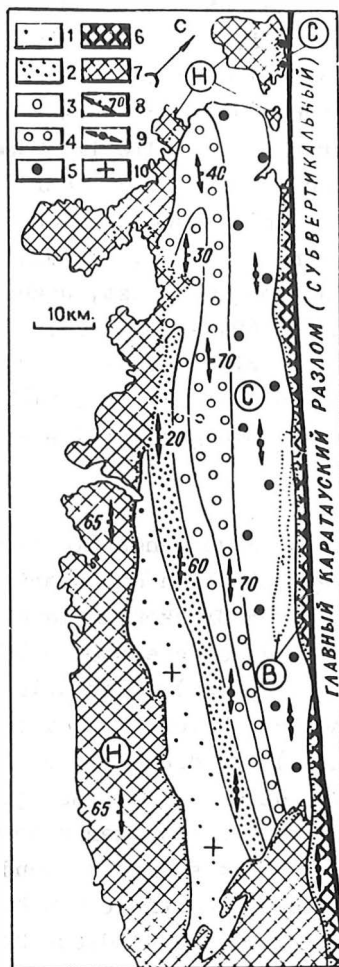


Abb. 1 Strukturzonenbau des nordwestlichen Karatau mit der Karatauhauptstörungszone

Die Strukturstockwerke sind durch Symbole bezeichnet, und zwar baikalisch (B), kaledonisch (S) und variszisch (H). Die Zwischengrenzen sind durch Punkte wiedergegeben. Tektonofazies: 1-I, 2-II, 3-III, 4-IV, 5 - Kombination V - X; 6 - Kombination von I bis X; 7 - Kombination II - IV; 8 - geneigte Faltenachsebene, Faltenachse (B - Lineation) ist horizontal; 9 - vertikale Lagerung der Faltenachsebene bei horizontaler Lage ihrer Achsen, 10 - quasi-horizontale und ungestörte Schichtlagerung; etwas durch Flexuren kompliziert.

die Übertragung der Bewegung von der Bruchzone in die Tiefe der Blöcke, wodurch die Breite der Fließzone bestimmt wird. Eine derartige Bewegungsübertragung quer zur Bruchfläche ist offenbar in rheologischen Medien mit hoher Fluiditätsschwelle nicht denkbar, da es für die Blöcke in energetischer Beziehung günstiger ist, sich längs einer einzelnen Bruchzone zu verschieben als eine ganze Fließzone in Bewegung zu setzen, d.h. ein Ganzes bildende winzig kleine Lageveränderungen, die über zahllose submikroskopische parallele Ebenen feinverteilt sind (Schieferung und sonstige Besonderheiten).

Zahlreiche Beobachtungen im Gelände veranlassen, sich die wichtigsten Besonderheiten der elementaren Faltungszonen in Bruchgebieten wie folgt vorzustellen:

1. Es sind in morphologischer Hinsicht engbegrenzte, außerordentlich weitreichende, geradlinige oder spaltenförmige Körper (die eine Dimension ist gegenüber den beiden anderen nur klein).

2. Die wichtigste Deformationsart, die ein System bildende Fließdeformation, wird durch die Bewegung der Blöcke stimuliert und durch die Bruchebene koordiniert.

3. Nach der gesetzmäßigen Verringerung des Deformationsgrades, und zwar vom Bruch in Richtung zur Peripherie, zu urteilen, hat die Zone der Fließverschiebung geringere Viskosität der Gesteine (gegenüber der Viskosität in benachbarten Blöcken), wobei das Minimum längs der Bruchzone liegt. Diese Abnahme der Viskosität ist mit der Bildung der Zone selbst verknüpft.

4. Das rheologische Verhalten der Gesteine innerhalb der Zone zeigt alle Merkmale eines viskosen Fließens, das knapp über dem Schwellenwert liegt und höchstwahrscheinlich durch eine Zirkulation der Fluida (Umkristallisation, Metamorphose u.a.) und durch eine Konzentration der hier ablaufenden Bewegungen bedingt ist.

5. Je bedeutender die Bruchstörung desto breiter ist die Faltungszone und umgekehrt. Je härter die Gesteine desto schmaler sind die Faltungszonen (besonders schwach ausgeprägt beispielsweise in Graniten). Mit anderen Worten, die Mächtigkeit der Faltungszone (ihre Breite) wächst entsprechend der Zunahme der Verschiebungsamplitude am Bruch (oder der Ausdehnung des Bruches) und der Abnahme der Gesteinsviskosität. Daraus ergibt sich eine außerordentlich wichtige Folgerung: Faltungszonen werden mit der Zeit breiter (Abb. 2).

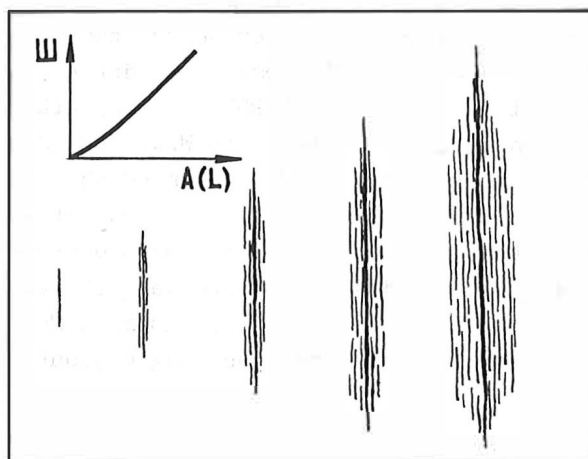


Abb. 2 Die zeitliche Entwicklung eines Bruches (starkausgezogene Linie) und der damit verbundenen Faltungszone (gestrichelte Linie).

Die Entwicklung des Vorgangs verläuft von links nach rechts. Links oben: schematische Darstellung der Abhängigkeit der Breite der Faltungszone (Sch) von der Amplitude (A) oder der Länge des Bruchs (L).

6. Aber die Bruchzonen dieser Brüche sind selbst - falls sie nicht durch Bewegungen unter rapide zurückgehenden thermodynamischen Bedingungen der Epizone verjüngt wurden - an engbegrenzten Mylonit- und Ultramylonitonen (bis zu Pseudotachyliten) mit allen Übergängen dieser Zonen zu plastischen Fließbrekzien zu erkennen und weisen keine Reibungstone und andere Spuren einer "trockenen" spröden Kataklyse auf. Typisch für diese Bruchzonen ist ein kataklastisches Fließen aufgrund einer ausgeprägt intensiven Rekristallisation, die eine ständige "Selbstablagerung" gewährleistet. Dadurch wird auch das Typische viskoser Laminarströmung gekennzeichnet, bei der eine mechanische Verkettenung der durch den Bruch isolierten Teilchen, wenn auch geschwächt, aber dennoch bestanden hatte und so bedeutend war, daß eine intensive viskose Reibung längs des Bruches an den sich berührenden und verschieden bewegendenden Blöcken hervorgerufen wurde.

7. Der meist alternierende Charakter der Verschiebung an den Brüchen ist ein Faktor, der ihre Struktur sehr kompliziert.

Zusammenfassend läßt sich die Evolution von Bruchzonen folgendermaßen vorstellen. Zuerst entsteht der Bruch, der aufgrund des elastisch-starren Verhaltens des Gesteins eintritt. Die Verschiebungen, die von einem Sog heißer Fluida sowie einer thermodynamischen Erwärmung des Gesteins begleitet werden (PATALACHA u.a. 1974), führen zu einem Rückgang der Viskosität (und der Fluiditätsschwelle) in der Umgebung des Bruches, d.h. in der Faltungszone des Bruches. Infolge der Wiederholung oder langandauernden Verschiebungen werden mit der Zeit die Ausmaße der Zone größer. Die Fließdeformation (meist alternierend) ruft Bruchschieferung, Faltenbildung und andere Merkmale einer Bruchzone hervor. Alle diese Vorstellungen lagen auch Experimenten zugrunde, die im Labor für Geodynamik des Instituts für Geologische Wissenschaften der Akademie der Wissenschaften der Kazachischen SSR gemeinsam mit G.A. SOKOLENKO durchgeführt wurden. An der Erschließung der Mikrostrukturen beteiligte sich auch W.A. DERBENEV. Als Modellsubstanz wurde gewöhnliches Paraffin verwendet, dessen Verhalten (Grob- und Feinverhalten) dem von Gesteinen während einer Dynamometamorphose ähnelt. Genutzt wurde der Einfluß der Temperatur auf die Eigenschaften des Paraffins, der darin besteht, daß gewöhnliches  $\beta$ -Paraffin (bei Zimmertemperatur) in einem Temperaturbereich etwas unterhalb der Schmelztemperatur (52 °C bis 57 °C) in die andere polymorphe Modifikation des Paraffins, nämlich  $\alpha$ -Paraffin, übergeht. Der Phasenübergang beginnt bei einer Temperatur zwischen 37 °C und 38 °C.

Die Viskosität des  $\alpha$ -Paraffins beträgt (nach Angaben direkter Dehnungsversuche) etwa  $8 \cdot 10^0$  Poise, während bei  $\beta$ -Paraffin die Werte mindestens um zwei Größenklassen höher liegen. Nach äußeren Merkmalen ist  $\alpha$ -Paraffin plastisch, während  $\beta$ -Paraffin "hart" ist (ihre Schubmodule unterscheiden sich um zwei Größenklassen). Wichtigster Teil der Versuche ist der Übergang des  $\beta$ -Paraffins in  $\alpha$ -Paraffin durch Erwärmung. Auf diese Weise soll der Rückgang der Viskosität von Gesteinen im Bereich der Dynamometamorphose (durch Fluida usw.) simuliert werden. Die Erwärmungstemperatur wird dabei in den Experimenten auf einen Stand von 43 °C bis 47 °C gehalten und zwar so lange, bis die Bildung von erweichtem  $\alpha$ -Paraffin in genügender Menge gewährleistet ist. Der Phasenübergang ist rein visuell an den charakteristischen Aufhellungszonen des  $\alpha$ -Paraffins gut erkennbar. Bei allen Versuchen wird nur das  $\alpha$ -Paraffin verformt. Unter dem Mikroskop konnte ein bei Zimmertemperatur infolge längerer Abkühlung des Modells im Gleichgewicht stehendes  $\beta$ -Paraffin untersucht werden (mit einem monoklinen und einem orthorhombischen Kristallsystem; das Paraffin ist ein Gemisch normaler Paraffinkohlenwasserstoffe  $C_nH_{2n+2}$ , wobei  $n$  zwischen 18 und 36 liegen kann).

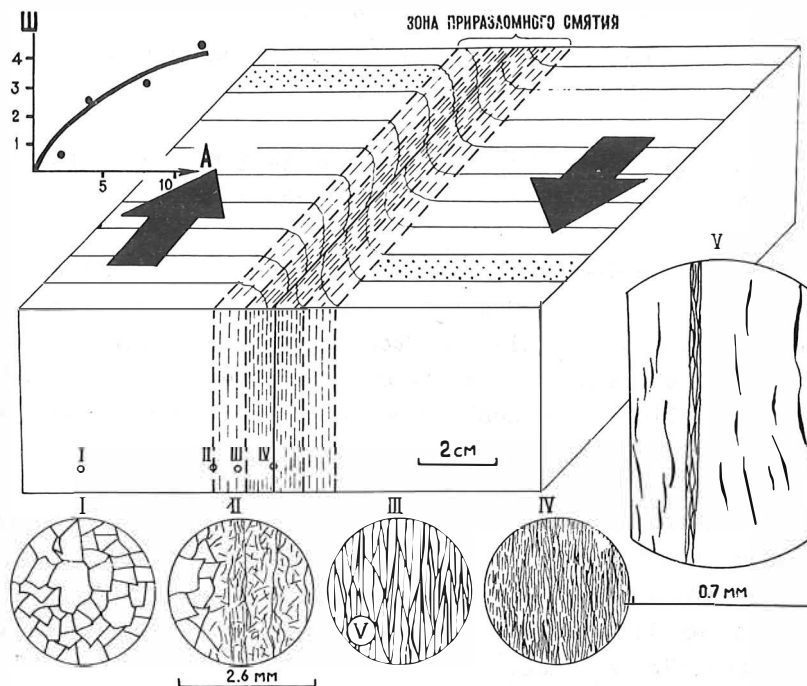


Abb. 3 Experiment, bei dem eine Faltungszone des Bruchs reproduziert wird.

Parallel zur Bruchfläche tritt Bruchschieferung auf, die sowohl durch eine gesetzmäßige Ausrichtung der Körner wie auch durch Mikrolithe zum Ausdruck kommt. Fragment eines Modells aus kristallinem Paraffin.

In der unteren Reihe: Veränderte Mikrostrukturen des kristallinen Paraffins in der Faltungszone des Bruches (Dünnschliffe unter einfach polarisiertem Licht).

I - Ausgangsparaffin mit isometrischen Körnern;

II - Kontakt des unveränderten Ausgangsparaffins (links) mit dem peripheren Teil der Faltungszone. Zu erkennen ist die Zerstörung der großen Körner, die längs der Gleitflächen intensiver ausgeprägt ist, wobei die Flächen stark an Schieferflächen erinnern.

III - Innerer Teil einer Faltungszone im Bruchgebiet. Streckung der Ausgangsstruktur: Dargestellt sind linsenförmige Mikrolithe (Superindividuen). Sie sind durch zum Bruch parallele Gleitflächen begrenzt und bestehen aus Körnern, die etwa zehnmal kleiner sind als im polykristallinen Ausgangsmaterial.

IV - Zentraler (axialer) Teil einer Faltungszone. Mylonitisierung: Das Bild ähnelt im allgemeinen dem vorhergehenden Bild, die Mikrolithe (Superindividuen) sind aber kleiner. Die Korngröße ist etwa fünfmal kleiner als im vorhergehenden Fall.

V - Detail der Abbildung IV. Dargestellt sind zwei Störungselemente, die Mikrolithe und eine Vielzahl kleiner, neu entstandener viskoser Spalten abgrenzen. Linke obere Ecke: Graphische Darstellung der Abhängigkeit der Breite der Faltungszone des Bruches von der Amplitude der Verschiebung längs des Bruches, wie entsprechend nach den Versuchswerten.

Zwei Versuchsreihen wurden durchgeführt. 1. Reihe: Elementare Faltenzone im Bruchgebiet, 2. Reihe: Tektonische Linse (d.h. eine Kombination elementarer Faltungszonen im Bruchgebiet. - Die Versuche verliefen wie folgt:

Elementare Faltungszone des Bruches: Eine industriell hergestellte kristalline Paraffinplatte (von 5 cm Dicke) wurde transversal geschnitten.

Bei allen Versuchen wurde die Paraffinplatte zunächst in der Mitte parallel zur eigenen Flächigkeit zerschnitten. Auf dieser Oberfläche wurde ein Koordinatennetz im Sinne von "Schichten" angebracht. Beide Hälften der Platte wurden miteinander durch Klemmen verbunden. Die sich im Mittelschnitt der Platte ergebende "Schichtung" der Platte wies die höchstmögliche Repräsentanz auf und war Gegenstand der Untersuchungen zur Deformation der Modelle (Abb. 3, 6).

Die "Wände" des auf diese Weise erzeugten "Bruches" wurden 2 Stunden lang mit Hilfe einer flachen Wärmequelle gleichmäßig erwärmt. Die Temperatur des Paraffins wurde im Erwärmungsbereich auf einem Stand von 43 °C bis 47 °C gehalten. Dadurch bildete sich dort  $\alpha$ -Paraffin in einer Gesamtbreite von 4 cm (je 2 cm zu beiden Seiten des Bruches), wodurch sich die Viskosität verminderte.

Sofort nach dieser Operation wurden die Blöcke aneinandergedreht und am Bruch zusammengeschlossen. An jedem Block wurden unabhängig voneinander Schellen angebracht. Die Blöcke wurden mit Hilfe einer Schraube in der Ebene der Ausgangsplatte entlang des Bruches gegenseitig verschoben (gezogen). Das führte im Grenzbereich zu einer "zähen Reibung" und einer laminaren Fließverschiebung der Blöcke. Um ein Auspressen von Material aus dem erwärmten Spaltbereich quer zur Plattenebene zu vermeiden, wurde die Platte von beiden Seiten durch Holzlamellen gestützt. Bei den beschriebenen Experimenten betrug die Verschiebungsamplitude der Blöcke 2, 4, 8 und 12 cm. Die Deformierung erfolgte in den ersten Minuten (in Anbetracht der Temperierung). Während dieser Zeit und auch während der Versuchsvorbereitung kann sich die Erwärmungszone im Bruchbereich nicht spürbar abkühlen. Infolge der Verschiebung der Blöcke längs des Bruchs entsteht in der Erwärmungszone (in etwas geringerer Ausdehnung als diese) eine deutliche Faltenzone. Ihre Breite zwischen 0,6 cm bis 4,1 cm wird direkt von der Amplitude bestimmt. Diese Zone kommt in der Paraffinstruktur durch eine deutliche "Bruchschieferung" stets (unabhängig von der Amplitude) parallel zur Bruchfläche zum Ausdruck. Mit bloßem Auge ist sie ausgezeichnet in Form einer stengligen Teilbarkeit in den Bruchstellen der flexurartigen Umbiegungen der "Markierungsschichten" festzustellen. Diese Schichten zeigen aufgrund ihrer feinen Zeichnung und der Verschiebung entlang der Schieferung (Abb. 3 - 4) ein komplizierteres Bild. Die mikroskopische Untersuchung von Paraffin in Dünnschliffen und in Dickschliffen unter dem Binokular hat ergeben, daß der Prozeß der Faltung im Bruchbereich (wie auch bei Gesteinen) eine kataklastische Fließverschiebung darstellt. Insbesondere bildet sich die stenglige Teilbarkeit des Paraffins stets streng parallel zur Verschiebungsrichtung der Blöcke heraus. Dabei kann man Schritt für Schritt alle Stufen des beobachteten Übergangs vom unveränderten, massigen Paraffin mit isometrischen, groben Körnern (0,3 - 0,8 mm) außerhalb der Faltungszone des Bruches über eine periphere und innere Subzone (Längung - Granulierung, Mylonitisierung) mit linsig-gelängten Mikrolith-Superindividuen, bestehend aus kleinen Körnern (eine Größenordnung kleiner als die Ausgangskorngröße) und mit dünnen Einlagerungen fein zerriebenen Mate-

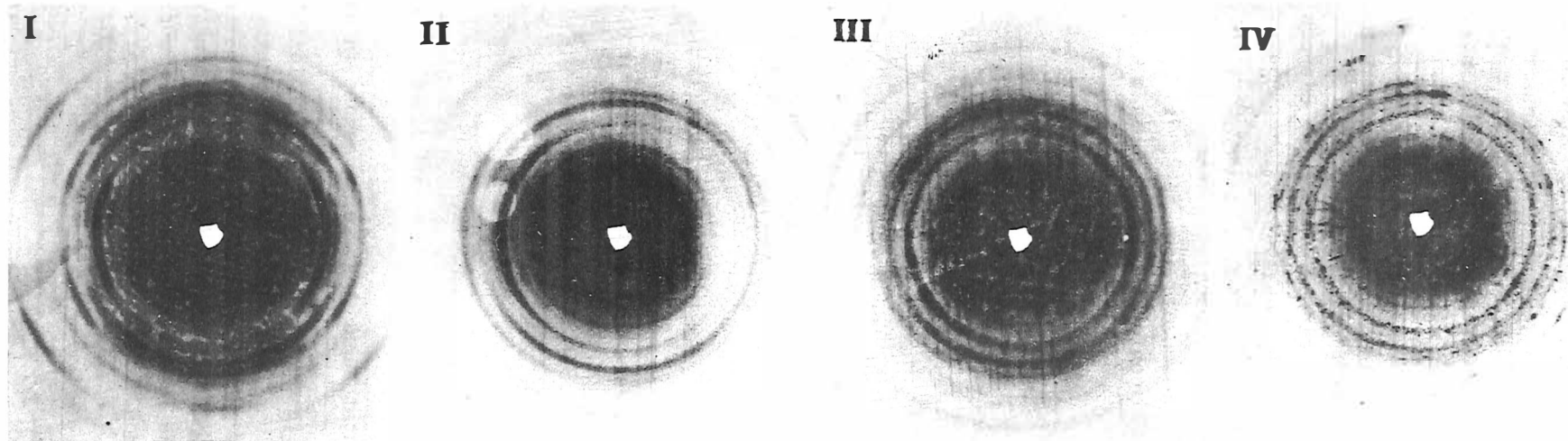


Abb. 4 Umwandlung der Mikrostruktur des Paraffins in der Faltenzone des Bruches in Röntgenaufnahmen.

I - Isotropes Ausgangsparaffin.

II - IV - Verstärkte Anisotropie entsprechend der Annäherung an die Bruchfläche.

Das in Abb. 3 dargestellte Modell wurde analysiert.

Die Nummern I - IV gelten für beide Abbildungen.

Im Fall II ging der periphere Teil der Fließzone mit in die Probe ein.

rials entlang der Gleitflächen bis zur zentralen (achsialen) Subzone der Mylonitisierung entlang der Bruchfläche mit noch feineren, linsenartigen Superindividuen noch geringerer Korngröße (5-mal geringer als die Ausgangskorngröße) und Einlagerungen von Ultramyloniten erkennen.

Diese gesetzmäßige Abfolge mikrostruktureller Umwandlungen besteht in einer fortschreitenden Zerkleinerung der Körner und aus deren geordneter Ausrichtung (in Form und Struktur eines Gitters); nachweisbar in Röntgenaufnahmen (Abb. 4).

Bei einer gründlicheren Untersuchung der Dünnschliffe kann vor allem der Prozeß der Mikrolithbildung studiert werden, der in einer Sammlung von dispers verstreuten Mikrobrüchen besteht (V). Auch der eigentliche Entwicklungsprozeß der durchgängigen Fließzone durch fortlaufendes Abspalten polykristalliner Plättchen läßt sich dokumentarisch festhalten (II). Der im letzten Fall angegebene Deformationskontrast ist nur für natürliche Objekte charakteristisch.

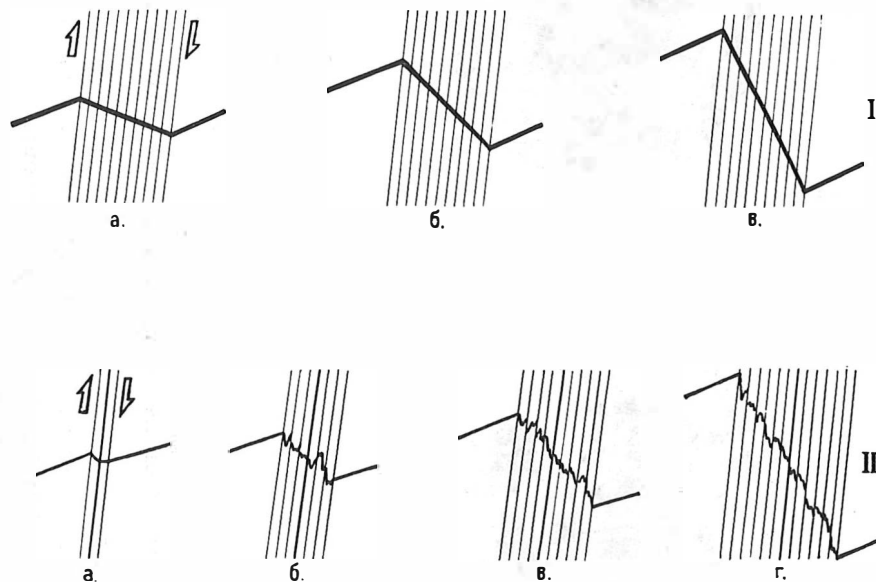


Abb. 5 Zwei "Extremverfahren" der Entstehung einer Faltungszone in einem Bruchgebiet.

I - Kontinuierliche Fließdeformation in einer Zone mit ständig gleichbleibender Breite (z.B. durch Kautschuk modelliert, dessen Eigenschaften - wie allgemein bekannt ist - überhaupt nicht den Eigenschaften der Gesteine ähneln); II - diskontinuierliche Fließverformung, deren Zone sich fortlaufend verbreitert (mit Paraffin modelliert). a-c - aufeinander folgende Stadien des Prozesses. Dünne Linien - Bruchschieferung.



Besonders wichtig ist das Ergebnis, daß für die "Adhäsion" der Teilchen am Kontakt der sich längs des Bruchs aneinander reibenden Blöcke folgende Beziehung besteht: Die Hälfte der angegebenen Amplituden (4 cm von 8 cm auf Abb. 3) geht für die diskontinuierliche Gleitung der Blöcke längs des Bruchs verloren, und nur die andere Hälfte wird für die Faltung verbraucht. Daraus ergibt sich, daß die Bedingung für die Linierung (Amplitude/Breite  $\approx 4/10$ ) nirgends in der Fließzone des Bruches annähernd erreicht wurde (Amplitude / Breite  $\sim 1$ ). Indessen ist die dem Bruch parallele Lage der Schieferung eine Besonderheit, die für alle Experimente und deren Etappen charakteristisch ist, ebenso wie auch die zur Bruchfläche parallele Lage der Paraffinkörner (mit bloßem Auge gut feststellbare Faserigkeit). All das läßt die Schlußfolgerung zu, daß wir in der experimentell erzeugten Faltungszonen eines Bruches ein solches kataklastisches (makroskopisch plastisches) Fließen erzeugt haben, wie es für Gesteine, die in natürlicher Umgebung dynamometamorphosiert wurden, charakteristisch ist. Erstens verleiht das die Überzeugung von der methodologischen Richtigkeit des gefundenen experimentellen Verfahrens selbst. Zweitens ermöglicht all das die begründete Auswahl eines Prozeßmodells für die Entwicklung von störungsgebundenen Faltenzonen, wenn die offensichtliche Ähnlichkeit der im beschriebenen Experiment aufgetretenen Eigenschaften des Paraffins und derjenigen dynamometamorpher Gesteine berücksichtigt wird (enge Verbindung von Makroplastizität und Mikrokataklase). Die Versuchswerte zeigen insbesondere, daß in der Natur das Fließen nicht in den Grenzen einer ein für allemal der Breite nach vorgegebenen Verschiebungszone kontinuierlich erfolgt, sondern in Form eines fortlaufenden Wachsens der Faltungszonen diskontinuierlich verläuft und daß dabei zahllose Materialrisse entlang der verschiedenartigen Brüche auftreten, wobei die Bruchschieferungsflächen der Gleitung in Miniaturausführung dienen (Abb. 5). Hier liegt die Ursache für die Parallelität zwischen verdichtend wirkenden Korndeformationen und Bruchschieferungsflächen. Diese Ausrichtung wird durch eine Rotation der Körner in die Fließebene erreicht. Die zur Erfüllung der Bedingung für eine vollständige Streckung erforderliche Amplitude ist dabei unbedeutend - sie wird durch die Korngröße festgelegt -, da die Verschiebung in sehr dünnen Bruchzonen erfolgt.

Die tektonische Linse als Kombination elementarer Faltungszonen des Bruches: Die Experimente der zweiten Serie glichen im wesentlichen den vorangegangenen. Ihr Unterschied bestand darin, daß anstelle eines geradlinigen Bruchs quer zur Platte ein System verzweigter Brüche geschnitten wurde, so daß Linsen entstanden (Abb. 6). Dabei war das Gebiet der Bruchverzweigung begrenzt und beschränkte sich auf den zentralen Teil der Platte. Somit wurde die Bewegung durch die Verschiebung der großen Blöcke längs des Hauptbruchs koordiniert. Erwärmung und Phasenverschiebung ( $\beta$  - in  $\alpha$ -Paraffin) erfolgten dadurch, daß längere Zeit (1/2 Stunde) warmes Wasser ( $45^{\circ}\text{C}$  bis  $47^{\circ}\text{C}$ ) durch das Gebiet der Linsen und der Bruchverzweigung quer zur Scheibenfläche geleitet wurde. (Brüche als Hiatus wirkend). Das periphere Plattengebiet blieb dabei kalt ( $\alpha$ -Paraffin), so daß es im weiteren vor einer Faltung im Bruchgebiet bewahrt blieb. Wie zu erwarten war, erzeugte die Verschiebung der Hauptblöcke längs des Bruches das eindrucksvolle Bild einer Faltung an der Mehrzahl der Brüche. Die Intensität wurde dabei völlig von der Amplitude der Verschiebung längs des Hauptbruchs bestimmt. Die Faltung im Bruchgebiet erfaßte nur die Ränder der "tektonischen Linsen", in deren Zentren Areale von nicht verformtem Material als Relikt erhalten blieben.

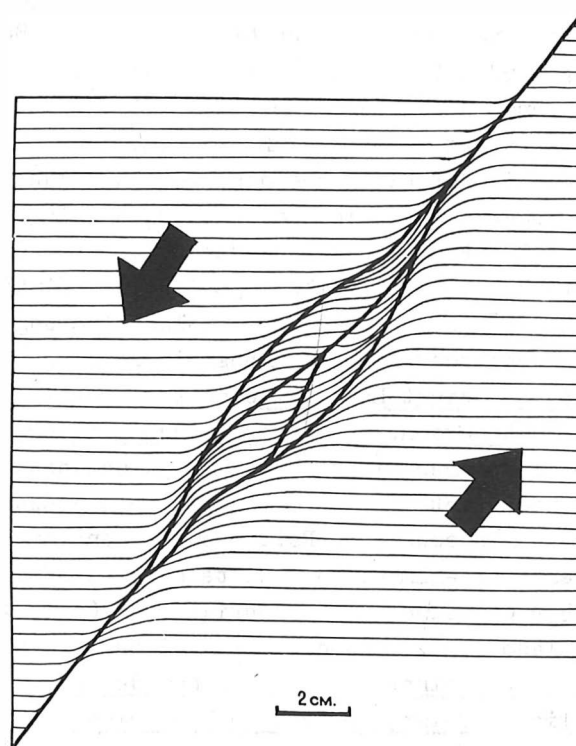


Abb. 6 Experiment, bei dem die Fließverformung im Bruchgebiet mit einem System sich verzweigender Brüche verknüpft ist. Gut sichtbar ist die gegenseitige Verschmelzung der elementaren Fließzonen im Bruchgebiet. Aufmerksamkeit erweckt die Tatsache, daß die Faltung im Bruchgebiet infolge der ungenügenden Intensivität des Vorgangs nicht die "tektonischen Linsen" insgesamt erfaßt. In deren Inneren bleiben Kerne mit nichtdeformiertem Material als Relikt erhalten.

Alternierende Bewegungen bewirken, daß eine kompliziertere Faltung usw. entsteht (vgl. spezielle Publikation).

#### Literatur

- MAZEE, V.M.: Parafin, ego sostav i fazovye prevraščeniya, ego osnovnykh komponentov, parafinovykh uglevodorodov normal'nogo stroeniya, (Übersetzung). Erdöl und Kohle, Hamburg und Wien 13 (1960) 2, S. 88-93
- PATALACHA, E.I.; SMIRNOV, A.V.; POLJAKOV, A.V.: Genetičeskie tipy geosynklinal'noj skladčatosti (Kazachstan). Alma Ata: Nauka AN Kaz. SSR 1975,
- PATALACHA, E.I.; POLJAKOV, A.I.; SEVRJUGIN, N.N.: Rol' mehaničeskogo faktora v termičeskom režime zon krupnykh razlomov. Geotektonika, Moskva (1978) 4, S. 79-90

Second-order structures of lamprophyre dikes and aplite veins as paleostress gauges  
in plutonic bodies

---

von

G. DABOVSKI und S. STOYANOV<sup>1)</sup>



S u m m a r y

According experimental modelling specific step-like fractures of veins and joints are caused by tensional conditions. The normal of the stepped facets indicates the least principal stress axis. It follows the importance of fracture tectonic features for the reconstruction of paleostress directions.

In magmatic bodies symmetrical relations between the stress field and planar structures of the rocks seem to exist.

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

Nach experimentellen Modellversuchen gehen bestimmte gestufte Bruchflächen an Gängen und Klüften auf Zugspannungen zurück. Dabei entspricht die Normale der facettenartig abgetreppten Bruchflächen der Achse der kleinsten Hauptspannung. Daraus ergibt sich die Bedeutung von bruchtektonischen Kennzeichen für eine Rekonstruktion von Paläospannungsrichtungen.

In magmatischen Körpern scheinen symmetrische Beziehungen zwischen dem Spannungsfeld und den planaren Strukturen zu bestehen.

Dikes and veins are variable in form and display numerous deviations from ideal tabular bodies. Many of them have curved outlines both in plan and section, pinch out abruptly to reappear further along strike, or bifurcate and send off small apophyses. In practice these "irregularities" are so diverse that it seems hardly possible to classify them and explain their origin. However, in the terminations and walls of dikes and veins there are some simple structures (curved terminations, offset contacts, en echelon patterns, etc.) which have repeatedly recorded by geologists. All these structures can be termed second-order structures (DABOVSKI 1979) by analogy with second-

---

Bulgarian Academy of Sciences, Geological Institute, Sofia

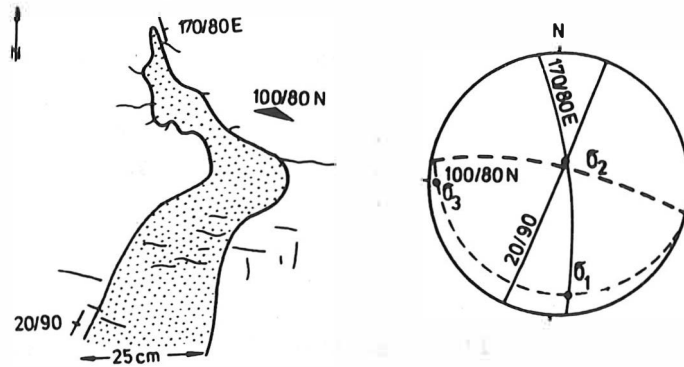


Fig 1 Curved terminations of type I and reconstruction of principal stress directions. Lamprophyre dike in syenite with planar structure (black triangle).

-order fractures associated with faults.

Recently, some second-order structures were experimentally produced and interpreted from mechanical point of view (DABOVSKI & STOYANOV 1981). The experimental results suggested that they might be used to reconstruct paleostress directions around dikes and veins, operating in the country rocks at the time of intrusion.

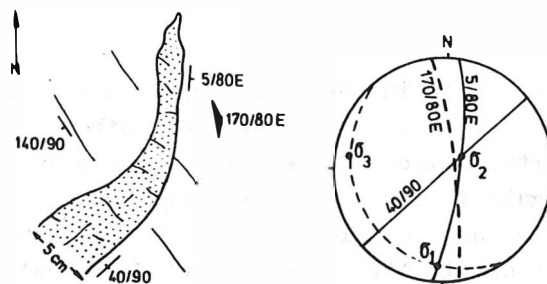


Fig. 2 Curved terminations of type II and reconstruction of principal stress directions. Aplite in syenite with planar structure (black triangle).

This idea stimulated field works to test the practical application of the theoretical and experimental models derived. The studies are still in beginning stage but the preliminary results are encouraging. They are discussed below as a basis for further research and discussion.

### Curved terminations

Terminations of dikes and veins are rarely observed but when this happens some interesting features may be observed. Two simple cases of curved terminations, denoted as type I and type II, are illustrated and dynamically interpreted in Figs. 1 and 2. They may be explained in the conventional manner with stress concentration around dike tips.

Theoretical models of dikes and sills, resp. of sheet intrusions (ROBERTS 1970; POLLARD 1973) are usually based on ANDERSON'S (1938) model. This is a pressurized elliptic hole (with fluid pressure  $p$ ) in an infinite plate with stresses  $p_1 > p_2 > 0$  (compression) at infinity. The case of a pressurized elliptic hole with long axis at  $30^\circ$  and  $60^\circ$  to  $p_1$  is discussed by DABOVSKI (1979). At low fluid pressure ( $p < p_2 < p_1$ ) compressive stresses exist around the tip of the hole and shear fractures may form (Fig. 3 a). When  $p > p_2$  local tensile stresses develop in a zone around the tip

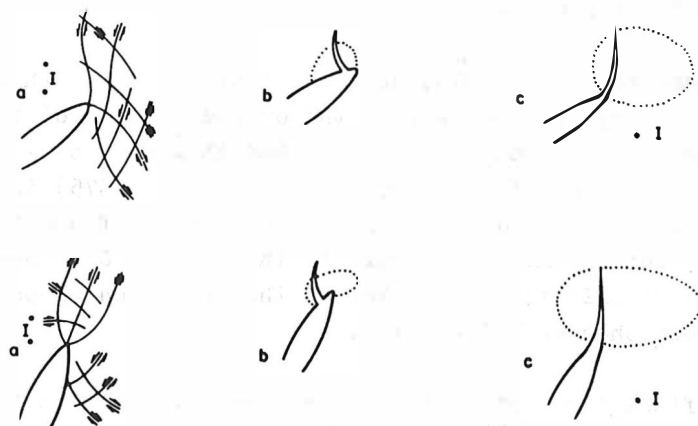


Fig. 3 Theoretical scheme showing possible shear and tension fractures around the tip of pressurized elliptic hole with long axis at  $60^\circ$  (upper row) and  $30^\circ$  (lower row) to maximum principal stress (vertical). a - shear fractures at low fluid pressure ( $p < p_2 < p_1$ ); b - tension fracture (termination type I) at medium fluid pressure ( $p_2 < p < p_1$ ); c - tension fracture (termination type II) at high fluid pressure ( $p_2 < p_1 < p$ ). Tension zone shown by dotted line, isotropic points - by I.

of the ellips (Fig. 3 b, c). With increasing  $p$  the tension zone moves towards the tip and the configuration of stress trajectories changes. When  $p_2 < p < p_1$  the predicted tension fractures (parallel to the  $\sigma_1$  trajectories) around the tip turn in direction of  $p_1$  as in termination of type I and when  $p_2 < p_1 < p$  the picture is similar to type II (Figs. 3 b, c). Thus, from theoretical point of view the two types of curved terminations may be interpreted as offshoots in tension fractures around the tip of the dike. It must be assumed, however, that the dike was propagating along a pre-existing fracture, oblique to the maximum principal stress. Similar terminations have been recorded in joints and interpreted in a similar manner (BANKWITZ 1978).

Experimental studies of this model confirm the theoretical scheme. Rectangular plates with elliptic hole at a definite angle to the long edge of the plate were prepared from different material (wet clay, gelatine jelly, etc.). The model was placed between two transparent cover glasses lubricated with liquid paraffin. Uniaxial compression was applied parallel to the long edge of the plate and viscous fluid (glucose, diluted petrolatum, etc.) was pumped into the hole. Experiments with holes at  $30^\circ$  and  $60^\circ$  to the compression direction showed tension fractures (terminations) identical to type I and type II (DABOVSKI 1979).

#### Offsets, horns and en echelon structures

Many years ago HARKER (1904) figured and explained offsets in dikes (Fig. 4) as a result of intrusion either along stepped fractures or the coalescence of dikes, emplaced along separate, but close, parallel fractures. Since that time many geologists have described similar features.

Recently CURRY and FERGUSON (1970) noted that associated with some offsets are dikelets of igneous rock, protruding from the outside corner of the offset (Fig. 4) roughly parallel to the main body. They described them as "horns" and proposed a possible mechanism for their origin. Later, POLLARD et al. (1975) investigated in more detail the problem and suggested that systematic offsets of sheet-intrusion contacts form as a result of coalescence of fingers in the process of fingered sheet intrusions. In this interpretation offsets may develop as the intrusion propagates through a region where the stress changes orientation.

In some cases offset dikes pinch out and reappear further in the form of en echelon dikes (Fig. 4 b). The en echelon arrangement has the same character (sinistral or dextral) as the systematic offsets and indicates a transition from offsets to en echelon.

Thus, offsets, horns and en echelon patterns seem to be related features of sheet intrusions. As a structural paragenesis they have been experimentally reproduced in a series of laboratory models (DABOVSKI & STOYANOV 1981).

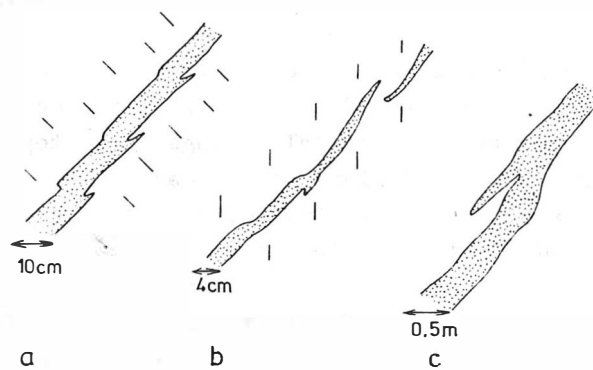


Fig. 4 Offsets, horns and en echelon structures.

a - aplite vein in granite with offsets and horns (fine broken lines indicate traces of planar structures); b - lamprophyre dike in limestone with en echelon offshoot in termination, offsets and horn (fine broken lines are bedding); c - offset and horn of lamprophyre dike in syenite (no planar structures).

In the experiments fracturing was initiated by fluid (simulation of dike intrusions). The fluid (coloured water, petrolatum) was pumped into a "magmatic chamber" (elliptic crack, ellipsoid, cylinder) hosted in the middle of a cube of wet clay or acethylcellulose jelly. Fracturing developed from the walls of the chamber and the fluid-filled crack (or cracks), after some re-adjustment similar in form to terminations of type I and II, propagated in a plane, perpendicular to the least principal stress direction in the model, irrespective of the form and orientation of the chamber.

In transparent models it may be seen that the propagating fluid-filled crack tends to maintain circular outlines, the stages of circular growth being fixed in concentric rings on the "dike" walls (Fig. 5). The front of the propagating "dike" consists of numerous facets with rapidly coalesce through "steps" and incorporate into the body of the master fracture. The steps form a radial pattern on the "dike" wall and represent something as propagation trajectories in the plane of the dike. In cross section (Fig. 5) the step faoes, as later, connecting fractures, always terminate into the facets, never intersecting them. However, overlapping facets commonly extend beyond the step faoe and may form horns. The experimental picture is very similar to field examples. Fluid-filled facets and connecting steps represent the offset dike, the extension of facets beyond the step faoes are the horns, and the en echelon facets in the advancing front of the master fracture are a model of sheet intrusion terminations.

Similar features are known from joint surfaces in rocks. Concentric rings, facets

and step faces in the models correspond to ring ridges, radial joints and step faces on joint surfaces, according to the terminology proposed by BANKWITZ (1966).

The experimental results suggested a simple interpretation of stepped structures. It was noted that in individual sectors of a given fracture the steps, viewed in cross section, show systematic, sinistral or dextral arrangement. Steps develop only on those sectors which deviate from the general plane of the master fracture, i.e. there, where it is slightly curved. The arrangement of steps depends on the "sign" of deviation. This situation is illustrated and interpreted in Fig. 6 as follows.

If we assume that the curved sectors of the fracture deviate from the theoretical plane of tension fracturing (perpendicular to the least principal stress) then in such sectors a tangential component will develop (see Fig. 6). In other words a specific "shear zone" will form in front of certain sectors of a propagating crack. There, shear is strongly dominated by tension. Under such conditions an echelon tension fractures will originate. They will make very low angles with the "shear zone" in contrast to the well known tension gashes in simple shear where this angle is about  $45^{\circ}$ . Thus, stepped structures may be interpreted in terms of tension gashes which in the process of circular growth coalesce through steps. On the background of the curving master fracture the facets remain always planar, parallel to each other and perpendicular to the least principal stress.

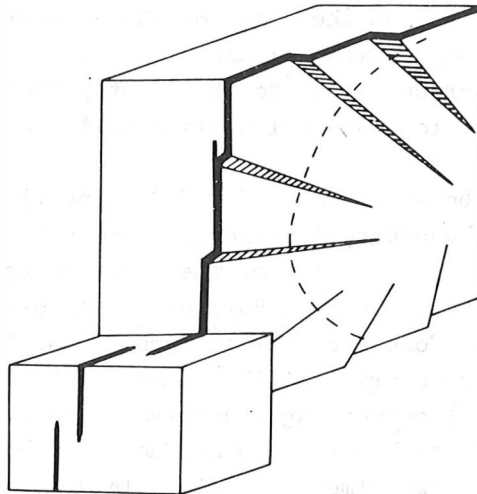


Fig. 5 Idealized scheme of experimental dike with concentric ribs and radial steps (in the plane of the dike) and offsets, horns and en echelon fragments (in section).



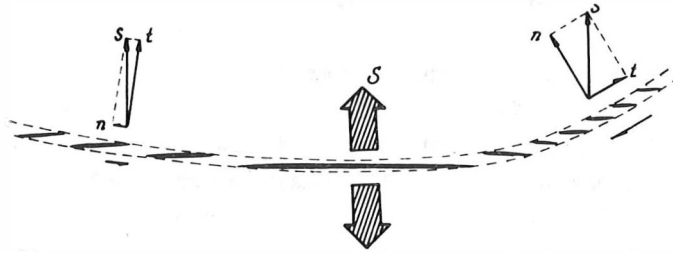


Fig. 6 Scheme showing shear component and en echelon tension gashes in front of curved sectors of propagating tension fracture.

The stepped patterns may be explained also from phenomenological point of view. On one hand tension fractures tend always to develop perpendicular to the least principal stress (energetically this is the most favourable). On the other hand, in real conditions, there are always reasons for deviations from this "ideal orientation". Evidently, these two tendencies combine in the process of tension fracture propagation and produce stepped structures.

In order to test the validity of this interpretation a series of experiments was made in which fracturing was initiated by tension without fluid injection (simulation of tensile fracturing). A layer of wet clay was placed on two boards, touching one another along a curvilinear boundary. The two boards were then slowly pulled apart so that tension stresses were transmitted to the clay above the line of contact. At first a zone of en echelon tension gashes developed on the upper surface of the clay layer, similar in form to the boundary between the two boards. The en echelon arrangement was in strict accordance with the scheme in Fig. 6. In the next stages of growth the en echelon cracks connected through steps into a single fracture of the same configuration as the curvilinear boundary. Similar results were obtained in experiments with pre-determined cracks at different angles to the tensile stress.

Thus, in light of these experimental results, stepped structures both in dikes (offsets, horns, en echelons) and joints (radial joints, step faces) may be interpreted as structures due to tension. The normal to the individual facets of stepped walls of dikes or joints indicates the least principal stress. The radial features mark propagation trajectories in the plane of the fracture as deduced by BANKWITZ (1966) for joints and by POLLARD et al. (1975) for dikes.

### Discussion

Curved terminations, offsets, horns and en echelon structures in aplite veins and lamprophyre dikes have been sporadically observed in the course of structural studies in several Upper Cretaceous plutons in Bulgaria. Unfortunately, the data available

are dispersed in individual bodies and are still far from being sufficient for a comprehensive paleostress analysis of each pluton.

In all of the few observed cases of curved terminations in aplites (10 examples) the pattern was that of type II (high fluid pressure) and the veins were related to diagonal joints as in Fig. 2. Stress reconstructions indicate that the least principal stress was perpendicular to the planar structure. The maximum principal stress was approximately in the plane of the planar structures and varied from subhorizontal to subvertical. The observed case of offset aplite vein suggests subhorizontal maximum principal stress, perpendicular to the planar structures. Thus, interpretation of curved terminations and offsets in aplites leads to different results. If we accept both structures as reliable stress gauges then we may deduce that in cooling igneous bodies stress orientation changed in space and possibly in time but always symmetrically to planar structures.

Curved terminations (type I), offsets and en echelon structures in dikes likewise indicate varying stress directions but in most cases one of the principal stress directions is approximately perpendicular to the planar structures.

These preliminary data are not sufficient to draw any definite conclusions about paleodynamic conditions during the "primary" stage of jointing in igneous bodies. However, the symmetric relations between planar structures and stress field are significant though they need further proofs and study.

#### References

- ANDERSON, E. M.: The dynamics of sheet intrusions.  
Proc. Roy. Soc., Edinburgh 58 (1938), pp. 242-251
- BANKWITZ, P.: Über Klüfte. II. Die Bildung der Klüftfläche und eine Systematik ihrer Strukturen.  
Geologie, Berlin 15 (1966) 8, pp. 896-941
- BANKWITZ, P.: Über Klüfte. IV. Aspekte einer bruchphysikalischen Interpretation geologischer Rupturen.  
Z. geol. Wiss., Berlin 6 (1978) 3, pp. 301-311
- CURRIE, K. L.; FERGUSON, J.: The mechanism of intrusion of lamprophyre dikes indicated by "offsetting" of dikes.  
Tectonophysics, Amsterdam 9 (1970), pp. 525-535
- DABOVSKI, G.; STOYANOV, S.: Fracturing around magmatic chambers according to observations in laboratory models.  
Geotect., tectonophys. and geodyn., Sofia 13 (1981), (in press)
- DABOVSKI, G.: Stress and fracturing around sheet-like magmatic chambers.  
Geotect., tectonophys. and geodyn., Sofia 8-9 (1979), pp. 17-38, (bulg. with engl.sum.)
- HARKER, A.: The Tertiary Igneous Rocks of Skye.  
Geol. Surv. Grt. Brit., Mem. Geol. Surv. Scotland, 471 pp.
- POLLARD, D.D.: Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions.  
Tectonophysics, Amsterdam 19 (1973), pp. 223-270
- POLLARD, D.D.; MULLER, O.H.; DOCKSTADER, D.R.: The form and growth of fingered sheet intrusions. - Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 86 (1975), pp. 351-363
- ROBERTS, J.L.: The intrusions of magma into brittle rocks. - In: Newall, G. & Rast, N. (eds.): Mechanics of Igneous Intrusion. Liverpool: Gallery Press, 1970, pp. 287-383

Laminares Fließen bei Verschiebungen und Dislokationsprozeß - Zu einigen grundlegenden Begriffen der Strukturgeologie und der Tektonophysik

von

E. I. PATALACHA<sup>1)</sup>



Zusammenfassung

Urteilt man nach der großen Verbreitung von geregelten Strukturen in Magmatiten, von Kristallisationsschieferung in Metamorphiten und von Schieferung in dynamometamorphen Gesteinen, so ist das laminares Fließen in magmatischen Schmelzen und in Gesteinen eines der allgemeinen Naturgesetze. Primäre und sekundäre Fließstrukturen sind ihrer genetischen Natur nach in gewissen prinzipiellen Bereichen analog. Das weist auf die bedeutende Rolle des viskosen Fließens nicht nur in magmatischen, sondern auch in metamorphen und dynamometamorphen (tektonischen) Prozessen hin. Wenn diese Situation für magmatische Hochtemperaturprozesse völlig und für metamorphe Prozesse mehr oder minder klar ist, so wird sie für dynamometamorphe Niedrigtemperaturprozesse dadurch bewiesen, daß die Verschiebungen an Bruchstörungen nicht so sehr längs der Verwerfung als vielmehr an den zahllosen, zum Bruch konkordanten Verschiebungsflächen (Schieferungsflächen u. a.) realisiert werden (es ist klar, daß die Verschiebung an einer Störung energetisch günstiger ist; andere Beweisgründe werden in einer anderen Publikation angeführt). Somit hängt der Charakter der Fließstrukturen, ihr Habitus, die Art und Weise der Bildung und die Orientierung in bezug auf Großstrukturen - Falten, Blöcke, Plutone, Decken, Diapire, Gänge usw. - im Grunde genommen nicht von der Größe der Viskosität ab, wie sich das beispielsweise E. CLOOS, B. SANDER u. a. Autoren vorgestellt haben. Sie alle stellten fast ausschließlich nicht das Ergebnis eines longitudinalen Fließens (Plättung) dar, wie das der Verfasser früher auch angenommen hat, sondern das Ergebnis des Scherfließens (der Scherung), einfacher gesagt, das Ergebnis einer viskosen Reibung an den Grenzen zweier Körper, die relativ zueinander bewegt werden. Deshalb haben sie im Prinzip alle einen lokalen "kontaktartigen" Entwicklungscharakter, der infolge der Verschmelzung der Grenzzone des laminaren Fließens gestört ist. Wenn das Ausmaß der Deformation nicht so groß und der mikrostrukturelle Mechanismus nicht derart spezifisch wären, hätte man ihre Natur schon längst enträtselt.

Von uns wurde festgestellt, daß die Breite der Zone des Scherfließens in der zum Stillstand gekommenen Bewegung durch die viskosen Eigenschaften der in Wechselwirkung stehenden (sich zerreibenden) Medien völlig bestimmt werden und in der nicht zum Stillstand gekommenen Bewegung auch noch durch die Amplitude der Verschiebung. Anfangs (bei geringer Viskosität) nimmt sie zusammen mit der Erhöhung der Viskosität zu, und danach (bei hoher Viskosität) vermindert sie sich. Wichtig ist hervorzuheben, daß sich ohne eine vertiefende komplexe Analyse auf der Grundlage geologischer Untersuchungen

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der Kasachischen SSR, Institut für Geologische Wissenschaften, Alma-Ata

an einzelnen Aufschlüssen das Scherfließen kaum vom Longitudinalfließen unterscheidet. In beiden Fällen weisen die Strukturangaben auf eine Einengung quer zur Fließebene hin. Diese beiden rheologischen Mechanismen unterscheidet jedoch die für die Tektonik grundsätzliche Besonderheit, daß, wenn das Längsfließen von einer realen Verkürzung lotrecht zur Fließebene begleitet wird, dann das Scherfließen nur von einer scheinbaren Verkürzung. Bei einer vertiefenden Betrachtungsweise kann gezeigt werden (Tab. 1), daß in Dislokationsprozessen überwiegend der Mechanismus des Scherfließens wirkt, weil nur dieser das Problem der Regelung im Aufbau der Faltenzonen erklärt (Flächenorientierung im Querschnitt und lineare Orientierung in der Horizontalen), das Problem der Druckübertragung über eine gewisse Entfernung löst (Scherfließen steht nicht mit Festigkeitseigenschaften des Gesteins im Zusammenhang und ist um so effektiver, je niedriger die Viskosität der Gesteine ist), das Problem des Raums erklärt (durch eine Bruchzone abgegrenzte Blöcke, die sich nur in der Bruchebene gegeneinander verschieben), Klarheit in das Problem der Gegensätzlichkeit des Aufbaus von Faltenzonen entsprechend dem Grad der Deformiertheit bringt und das Problem der Schieferung in seiner ganzen Fülle erklärt.

Aus dem Dargelegten wird ersichtlich, daß es künstlich ist, derartige grundlegende geologische Begriffe wie "Block" ("Falte") und "Bruch" ("Störung"), "Plikativa" und "Disjunktiva" als adäquate Widerspiegelung der Kompaktheit oder Nichtkompaktheit geschichteter Medien gegenüberzustellen. Vom Standpunkt des Mechanismus des Prozesses aus gesehen, ist das nicht völlig gerechtfertigt. Es handelt sich darum, daß neben den traditionellen Dislokationsmechanismen (Bildung von Störungen durch Spröbruch und Faltenbildung durch Verbiegung) eine dritte Art tektonischer Dislokationen in der Natur vorkommt, die unendlich weiter verbreitet ist (im Vergleich zur Verbiegung), und zwar das laminare Fließen (Scherfließen) der Blöcke, das durch eine relative Schleppung und folglich durch ein viskoses Reiben der Blöcke längs der Bruchfläche stimuliert wird. Früher ist den Tektonikern dieser Mechanismus aus dem Blickfeld geraten.

Je nach dem thermodynamischen Niveau wird seine Realisierung von Kristallisations-schieferung (Katazone), von Schieferung (Mesozone) oder dem Mechanismus der Hydroplastizität (Epizone - nichtlithifizierte Sedimente) begleitet. Falten mit laminarem Fließen sind ein charakteristisches Element, mit Ausnahme einiger Fälle der Epizone. Dem laminaren Fließen ausgesetzte Gesteine bilden Zonen, die ihrem strukturell-kinematischen Wesen nach Zwischenformen zwischen "Blöcken" ("Falten") und "Brüchen", d. h. zwischen Plikativa und Disjunktiva sind. Sie selbst sind die Träger der mitunter sehr bedeutenden Amplituden der Verschiebung entlang den Bruchstörungen. Die unter verschiedenen Aspekten betrachteten Zonen derartiger Gesteine sind es wert, bestimmte Termini zu erhalten, deren Bedeutung sich aus folgender Gegenüberstellung ergibt (die im Rahmen der einen oder anderen Größenordnung gültig ist) : Bruchzone - Zone der Lineamentfaltung - Zone der bruchnahen Stauchung - Grenzzone des laminaren Fließens (Scherfließens) - tektonisches Fließen. Das sind auch Begriffe der Struktur-geologie und der Tektonophysik, ohne deren Verwendung angestellte Forschungen nicht als genügend repräsentativ angesehen werden können, und zwar in strukturell-tektonischer und folglich auch in metallogenetischer Hinsicht, da die Lineamentfaltung den Hauptanteil der endogenen Vererzung einschließt (PATALACHA, 1973).

## Резюме

Судя по исключительно широкому распространению дирекционных структур в магматитах, кристаллизационной сланцеватости в метаморфитах и кливажа в динамометаморфизованных породах, ламинарное течение в магматических расплавах и породах – один из всеобщих законов природы. Первичные и вторичные структуры течения по своей генетической сущности в некоторых принципиальных частях аналогичны. Это указывает на огромную роль вязкого – близкого к непороговому – течения не только в магматических, но и метаморфических и динамометаморфических (тектонических) процессах. Если для высокотемпературных магматических процессов это положение вполне очевидно, а для метаморфических очевидно более или менее, то для низкотемпературных динамометаморфических процессов оно доказывается тем, что смещения по разломам реализуются не столько вдоль плоскостей сместителей, сколько по бесчисленному множеству микроскопических плоскостей смещения (кливажных и др.) согласных разлому (ясно, что энергетически выгоднее смещение по одной трещине, прочие доводы приводятся в другой работе).

Таким образом, характер структур течения, их облик, способ образования, а также ориентировка по отношению к крупным структурам – складкам, блокам, плутонам, покровам, диапирам, дайкам и т.п. – в своей основе не зависят от величины вязкости, как это представлялось, например, Э. КЮОСУ, Б. ЗАНДЕРУ и др. ученым (растение якобы по нормали к вектору сжатия). Все они представляют собой почти исключительно результат не продольного течения (сплющивания), как это представлялось ранее и автору этих строк, а сдвигового течения (скалывания) – проще сказать вязкого трения, или торможения, на границах разных тел, проволокиевых одно по отношению к другому. Поэтому все они в принципе носят локальный "контактный" характер развития, нарушаемый вследствие слияния граничных зон ламинарного течения. Не будь размер деформации так велик, а микроструктурный механизм столь специфичен, – природа их уже давно была бы разгадана.

Нами установлено, что ширина зоны сдвигового течения в установившемся потоке целиком определяется вязкостными свойствами взаимодействующих (трущихся) сред, а в неустановившемся еще и амплитудой смещения. Вначале (при низкой вязкости) она возрастает вместе с увеличением вязкости, а затем (при высокой вязкости), – наоборот, понижается. Важно подчеркнуть, что без углубленного комплексного анализа на основании одних только геологических наблюдений в частных обнажениях сдвиговое течение мало чем отличается от продольного течения. В обоих случаях структурные данные указывают на сжатие поперек плоскости течения.

Однако оба этих геологических механизма отличает та принципиальная для тектоники особенность, что если продольное течение сопровождается реальным укорочением перпендикулярно плоскости течения, то сдвиговое – только кажущимся. При более углубленном подходе можно показать (таблица I), что в дислокационных процессах работает по преимуществу только механизм сдвигового течения, поскольку только он объясняет проблему упорядоченности в строении складчатых зон (плоскостная ориентировка в поперечном сечении и линейная в плане), решает проблему передачи давления на расстоянии (сдвиговое течение не связано с прочностными свойствами пород и тем эффективнее, чем ниже их

вязкость), объясняет проблему проотранства (разграниченные зоной разлома блоки, лишь перемещаются друг относительно друга в плоскости разлома), вносит ясность в проблему контрастности строения складчатых зон по степени деформированности, объясняет проблему кливажа во всей ее полноте.

С учетом изложенного ясно, что противопоставление таких фундаментальных в геологии понятий как "блок" ("складка") и "разлом" ("разрыв"), "пликатив" и "дизъюнктив", как адекватно отображающих сплошность-несплошность слоистых сред, — чисто искусственно, а с точки зрения механизма процесса не вполне правомерно. Дело в том, что помимо традиционных дислокационных механизмов: разрывообразования путем крупного разрушения и складкообразования путем изгиба — существует еще третий вид тектонических дислокаций бесконечно более распространенный (по сравнению с изгибом) в природе — ламинарное (сдвиговое) течение блоков, стимулированное относительным волочением и, как следствие, — вязким трением блоков по разлому. Ранее этот механизм ускользал из поля зрения тектонистов.

В зависимости от термодинамического уровня реализация его сопровождается с помощью кристаллизационной сланцеватости (катазона), кливажа (мезозона) либо механизма гидропластичности (эпизона — нелитифицированные осадки). За исключением ряда случаев эпизоны, характерным элементом являются складки ламинарного течения. Породы, подвергшиеся ламинарному течению, образуют зоны, по структурно-кинематической сущности промежуточные между "блоками" ("складками") и "разломами", т.е. между "пликативами" и "дизъюнктивами". Они сами являются "носителями" подчас огромных амплитуд смещения по разломам. Рассматриваемые в различных аспектах зоны таких пород заслуживают вполне определенных терминов, смысл которых вытекает из следующего сопоставления (действительного в рамках одного и того же масштабного ранга): зона разлома — зона шовной складчатости — зона приразломного смятия — граничная зона ламинарного (сдвигового) течения — тектонический поток. Это и есть те понятия структурной геологии и тектонофизики, без использования которых проводимые исследования уже не могут считаться достаточно представительными в структурно-тектоническом, а следовательно и в металлогеническом плане, поскольку львиную долю эндогенного оруденения объединяет шовная складчатость (ПАТАЛАХА 1973).

Der Unterscheidung geologischer Strukturen liegen solche miteinander vergleichbaren Begriffe zugrunde, wie "Blöcke" (oder "Falten", "Faltungsdeformationen") und "Brüche" ("Störungen")<sup>1)</sup>, die dem Sinn nach die Kompaktheit (Blöcke, Falten) oder Zerstörtheit (Brüche, Störungen) verkörpern. Dabei läuft die aus tektonophysikalischer Sicht betrachtete Deformation der Blöcke (wenn sie als "nichtstarr" gedacht sind) immer auf die obligatorische Längs- oder Querverbiegung der Schichten hinaus (die angeblich entsprechend der gerichteten Kompression ausgelöst werden). Somit werden einem allgemeineren Begriff andere Teilbegriffe unterlegt: Anstatt der Deformation eines dreidimensionalen Blocks wird die Deformation einer zweidimensionalen Schicht betrachtet, die meist stratigraphisch fast schon die jüngste ist. Es kann jedoch gezeigt werden, daß

Tab. 1: Gegenüberstellung zweier laminarer Fließmechanismen -  
longitudinales Fließen und Scherfließen

Longitudinales Fließen (reine Scherung)	Schubfließen (einfache Scherung)
Die Struktur der Faltenzonen ist weder in der Fläche noch im Profil geregelt (eher chaotisch). Ein regelnder Faktor des Typs "Brüche" wirkt nicht. Wird in der Regel in der Natur nicht fixiert.	Die Struktur der Faltenzone ist sowohl in der Fläche als auch im Profil geordnet. Eine derartige Geordnetheit hängt mit der Regelungsfläche zusammen, und sie besteht meistens aus einer wechselseitig parallelen Anordnung von Achsenflächen der Falten, der Brüche und der Schieferung. Orientierender Faktor ist letztendlich die Verschiebung entlang der Bruchflächen. Wird <u>in der Natur überall fixiert.</u>
Charakteristisch ist die Stufenlosigkeit der Übergänge zwischen Bereichen mit unterschiedlichem Grad an Deformation. Wird in der Regel nicht in der Natur fixiert.	Charakteristisch ist die Gegensätzlichkeit im Wechsel der Zonen mit unterschiedlichem Deformationsgrad quer zum Streichen der Strukturen - regional und lokal. Wird <u>überall in der Natur fixiert.</u>
Erklärt nur die geregelte Kornverteilung (in Kalkstein u. ä. "weichen" Gesteinen), erklärt jedoch nicht die Schieferungs-	Erklärt die Schieferung in ihrer gesamten Fülle (auch andere Fließstrukturen).
<u>gleitflächen, ihre Regelmäßigkeit u. a.</u> Das Verständnis einer intensiven Kontraktion (Dilatation) stößt auf das spezifische Problem "Raum": Nicht klar ist, wohin das Material gedrückt wurde, worin die Folgen dieser Herauspressung in großem Umfang für die Struktur bestehen.	Erklärt gut die intensive Kontraktion (Dilatation) der Gesteine als Ergebnis von Bewegungen (in schmalen Zonen) mit großen Amplituden oder mit veränderten Gesetzen. Deshalb gibt der Deformationsgrad (Kontraktion, Dilatation), der beispielsweise an deformierten Oolithen bestimmt wird, nicht nur über die Größenordnung der Verkürzung oder Längung Auskunft, sondern auch über die Größe der Verschiebung in der Ebene der Bruchzone ( $\text{tg } \gamma = A/L$ ; A - Amplitude, L - Breite der Fließzone; s. Abb. 6).
Brüche können keine merkliche Rolle bei der Übertragung von Bewegungen und von gerichtetem Einengungsdruck über eine Strecke spielen, die ganz durch die Festigkeitseigenschaften der Gesteine bestimmt wird, und sie ist um so effektiver, je größer die Festigkeit oder die Viskosität ist. Dieser Mechanismus ist folglich entgegengesetzt zu dem alternativen Mechanismus. Dadurch wird auch seine außerordentlich geringe Effektivität in der Natur bestimmt.	Die Übertragung von tangentialen (in bezug auf den Bruch) Bewegungen (Fließen) und gerichteten Spannungen über eine Strecke transversal zum Bruch infolge einer Verschiebung und infolge von viskosem Reiben der Blöcke an ihm ist ein Mechanismus, der in der Natur sehr effektiv ist, <u>weil er nicht mit den Festigkeitseigenschaften der Gesteine zusammenhängt, im Gegenteil, denn je fließfähiger die Gesteine sind (geringer als ihre Viskosität), desto effektiver ist er.</u>

Tab. 1 (Schluß)

Longitudinales Fließen (reine Scherung)	Schubfließen (einfache Scherung)
	Eine andere Besonderheit des Mechanismus besteht darin, daß die Strecke der Übertragung von Bewegung und von gerichteten Spannungen durch die "Mächtigkeit" (durch Amplitude und Größenordnung) des Bruchs direkt bestimmt wird.

eine derartige strukturbezogene und tektonophysikalische (mindestens historische) Gegenüberstellung der genannten Begriffe das eigentliche Wesen der geologischen Strukturen noch nicht widerspiegelt, deren Entstehung Prozesse viskosen Fließens zugrunde liegen, die von laminaren Fließfalten, Kristallisationsschieferung und Schieferung begleitet werden, von Elementen also, die nicht in das erwähnte polare Binom "Plikativa-Disjunktiva" passen. Diese Arbeit soll zeigen, daß es neben Verbiegung und Verschiebungen an Brüchen eine noch bedeutsamere Form tektonischer Deformationen gibt, die eine entscheidende Rolle im Dislokationsprozeß spielt (unabhängig von dessen geodynamischer Quelle und von den geotektonischen Verhältnissen). Es ist das an Verschiebungen auftretende laminare viskose Fließen, das durch Reibung (Schleppung) der Blöcke längs der Brüche entsteht. Bisher wurde dieser "nicht faßbare" Mechanismus praktisch nicht zur Erklärung des Dislokationsprozesses herangezogen. Mehr noch, es wurde versucht, die anomale Sachlage noch zu vertiefen, und zwar durch Negieren des Mechanismus der Schleppung des laminaren Fließens (EZ 1969, u. a.), d. h., mit anderen Worten, durch ein Verabsolutieren der ohnedies ziemlich formalen Begriffe "Falte" als Verbiegung und "Bruch" als Störung der Kompaktheit. Es geht darum, daß die Tatsache der extensiven Beteiligung von Schichtfolgen am Dislokationsprozeß an sich, durch das an Verschiebungen auftretende laminare Fließen, offenbar bis heute nur ungenügend bewiesen wurde, wenn auch nicht geologisch, d. h. strukturbezogen (beispielsweise CLOOS 1958), so doch jedenfalls tektonophysikalisch, während die Verbiegung von Schichten, wie auch die Bruchstörung, die für eine experimentelle Reproduktion allgemein zugänglich ist, klar und verständlich scheint. Doch ist all das etwa der Beweggrund für die Negierung des mit Verschiebungen auftretenden laminaren Fließens einer Substanz als wesentliche und charakteristische Form der Äußerung des Dislokationsprozesses? Um sich in diesem Problem zurechtzufinden, ist die tektonische Bedeutung des betrach-

<sup>1)</sup> Mit anderen Worten, Faltungs- (plikative) und Bruch- (disjunktive) Dislokation



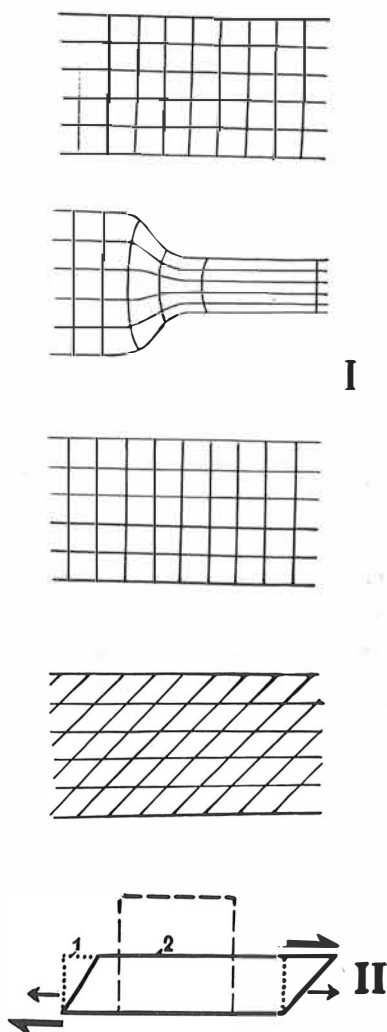


Abb. 1: Zwei rheologische elementare Fließmechanismen: 1 - Längsfließen (reine Scherung, Plättung), 2 - Schubfließen (einfache Scherung, Scherung). Ihre Koplanarität besteht im Zusammenfallen der Ebene, und die Kolinearität in der Übereinstimmung der Fließrichtung. Die Punkte stellen den Ausgangszustand des Modells dar. II - Element der Zeichnung I.

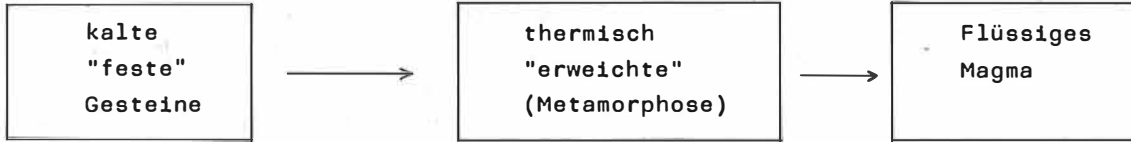
<sup>2)</sup> In der geologischen Literatur als reine Scherung bekannt, oder Plättung; im ersten Falle auch einfache Scherung.

<sup>3)</sup> Zu den Primärstrukturen gehören außerdem Sedimentstrukturen, doch hat die Gravitation bei ihrer Bildung mehr Bedeutung als das Fließen.

teten Mechanismus der viskosen Schleppung zu klären, was Fließstrukturen eigentlich darstellen, wie sie in der Natur aussehen und welchen Gesetzen ihre Entwicklung unterworfen ist.

Unter laminarem Fließen (PATALACHA 1970) verstehen wir im allgemeinen die Kombination zweier rheologischer Mechanismen: 1. das sogenannte longitudinale Fließen (Längsströmung) und 2. das bei Scherung auftretende Fließen<sup>2)</sup> (LODŽ 1976, S. 56 - 62, 130 - 133). Das Fließen erfolgt koplanar (in ein und derselben Ebene) und kolinear (in ein und derselben Richtung) und meist synchron (Abb. 1). Damit ist unsere Auffassung des laminaren Fließens spezifisch. Sie unterscheidet sich von der hydrodynamischen (üblicheren) Auslegung mit Akzent auf dem kinematischen Inhalt, während in der Hydrodynamik Gewicht auf die Kinetik und die Energie gelegt wird. Es handelt sich darum, daß man sich in der Geologie meist mit retrospektiven Rekonstruktionen dynamischer Systeme zufrieden geben muß, deren Eigenschaften man nur vermuten kann. Faßlich sind im wesentlichen nicht die dynamischen Systeme selbst, sondern ihr Endergebnis, die Fließstrukturen: entweder Primärstrukturen, Richtungsstrukturen (Fluidalstrukturen u. ä.) in Magmatiten, oder Sekundärstrukturen - Kristallisationschieferung in Metamorphiten und Schieferung in Gesteinen, die keiner Tiefenmetamorphose unterworfen sind (Epimetamorphose, Grünschieferfazies)<sup>3)</sup>. Man kann versuchen, die interessanten Viskositätseigenschaften der "lebenden" Systeme zu reproduzieren, indem man sich auf folgende Überlegung stützt. Die Temperaturverhältnisse der metamorphen und dynamometamorphen magmatischen Prozesse sind wie folgt festgelegt (MIYASHIRO 1976):

a) durch Ausschmelzen saurer und basischer Magmen (in Gegenwart von wässrigen Fluida bei 700 bis 900 °C, ohne Fluida noch höher), b) durch Entstehung gewöhnlicher kristalliner Schiefer (die obere Grenze ist genannt, und die untere wird mit rund 300 °C geschätzt), c) durch Beginn der Metamorphose überhaupt (rund 150 °C<sup>4</sup>). Die Temperatur ist der Hauptparameter, der den Phasenübergang Gestein → Schmelze reguliert, und hierher rühren auch die Viskositätseigenschaften des Anfangs-, End- und Zwischensystems. Betrachtet man die natürliche Reihe progressiver Umwandlungen genauer,



dann sehen wir folgendes. Das Variationsspektrum der viskosen Eigenschaften der Systeme ist außerordentlich breit. Die Viskosität der "festen" Silikatgesteine der Lithosphäre hat eine Größenordnung zwischen  $10^{16}$  und  $10^{23}$  Poise (Tonschiefer - Granit), und Magma von  $10^6$  Poise. Übrigens ist festzustellen, daß bei einer derart hohen Viskosität die zur Laminarströmung alternative Strömung, die Wirbelströmung, physikalisch im Prinzip nicht möglich ist.<sup>5</sup> Der größte Abfall der Viskosität kommt in den metamorphen Übergangssystemen vor. Das stufenlose thermische Erweichen von Gestein mit Viskositätsverlust kann am Beispiel der Veränderung der Eigenschaften von Quarzglas unterschiedlicher Zusammensetzung während des Schmelzens verfolgt werden (Abb. 2).

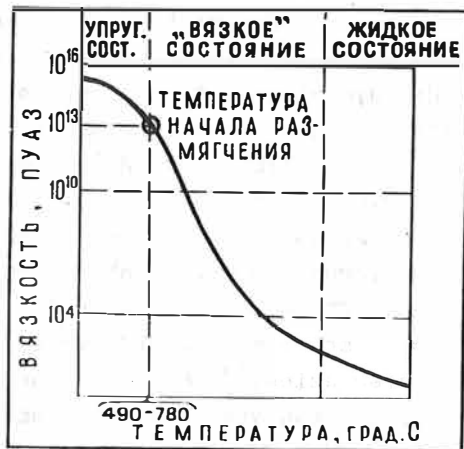


Abb. 2: Graphische Darstellung der Abhängigkeit des Silikatglas von der Temperatur; die Temperatur nimmt von links nach rechts zu (VESELOVSKI, 1952)

Aus dem Gesagten wird verständlich, wie groß die Variationen der viskosen Eigenschaften von natürlichen Systemen der Erdrinde sind, die für ein Fließen in "gewöhnlichen" tektono-magmatisch-metamorphen Prozessen von Bedeutung sind. Und trotzdem hat man allen Grund, einige prinzipielle Züge der Ähnlichkeit im Verhalten der genannten Systeme zu betrachten.

<sup>4</sup>) Unter dieser Grenze ist es die Diagenese.

<sup>5</sup>) Oft werden die beiden Begriffe "Krümmung der Laminarströmung" und "Turbulenz" fehlerhaft vermischt.

Besonders klar und überzeugend ist das in solchen Fällen, in denen die vollständige Auswahl aller Systeme in ihrer räumlichen Beziehung und dynamischen Wechselwirkung betrachtet wird. Ein fast ideales Beispiel (das Ergebnis der mechanischen und physikalisch-chemischen Wechselwirkung im Rahmengestein von Granitoidplutonen) sind die Randgneise von H. CLOOS mit ihren Übergängen (in der Richtung vom Pluton zum Rahmengestein) von gerichteten Strukturen und Gneistextur in den Magmatiten des Endokontakts bis zu der Kristallisationsschieferung und Schieferung der Schichten im Exokontakt, und zwar bei völliger Konkordanz (wechselseitiger Parallelität) aller, im Hinblick auf den Pluton konformen Fließstrukturen (Abb. 3).

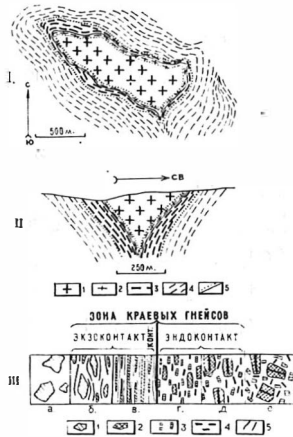


Abb. 3:

Randgneise als Phänomen, das die primären und sekundären Fließstrukturen kombiniert. Nach. A. I. LUKIENKO.

I - II - Tief erodierter Pluton des Tschatyrkul-Typs in der Aufsicht (I) und im Schnitt (II).

- 1 - mittelkörnige Plagiogranite des Ordovizium;
- 2 - Randgneise des Endokontakts (Richtung der geordneten Strukturen und der Gneistextur);
- 3 - Randgneise des Exokontakts von vulkanogenen Sedimentgesteinen der Stscherbaktinskaja-Folge des mittleren Ordoviziums (dargestellt ist die Richtung der Kristallisationsschieferung);
- 4 - Schieferung, Pluton-umlaufend;
- 5 - fazielle Grenzen und intrusive Kontakte.

III - Aufbau der Randgneiszone:

- a - fast unmetamorphe Konglomerate mit undefor-mierten Geröllen und geschiefertem Zement;
  - b - metamorphe Konglomerate mit deformierten Geröllen und flächiger Fließstruktur, übergehend in Schieferung und Kristallisationsschieferung;
  - c - tief metamorphe und im wesentlichen in streifige kristalline Schiefer umgewandelte Konglomerate;
  - d - Granodiorit-Gneise mit stark ausgeprägter flächenhafter Fließstruktur, übergehend in magmatogene bis Kristallisationsschieferung;
  - e - gneisartiges Gestein von Granodiorit mit flächiger Fließstruktur;
  - f - etrukturlose Gesteine des Plutons.
- 1 - Bruchstücke von Quarz, Vulkaniten, Tuffsandsteinen, Mikroquarziten;
  - 2 - Phänokristen von Kalifeldspaten;
  - 3 - Plagiokastäfelchen;
  - 4 - Biotitschuppen;
  - 5 - durch Glimmerlagen ausgeprägte Kristallisations-schieferung im Exokontakt.

Das veranlaßt zu einem direkten genetischen Vergleich der primären und sekundären Fließstrukturen (Tab. 2)<sup>6)</sup>.

Tab. 2: Einige Parallelen von primären und sekundären Fließstrukturen

Magmatite	Metamorphite	Dynamometamorphe Gesteine
Gerichtete Strukturen (Fluidal-textur u. a.)	Kristallisations-schieferung	Schieferung
Fließschichten	Streifigkeit	Mikrolithen
Lineation (Orientierung der Feldspate, Pyroxene u. a.)	Lineation (Orientierung von Amphi- bole, Glimmer, Quarzaggre- gaten u. a.)	Lineation (Orientierung von Blatt- mineralen, der Gleitung usw.)

<sup>6)</sup> Was zum Teil bereits früher von uns (PATALACHA, 1971) in dem Gedanken von der Parallelisierung von Schieferung und Kristallisationsschieferung hervorgehoben wurde.

Gerade durch diese Ähnlichkeit der Strukturen wurde der Vorwurf von H. CLOOS gegenüber den ersten Arbeiten von B. SANDER hervorgerufen: "Wenn die Termini, die SANDER und andere für metamorphe Gesteine benutzen, in ihrem genauen Sinne genommen werden, würde das den Eindruck erwecken, daß die Strukturen intrusiver Massen eine dynamometamorphe Abstammung haben" (BALK, 1946, S. 162). Bei einer speziellen vertiefenden Betrachtung der primären (Richtungs-)Fließstrukturen in Magmatiten, die durch planparallele und oft lineare Anordnung der Leisten von Feldspaten, Pyroxenen, Amphibolen u. a. (Pilotaxit), deformierter Mandeln, durch Fließschichten (grobe Inhomogenität), durch Fluidaltextur (feine Inhomogenität) usw. ausgeprägt sind, wird festgestellt (KOPTJEW-DWORNIKOW, 1967; LUTSCHIZKI, 1971; BALK, 1946), daß sie, in der Regel, in der Nähe von Gängen und Plutonen, an Kontaktzonen im Hangenden und Liegenden von Lavaströmen (meist Basalt- und Andesitströme) am deutlichsten ausgeprägt sind, d. h. in der Nähe von Flächen, an denen eine viskose Reibung bzw. Widerstand der mobilen (flüssigen oder quasiflüssigen) Phase in der Entstehungsperiode der magmatogenen Körper erfolgt (Abb. 4, I - IV). Dabei gelingt es oft, einen durch Fließstrukturen nicht gekennzeichneten (strukturlosen) "starrten" Kern zu fixieren. Derartige Verhältnisse ermöglichen, mit völliger Bestimmtheit zu schließen: Fließstrukturen sind das direkte und unmittelbare Ergebnis des Scherfließens in lokalen Abschnitten der viskosen Reibung der flüssigen Phase am Kontakt mit der festen Phase infolge des Anhaftens von Partikeln an der Grenze zweier Medien. Was die Rolle des longitudinalen Fließens betrifft, so hat es in der Größenordnung des Körpers insgesamt (Evolution der Form usw.) oder als ein das Scherfließen begleitender Nebeneffekt einen Sinn, doch unmittelbar ist es an und für sich noch nicht ausreichend zur Entstehung von Fließstrukturen.

Im Detail läßt sich der Mechanismus der Regelung heterometrischer Körner gut durch folgende Beobachtungen von R. BALK (Abb. 4, IV) erklären. von 240 Stämmen, die im Verlaufe eines Tages die Rackett-Schwelle durchschwammen, waren 202 streng in Fließrichtung orientiert (CLOOS 1958). Gerade im Schwellenbereich des Flusses war der die Stämme orientierende Abfall der Geschwindigkeiten (transversale Gradient der Geschwindigkeit) maximal.

Die Strukturen des sekundären Fließens in Metamorphiten und dynamometamorphen Gesteinen in Form von Kristallisationsschieferung oder von Schieferung, die in der Regel mit Lineation und Faltung verbunden sind, kommen dem primären sehr nahe (Abb. 4, V, 5). Besondere Erwähnung verdient die frühere, hinsichtlich der Querschnittsform sigmoidale und hinsichtlich der Genese wirbelartige schwache Faltung, die durch einen plötzlichen Geschwindigkeitsabfall im Querschnitt des sich bewegenden Substrats hervorgerufen wurde (d. h. im wesentlichen ebenso wie viskose sekundäre Brüche, doch in einem stärker fließenden Medium).<sup>7)</sup> Fluidaltextur, Schieferung und Kristallisationsschieferung oder Streifigkeit sind in derartigen Falten auf Schritt und Tritt gestaucht. Dabei verursacht die spätere Generation der flächigen Strukturelemente in der Regel eine Verkleinerung der früheren Generation, parallel zu den Achsenflächen der Falten. Charakteristische Besonderheit der wirbelartigen Falten ist, daß sie an Zonen mit besonders intensivem Fließen gebunden sind, d. h. an Zonen mit verringerter Viskosität<sup>8)</sup>. Die Hauptgesetzmäßigkeiten der Entwicklung derartiger Falten zeigt Abb. 5, IV.

<sup>7)</sup> Die Bedingungen für die Entstehung der Falten sind analog zu den Bedingungen für die Entstehung säulenartiger Wirbel in der Atmosphäre von Steppenregionen.

<sup>8)</sup> beispielsweise tief metamorphe Gesteine der Schilde

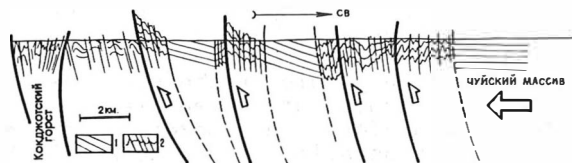
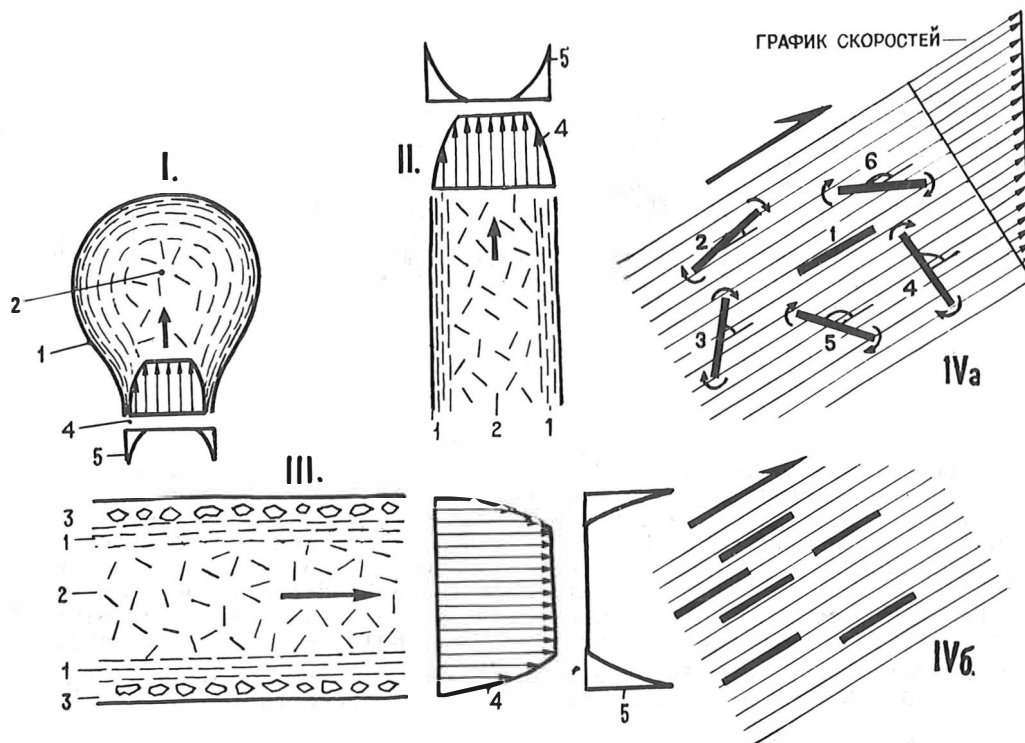


Abb. 4: Analogie der primären und sekundären Fließstrukturen. I - IV. Gesetzmäßige Lokalisierung der primären Fließstrukturen in Magmatiten in den Zonen der viskosen Reibung des Magmas am festen Substrat.

Charakteristische Profile: 1 - des Pluton, II- des Gesteinsanges, III - der Lavadecke; 1 - inhomogene, geregelte Strukturen (anisotrope Strukturen); in Plutonen gneisartige (bis hin zu Gneisstrukturen), in Gängen und Decken Fluidalstrukturen, Trachytstrukturen, Pilotaxitstrukturen usw. - Grenzzone des laminaren Fließens, 2 - homogene chaotische (isotrope) Strukturen - "starrer" Stromkern. 3 - magmatische Brekzien (III).

Die Pfeile zeigen die Richtung der Magmabewegung. Mit Hilfe der graphischen Darstellungen 4 wird die Verteilung der Fließgeschwindigkeit des Magmas im Querschnitt gezeigt. Die geraden Teile (konstante Geschwindigkeit) zeigen den "starreren" Stromkern, die geneigten zeigen die Grenzzone des laminaren Fließens. Der Geschwindigkeitsgradient im Stromquerschnitt (Transversalgradient) stellt eine Richtungsvorgabe dar. Er ist proportional der Tangentialspannung der viskosen Reibung und um so größer, je steiler die Geschwindigkeitskurve zur Abszisse verläuft - Kurve 5 IV. Der Mechanismus der Orientierung (Lineation) der verlängerten Kristalle im Laminarstrom - äußere starre Drehung. Zustand der Kristalle im Falle a: Gleichgewichtszustand 1; 2 bis 6 - kein Gleichgewichtszustand; minimal nicht im Gleichgewicht befindlich im Fall 2 und maximal Fall 6; im Falle b herrscht völliges Gleichgewicht für alle Systeme. V. Gesetzmäßige Lage der sekundären Fließstrukturen in den Zonen der viskosen Reibung der Blöcke entlang von Bruchstörungen. Schematisches Profil des Maly Karatau am Bach Schabakty. Schichten - vorwiegend unteres Paläozoikum: I - undeformiert - starrer Stromkern, 2 - intensiv deformiert mit ausgeprägten Fließstrukturen (gezeigt sind Falten, Schieferung, viskose Störungen) - Grenzzone des laminaren Fließens.

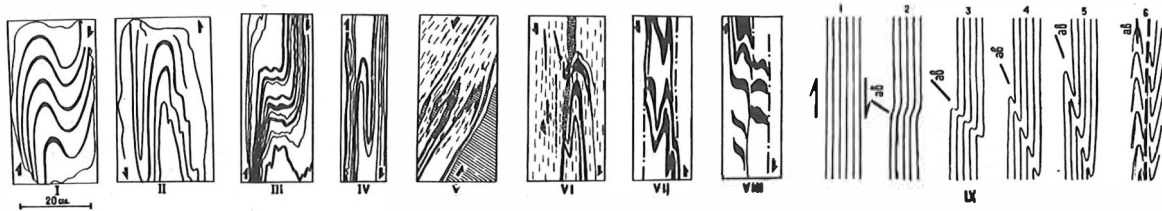


Abb. 5: Analogie der primären und sekundären Fließstrukturen. Außerlich fast identische kleine Wirbelfalten des laminaren Fließens, die in schmalen Zonen des maximalen Geschwindigkeitsabfalls entstanden sind: 1 - 2 - in dazitischen Laven des Devons von Kasachstan (Fluidaltextur); 3 - 6 - in alten Metamorphiten des Pamirs (nach A. N. KASAKOW, J. V. MILLER u. a., 1977), in kristallinen Schiefnern (3, 4) und Magmatiten (5 - 6) - Wechsel von kristallinen Schiefnern (punktiierte Linie bedeutet Schieferung) und Granitlagen (gestrichelt, schwarz, kleine Linsen); 7 - 8 - in den Kalk-Aleurolith-Schiefern des Vendiums<sup>9)</sup> von Kasachstan (schwarz - Kalksteinzwischenlagen).

Die Pfeile geben die faltenbildende laminare Strömung der Substanz an. Im Falle 5 - 8 sind viskose Absätze der Schieferung zu sehen.

9 - Schema der Entstehung von Wirbelfalten infolge eines raschen Geschwindigkeitsabfalls im Querschnitt der laminaren Strömung. a - - Stadien der Entwicklung, (A - Ausgangsstadium, von dem zu sehen ist, wie die Falten entstehen, wie die Achsenfläche derartiger Falten ihre Stellung ändert, von fast transversal zur Gleitung im Moment der Entstehung (b) zu fast konkordant im reifen Stadium, was oft die Komplizierung der Falten durch viskose sekundäre Störungen : punktiierte Linie) ersetzt, wie sich der Habitus der Falten von Flexuren bis zu Isoklinalfalten (transversal zur Bewegung) verändert. Die Breite der Faltenzone wird durch die Breite der Zone der raschen Änderung der Geschwindigkeit vorherbestimmt. Für Falten dieser Art sind zwei Generationen von Fließverhalten und Schieferungen kennzeichnend - eine frühe in Falten sich zeigende, und eine späte parallel zu den Achsenflächen.

<sup>9)</sup> Eokambrium

Während die Strukturen des primären Fließens jedoch nur Effusiva und nur zum Teil Gänge und Plutone erfassen, sind die Strukturen des sekundären Fließens sowohl (insbesondere) in Metamorphiten als auch in dynamometamorphen Gesteinen beträchtlich stärker ausgeprägt, und das Maximum ihrer Intensität ist Ausdruck dessen, daß sie an Bruchzonen gebunden sind, an denen viskose Reibung von Blöcken gegeneinander erfolgt. Wichtig ist hierbei zu unterstreichen, daß die koordinierende Rolle der Brüche völlig analog zur Rolle des Kontaktes der flüssigen magmatischen Phase mit festen Gesteinen ist. Gerade deshalb sind die auftretenden primären und sekundären flächenhaften und linearen Fließstrukturen in allen Fällen parallel zu diesen koordinierenden Flächen angeordnet, trotz ihrer zum Teil ziemlich komplizierten Konturen (wir erinnern an Salz- oder Tondiapire, Intrusionen plastischer Serpentin- und Anhydritmassen u. a.).

Kontrolliert werden somit die Fließstrukturen in jedem Falle durch parallele Zonen des Scherfließens, durch deutliche Brüche (als Geschwindigkeitssprung) oder durch ihnen gleichwertige Grenzen von Phasen unterschiedlicher Viskosität, und sie haben im Prinzip einen lokalen (genauer gesagt, einen nichtkompakten Charakter, der in metamorphen und dynamometamorphen Gesteinen durch häufige Unstetigkeiten und in Magmati-

ten durch eine begrenzte Mächtigkeit der Körper gestört ist, d. h. durch Zunahme der Abbremsung des Magmas an den Kontakten. Aus dem genannten Grund wechselt sich in allen Fällen die lokale (zonale) Entwicklung der Fließstrukturen mit einer kompakten Entwicklung ab, was die Identifizierung und das Verständnis derselben stark erschwert.<sup>10</sup> Allerdings kann man in fast allen Fällen einen "starrten" Kern feststellen, der analog zu dem in magmatischen Körpern fixierbaren ist, wo das Fließen minimal (homogen) ist oder überhaupt gefehlt hat.<sup>11</sup> Die Größenordnung derartiger "Blöcke" kann sehr unterschiedlich sein, und zwar bis hin zu Mikrolithen. Verfolgt man die Analogie weiter, ist folgende Schlußfolgerung unvermeidlich: Sekundäre Fließstrukturen, gleichfalls auch primäre, unterliegen dem Scherfließen; die longitudinale Strömung hat nur als Nebenerscheinung dieses Fließens eine Bedeutung und ist unmittelbar noch nicht in der Lage, Fließstrukturen hervorzubringen (im Zusammenhang damit steht insbesondere die Wechsellagerung von Zonen in ein und demselben Gestein, die entweder intensiv, schwach oder gänzlich undeformiert sind). Mit anderen Worten, Fließstrukturen sind die direkte und unmittelbare Widerspiegelung regionaler Flächen einer einschichtigen Scherung in der Größenordnung von Faltungszonen.

Wodurch wird die in bezug auf die Flächen des Scherfließens oder der Scherung deutliche Parallelität der Partikel oder Intrusionen unterschiedlicher Art hervorgerufen, wenn sie nicht durch eine zur Scherung koplanare Plättung (oder Längsfließen) kontrolliert wird?

Die Betrachtung dieser Frage beginnen wir mit einem elementaren gedanklichen Versuch. In einem Körper, der einem homogenen flächenhaften Scherfließen unterworfen ist, bestimmen wir den Kreisumfang vom Radius  $Z$  (Abb. 6). Das Scherfließen zieht eine Umwandlung des Kreises in eine Ellipse mit den Achsen  $a > c$  nach sich<sup>12</sup>. Während des fortschreitenden Scherfließens ( $\gamma$  ist die Winkeländerung) verändert die lange Achse der Ellipse (Dilatationsrichtung), die ganz am Anfang unter einem Winkel von  $45^\circ$  zur Scherebene orientiert ist, allmählich die Orientierung in Richtung einer Kongruenz mit der Scherfläche, und die kurze Achse (Kontraktion) strebt eine Lage an, die normal zu dieser Ebene verläuft. Die Größe der Abweichung der großen Ellipsenachse von der Scherebene wird durch den Winkel  $\beta$  gekennzeichnet. Die das Scherfließen begleitende Kontraktion bzw. Dilatation wird mit den Komponenten  $\epsilon_c$  bzw.  $\epsilon_a$  bezeichnet. Die Kinematik des Scherfließens wird durch die graphische Darstellung (Abb. 6) veranschaulicht. Daraus wird ersichtlich, daß die infolge des Scherfließens große Enddeformation nur bei  $\gamma = 80^\circ$  ( $\epsilon_a = +480\%$ ),  $\epsilon_c = -83\%$  durch eine annähernde Übereinstimmung der Dilatationsachse mit der Scherebene und die der Kontraktionsachse mit der Normalen zu dieser Ebene ( $\beta = 10^\circ$ ) charakterisiert wird.

<sup>10</sup>) Die Breite der elementaren Zone des laminaren Fließens ist die Funktion der Viskosität für das festgestellte Fließen, und für das nicht festgestellte Fließen ist es außerdem noch die Verschiebungsamplitude. Wir werden diese Frage in einer anderen Arbeit analysieren.

<sup>11</sup>) Aus der Sicht des Prinzips der Relativität der Bewegung können derartige "starre" Kerne als immobiles Element angesehen werden. Und noch deutlicher wird dann auch die Analogie der "starrten" Kerne in den viskosen magmatischen Flüssigkeiten und der "festen" Gesteine, übrigens auch die der Grenzzonen des laminaren Fließens (Abb. 4, I - III und V).

<sup>12</sup>) genauer gesagt, mit den Doppelachsen

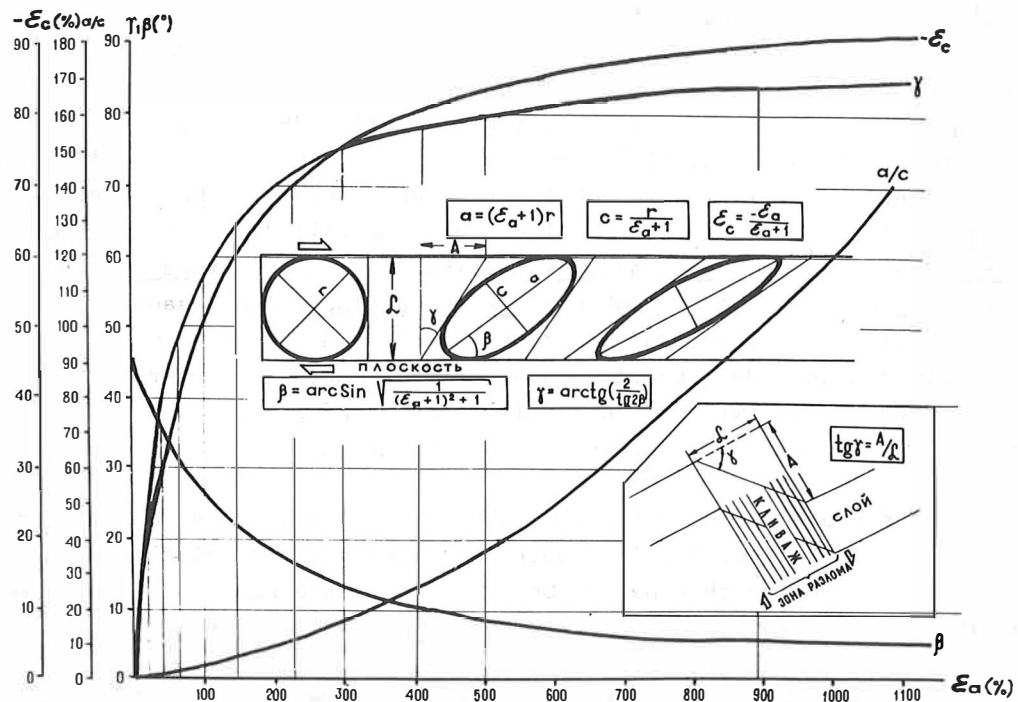


Abb. 6: Schema eines homogenen flachen Scherfließens am Beispiel eines Quadrats und eines darin eingezeichneten Kreises, dessen Verhalten durch Kurven beschrieben wird.  $\varepsilon_a$  und  $\varepsilon_c$  - Komponenten der Dehnung bzw. der Einengung;  $\gamma$  ist die Winkeländerung der  $c$ -Verschiebung;  $\beta$  - Winkel der Abweichung der Einengung der Ellipse von der Ebene des Scherfließens;  $a/c$  - Verhältnis der langen zur kurzen Achse der Ellipse. In der unteren Skizze sind die geologischen Bedingungen der Realisierung des Scherfließens schematisch dargestellt. Der Tangens des Scherwinkels ist gleich dem Verhältnis der Amplitude der Verschiebung  $A$  in der Bruchzone zur Mächtigkeit der Zone  $L$ . Wenn als Kriterium der völligen linearen Texturierung  $\beta = 5^{\circ}$  (Präzision der geologischen Beobachtungen) gewählt wird, dann ist  $A/L = 11$ .

Das sind Bedingungen einer praktisch vollständigen Linearisierung<sup>13)</sup>, d. h. Umorientierung der regellos verteilten Elemente, sagen wir, der Stratifikation, in eine Lage, die parallel zur Ebene des Scherfließens verläuft. Genau die gleiche Orientierung bekommen die Mineralkörner und verschiedene Intrusivkörper, gleichfalls die Brekzienpartikel, ganze Plutone und andere geologische Körper. Tatsächlich sind jedoch Abweichungen, beispielsweise des Regelungsgrades der Körner oder der Intrusionen, von der Orientierung der Scherebene sehr selten. Man braucht nur zu erwähnen, daß in der umfassenden Zusammenstellung zu dieser Frage von E. CLOOS (1958b), nach Literaturquellen von 1825 - 1952 über 160 vermessene Objekte, die unterschiedliche Gesteine und Prozesse (Effusiva - primäres und sekundäres Fließen, Intrusiva - primäres und

<sup>13)</sup> Der Terminus wurde früher eingeführt (PATALACHA, 1970)



sekundäres Fließen, Trümmergesteine - sekundäres Fließen)<sup>14</sup> umfassen, eine Nichtübereinstimmung der Anordnung von Mineralkörnern und Intrusiva einerseits, der Scherebene, der Kristallisationsschieferung, der Fluidaltextur andererseits, praktisch keine Erwähnung findet, und das trotz der Verschiedenartigkeit der Deformation. Das zeugt davon, daß in der Natur ein derartiger mikrostruktureller Fließmechanismus wirkt, der, unabhängig vom allgemeinen Deformationsniveau, die Partikel und Intrusionen praktisch fast immer parallel zur Ebene des Fließens orientiert. Deshalb allein hätte sich aus dieser Tatsache noch nicht der völlig natürliche und unweigerliche Schluß ergeben dürfen, daß das Fließen durch eine zur Ebene des Fließens normale Plättung stimuliert wird.

Wir unternehmen den Versuch, diese Frage am Beispiel der uns am besten bekannten dynamometamorphen Gesteine zu klären. Ihre Untersuchung wird dadurch erleichtert, daß das kataklastische Fließen eine entscheidende Bedeutung hat (als mikrostruktureller rheologischer Mechanismus), während der Prozeß der eigentlichen metamorphen Umkristallisation so mikroskopisch klein und auf einzelne Punkte des Raums beschränkt ist, daß er das Bild des kataklastischen Fließens nicht in entscheidender Weise vertuscht. Wie Beobachtungen in Dünnschliffen (teilerstörte Körner mit klastischen und abgeriebenen Rändern usw.) zeigen, hat dieses Fließen einen durchgehenden Charakter; als kinematische Einheiten (die sich selbständig bewegen) treten dabei, wie im Sand, gewöhnliche Mineralkörner auf (nicht ihre Superindividuen), aus denen das Gestein besteht. Der Prozeß des planaren Fließens selbst führt folglich zu einer Vermischung jedes Kornes mit den benachbarten und erinnert an eine Art regelmäßigen Mischens (wie in einem Kartenspiel) oder an ein Zerwalzen der Körner längs der Fließebenen. Es ist eine Situation ähnlich der längs eines Harnischspiegels. Dabei wird jedes dieser sich differenziert bewegenden Körner, wenn es spröde und isometrisch ist, umgewälzt und erfährt anschließend eine "Nachbearbeitung", d. h. eine Zerkleinerung (Granulierung), die in lotrechter Richtung zur Fließebene maximal ist (Quarz, Feldspatarten u. a.). Die kleinen Trümmer bilden charakteristische "Schwänze" in den "Druckschatten" der größeren Körner und markieren dadurch die Größenordnung und den Charakter der erfolgten Gleitungen in dem umgebenden Medium (Abb. 7). Wenn die Substanz schnell an beiden Seiten des betrachteten Kornes in die entgegengesetzte Richtung gleitet, treten die "Schwänze" paarweise (beidseitig) auf und haben eine Richtung, die fast dem Dilatationsvektor entspricht.

Die Gleichgewichtsform der Körner (unter den Bedingungen eines Fließprozesses eine energetisch günstige Form) gewöhnlicher gesteinsbildender Minerale ist linsenförmig. Diese Qualität ist oft primär (beispielsweise Plattigkeit der Feldspate, Lamination der Glimmer usw.), doch meist wird sie im Prozeß des kataklastischen Fließens erworben. Linsenförmige Körner fester Mineralien erfahren eine Rotation nach den Gesetzen der Hydrodynamik (ähnlich wie Baumstämme in einem Fluß), und sie weisen eine Verkürzung in den Gleitflächen und eine lange Achse in der Dilatationsrichtung auf (Abb. 4, IV). Neben dem Auftreten von Linsenförmigkeit entsteht auch die Regelung von Körnern mit einer Verkürzungsebene immer parallel zu mikroskopischen Schergleitflächen. Eine derartige gesetzmäßige Anordnung der Körner (die einem Minimum an freier Energie entspricht) wird bereits bei einer sehr schwachen Linsenförmigkeit ihrer Formen durch eine äußere "starre" Drehung erreicht. Die Linsenförmigkeit der Körner verstärkt sich

<sup>14</sup>Auf das sekundäre Fließen entfällt die überwiegende Anzahl (über 120) der Fälle.

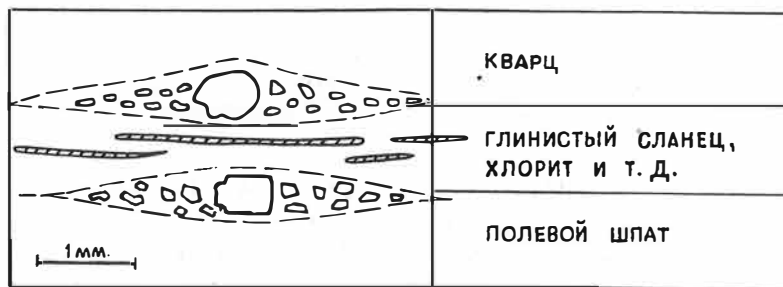


Abb. 7: Charakteristischer Habitus der Aggregate spröder und plastischer Minerale unter dem Mikroskop. Horizontale Schieferungsebene.

mit der Zeit und kann letztendlich zu einer Streifigkeit werden, eine Erscheinung, die für dynamometamorphe Gesteine charakteristisch ist.

Ähnliche Veränderungen erfahren die plastischen Körner, nur mit dem Unterschied, daß ihre Bewegung entlang der zur Gleitebene verlaufenden Normalen (wie auch die Streckung, infolge der Verschiebung in dem umgebenden Medium entlang der Ebenen, die parallel zu den makroskopischen Gleitflächen verlaufen) auf plastischem Wege erfolgt. Körner, die ursprünglich meist isometrisch sind, bekommen allmählich (nach den gleichen Gesetzen) eine Linsenform und Flächenorientierung, die sich letztendlich in einer Streifigkeit der Gesteine abbildet.

In den meisten Fällen zieht die Dynamometamorphose diaphthoretische Veränderungen der Feldspate, Pyroxene, Amphibole und anderer Minerale nach sich, wobei ihre Umwandlung in Sericit, Chlorite, Karbonate u. a. erfolgt. All das, genau so wie die Schieferungs-Anisotropie an und für sich auch, führt zu einer Verminderung der Viskosität des Systems. Wesentlich ist hervorzuheben, daß die Erscheinungen der Kataklastik und Umkristallisation so eng miteinander verflochten sind, daß der Terminus kataklastisches Fließen durchaus berechtigt ist (im Unterschied zur gewöhnlichen Zerstörung im Experiment erfolgt keinerlei Verkürzung, der Prozeß wird vorwiegend durch Diffusionserscheinungen stimuliert<sup>15)</sup>).

Somit erfolgt die durch Schieferungsgleitflächen kontrollierte einheitliche Flächenregelung der Körner nach der Form (und nicht selten auch nach dem Aufbau) ausschließlich deshalb, weil als sich differenziert bewegende und sich deformierende Einheiten Körner auftreten, aus denen das Gestein besteht, das einen zusammengesetzten Körper darstellt. Was nun die Intrusionen unterschiedlicher Art betrifft, so kann es möglich sein, wenn ihre Eigenschaften sich nicht von den Eigenschaften des Mediums unterscheiden, daß die Größe der kinematischen Einheit des kataklastischen Fließens beträchtlich geringer als die Intrusion ist. Dann ist die Intrusion bereits nicht mehr als kinematische Einheit, sondern als Element eines passiven Prozesses anzusehen. Und nur in diesem Falle ist dessen Orientierung nach dem Gesetz des Scherfließens einer viskosen Flüssigkeit unter dem Winkel zur Scherebene möglich (Abb. 8).

<sup>15)</sup> Eine ähnliche Art von Viskosität muß als kataklastische Korngrenzen-Viskosität qualifiziert werden. Daher die Spezifik des "viskosen" dynamometamorphen Fließens der Gesteine.

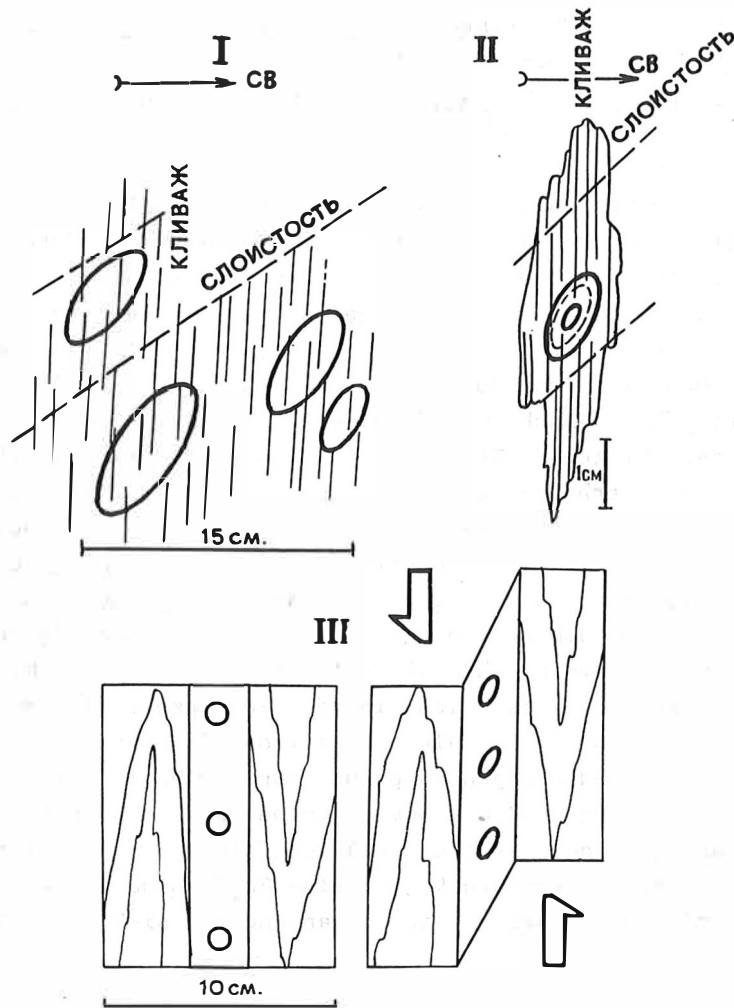


Abb. 8: "Anomale" Beziehungen der Intrusionen und der Schieferung (Fehlen von Parallelität). Nach G. A. SOKOLENKO.

I. Deformation der Sphärolithe und Schieferung in aleurolitheischen Sandsteinen der Kokpektinska-Folge des Unteren bis Mittleren Karbons der Sajsan-Faltungszone in der Nähe der Ortschaft Boko.

II. Deformation der Sphäroidalkonkretionen und Schieferung in Tuffsandsteinen der Bajkumska-Folge des unteren Karbon der Sajsan-Faltungszone in der Nähe der Ortschaft Nikitinka.

III. Experiment (Scherfließen von Kautschuk), das den Entstehungsmechanismus natürlicher struktureller Verhältnisse zeigt, die auf I und II demonstriert werden - Mechanismus der inneren plastischen Krümmung (äußere starre Krümmung s. Zeichnung 4, IV).

Eine derartige Biegung ist, im Gegensatz zu einer herkömmlichen (äußeren oder starren, - ein Partikel im Strom), ihrem Wesen nach eine innere oder plastische Biegung. Wegen der Spezifik der Bedingungen spielt sie nur eine äußerst geringe Rolle, da bereits die unbedeutendste Abweichung der Eigenschaften des Intrusionsmaterials von den Eigenschaften des Matrixgesteins ihr die Bedeutung einer kinematischen Einheit ver-

leicht (um so mehr, je bedeutender die Unterschiede der Eigenschaften sind), was eine konkordante Orientierung mit der umgebenden Struktur gewährleistet. Somit führt gerade die mikroskopische Mosaikstruktur, der kataklastische Typ des Fließens (Komposit-Charakter der Gesteine) trotz des Scherfließens in der Natur zu einer parallelen Orientierung der abgeplatteten Körner, der Intrusionen und der Schieferungsgleitflächen.

Unter dem Aspekt des vorstehend Dargelegten ist die Rolle, die der gerichtete Druck bei der Entstehung der Fließstrukturen spielt, von besonderem Interesse. Entsprechend den Prinzipien der Thermodynamik verkleinern sich die Körner in Richtung des höchsten Drucks, in Richtung des geringsten Druck nehmen sie an Größe zu. Das führt zur Entstehung von linsenförmigen Körnern und einer linsenförmigen Struktur (Längsfließen) des Gesteins insgesamt. Die Entstehung einer derartigen Form von Fließstrukturen erfordert jedoch zwei Voraussetzungen: erstens Möglichkeiten der Übertragung eines gerichteten Drucks über eine gewisse Entfernung ("Härte" des Mediums) und zweitens eine erhöhte Temperatur, die für eine intensive Umkristallisation ausreichend ist. Es kann konstatiert werden, daß die erste Bedingung in magmatischen Systemen und die zweite in dynamometamorphen Systemen nicht erfüllt wird (und gerade deshalb ist hier die Anatomie der Mikrokataklase so gut zu sehen). Die genannten Bedingungen werden auf den ersten Blick nur in metamorphen Systemen erfüllt. Gerade hier sind sowohl die dynamischen als auch die strukturellen Kontraste gleichsam in höchstem Maße verwischt. Tatsächlich sind die Festigkeitseigenschaften der Gesteine, die proportional zur Entfernung sind und auf die die Übertragung eines gerichteten Kompressionsdrucks unter Bedingungen lange andauernder Dislokationsprozesse möglich ist, so verschwindend gering, daß es kaum gelingen wird, die in Faltungszonen zu beobachtende "gleichmäßige" (genauer disperse) Verteilung der Deformationen zu erklären (die Übertragung von gerichtetem Druck über eine Entfernung ist ein uraltes Problem der Tektonik). Außerdem haben Bruchstörungen an und für sich keinerlei Bedeutung in dieser Problematik.

Ganz andere Möglichkeiten eröffnet das Scherfließen. Es handelt sich darum, daß gerade die Brüche, die den Fließprozeß aktiv steuern, dabei außerordentliche Bedeutung erlangen. Es ist die Größe der Tangenten (in bezug auf den Bruch) der quer zur Bruchzone auftretenden Bewegungen und Spannungen proportional zur Größe des Bruchs und zur Amplitude der Verschiebung längs des Bruchs; und sie ist um so beträchtlicher, je geringer die Gesteinsviskosität ist. Gerade diese starke Gegensätzlichkeit des Scherfließens gewährleistet eine äußerst hohe Effektivität in Dislokationsprozessen insgesamt, was in erweiterter Form in Tab. 1 enthalten ist.

#### Literatur

- BALK, R.: Strukturnye osobennosti izveržennyh gornych porod (Strukturelle Besonderheiten von Eruptivgesteinen). Moskva-Leningrad: Verlag Gosgeoizdat 1946
- VESELOVSKIJ, S. F.: Štekloduvnoe delo (Glasbläserei). Idz. Akad. Wiss. UdSSR, Moskva, 1952
- KAZAKOV, A. N.; MILLER, J. V.; DUK, V. L.; CHARITONOV, A. L.: Strukturnaja evoljucija metamorfičeskich kompleksov (Strukturelle Entwicklung metamorpher Komplexe). Leningrad: "Nauka" 1977

- CLOOS, E.: Deformacija oolitov v skladke Južnych gor. Merilend (Deformation der Oolithe in der Falte der Südgebirge Marylands). In Sammelband: Voprosy strukturnoj geologii (Fragen der Strukturgeologie). Moskva: "Mir", 1958a
- CLOOS, E.: Linejnost' (Lineation). In Sammelband: Voprosy strukturnoj geologii (Fragen der Strukturgeologie). Moskva: "Mir", 1958b
- KOPEV-DVORNIKOV, V. S.; JAKOVLEVA, E. B.; PETROVA, M. A.: Vulkanogennye porody i metody ich izučeniya (Vulkanogene Gesteine und Methoden ihrer Untersuchung). Moskva: "Nedra", 1967
- LOGŽ, A.: Elastične židkosti (Elastische Flüssigkeiten). Moskva: Verlag Nauka, 1969
- LUČICKIJ, I. V.: Osnovy paleovulkanologii (Grundlagen der Paläovulkanologie), Band 1, 2. Moskva: Verlag Nauka, 1971
- MIJASHIRO, A.: Metamorfizm i metamorfičeskie pojasa (Metamorphose und metamorphe Gürtel). Moskva: Verlag Mir, 1976
- PATALACHA, E. I.: Mechanizm vznikoveniya struktur tečeniya v zonach smjatija (Der Entstehungsmechanismus von Fließstrukturen in Faltungszonen). Kasach. SSR: Nauka, 1970
- PATALACHA, E. I.: Klassifikacija skladok, klivaža i slancevatosti (Klassifikation von Falten, Kristallisationschieferung und Schieferung). In Sammelband: Tektonika i formacija Kazachstana (Tektonik und Formationen Kasachstans). Kasach. SSR: Nauka, 1971
- PATALACHA, E. I.: Genetičeskie tipy skladčatosti Kazachstana (Genetische Faltungstypen Kasachstans). Kasach. SSR, Vestnik Akad. Wiss. 1973, 3
- EZ, V. V.: Suščestvujut li skladki voločenija i skladki skalyvanija? (Gibt es Schleppfalten und Scherfalten?) Geotektonika (1969) 3

The problem of flat-lying granitic plutons and the velocity  
of their intrusion

von

M. P. MIERZEJEWSKI <sup>1)</sup>



S u m m a r y

Four groups of phenomena discussed here serve to show the real existence of flat-lying granitic plutons, postulated 60 years ago by H. CLOOS.

In the case of Karkonosze, Sudetes, the velocity of the intruding magma of the range 1 - 7 km/m.y. is ascertained. The mechanism of the intrusion of subhorizontal plutons remains a still unsolved problem.

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

Vier verschiedene Phänomene, die hier diskutiert werden, sollen die reale Existenz flachliegender granitischer Körper nachweisen, die vor 60 Jahren von Hans CLOOS postuliert wurden.

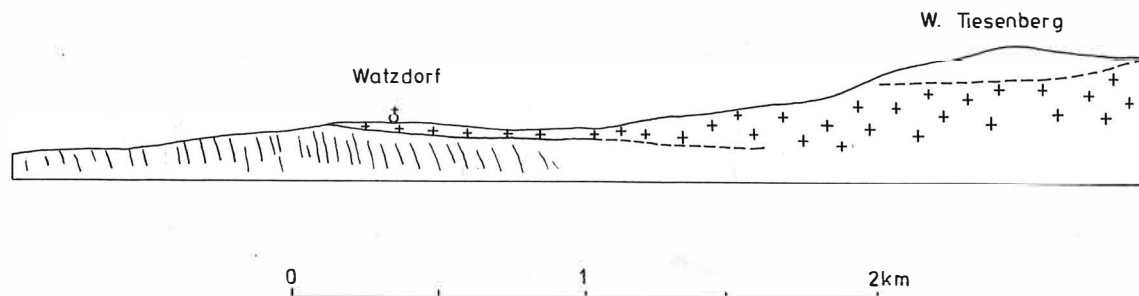
Im Falle des Karkonosze-Granits, Sudety, wird eine Intrusionsgeschwindigkeit des Magmas von 1 - 7 km/Mill.J. angenommen. Der Intrusionsmechanismus subhorizontaler Plutone bleibt ein noch ungelöstes Problem.

It was H. CLOOS (1923) who nearly 60 years ago had questioned the reason to assume batholiths as bodies which should extend downwards "fusslos in die ewige Teufe" according to classical definition. He interpreted the Hauzenberger Massif in the Bavarian Forest, considered then as a typical batholith, in terms of the flat-lying slab (fig. 1). Also as flat-lying body H. CLOOS (1923) interpreted the granite massif of southern Bavarian Forest, rooted in the so called Pfahl-tectonic zone (fig. 2).

CLOOS's interpretation of geometry of the Hauzenberger Massif was strongly criticized by F.E. SUESS (1925). Nevertheless, H. CLOOS (1927) kept maintaining his view and in his classification of plutonic bodies (H. CLOOS 1936, p. 70, p. 75) he distinguished the class of flat-lying plutons (Germ. "Horizontalplutone or Lagerplutone").

Not entering those old discussions one can notice that after CLOOS only occasionally the granitic massifs were interpreted as flat-lying intrusive bodies. It seems that granitic magma must most of all move gravitationally upwards. The emplacement of gra-

<sup>1)</sup>Institute of Geological Sciences of the Wrocław University, Wrocław



H. Cloos 1923

Fig. 1 Section through the Hauzenberg Massif  
after H. CLOOS (1923)

nites may be accomplished in the way suggested by H. CLOOS only when magma is subjected to great pressure, the country rocks display marked horizontal parting and so vertical ones, and finally magma has low viscosity. The latter demand seems, in particular, little reasonable. Studying recent volcanoes, one can readily observe, that basaltic lavas flow quickly and easily down the slope, in contrary to the acid lavas moving downwards slowly even in a case of steeply inclined slopes. Accordingly, one can hardly expect the acid magma, known of its high viscosity, to emplace in nearly horizontal directions along walls of the envelope.

Let us discuss some field examples suggesting the flat-lying granitic bodies do actually exist.

1. In the Karkonosze granitic massif, the Sudetes, there are frequently encountered nearly horizontal contacts between the individual varieties of granitoid rocks. Such flat-lying granitoid layer may be observed on steep slopes of the stream Szklarks, 1,5 km south of the Kochanówka hostel. At the base, occur medium- and even-grained granite subhorizontally covered with medium- or fine-grained porphyritic granites.

The same sort of phenomena can be seen in crags, where the granitic varieties form as though contrasting layers (fig. 3).

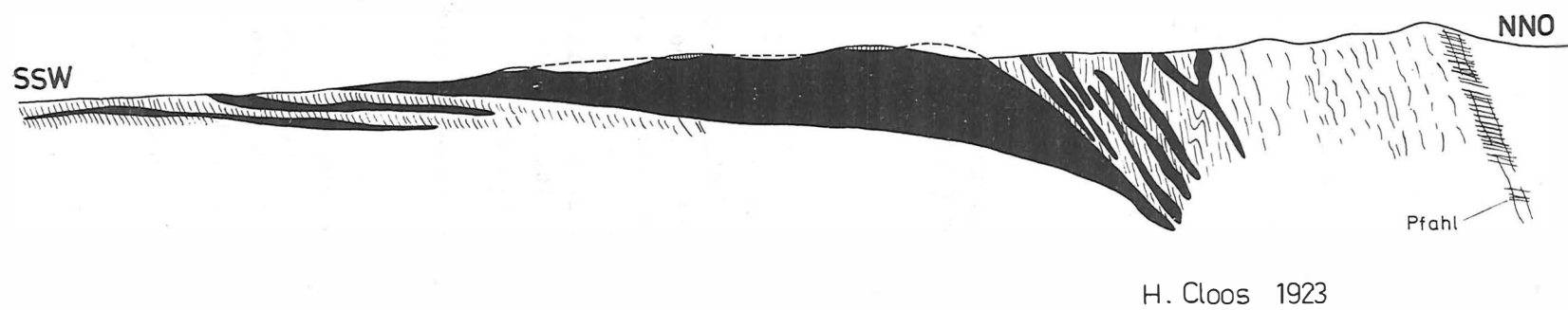
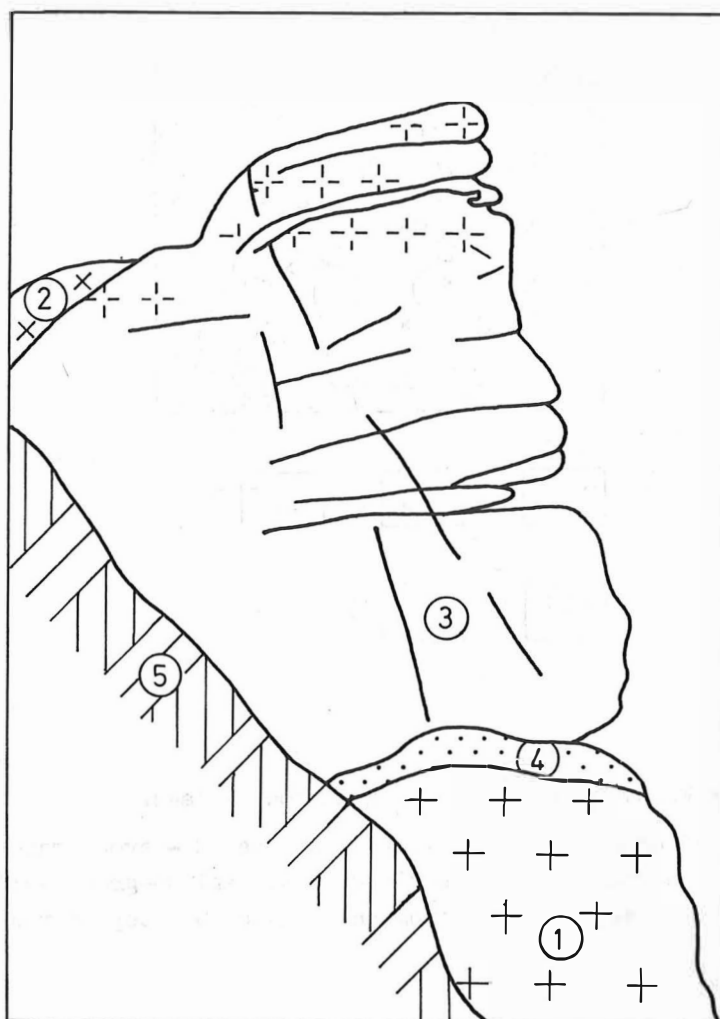


Fig. 2 Section through the Scheinbatholith in the S. Bavarian Forest after H. CLOOS (1923)





after M. Mierzejewski

Fig. 3 The crag of granite, 1,5 km south of the Kochanówka hostel.

1 - Even-grained granite, 2 - medium-grained porphyritic granite, 3 - fine-grained porphyritic granite (aplite-granite), 4 - folded aplite vein, 5 - the scree.

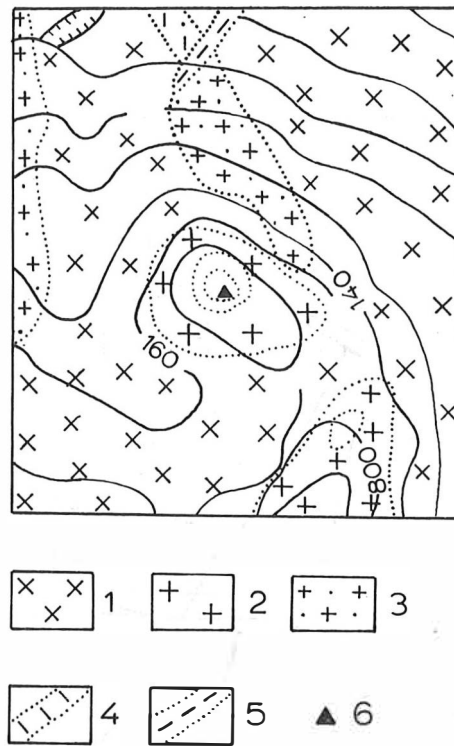
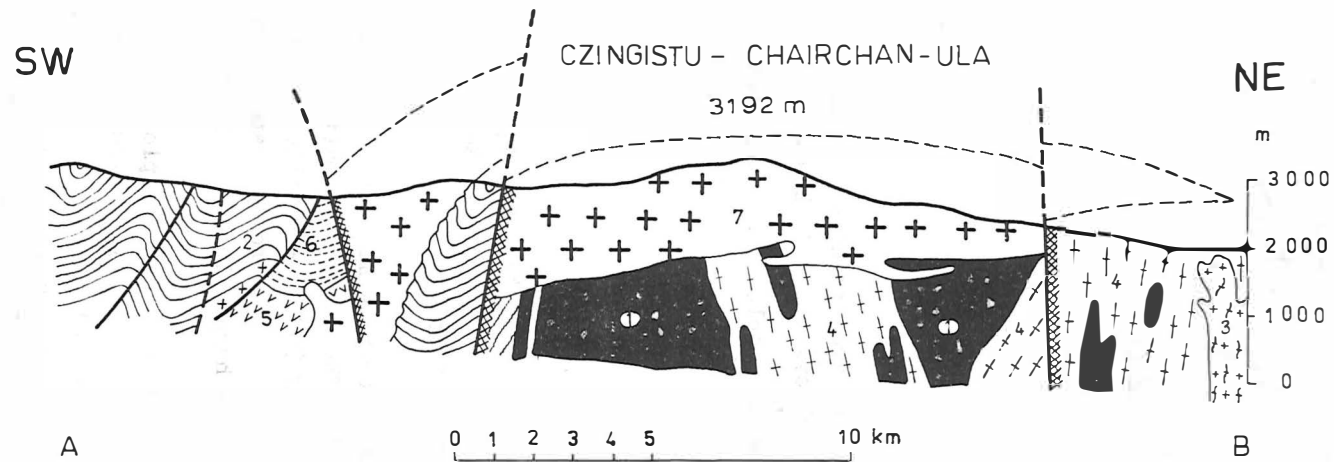


Fig. 4 Mount Wezówka, 1 km SW of Jagniatków village.

- 1 - Medium-grained porphyritic granite; 2 - even-grained granite;  
 3 - fine-grained porphyritic granite (aplite-granite); 4 - aplite and  
 pegmatite veins; 5 - microgranite dike; 6 - top of the mount.

On the Mount Wezówka, 1 km SW of Jagniatków village, the top parts are built of medium- and even-grained granite, overlying the medium-grained porphyritic granites, the contact surface inclining northerly at an angle of a few degrees (fig. 4).

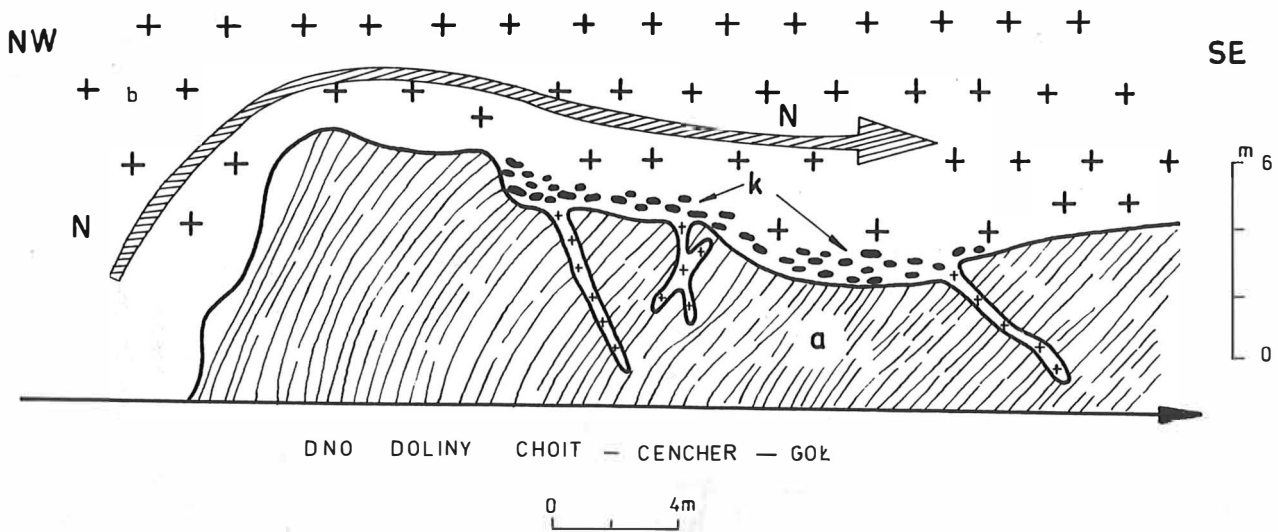
2. Internal structures, or more strictly spoken, flow directions of magma may be defined by means of studying the actual textures of the granitic rocks. It is a hard task in the case of even-grained rocks, but quite easy in porphyritic ones. As indicators of ancient movement directions have been used large feldspar phenocrysts. The method how to determine flow directions through microscopic measurements was elaborated by BARBU (1960). The method of field measurements was introduced by H. CLOOS (1925, 1927), and next completed by SCHUST (1967) and MIERZEJEWSKI (1973 a). Recently the method provides quite reasonable results. By applying this method to the Karkonosze massif, MIERZEJEWSKI (1973 b) arrived the conclusion that the porphyritic granites occur in general subhorizontally and steep flow directions of magma were recognized in the region of magma ascend.



J. Don et al 1968

Fig. 5 Section through the Talbonoor fault zone, Mongolia, after J. DON et al. (1968)

1 - amphibole-mica shist and crystalline limestones of the Tsenkher Gol series;  
 2 - Upper Altai series (fine-grained tuffite sandstones, alternating with slightly phyllitized shales; 3 - migmatites; 4 - banded granites and granodiorites; 5 - porphyries; 6 - black graptolitic shales with sandstone intercalations (Silurian); 7 - Tolbonoor alaskite granites.



J. Don et al 1968

Fig. 6 Exposure of the base of the granite harpolite on the northeast slope of the Khoit Tsenkher Gol valley. After J. DON et al. (1968)

a - Mica shists and mica amphibole shists with intercalations of quartzite - mica shists; b - alaskite granite; c - xenolites.

3. That the Karkonosze Massif represents a flat-lying body over the metamorphic basement, also is evidenced by fragments of metamorphic rocks embedded in microgranitic dykes cross-cutting the massif (G. BERG 1933).

4. The subhorizontal granitic massif overlying metamorphic basement has been reported from Mongolia by J. DON et al. (1968). The base of granitic massif is exposed over the distance of several kilometres in nearly 900 m deep valleys of the rivers Tsagan Burgas-gol and Khoit-Thsenker-gol (figs. 5, 6). The outcrop pattern of those granites allows to state that they occur in the form of harpolite (sensu H. CLOOS 1923).

As can be judged from the four afore mentioned examples the acid plutonic magma seems to be much less viscous than that of acid lava flows. This may be explained in terms of different contents of volatiles in both the magmas. In the case of Karkonosze Massif we can now reconstruct the way of emplacing magma and say how long the process lasted, but we still cannot recognize how viscous the granitic magma actually was during the time of intrusion. Unknown are physical parameters of the environment the magma went through.

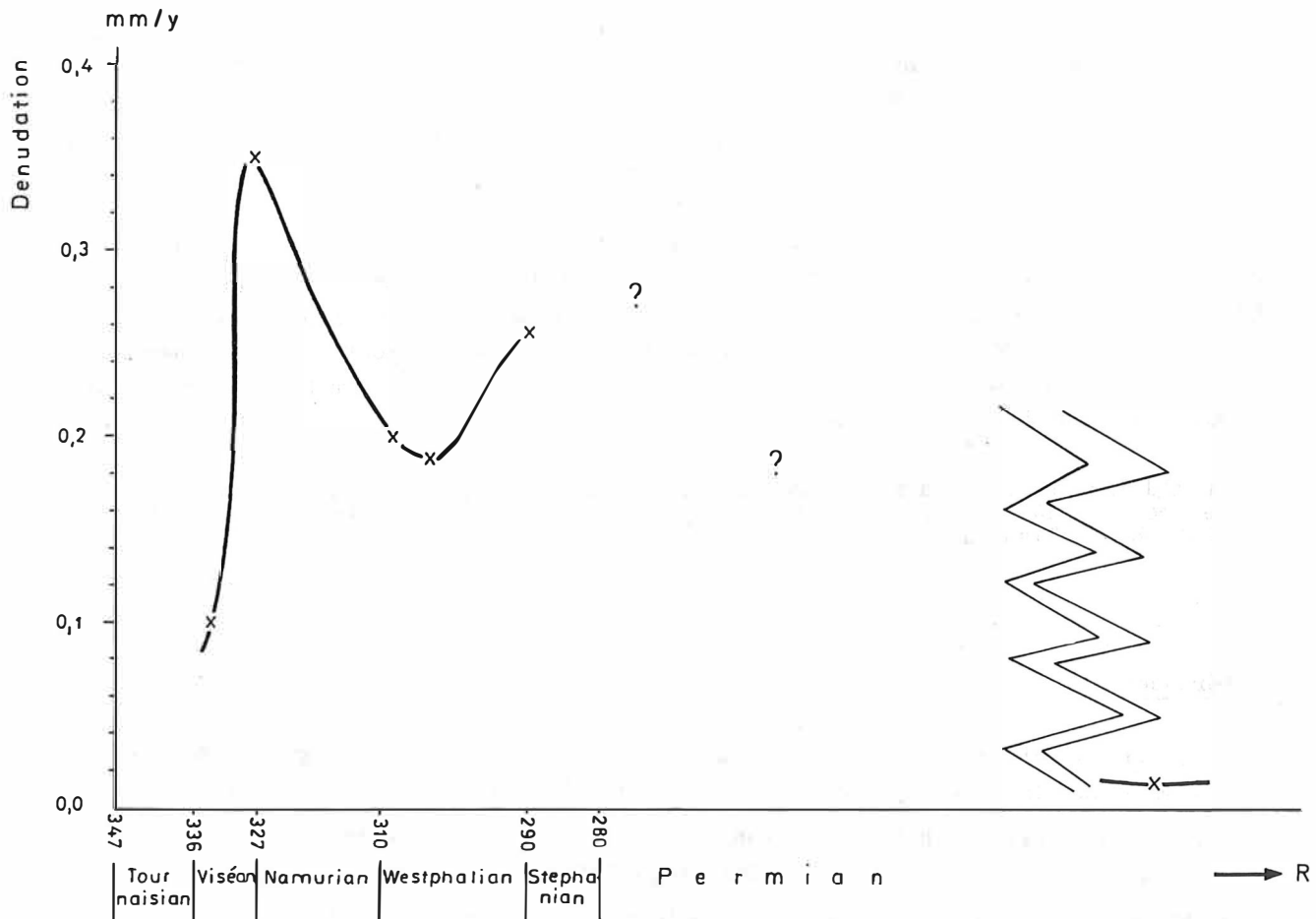


Fig. 7 The denudation curve of the Carboniferous Karkonosze Mts.

It seems possible to evaluate the velocity of emplacing Karkonosze magma. The beginning of intrusive process was reflected by changes in sedimentation and palaeogeography of the Lower Carboniferous in the Intra-Sudetic Depression (A.K. TEISSEYRE 1971). The end of the first stage of magma invasion was reflected by maximum point of denudation curve (fig. 7) of the ancient Carboniferous Karkonosze (M.P. MIERZEJEWSKI in press). Thus the time span of intrusion process may be determined.

Unfortunately, the distance the magma moved along has been known only in a rough approximation. At least it was of the order of 5 km (from BUDDINGTON's 1959, kata- to mesozone) and the maximum distance could be 32 km (from catazone beneath the Intra-sudetic Depression from where the magma had started its wandering to the center of Karkonosze pluton). It yields the rate from 1, to 7 km/m.y.

It is striking that the obtained velocity rate is a little less than that (10 - 20 km/m.y.) assumed for mechanism of type of bubble (and balloon) ascending Stokesian process (diapirism), (FYFE 1970, PITCHER 1975). The lower velocity of the Karkonosze magma is easily explainable, while taking into account that the magma did not moved upwards, as in case of diapirs, but obliquely forming the recently observed batholit.

The intrusive mechanism of piece-meal stoping type (DALY 1903) should be rejected, because it requires much higher velocities. On the other hand, as emphasized by IKEDA (1978), the value of the velocity in the Stokesian process (diapirism) is too small the granitic magma could ascend in the crust before its solidification. The remark seems that the mechanism by which the subhorizontal intrusions have been accomplished is still far from being understood.

I would like to express my thanks to Grazyna Rewus for preparation of drawings. Thanks are also due to Dr. A. ZELAZNIEWICZ, who read the original typescript and polished the English text.

#### References

- BARBU, A.: Structural and petrological research of feldspars of magmatic rocks. *Studii si cerc. geol., Bucuresti* 4 (1960) 5, pp. 711-723, (in Romanian)
- BERG, G.: Schiefereneinschlüsse in Granitporphyr des Riesengebirgsgranites. *Jb. Preuss. geol. Landesanst., Berlin* 54 (1934)
- BUDDINGTON, A.F.: Granite emplacement with special reference to North America. *Bull. Geol. Soc. Amer., Boulder* 70 (1959) 6, pp. 671-748
- CLOOS, H.: I. Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. II. Die "Batholiten" des Bayerischen Waldes und der Pfahl. *Geol. Rundsch., Stuttgart* 14 (1923), pp. 7-28
- CLOOS, H.: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. I. Teil. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin 1925
- CLOOS, H.: Das Granitmassiv von Hauzenberg. *Monogr. Geol. Paläont., Serie II, 3*, pp. 124-130, 1927
- CLOOS, H.: Einführung in die Geologie. Berlin: Verl. Borntraeger, 1936
- CLOOS, E.; CLOOS, H.: Die Quellkuppe des Drachenfels am Rhein. *Z. f. Vulkanologie, Berlin* 11 (1927)
- DALY, R.: The mechanics of igneous intrusion. *Amer. J. Sci., New Haven* 15 (1903), pp. 269-298
- DON, J.; BIERNAT, S.; DUMICZ, M.; BERES, B.: Harpolit granitowy tożbonurskiej strefy dyslokacyjnej. *Rocznik Pol. Tow. Geol., Kraków* 38 (1968) 4

- FYFE, W.: Some thoughts on granite magmas.  
 In: Newall, G.; Rast, N. (Eds.) Mechanism of Igneous Intrusion. Geol.J., Spec. Iss.,  
 2, Liverpool (1970), Gallery Press
- IKEDA, Y.: Intimate correlation in composition between granitic rocks in Japan.  
 J. Geol., Chicago 86 (1978) 2, pp. 261-269
- MIERZEJEWSKI, M.P.: The method and analysis of field measurements of large feldspars  
 in Karkonosze granite.  
 Acta Univ. Wratislav., Wrocław 192 (1973), Prace Geol.-Min. III, (in Polish), 1973 a
- MIERZEJEWSKI, M.P.: Orientation of feldspar megacrystals in relation to the evolution and  
 structure of granitic Karkonosze pluton.  
 In: Smulikowski, K. (Ed.): Revue des problèmes géologiques des zones profondes de  
 l'écorce terrestre en Basse Silesie. Warszawa, 1973 (1973 b)
- MIERZEJEWSKI, M.P.: The denudation of the ancient Carboniferous Karkonosze.  
 (in press)
- PITCHER, W.S.: On the rate of emplacement of batholiths.  
 J. Geol. Soc. Lond., London 31 (1975), pp. 589-591
- SCHUST, F.: Die Kornregelung von Feldspäten in magmatischen Gesteinen.  
 Freib. Forsch.-H., Leipzig C 215 (1967)
- SUESS, F.E.: Bericht über eine geologische Exursion nach Hauzenberg im Bayrischen Walde.  
 Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., Sitz.ber., Abt. I, Wien 134 (1925), pp. 143-157
- TEISSEYRE, A.K.: Sedimentology of the Kulm of Ciechanowiec and palaeography of the lowest  
 Kulm of the Intra-Sudetic Basin.  
 Geol. Sudetica, Warszawa 5 (1971), pp. 273-281

Dynamometamorphose in frühen Stadien der Katagenese

von

A. V. LUKJANOV und V. T. LUKJANOVA <sup>1)</sup>



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

1. In meso-känozoischen nichtmetamorphen Sedimentserien orogener Gebiete Mittelasiens sind die durch tektonische Deformation (stressbedingte Neubildungen, Dynamometamorphose im Stadium der Katagenese, Dynamokatagenese) hervorgerufenen epigenetischen Veränderungen gut ausgebildet. Die spannungsbedingten Veränderungen unterscheiden sich wesentlich von den Bildungen, die in der Katagenese herausgebildet wurden. Sie weisen spezifische Besonderheiten auf und werden durch strukturelle und mineralische Indikatoren bestimmt.

2. Die stressbedingten Neubildungen entwickeln sich vor dem Hintergrund der Katagenese unterschiedlich veränderter Gesteine, und zwar sowohl im Stadium der in früher Katagenese befindlichen Gesteine, als auch tiefgehend veränderter Gesteine. Das Auftreten und der Grad der Entwicklung dieser Veränderungen hängen nicht vom Grad der Katagenese der deformierten Serien ab.

3. Die Entstehung spannungsbedingter Mikrostrukturen wird von einer allgemeinen Umbildung der Mineralsubstanz der Gesteine und vom Entstehen von Mineralkomplexen begleitet, denen autigene Komplexe bestimmter Katagenesezonen entsprechen. In stark verformten Sedimentserien entspricht der Grad der allgemeinen Umbildung der Mineralsubstanz den Veränderungen der Zonen mit tiefgehender Katagenese und Metagenese.

4. Auftreten und Entwicklungsgrad der spannungsbedingten Umbildungen sind eng verbunden mit der Intensität der Gesteinsdeformation und werden durch den Grad der Anisotropie des Spannungsfeldes bestimmt, in dem sie sich befanden. In einfachen Falten sind nur angedeutete Formen der spannungsbedingten Mikrostrukturen vorhanden, in stark deformierten tektonischen Schichten und Decken sind sie stärker entwickelt; stark umgebildet ist gleichfalls die Mineralsubstanz der Gesteine.

---

<sup>1)</sup> Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Geologisches Institut, Moskau



5. Charakteristische Merkmale spannungsbedingter Veränderungen lassen sich sowohl in tiefgehend katagenetisch umgebildeten Gesteinen, als auch in Schichten mit unbeträchtlichen postdiagenetischen Veränderungen gut diagnostizieren. Dem Charakter der stressbedingten Mikrostrukturen, dem Entwicklungsgrad der orientierten Neubildungen, den räumlichen Verhältnissen der Druck- und Zugstrukturen nach kann über die Deformationstypen, die Sprödbbruchverhältnisse und die Verhältnisse des plastischen Fließens in den Schichten, über die Intensität des Fließens und über die Hauptparameter der Spannungsfelder geurteilt werden, in denen sie gebildet wurden.

## Резюме

1. В мезозойско-кайнозойских неметаморфизованных осадочных толщах орогенных областей Средней Азии хорошо проявлены эпигенетические изменения, вызванные тектоническими деформациями (стрессовые преобразования, динамометаморфизм на стадии катагенеза, "динамокатагенез"). Стрессовые изменения существенно отличаются от образований, сформированных в катагенезе. Они имеют специфические особенности и определяются своими структурными и минеральными индикаторами.

2. Стрессовые преобразования развиваются на фоне различно измененных в катагенезе пород: как в находящихся на стадии раннего катагенеза, так и глубоко измененных породах. Появление и степень развития этих изменений не зависит от степени катагенеза деформировавшихся толщ.

3. Возникновение стрессовых микроструктур сопровождается общим преобразованием минерального вещества пород и возникновением комплексов минералов, соответствующих аутигенным комплексам тех или иных зон катагенеза. В сильно деформированных осадочных толщах степень общего преобразования минерального вещества соответствует изменениям зон глубокого катагенеза и метагенеза.

4. Появление и степень развития стрессовых преобразований тесно связаны с интенсивностью деформации пород и определяется степенью анизотропии поля напряжений, в котором они находились. В простых складках проявлены лишь зачаточные формы стрессовых микроструктур, в сильно сжатых тектонических пластинах и в покровах они наиболее развиты, сильно преобразовано также минеральное вещество пород.

5. Характерные признаки стрессового изменения пород хорошо диагностируются как в глубоко катагенетически преобразованных породах, так и в пластах с незначительными постдиagenетическими изменениями. По характеру стрессовых микроструктур, степени развития ориентированных новообразований и пространственным соотношениям структур сжатия и растяжения можно судить о типах деформации, соотношении хрупкого разрушения и пластического течения и пластах, интенсивности течения и основных параметрах полей напряжений в которых они образовались.

## Summary

Deformation and metamorphism are closely related. Dynamometamorphism is one of the forms of deformation development in stressed rocks. The tectonic flow of rocks without dynamometamorphism is practically impossible. Dynamometamorphism reveals itself in structural transformations and mineral composition changes. Its intensity depends on stress conditions ( $\sigma_{ij}$ ) and is closely related to rock deformation degree, so it has no direct correlation with facies and zones of metamorphism which are determined by PT-conditions.

Effects of dynamometamorphism in metamorphic complexes are wellknown. However, it is not clear under what conditions it starts and how it reveals at the early stages of rock formation. We have studied a lot of rock sequences of Mesozoic and Cenozoic sedimentary series in Central Asia (USSR), where rocks are still not metamorphised and had undergone only catagenetic changes of the first and developed stages of catagenesis but at the same time they are differently transformed by stress and strain (fig. 1, 2). Our observations have shown that the dynamometamorphism starts and can be easily seen even at the earliest stages of catagenesis.

Mesozoic and Cenozoic rocks in Central Asia are composed of terrigenous graywacke series  $T_3^3$ - $J_2$ , marine clay-carbonate rocks, evaporites  $J_3$ , continental and marine essentially terrigenous polymictic series  $C_r$ - $P_g$ , and thick continental terrigenous, polymictic by composition, series of Neogene-Quaternary age. Thickness of sedimentary complex varies from 0-500 m to 1500-2000 m in the Turan Plate, reaches 5-8 km and over 10 km in the intermountain depressions of Tien-Shan orogene and up to 3500 m in the Pamirs. The epihercynian Mesozoic-Cenozoic platform structures of Central Asia are greatly reworked by the orogenic Neogene-Quaternary tectonic movements. Neotectonic movement amplitudes are about 100-400 m in the Turan Plate, reach 500-1000 m in uplifts and depressions; in Tien-Shan orogenic region - 3-5 km, in the Pamirs - 4-8 km. The intensity of tectonic deformations increases from external to internal parts of the orogenic region in direction to the Pamirs, and considerably increases in the deep-fault zones.

All sedimentary rocks are changed by catagenetic processes. The degree of catagenesis becomes more and more intensive as the beds are sinking to the depth after sedimentation, but it also depends on the degree of the orogenic rework of the structure of a region by Neogene-Quaternary tectonic movements (Plates X, XII). In general, sedimentary rocks of Neogene, Paleogene, partly Upper Cretaceous (and in the Turan Plate also Cretaceous and Jurassic rocks) are at the early and middle catagenetic stages while Cretaceous and Jurassic rocks are at the stages of middle and late catagenesis, and the basal horizons of Jurassic and Triassic rocks are at the

metagenetic stage. These changes are more distinct in clastic rocks (sandstones, siltstones, and gravelites to a lesser extent).

The microstructures of slightly deformed rocks (catagenetic microstructures) give the striking evidence that they were formed in isotropic field of tension. They show disordered arrangement of their ingredients and the presence of regenerative growth around the clastic grains. Microstructural transformation in sinking series of rocks follows definite order, although the depth, when these changes occur is various, depending on the structure of a tectonic area (Plate XII). The typical catagenetic transformations of microstructures are shown on Plates XI and XII.

Quite different transformations develop in already catagenetically-changed rocks under stress. Anisotropy of stress-field leads to formation of special oriented (stress-generated) microstructures and new (authigenic) minerals. They also develop in slight lithified rocks which are at early and middle catagenetic stages (in the Fergana depression) and at late catagenesis and metagenesis (in the Pamirs). New mineral formations of fibrous calcite typically appear in these rocks.

They develop around the clastic grains and various inclusions, and also in veins within the layers (Plates XIII - XVII). They grow symmetrically from the opposite sides of the grains or from the walls of microstructures, and are always oriented and stretched along the axis of extension of layers. Several examples (point 1-6 in fig. 2) show the character of transformations in the rocks under growing anisotropic stress field.

The samples were taken from the beds in the various stress conditions: a) from the limbs of gently asymmetrical folds, formed by lateral compression with some horizontal shift (North Fergana depression, point 1); b) from highly compressed isoclinal folds (the Karategin ridge, point 2); c) from thrust sheets with intensive compression deformations and flattening of layers (Akbaital and Pshart tectonic zone, point 4-6); d) from the overthrust sheets (Tohebarang zone of overthrust structures in the Pamirs, point 3). The degree of rock transformation under the stress is in direct relation with the intensity of bed deformation. In quite simple asymmetrical and flexure folds only incipient forms of oriented microstructures appear (fig. 11). In the isoclinal folds they are developed better (Plate XIII:13). The length of fibrous calcite and the ones of grains around which they were formed, correlates as 2:1, 1:1, the grains of plastic rocks are deformed and slightly elongated. One can observe some traces of grain rotation inside the layers. In thrust plates mineral aggregates develop in the whole volume of rock (Plate XIV: 15, Plate XIII:14). The correlation of their length and the length of hard grains of sand reaches 1:2, 2:1, and microfractures are better developed (Plate XIV: 16-18). The stress-caused changes in tectonic thrusts reflect the highest grade of rock deformation and plastic flow (Plates XV - XVII: 19-27). Rock tension makes thinner the carbonate interlayers, what is accompanied by flattening of pebbles trampling them to a sheet-like form (dimensional ratio from 1:10 up to 1:100 and more). It also leads to ruptures in the layers, fragile ingredients destruction, followed by drift of their fragments along the axis of tension with various

traces of the material displacement within the bed. Sometimes, the traces of stress condition variation can be observed (Plate XVII: 28). In heavily compressed tectonic plates and overthrusts plastically deformed microstructures are dominant; that give an evidence of tectonic flow of rocks in the conditions.

Epigenetic oriented microstructures formed by authigenic minerals indicate that we observe the case of stress. Calcite is very sensitive to stress.

The development of stress microstructures is accompanied by general changes in mineral substance of rocks, just as catagenetic. In the Pamirs some anomalies of catagenetic changes are ordinary for tectonic blocks, that are strongly compressed (in thrust sheets, lower beds of overthrusts, etc.), and stress microstructures are well developed. Sedimentary series of Paleogen-Neogene and Cretaceous are relatively thin (sometimes only some hundred mtrs) and according to general transformation are at the stage of late catagenesis and metagenesis. Newly-formed hydromica (to muscovite), chlorite, sometimes epidote, albite - the authigenous minerals of greenschist metamorphic zone - are usually found there. In non-carbonate sandstone and siltstones the stress microstructures are formed by quartz-mica and mica aggregates. The appearance of all these new minerals in young thin and highly compressed beds do not leave doubt of their dynamometamorphic origin.

Stress transformations of rocks in Central Asia were caused by tectonic movements of Neogene-Quaternary. However, assuming some features of stress mineral aggregates the process of their generation was going on for a long time and took place in a durable maintenance of anisotropy in the field of tension and PT-conditions, that were favourable for plastic deformation development and accompanying authigenous minerogenesis.

#### CONCLUSIONS

1. In Mesozoic-Cenozoic unmetamorphosed sedimentary series of orogenic regions in Central Asia the epigenetic changes caused by tectonic deformations (stress transformation, dynamometamorphism in catagenesis phase, "dynamocatagenesis") are well developed. Stress-caused changes are essentially different from those formed by catagenesis. They have specific features and are determined by their structural and mineral indicators.

2. Stress transformations develop on the background of variously catagenetically changed rocks, that are either at the stage of early catagenesis or highly transformed. The appearance and intensity of development of these changes do not depend on the grade of catagenesis of rocks, that were deformed.

3. The stress microstructures generation is accompanied by general transformation of the mineral composition of rocks, and formation of mineral complex corresponding to the authigenous complex of one of catagenesis zone. The degree of general transformation of deformed sedimentary rocks corresponds to the intense changes in the zones of high catagenesis and metagenesis.

4. The appearance and intensity of stress transformations are closely related to the rock deformation. It is determined by the value of anisotropy of the imposed field of stress. Only incipient forms of stress microstructures are observed in simple folds, while in heavily pressed tectonic plates and overthrusts they are developed better, and their mineral composition has also changed.

5. Some characteristic features of stress transformation are exactly identified in highly catagenetically-changed rocks as well as in the beds with some slight postdiagenetic changes. The character of stress microstructures, the intensity of development of oriented mineral forms and spatial balance between pressure and tension structures enable to identify deformation type and determine the proportion of distribution and plastic flow in beds, tectonic flow intensity and principal parameters of tension fields, in which they were formed.

Deformation und Metamorphose von Gesteinen stehen in engstem Zusammenhang. Besonders deutlich äußert sich das bei der Dynamometamorphose. Sie bedeutet die Verformung von Gesteinen unter Spannungsbedingungen. Tektonisches Fließen ist ohne Dynamometamorphose praktisch unmöglich. In stark deformierten Gesteinen ist sie immer entwickelt. Die Intensität der Dynamometamorphose äußert sich im Grad der Rekristallisation und der Umbildung der Mineralzusammensetzung. Sie steht in enger Beziehung zur Intensität der Deformation, hängt vom Spannungszustand ( $\sigma_j$ ) ab und hat keine direkte Beziehung zur Fazies und zu den Metamorphosezonen, die von den PT-Bedingungen abhängen.

Gut bekannt sind die intensiven metamorphen Gesteinsumbildungen, die unter den Bedingungen unterschiedlicher Faziesarten ablaufen (Granulit-, Amphibolit-, Grünschieferfazies). In diesem Zusammenhang stellen sich folgende Fragen. Unter welchen Bedingungen beginnt die Dynamometamorphose? Wie äußert sie sich in den frühesten Stadien der Entstehung und Umbildung von Gesteinen? Um das zu beantworten, haben wir eine große Anzahl von Profilen des Käno- und Mesozoikums in Mittelasien (UdSSR) untersucht und analysiert, in denen die Gesteine noch keine Metamorphose durchlaufen und nur eine katagenetische Umwandlung erfahren haben (anfänglich, aber schon sichtbar Stadien der Katagenese), sich allerdings gleichzeitig unter Spannungsbedingungen befanden und in unterschiedlichem Grad deformiert sind. Im folgenden wird gezeigt, daß die Dynamometamorphose schon in den frühesten Stadien der katagenen Umbildung des Gesteins beginnt und sich merklich äußert.

#### 1. Hauptzüge des geologischen Baues des Gebietes

Unter der Bezeichnung Mittelasien wird hier ein Gebiet beschrieben, das die Bergketten des Süd-Tjanschan, des Pamir und das westlich an den Tjanschan grenzende Territorium der Wüsten Karakum und Kysylkum sowie das Tiefland von Turan einschließt (Abb. 1). Somit stellt der östliche Teil Mittelasiens ein Bergland von durchschnitt-

lich 1000 bis 4000–5000 m Höhe und mit Erhebungen der Berggipfel über den Tälern von 500 bis 1800 m in Tjanschan und von 1500 bis 2000 m im Pamir dar. Der westliche Teil ist flach mit absoluten Höhen von 100 bis 300 m. Die Erhebungen erreichen 300 bis 500 m mit einzelnen Gipfeln bis 700 m.

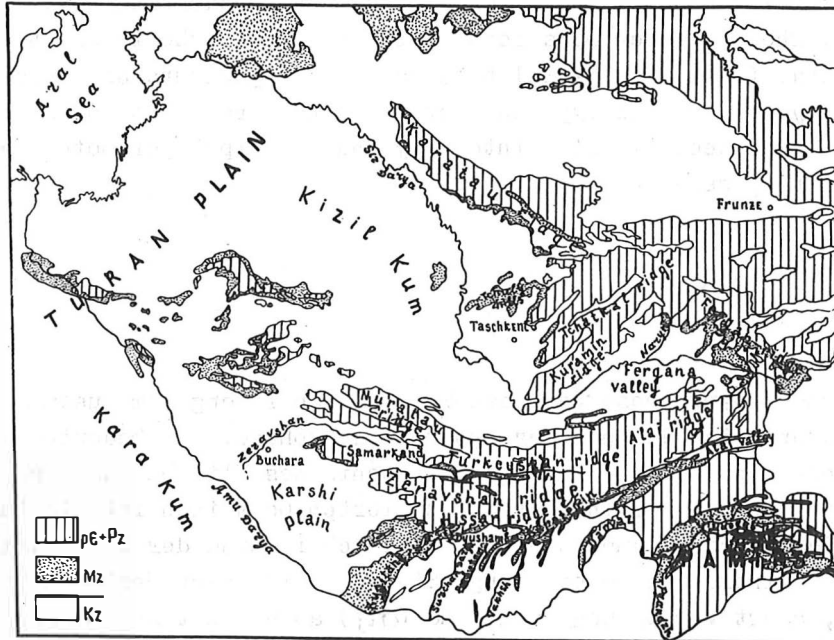


Abb. 1 Verbreitung der mesozoischen und känozoischen Ablagerungen in Mittelasien (UdSSR).

PC + PZ: Präkambrium und Paläozoikum; MZ: Mesozoikum; KZ: Känozoikum.

Fig. 1 Mesozoic and Cenozoic sedimentary series in Central Asia (USSR).

In geologischer Hinsicht stellt Mittelasien das Gebiet einer epivariszischen Tafel dar, das im Neogen bis Quartär eine intensive Tektogenese durchlaufen hat. Der Pamir und einige Gebiete des Tjanschan haben ferner eine ziemlich intensive tektonische mesozoische Deformation erfahren. Die tektogenetischen Faltungs- und Schollenbewegungen haben eine lange Entwicklung. Die Amplituden der neotektonischen Bewegungen betragen im Tjanschan 500 bis 3000–5000 m, im Pamir 4000–8000 m, im niedrigeren Teil Mittelasien 100–400 m und in den Hebungs- und Senkungsgebieten bis 1000 m. Die orogenen tektonischen Bewegungen in Mittelasien dauern gegenwärtig an, äußern sich in Erdbeben mit Epizentren vorwiegend in den Zonen der großen Tiefenbrüche.

Das Fundament des zu untersuchenden Gebietes setzt sich aus präpaläozoischen und paläozoischen Sedimenten, Vulkaniten und Intrusivgesteinen zusammen, die in den Hochschollen ausstreichen. Das sedimentäre Deckgebirge wird von mesozoisch-känozoischen Gesteinen gebildet. Diese sind im westlichen Teil Mittelasiens stark verbreitet, wo sie eine geschlossene Decke von 0 bis 500 m Mächtigkeit in Hebungsgebieten der Kysylkum und bis 1500 - 2500 m in den Senken südlich davon bilden. Im östlichen Gebirgsgebiet Mittelasiens ist der mesozoisch-känozoische Sedimentkomplex in zwischen den Gebirgsketten befindlichen Senken, im Ferganabecken, im Alai-Tal und in den Orogenen südlich des Gissar-Kamm verbreitet. Die Mächtigkeit der Sedimente erreicht in den Senken 5 bis 8 km, im zum Pamir gehörenden Gebiet 10 bis 14 km. Im Pamir selbst kommen die mesozoisch-känozoischen Schichten in tektonischen Zonen vor. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt bis 3500 m.

Strukturell ist das betrachtete Territorium heterogen (Abb. 2). Es umfaßt einen Teil der Turantafel, das Gebiet des Epitafelorogens des Tjanschan und das mesozoisch-känozoische Faltungsgebiet des Pamir. Die mesozoischen und känozoischen Ablagerungen weisen unterschiedliche tektonische Verhältnisse auf. In den Grenzen der Turantafel bilden sie ein aus flachvergente Falten bestehendes sedimentäres Deckgebirge. Die großen, breiten, tafelartigen Falten werden durch Brüche mit vorwiegend nordwestlichem Streichen kompliziert. Die Struktur der Sedimentdecke ist treppenartig-blockartig. In den östlichen, zwischen den Gebirgsketten liegenden Senken (Ferganatal, Tadshikische Senke) sind sie inhomogen deformiert, bilden stellenweise Systeme stark eingegengter Falten mit etwa E-W-Streichen. Sie sind durch zahlreiche Brüche versetzt. An vielen Bruchstörungen werden Horizontalverschiebungen und Überschiebungen beobachtet. Im Pamirgebiet sind die gefalteten Schichten besonders stark deformiert. Sie sind dort in tektonische Decken und Schuppen einbezogen.

Unter den Sedimenten werden triassische, jurassische, kretazische, paläogene und neogen-quartäre Bildungen unterschieden. Rät-jurassische Ablagerungen (Rät, unterer und mittlerer Jura, teilweise oberer Jura) sind terrigen; unten grobklastisch (Konglomerate, Gravelite, Sandsteine), höher im Profil feinklastisch und kohlehaltig (Sandsteine, Aleurolithe, Argillite, Tone, mit Kohlen). Die Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Dutzend und mehreren Hundert Metern. Der obere Jura umfaßt terrigen-karbonatische Ablagerungen (graue Sandsteine, Aleurolithe, Kalksteine) bis 500 - 800 m, karbonatische Ablagerungen (Kalksteine, Dolomite) bis 500 m und Evaporite bis 800 - 1000 m. Im Pamir weist der untere und mittlere Jura terrigene Konglomeratsandsteine und Tonschieferserien, der obere Jura karbonatische Serien auf. Die Kreideablagerungen in den nördlichen Gebieten Mittelasiens werden hauptsächlich von roten Kontinentalen Serien aus Konglomeraten, Sandstein und Tongestein gebildet, denen mitunter Karbonate zwischengelagert sind. Im Ferganatal und Alaital befinden sich im höheren Profilabschnitt marine Tone mit Dolomit- und Gipslagen. Die Mächtigkeit der Schichten beträgt von 200 - 300 m bis 1000 - 2000 m und darüber. In den südlichen Gebieten befinden sich terrigene, rote, kontinentale Kreideablagerungen, lagunäre und marine tonig-karbonatische Sedimente mit Zwischenlagen von Sandstein, Kalkstein und Gips. Ihre Gesamtmächtigkeit beträgt 2000 - 2500 m. Im Zentralpamir ist der Kreidekomplex gleichfalls terrigen. Es sind rote und bunte Konglomerate und Sandsteine mit Bei-

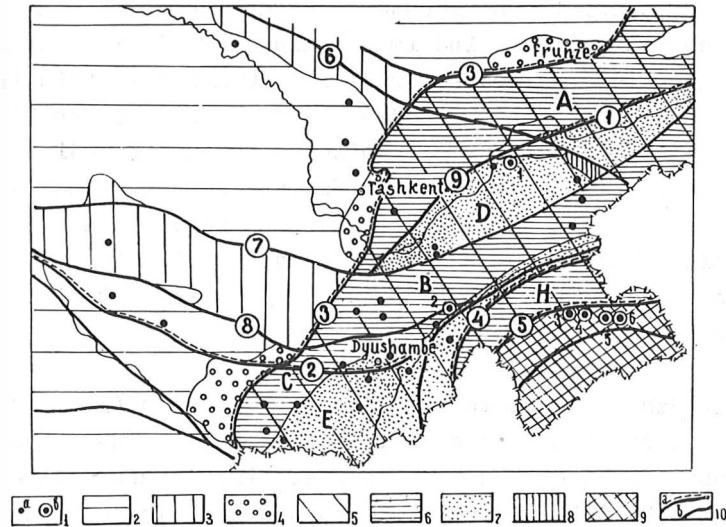


Abb. 2 Lage der Profile von mesozoisch-känozoischen Sedimentserien, in denen epigenetische Gesteinsumwandlungen untersucht wurden. System der tektonischen Rayonierung nach K.N. KRAWTSCHENKO (1975, vereinfacht).

1 - a) Profile in ruhig lagernden Serien, b) in Bereichen mit intensiver tektonischer Deformation. Gebiete der Geostrukturen: 2-4 - Turanplatte: 2-Senken, 3-Hebungsgebiete, 4-Senken außerhalb von Orogenen; 5 - Epitafelrogen des Tjanschan; 6-Hebungsgebiete, 7-Senken; 8 - Fergana-Senke; 9 - epigeosynklinales kimmerisch-alpidisches Pamir-Orogen; 10 - Haupttiefenbrüche: a) bedeutende Tiefenbrüche, welche Faltungszonen und Tafeln mit unterschiedlichem Alter begrenzen, b) sonstige bedeutende Tiefenbrüche. Die Buchstaben bezeichnen folgende Strukturen: A-Hebungsgebiet des Nordtjanschan, B-Südtjanschan/Alai-Turkestan, C-Südwestgissar, H-Nordpamir; D-Ferganasenke, E-Tadshikische Senke. Ziffern im Kreis bezeichnen folgende Störungen: 1-Tadshikische Hauptstörung, 2-Ural-Tjanschanstörung, 3-Westtadshikische Störung, 4-Nordpamir-Störung, 5-Zentralpamir-Störung, 6-Karatau-Talas-Ferganastörung, 7-Kysylkum-Atoinakstörung, 8-Vorkysylkum-Nordgissarstörung, 9-Nordferganastörung.

Fig. 2 Location of rock sequences where epigenetic changes of rocks have been studied and sketch of tectonic zoning (by K.N. Kravtchenko 1975, simplified).

1 - a) sequences of the slightly deformed Mesozoic-Cenozoic sedimentary series, b) sequences of intensively deformed sedimentary series. Geostuctural regions: 2-4 - Turan plate, 2-depressions, 3-uplifts, 4-external orogenic depressions; 5 - Tien-Shan epiplatform orogen: 6-uplifts, 7-depressions, 8-Fergana faultline depression; 9 - Cimmerian-Alpidic epigeosynclinal orogen of the Pamirs; 10 - main deep faults: a) most important faults dividing fold belts and platforms, other important faults. Structural regions are marked with letters: A-uplift of the North Tien-Shan, B-South Tien-Shan (Alai-Turkestan uplift), C-South-Western Hissar Range, D-Fergana depression, E-Tadjik depression, H-uplift of the Pamirs. Faults are marked with figures (encircled): 1-Main Tien-Shan fault, 2-Ural-Tien-Shan fault, 3-Western Tien-Shan fault, 4-Northern Pamirs fault, 5-Central Pamirs fault, 6-Karatau-Talasso-Fergana fault, 7-Kysylkum-Atoinak fault, 8-pre-Kysylkum-North-Hissar fault, 9-Northern Fergana fault.



mengungen vulkanischen Materials und mit Zwischenschichten aus Vulkaniten sowie tonig-sandige Serien mit Karbonat- und Gipslagen. Die Mächtigkeit bewegt sich in der Größenordnung von 600 m. Die paläogenen Ablagerungen umfassen lagunäre Gipse und Karbonate, marine Tone und Sandsteine mit Karbonatzwischenlagen. Die Mächtigkeit des paläogenen Komplexes reicht von 100 bis 150 m in der Kysylkum, bis 500 - 900 m im Ferganabecken und in der Tadshikischen Senke. Im Zentralpamir sind es vulkanogen-sedimentäre Serien, unten Konglomerate, Aleurolithe mit Zwischenlagen von Effusivgesteinen, weiter höher Sandsteine mit Aleurolithe mit Zwischenlagen aus Kalkstein und Mergel. Die Gesamtmächtigkeit beträgt 800 bis 1600 m. Die neogen-quartären Ablagerungen sind überall kontinental und terrigen; im westlichen Teil sind es bunte Sandstein und Aleurolithe von 150 bis 600 m Mächtigkeit. In den östlichen Gebieten sind sie in den unteren Teilen des Profils feinklastisch (mit einer Mächtigkeit von mehreren Hundert Metern bis 2000 m), weiter oben grobklastisch, haben eine Mächtigkeit bis 2000 - 3500 m im Ferganatal und in der Thadshikischen Senke und bis 5000 m im Gebiet des Darwaski-Kamm. Im Pamir ist es eine vulkanogen-sedimentäre Serie, und zwar rote Tuffsandsteine mit Effusiva.

## 2. Katagenetische Veränderungen in den Gesteinen

Alle Gesteine wurden katagenetisch verändert. Der Grad der Katagenese erhöht sich mit zunehmendem Alter und zunehmender Absenkungstiefe. Ablagerungen gleichen Alters veränderten sich allerdings in den verschiedenen Geostrukturen in unterschiedlichem Grade. Der Grad der Katagenese hängt auch von der Intensität der orogenetischen Bewegungen im Neogen-Quartär ab (IDKJANOVA, 1978). Im allgemeinen befinden sich die Sedimente des Neogen, Paläogen, teilweise der oberen Kreide (auf der Turanplatte auch der unteren Kreide und des Jura) gewöhnlich im Stadium einer beginnenden und mittleren Katagenese, die Gesteine der Kreide und des oberen Jura befinden sich im Stadium der mittleren und höheren Katagenese, die Gesteine des unteren Bereichs des Jura und des Trias im Stadium der Metagenese. Im Pamir wurden alle Gesteine tiefgehend umgewandelt. Bis zum Stadium der späten Katagenese und Metagenese wurden die Ablagerungen der Kreide, des Paläogen und stellenweise des Neogen verändert. Der Charakter der Veränderung der Mineralsubstanz und der strukturell-texturellen Besonderheiten der Gesteine wird in Tabelle 1 angeführt.

Die Mikrostrukturen, die bei der Katagenese in ungestört lagernden Serien entstanden sind, tragen ausgeprägte Merkmale für eine Entstehung in einem isotropen Spannungsfeld. Im allgemeinen sind sie durch eine unregelmäßige Anordnung ihrer Komponenten (trümmerartige Körnung, Zement, aufhängene Bildungen in den Zementen) und durch Rekristallisationsbildungen in den Trümmerpartikeln gekennzeichnet. Am besten äußern sich derartige Strukturen in den fast zementlosen Sandsteinen und Aleurolithen sowie in den Varietäten dieser Gesteine mit geringem Ton- oder Karbonatzement.

Mit der Absenkung der Gesteine geht eine Veränderung in den Mikrostrukturen einher (Tabelle 2, vertikale Spalten). In Gebieten mit verschiedenen Geostrukturen

Tabelle 1 MINERALOGISCH-STRUKTURELLE HAUPTBESONDERHEITEN DER ZONEN MIT REGIONALEN POSTDIAGENETISCHEN VERÄNDERUNGEN VON SEDIMENT-GESTEINEN

Umbil- dungs- etap- pen	Stadien	Umwandlungs- zonen	authigene Mineral- assoziationen	Strukturell-texturelle Besonderheiten
K a t a g e n e s e	früh	beginnende I Katagenese	unveränderte, primäre Tonminerale im Zement	Korngefüge, primäre Film-, Poren- u. Basalzemente u.a. pelitomorphe Zemente; Indi- vidualisierung der Tonmine- ralpartikel und Umkristal- lisation der Karbonate im Zement
	mittel	mittlere II Katagenese	mixed-layer- Minerale der Mont- morillonit-Hydro- glimmerreihe, mitunter Hydroglim- mer und Chlorit	verdichtete Korngefüge, Ba- salporenzement, Porenzement, Ton-Hydroglimmerneubildungen in den Poren, Bildung von zellularen Texturen der Tonneubildungen, konforme Zerteilung von Körnern
	spät	intensive III Katagenese	Quarz, Hydroglimmer, mixed-layer-Minerale der Chlorit-Hydro- glimmerreihe, Chlorit, mitunter Kaolinit	stark verdichtete Gefüge, Basal- porenzement und Porenzement, Zerteilung der Klaster und regenerative Quarzneubildung; parallelfasrige Strukturen der Tonmin.-Hydroglimmer-Aggregate im Zement; Augentexturen der netzartigen Tonmineralneubil- dungen, Poren-Chlorit-Hydro- glimmerzemente
M e t a g e n e s e	früh	beginnende IV Metagenese	Quarz, Hydroglimmer, Fe-, Mg-Chlorit, Kaolinit (mitunter Dickit), bisweilen Albit, Epidot, Glimmer der Musko- vit- und Biotit- gruppe	sehr dichte Gesteine, relik- artige Poren-Chlorit-Hydro- glimmerzemente, gelenkartige Kontaktstellen zwischen Kör- nern, regenerative Quarzneu- bildungen, quarzit- bis horn- steinartige Strukturen, Kaoli- nit- und Chloritneubildungen, Glimmer in den Poren

wechseln die einen Mikrostrukturen mit anderen gesetzmäßig in verschiedenen Tiefen ab (Tabelle 2, waagerechte Zeilen). In den Sandsteinen des oberen Bereichs der Sedimentserien berühren die klastischen Körner einander im allgemeinen nur in der Zone der beginnenden und mittleren Katagenese (Zonen 1 - II; Tafel XI, Bild 3).<sup>2)</sup> Die tiefer liegenden Gesteine werden allmählich verdichtet, die Körner werden in den Schichten etwas verlagert und entsprechend ihrer Form aneinander angepaßt (Bild 4). Gewöhnlich treten gleichzeitig neugebildete Karbonate auf, die die Gesteine zementieren. Sie füllen die freien Poren aus. Die Körner dieser Karbonate sind unregelmäßig. Bei weiterer Verdichtung der Gesteine in der Zone der höheren Katagenese (Zone III) treten in ihnen Verbindungsstrukturen der Körner ("Intrusionsstrukturen") und regenerierende, dornartige Wachstumsgefüge auf (Bild 6 bis 8, Tafel XI, XII). Die "Intrusionsstrukturen" entwickeln sich an den Berührungsstellen der Körner bei dem mechanischen Eindringen harter Körner in weichere oder bei ihrer teilweisen Auflösung im Falle des Kontakts von zwei harten Körnern, beispielsweise Quarz oder Feldspat. Dabei entstehen Neubildungen, die die entsprechenden Körner in Richtung des Porenraums vergrößern. Die Neubildungen haben gewöhnlich die gleiche optische Orientierung wie die regenerierten Körner. Die Tonminerale werden in Hydroglimmer-Aggregate umgebildet, die unregelmäßig in den Poren angeordnet werden oder die klastischen Körner als Kette von Blättchen umgeben (Bild 5). Die Quarzsandsteine der unteren Horizonte sind Zonen einer intensiven Katagenese und Metagenese (Zonen III - IV), die in großen Tiefen liegen und derart umgebildet sind, daß sie eine gut ausgeprägte Quarzstruktur haben (Bild 9, 10; Tafel XII). Analoge Mikrostrukturen wurden aus Sedimentserien unterschiedlichen Alters beschrieben (KOPELIOVIČ 1965, KOSSOVSKAJA 1962, LOGVINENKO 1968, PEROZIO 1971 u.a.).

Untersuchungen in Mittelasien haben gezeigt, daß all diese Veränderungen sogar in den 8000 m abgesenkten Schichten nicht zur Bildung gerichteter Strukturen führt. Mitunter wird nur eine Parallelfasrigkeit der Ton-Hydroglimmer-Aggregate in den Ton-schichten festgestellt, die aller Wahrscheinlichkeit nach der primären Sedimentorientierung der Tonminerale folgt.

### 3. Veränderung des Gesteins unter Spannungsbedingungen

In den deformierten Serien entwickeln sich vor dem Hintergrund katagenetischer Veränderungen neue, völlig andere Umwandlungen. Unter Spannung und bei Entstehung von bereits schwacher Gesteinsanisotropie entstehen orientierte Mikrostrukturen (Spannungs-Mikrostrukturen). Parallel zur Veränderung der Mikrostrukturen ändert sich auch die Mineralzusammensetzung, entstehen für die Bedingungen spezifische Neubildungen.

Die stressbedingten Änderungen zeigen sich am klarsten in Sandsteinen mit Karbonatzement und in stark sandigen und aleuolithischen Kalken. In den tektonischen Decken des Pamir zeigen sie sich gut auch in Graveliten und Konglomeraten mit Kalkgeröllen.

<sup>2)</sup> siehe Bildtafeln im Anhang

Tabelle 2

ZONENAUFBAU DER REGIONALEN POSTDIAGENETISCHEN  
MESOZOISCHER UND KÄNOZOISCHER GESTEINE IN GEBIETEN MITTELASIENS

		O r o g e n e		
Geostruktur- Tafelgebiete gebiete (Turan-Platte)		Epitafelrogen des Tjanschan		
		Hebungsgebiete	Senken	
		Alai-Turkestan	Südwest-Gissar	Fergana
Gesamt- mächtigkeit	500-3000 m	2000-3000 m	3000-7000 m	2000-5000 m
Zonen	I mehrere 100 m (Q-N)	mehrere 100 m (Q-N)	bis 1500- 2000 m (Q-Pg)	bis 2500 m  (Q-N)
der				
Verände- rung, Tiefen-	II bis 2000 m und tiefer (Pg-Cr <sub>2</sub> , J <sub>1-2</sub> )	bis 1500 m -1700 m (Pg-Cr <sub>2</sub> )	bis 3500- 3800 m (Pg-Cr <sub>2</sub> , teilweise Cr <sub>1</sub> )	bis 3700- 4000 m (Pg-Cr <sub>2</sub> , teilweise Cr <sub>1</sub> -J <sub>1-2</sub> )
er- streckung, Alter	III	bis 2000- 2800 m (J <sub>1-2</sub> , teilweise Cr <sub>1</sub> )	bis 4500- 6000 m (Cr <sub>1</sub> - J <sub>1-2</sub> )	bis 4000 m und tiefer (J <sub>1-2</sub> )
der				
Ge- steine		tiefer als 2500- 2800 m (J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub> )	tiefer als 4500- 6000 m (J <sub>1</sub> -T <sub>3</sub> )	stellenweise bei ca. 4000 m (J <sub>1-2</sub> )

(KATAGENETISCHEN) VERÄNDERUNG  
MIT UNTERSCHIEDLICHEN GEOSTRUKTUREN

O r o g e n e			Charakter der Veränderungen der inneren Struktur der Gesteine und Minerale
Senken		epigeosynklinales kimmerisch- alpidisches Pamirorogen	
Tadshikistan Vorpamirgebiet			
2000-8000 m und mehr	bis 14000 m	bis 3500 m	unveränderte schwach zementierte Gesteine; primäre Sedimentstrukturen; Individualisierung der Tonminerale
bis 4000- 6000 m (Q-N)	bis 6000 m (Q-N)	bis zu mehreren Dutzend m (Q)	
bis 5000- 7000 m (Pg-Cr <sub>2</sub> )	bis 7000 m (Pg-Cr <sub>2</sub> )	bis zu einigen 100 m (N)	Verdichtung der Gesteine; Anzeichen der Korngrößenangleichung; schwache Hydroglimmerbildung im Tonzement
bis 6000- 8000 m (Cr <sub>1</sub> , z.T. Cr <sub>2</sub> )	bis 8000 m und tiefer (Cr <sub>1</sub> -?)	bis 2000 m (Pg-Cr <sub>1-2</sub> )	verdichtete Gesteine; Porenzement; persistente Kornangleichung; Korngrenzenverzäpfung; Regeneration des Quarzzements; Hydroglimmerbildung aus Tonmineralen
keine Angaben	keine Angaben	stellenweise entwickelt (N, Pg, Cr)	sehr kompakte Gesteine; Quarzregeneration im Zement, relik. Porenzement; Quarzitstrukturen; Glimmerbildung aus Tonzement

Veränderungen in den Mikrostrukturen werden sowohl in schwach lithifizierten Gesteinsvarietäten, die sich im Stadium der beginnenden und mittleren Katagenese befinden, als auch bei Gesteinen im Stadium der höheren Katagenese und Metagenese beobachtet. In Sandsteinen mit Poren- und Basalkarbonatzement entstehen bei Spannungen die charakteristischen Neubildungen von Fasercalcit, neben klastischen Körnern und in Trümmern. In karbonatfreien Sandsteinen können die klastischen Partikel aus Quarz und Glimmer gebildet sein. Die faserigen Aggregate sind immer orientiert und in Richtung der Schichtdilatation gestreckt.

Der Charakter der Gesteinsveränderung kann bei Erhöhung der Anisotropie durch mehrere Beispiele illustriert sein. Die Beispiele wurden aus Schichten ausgewählt, die unterschiedliche Deformationsverhältnisse aufwiesen: a) Schenkel wenig steiler asymmetrisch-vergenter Falten, die bei lateralem Druck, Blattverschiebung und Schichtgleiten entstanden waren (Nordfergana), b) stark eingeengte Isoklinalfalten (Karategin-Kamm), c) aufgeschobene Schuppen, die von intensiven Deformationen begleitet werden (tektonische Zonen des Akbaital-Passes und des Pschart-Kamm im Zentralpamir), d) tektonische Decken des Zentralpamir (Zone der Tschabarang-Deckenstrukturen). Die Beobachtungsorte der spannungsbedingten Veränderungen werden in Abb. 2 gezeigt.

In wenig steilen Falten werden spannungsbedingte Veränderungen im Nordferganatal südlich des Naryn, im Einzugsgebiet der Mailisa (Punkt 1), beobachtet. Kretazische und paläogene Ablagerungen bilden hier mehrere vergente asymmetrische, bruchartige Falten auf periklinalen Hebungen. Die Falten streichen NE; und die Länge der Schenkel beträgt einige Hundert Meter bis zu einem Kilometer. Ihre NW-Schenkel fallen flach ein ( $20$  bis  $40^\circ$ ), die südöstlichen steil ( $60^\circ$  bis  $75 - 90^\circ$ ), häufig überkippt, durch verwerfungsartige Brüche und Verwerfungen durch eine gewisse Horizontalverschiebung kompliziert. Merkmale einer Schieferung sind nicht feststellbar, die spannungsbedingten Mikrostrukturen sind im Gestein allerdings gut erkennbar, sogar in weniger steilen ( $60^\circ$ ) Abschnitten der Faltenschenkel. Wesentlich verändert wurden die Schichten der kretazischen und paläogenen schwach lithifizierten grobkörnigen Quarzsandsteine mit einem Karbonatzement. Fast alle Sandsteine sind hier kataklastisch, der Zement wurde von der Kataklastik nicht berührt (Bild 11, Tafel XIII). Besonders stark geklüftet sind Körner, die einander berühren. Vom Ort der Kornkontakte ausgehend, sind in den Körnern häufig Bündel auseinanderlaufender Risse entwickelt, und stark deformierte Körner sind mitunter völlig zertrümmert. Die feinen Risse sind in allen Sandsteinen im allgemeinen gleichartig orientiert. Quer zu diesen feinen Rissen wachsen enge ( $0,05$  bis  $0,15$  mm) Säume des neugebildeten Fasercalcits. Die Säume ordnen sich symmetrisch auf der den Körnern gegenüberliegenden Seite an. Die Fasern sind im allgemeinen senkrecht zum System der Kataklastikerisse angeordnet. In einigen Beispielen ist die Kataklastik von einer Weitung eines Teils der Körner begleitet. Derartige Spalten werden von neugebildetem "Korncalcit" gefüllt (Bild 12).

Die solcherart geregelten symmetrischen Calcitneubildungen zwischen den Sandkörnern werden in sandigen Kalksteinen des Paläogens beobachtet. In diesem Falle berühren die Sandkörner einander nicht, und die Kataklyse äußert sich in ihnen nicht. Die Längung der Fasern des neugebildeten Calcits unterstreicht die Dilatationsrichtung der Schichten bei der Deformation. Die Form der Sandkörner bestimmt den Ort der Entwicklung und die Breite der symmetrischen Säume ("Schatten") des neugebildeten Karbonats. Länger und besser entwickelt sind sie zwischen den in Richtung der Schichtdehnung verlaufenden Kornteilen.

Analoge spannungsbedingte Veränderungen wurden gleichfalls in den steilen Schenkeln flexurförmiger Falten festgestellt.

In isoklinalen Falten werden spannungsbedingte Veränderungen in Gesteinen von Kreide und Paläogen im Karategin-Gebiet im Becken der rechten Zuflüsse des Surchob (Punkt 2) beobachtet. Hier sind kretazische und paläogene, terrigene bzw. karbonatische Gesteine in der Katagenese bis zum Stadium der hohen (tiefgehenden) Umwandlung verändert (Zone III). Sie liegen in tektonischen Schollen zwischen den metamorph veränderten Gesteinen des Kristallinmassivs von Garm. Die kretazischen roten karbonatischen Quarz-Sandsteine und Aleurolithe bilden stark eingeeengte Isoklinalfalten von mehreren Dutzend Metern Breite bei steiler (bis  $70 - 90^{\circ}$ ) Lagerung des Gesteins im Kern. An Orten des Ausstreichens machen sich Anzeichen einer Schieferung des Gesteins bemerkbar, insbesondere im Inneren der Strukturen. Sie sind durch eine gewisse Verdichtung der Geröllkalke in den Sandsteinen gekennzeichnet.

Die epigenetischen Mikrostrukturen der Sandsteine entsprechen im allgemeinen den aus Nordfergana beschriebenen. Allerdings sind hier neben den Körnern von Quarz, Feldspat und Mikroquarzit schon größere (bis zur halben Korngröße des klastischen Korns) Neubildungen von feinfaserigem Calcit entwickelt. In spröden Sandsteinen (in Quarziten) werden Kataklyserisse beobachtet, die von Calcit verheilt sind. Alle Neubildungen sind in Zugrichtung gestreckt. In Proben aus Faltenkernen sind die "Schatten" aus Calcit wellig oder wellenförmig verbogen (Bild 13), und zwar als Ergebnis von Verlagerungen innerhalb der Schicht und Kornrotation bei der Deformation.

In den aufgeschobenen Schuppen des Zentralpamir (Punkte 4 bis 6) haben die spannungsbedingten Veränderungen mit der Fasercalcitneubildung eine noch größere Verbreitung. In der tektonischen Akbaital-Zone (Punkt 4) sind die kretazischen roten Kalksteinkonglomerate und Sandsteine bis zum Stadium der tiefgehenden Umwandlung (Zone III) katagenetisch verändert. Gemeinsam mit jurassischen Ablagerungen bilden sie hier eine relativ ruhige Synklinalfalte von NW-Streichen mit einem überkippten NE-Flügel, der durch eine zusätzliche Faltung und Störungen zwischen den Schichten kompliziert wird. Im Süden ist die Falte auf Trias aufgeschoben.

In den Gesteinen sind keine Merkmale einer starken Kompression ausgeprägt. Gleichzeitig zeigen sich in den karbonatischen Kreidesandsteinen des eingeeengten und überkippten Faltenflügels deutlich Spannungsmikrostrukturen (Bild 14). An

allen Quarzkörnchen sind in den Druckschatten gleichgerichtete symmetrische neugebildete faserige Calcitaggregate ausgebildet, die bis zu einem Drittel der Kornlänge erreichen. Die Korntrümmer der pelitomorphen Kalksteine sind verdichtet und durch benachbarte Körner deformiert, und an ihren entgegengesetzten Enden bildet der Calcit Aggregate von Faserstruktur. In den mikrokristallinen Karbonattrümmern werden Merkmale eines intragranularen Gleitens nach der Spaltbarkeit beobachtet.

In der tektonischen Pshart-Zone am Oberlauf des Murgab in einer aufgeschobenen känozoischen Schuppe (Punkte 5 bis 6) sind die orientierten Mikrostrukturen noch deutlicher ausgebildet. Hier ist die stark eingeengte Synklinale in den känozoischen Serien mit einer Überkipfung auf Trias aufgeschoben. In den neogen-paläogenen Aleurosandsteinen werden an der Überschiebung intensive Veränderungen beobachtet. Dem Grad der Umbildung der Mineralsubstanz entsprechend befinden sich diese Gesteine im Stadium der intensiven Katagenese und Metagenese. In ihnen sind stressbedingte Mikrostrukturen und Neubildungen ausgezeichnet entwickelt. Fast das gesamte Karbonatzement stellt faserigen neugebildeten Calcit von sehr deutlicher Regelung dar (Bild 15, Tafel XIV). Die Ebene der Neubildungen verläuft parallel zur Fläche der Überschiebung. Zu verzeichnen sind Deformationen und innere Veränderungen in den Trümmerpartikeln selbst. In den Kalksandsteinen sind die Calcitkörnchen stark verändert (bis zur Linsenform). Die pelitomorphen Kalksteine sind mitunter zu körnigen Varietäten umkristallisiert. Die Tontrümmer sind auch zusammengedrückt und hydroverglüht. An ihren Enden entwickeln sich jedoch nicht Calcit, sondern parallelblättrige Glimmeraggregate. Geregelt sind sie ebenso wie der neugebildete Calcit.

Gleichzeitig sind die einzelnen Sandkörner bei geringer Verschiebung eines Teils der Körner in Zugrichtung kataklastisch, und im Gestein selbst sind kleine, quer zur Zugrichtung verlaufende Risse entstanden (Bild 16). Die Risse sind gleichfalls mit Faser Calcit gefüllt und sehen wie trümmerartige Absonderungen aus. In Schliffen beträgt ihre Breite von Bruchteilen eines Millimeters bis zu einigen Millimetern. In den Röhrräumen sind die Calcitfasern ebenso wie in den Druckschatten orientiert. Häufig haben derartige Bildungen keine klaren Grenzen und entwickeln sich neben oder zwischen den Calcitaggregaten des Typs "Druckschatten". In anderen Fällen sind die Risse klar ausgebildet, und der Faser Calcit bildet Gängchen mit deutlichen Grenzen (Bild 17). In Schliffen erstrecken sie sich über ein bis zwei Zentimeter Länge. Mitunter sind die Faseraggregate verbogen, offenbar wegen einer Schichtverschiebung der Mikroblöcke längs der Rißebene (Bild 18).

Typischen stressbedingten Mikrostrukturen begegnet man häufig in den Gesteinen der tektonischen Decken des Zentralpamir. Ein derartiges Beispiel wird hier angeführt.

Im Tal der rechten Nebenflüsse des Murgab, am Oberlauf des Flusses (Punkt 3), bilden kretazische und paläogene Kalke, karbonatische Aleurosandsteine und Tuffsandsteine mit Zwischenlagen pelitomorpher Kalke, Geröllkalke und Konglomerate die



Deckenstruktur von Tscheberang auf kompliziert gefalteter Trias. Die Mächtigkeit der Decke reicht von mehreren Dutzend bis zu Hunderten von Metern. Die Gesteine der Decke befinden sich im Stadium der hohen Katagenese und Metagenese.

In den grobklastischen Gesteinen der Decke sind Merkmale einer starken Kompression mit bloßem Auge sehr gut erkennbar. In ihnen sind die Gerölle mitunter bis zu dünnen Linsen deformiert, stark verbreitet sind Boudinagestrukturen. In Aleurosandsteinen begegnet man häufig quer zur Schichtung verlaufenden linsenförmigen Calcittrümmern. In feinkörnigen Gesteinen äußert sich die Zertrümmerung nur in der Bildung der mikroskopischen Spannungsstruktur deutlich.

In allen Gesteinen der Tscheberang-Decke sind die stressbedingten Veränderungen gut ausgeprägt. Neubildungen des Fasercalcits sind in den pelitomorphen Kalken entwickelt. In den verschiedenen aleuritischen Kalken sind sie zwischen Quarzkörnchen und Effusiva gewachsen, in den verschiedenen Tonlaminaen neben kleinen Linsen, Zwischenschichten und Häutchen aus Ton und Fe-haltigen Chloriten (Bild 19, Tafel XV), in den von Beimengungen ärmeren Kalken sogar an den kleinen Rhomboedern des diagenetischen, Fe-haltigen Karbonats und flockenartigen Eisenhydroxiden (Bild 20). Die Länge der faserigen Calcitneubildungen übertrifft doppelt und dreifach den Durchmesser der festen Partikel, neben denen sie gewachsen sind. Die Masse des pelitomorphen Kalks selbst weist keine ins Auge fallenden Merkmale einer Deformation auf. Über den beträchtlichen Grad der Weitung der Kalkschichten innerhalb der Decke kann nur nach den einzelnen Kalkvarietäten geurteilt werden, in denen in Teilstücke zerlegte und in Zugrichtung bewegte feste Einschlüsse vorhanden sind (Bild 21) bzw. die monokristallinen Calciteinschlüsse (Faunenrelikte) sind unter den Spannungsbedingungen zu kleinen Linsen deformiert worden (Bild 22). Im letzten Falle ist ein System von Gleitspalten nach der Spaltbarkeit im Calcit gut sichtbar, an dem sich die Verschiebung in den Körnern vollzogen hat.

In den Aleurosandsteinen sind die Fasercalcitneubildungen in den Druckschatten neben den klastischen Körnern sehr stark verbreitet. In Tuffsandsteinen werden derartige Schatten von Quarz-Glimmer-Aggregaten gebildet.

Mit den beschriebenen Strukturen stehen die Systeme von Querrissen unterschiedlicher Größe in einem engen Zusammenhang. In Wechsellagerungen von unterschiedlicher Zusammensetzung werden die Schichten weniger plastischer Gesteine gewöhnlich von mit Calcit gefüllten Zugklüften unterteilt, die quer zu den Grenzen der Zwischenschichten verlaufen und über diese nicht hinausgehen. Derartige Trümer sind sowohl in den dünnen Aleurolith- und Argillitschichten gut erkennbar, die zwischen Kalken oder Kalkkonglomeraten liegen, als auch in Schliffen der feinschichtigen Gesteine (Bild 23, Tafel XVI). Sie sind mit dem gleichen Fasercalcit gefüllt (mitunter gemeinsam mit feinstengeligem Quarz). Die Faserigkeit ist quer zu den Trümmern orientiert. In den Trümmern verlaufen die faserigen Aggregate parallel zum Fasercalcit in den Druckschatten. Gleichzeitig sind sie in Richtung der maximalen Dilatation entwickelt. Vielfach ist sehr gut zu erkennen, daß die geregelten Calcit-

neubildung quer oder schräg zur ursprünglichen Schichtung entwickelt sind.

In grobklastischen Serien der Tschabarang-Decke sind die stressbedingten Mikrostrukturen von großer Vielfalt. Hinsichtlich der Korngrößenzusammensetzung sind die Serien sehr inhomogen, sie enthalten zahlreiche Kalksteingerölle, Sandstein-einlagerungen und -linsen, Aleurolithe, Kalke. Wegen der unterschiedlichen Deformationseigenschaften der Komponenten liegen verschiedene Formen plastischer und spröder Deformationen vor, und die Gesamtorientierung der verformten Mikrostrukturen ist nicht persistent. In Sandsteinen und Graveliten sind die Körner und Gerölle der pelitomorphen Tonsandsteine und aleurolithischen Sandsteine zusammengedrückt oder stark deformiert und "schwellen" zwischen den festen Körnern an. An den langen Enden der Kalksteinfragmente werden häufig Fasercalcitsäume beobachtet. An allen festen Einschlüssen sind in den Druckschatten sehr gut ausgebildete Fasercalcitsäume zu beobachten. Die großen Quarzkörner der Quarzite und Effusiva sind kataklastisch (Bild 24 u. 25). In der Regel wird die Kataklastik von einer Verschiebung eines Teils der zerkleinerten Körner und von einem Auseinandergleiten in Zugrichtung begleitet. Die Größe der Verlagerung der Kornfragmente und die entsprechende Länge der neugebildeten Calcitfasern ist unterschiedlich und übertrifft den ursprünglichen Durchmesser des zerkleinerten Kornes häufig um ein Vielfaches. Die Räume zwischen den auseinandergerückten Teilen sind alle mit den gleichen charakteristischen Neubildungen aus Fasercalcit gefüllt, die quer zu den Rissen in Richtung des Auseinanderrückens gewachsen sind. In der Mitte derartiger Calcitadern ist in der Regel eine Achse erkennbar, an der die von der einen Seite des Risses aus kristallisierten Calcitfasern die Fasern berühren, die auf der gegenüberliegenden Seite gewachsen sind. Mitunter ist die Achse durch kleine Körner markiert.

Die Faseraggregate zwischen den verlagerten Kornanteilen sind mitunter gleichförmig verbogen oder haben eine gleichsam zonale Anordnung: an der Kontaktstelle zu den Kornsplittern ist die Orientierung der Faseraggregate anders als im Raum zwischen den Fragmenten. Neben vielen festen Körnern sieht man in den pelitomorphen Kalken faserige oder lange, S-förmig gebogene Druckschatten aus Fasercalcit (Bild 21 u. 26). Bestimmte Schatten haben einen Bruch an der Biegestelle oder bestehen aus zwei Systemen von Faseraggregaten unterschiedlicher Generation (Bild 27, Tafel XVII). Es kommt vor, daß die Druckschatten eines Kornes in zwei verschiedene Richtungen orientiert sind (bis in entgegengesetzte Richtungen) und selbständige Systeme darstellen (Bild 28). Derartige Mikrostrukturen zeugen von der komplizierten Beschaffenheit der Verformungen an einzelnen Abschnitten, von der Rotation der Körner während der Deformationen, von der aufeinanderfolgenden Überlagerung mehrerer Deformationsetappen oder von einer Kompression, die von Dehnungen in zwei Richtungen begleitet wurde u.a.

Bei der Untersuchung der stressbedingten Veränderungen stellte sich heraus, daß die Bildung der stressbedingten Mikrostrukturen auch von einer allgemeinen Umbildung der Mineralsubstanz der Gesteine begleitet wurde. In den tektonischen Schollen des Pamir, die sich unter starker Kompression befinden (in überschobenen Schuppen,

in den unteren Bereichen tektonischer Decken usw.), in denen die spannungsbedingten Mikrostrukturen besonders gut entwickelt sind, kann eine merkliche Verstärkung des Katagenesegrades beobachtet werden. Hinsichtlich der Veränderung der Mineralsubstanz weisen sie das Stadium einer intensiven Katagenese und Metagenese auf. In den Gesteinen erkennt man Neubildungen von Hydroglimmern bis Muskovit, Chlorit, mitunter Epidot und Albit - die authigenen Bildungen der Zone der Grünschiefermetamorphose. In einem derartigen Stadium der Veränderung befinden sich hier die Gesteinskomplexe von Kreide, Paläogen und sogar Neogen, wobei deren Mächtigkeit jeweils mehrere Hundert Meter beträgt (beispielsweise in der Pshart-Zone). Trotz des Vorliegens sehr gut ausgeprägter orientierter Mikrostrukturen aus Calcit sind dabei die authigenen Glimmer im Gesteinszement in Form von unterschiedlich orientierten Schuppen verstreut. Sie bilden Bestege aus Blättchen längs der Korngrenzen, sind in den Räumen zwischen den Körnern, in Poren in Form von Anhäufungen unterschiedlich orientierter Schuppen und als Blättchenrosetten entwickelt. In gewissen Fällen allerdings bilden die Neubildungen der Glimmerminerale oder Quarzglimmeraggregate genauso orientierte Bildungen wie der neugebildete Calcit: erstere befinden sich an den Enden der stark deformierten Tongerölle, die anderen an klastischen Quarzkörnern. Folglich tragen die entstehenden PT-Bedingungen und die Spannung zur Herausbildung von Mineralkomplexen bei, die für die eine oder andere Katagenesezone kennzeichnend sind. Die Entwicklung der geregelten Mikrostrukturen, die von diesen Mineralen in jungen, wenig mächtigen, aber stark deformierten Serien gebildet werden, lassen keinen Zweifel an ihrer dynamometamorphen Natur aufkommen.

#### 4. Diskussion der Ergebnisse

Aus der Beschreibung und aus der Tabelle I ist ersichtlich, daß in den Sedimentserien des gesamten Territoriums Mittelasiens gleichartige (unotype) regionale (katagenetische) Gesteinsänderungen anzutreffen sind. Je nach den PT-Bedingungen, die sich gesetzmäßig mit der Tiefe ändern, erfolgt eine bestimmte Änderung der Mineralzusammensetzung und der Mikrostrukturen der Gesteine. Überall liegt ein und derselbe Teufenunterschied vor. Bei einer lithostatischen Belastung bilden sich in horizontal lagernden Serien sogar in großen Tiefen (bis 8000 m in unseren Beispielen) im Prozeß der Katagenese ausschließlich ungerichtet orientierte Neubildungen und Mikrostrukturen (Bild 3 bis 10; Tafel XI u. XII). Die Verstärkung des Katagenesegrades der Gesteine in Gebieten mit intensiverer tektonischer Durcharbeitung und das Auftreten von Zonen einer intensiveren Umwandlung bei geringeren Absenkungstiefen der Serien läßt sich, wie uns scheint, durch die Verstärkung des Wärmestroms aus der Tiefe, folglich durch eine stärkere Erwärmung des Gesteins, erklären (LUKJANOVA 1978). Dem Charakter und den Gesetzmäßigkeiten des Auftretens nach entsprechen die katagenetischen Änderungen in den nichtmetamorphen Serien den Erscheinungen der Regionalmetamorphose in alten, metamorphen Einheiten.

Die bei der Katagenese in unterschiedlichem Grad veränderten Sedimentationsfolgen wurden im Neogen/Quartär verformt, und das stellenweise sehr intensiv. In den deformierten Serien begegnen sich stark von den katagenetischen Veränderungen unterscheidende Serien. In den Gesteinen sind charakteristische, gleichmäßig orientierte

tierte mineralische Neubildungen und Mikrostrukturen vorhanden. Sie sind hauptsächlich als faserig-nadelartige, neugebildete Calcitaggregate präsent, die sich in den Druckschatten aller festen Partikel und in den Mikrotrümmern entlang von Rissen entwickeln (Bild 11 bis 28; Tafel XIII - XVII). Dazu trägt die Umkristallisation karbonatischer Gesteine und Tongesteine bei. An den längsten Enden der Kalksteinfragmente bilden sich faserig-nadelartige Calcitaggregate, an den Enden der Tonfragmente dagegen gleichartig orientierte Aggregate von Glimmerschuppen (Bild 14). Bei intensivsten Verformungen werden die stressbedingten Mikrostrukturen im Pamir von Quarz und Glimmern gebildet. Alle geregelten Neubildungen verlaufen immer quer zur Druckrichtung der Schichten und entwickeln sich in Zugrichtung.

Wie unsere Beobachtungen gezeigt haben, entwickeln sich die spannungsbedingten Veränderungen bei einer ausreichend intensiven Deformation unter einseitigem Druck, der von Zug begleitet wird. Sie erscheinen in den steilen Flanken asymmetrischer Falten und Flexuren, in Isoklinalfalten, aufgeschobenen Schuppen und tektonischen Schichten, die unter starkem Druck stehen usw. Derartige stressbedingte Neubildungen treten auch in den unteren Bereichen tektonischer Decken auf. In einfachen, ruhigen Falten sind spannungsbedingte Neubildungen und Mikrostrukturen nicht anzutreffen. Offenbar werden sie unter diesen Bedingungen nicht gebildet.

Entwicklungsgrad und Erscheinungscharakter der spannungsbedingten Veränderungen stehen in einer direkten Abhängigkeit zum Verformungsgrad des Gesteins. In einfachen asymmetrischen Falten und Flexurfalten treten bei relativ geringem Seitendruck (Fergana) in Sandsteinen nur undeutlich geregelte Mikrostrukturen auf. Die faserigen Calcitneubildungen in ihnen sind sehr kurz. In Isoklinalfalten, in denen die Schichten stark eingeengt wurden (Karategin), ist die Regelung klarer ausgeprägt. Die Länge der faserigen Neubildungen steht zur Länge der Körner, an denen sie entwickelt sind, im Verhältnis von 1 : 2 und 1 : 1, die Partikel der plastischen Gesteine sind deformiert, feststellbar sind Merkmale einer Kornrotation innerhalb der Schicht beim Gesteinsfließen. In überschobenen Schichten mit starker Deformation (Zentralpamir) entwickeln sich die orientierten Neubildungen bereits im gesamten Volumen des Gesteins und bilden stellenweise eine geschlossene Masse, die die Körner zementiert. Das Verhältnis der faserigen Neubildungen zu den festen Körnern beträgt hier bereits 1 : 2 und 2 : 1. In den Schichten werden gewöhnlich Merkmale einer Teilchenrotation in der Schichtebene beobachtet, und Bruchmikrostrukturen sind entwickelt. Eine Kataklase ist dabei wenig verbreitet; Mikrostrukturen mit plastischer Verformung herrschen vor. Die Mikrostrukturen der Gesteine in tektonischen Decken weisen einen noch höheren Grad der Verformung und deren plastisches Fließen auf. Die Dilatation der Schichten wird von einer starken Querschnittsabnahme der karbonatischen Zwischenschichten begleitet; desgleichen von einer Verformung der Karbonatgerölle bis blattartig (das Verhältnis der Breite zur Länge beträgt 1 : 10, 1 : 100 und darüber), von einer Zerkleinerung der in der Schicht enthaltenen spröden Einschlüsse und deren Verschiebung in Zugrichtung, von der Neubildung sehr langer Faseraggregate in den Druckschatten fester Partikel, in Zugspalten, sowie von vielfältigen Merkmalen der Lageänderung des Materials. Die Entwicklung der stressbedingten Neubildungen ist somit

eine Form der Verlagerung der Substanz in den Schichten und des Gesteinsfließens bei der Verformung.

Die Entstehung geregelter Mikrostrukturen hängt nicht vom Alter und vom Grad der Gesamtumbildung der Gesteine bis hin zur Deformation ab. Sie entwickeln sich vor dem Hintergrund bereits veränderter Gesteine, und zwar sowohl in wenig lithifizierten, als auch in tiefgehend umgebildeten Gesteinen. In den Falten von Fergana (Punkt 1) sind sie gut in den Gesteinen der Kreide und des Paläogens vertreten, die sich im frühen Stadium der Katagenese befinden. In Karategin sind sie (Punkt 2) in stark veränderten kretazischen Gesteinen entwickelt, im Pamir in Paläogen-Neogen-Gesteinen. Gleichzeitig fehlen in den älteren jurassischen Serien von Nordfergana und Südwestgissar, die bis zum Stadium einer intensiven Katagenese und Metagenese verändert und in große breite Falten gelegt wurden, stressbedingte Mikrostrukturen.

Wie die Beobachtungen im Pamir gezeigt haben, wird die Deformation nicht nur von stressbedingten Neubildungen und von der Veränderung der Mikrostrukturen der Gesteine begleitet, sondern gleichfalls auch von einer allgemeinen Umbildung der Mineralsubstanz der Gesteine, und zwar hinsichtlich des Komplexes der authigenen Minerale, der dem katagenetischen ähnlich ist. Wie vorstehend beschrieben, ist in den geringmächtigen Neogen-Paläogen-Serien des Pamir in tektonischen Schuppen und Decken ein konstant anomaler Katagenesegrad der Gesteine zu beobachten. Hier sind sie bis zur tiefgehenden Katagenese und Metagenese verändert. Dabei beteiligt sich der Komplex der authigenen Minerale an der Bildung geregelter, stressbedingter Mikrostrukturen. In Mittelasien wird bei einer normalen Katagenese dieser Grad der Gesteinsumwandlung nur in Tiefen von 3500 bis 4000 m (und mehr in Fergana) sowie von über 6000 m (in der Tadshikischen Senke) beobachtet. Geregeltere Mikrostrukturen wurden in ihnen allerdings nicht geschaffen. Deshalb darf das Auftreten anomaler Gesteinsveränderungen in Verbindung mit stressbedingten Strukturen, die von authigenen Mineralkomplexen gebildet werden, ausschließlich bei Deformationsbedingungen mit Bestimmtheit zur Gruppe der dynamometamorphen Veränderungen gezählt werden, die im Stadium der Gesteinskatagenese vor sich gehen.

Spannungen durch einseitige Kompression finden sehr früh ihren Ausdruck in den Mikrostrukturen der Gesteine. In karbonathaltigen Varietäten treten typische stressbedingte Veränderungen (Neubildungen) und Mikrostrukturen bei entsprechenden Bedingungen sogar in gering lithifizierten Gesteinen auf. Sehr gut ausgeprägt sind die stressbedingten Veränderungen bereits dann, wenn in den Schichten noch keine sichtbaren Merkmale einer starken Einengung vorliegen (Schieferung, Verglimmerung der Einschlüsse, Boudinage u.a.), wie beispielsweise in Fergana, oder sie sind kaum spürbar, wie in dem Beispiel aus der Akbaital-Zone im Pamir.

Am empfindlichsten gegenüber einer gerichteten Spannung ist Calcit. Er ist ein ausgezeichnete Indikator für Stress. Stressbedingte Umwandlungen entstehen deshalb am ehesten und zeigen sich am deutlichsten in karbonatischen und karbonathaltigen Gesteinen. In großen Calcitkörnern bilden sich unter Stress-

bedingungen leicht Gleitflächen nach der Spaltbarkeit (KASAKOV 1967), und Neubildungen des faserigen und faserig-nadelartigen Karbonats sind sehr bezeichnend für die plastische Verformung von Gesteinen mit klein- und feinkörnigem Karbonat. Ähnliche Verformungen und Mikrostrukturen wurden von vielen Forschern bei Experimenten mit Calcit reproduziert (TURNER u.a. 1958), in Marmorarten und Kalken (ROZANOV 1962; LUCIČKIĆ u.a. 1967). Aus natürlichen Objekten beschrieben wurden sie von E. CLOOS (1958), A. V. LUKJANOV (1959), E. I. PATALACHA (1970), D. DURNEY u. J. RAMSAY (1976) und anderen. Orientierte Neubildungen in den Druckschatten bilden gleichfalls Hydroglimmer, Glimmer und Quarz. Bei Quarz ist das offenbar der Fall bei hohem Druck und hoher Temperatur, wie das von uns im Pamir beobachtet wurde, N. W. LOGVINENKO im Donezbecken festgestellt hat (1957), I. M. SIMANOVIČ in Karelien (1966, 1972) und wie es in Experimenten mit Quarz und Quarzit reproduziert wurde (ROZANOV 1962; DELICIN 1973; DELICIN u.a. 1964).

Die spannungsbedingten Neubildungen und Mikrostrukturen in Mittelasien bildeten sich im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen des Känozoikums, hauptsächlich des Neogen und Quartär, und auf natürliche Weise wurden die zu dieser Zeit schon veränderten Strukturen und Gesteine von einer langwährenden Katagenese überlagert. Die Dynamometamorphose im Stadium der Katagenese ist hier somit ein sehr junger Prozeß, der sich in einem relativ kurzen Zeitraum herausgebildet hat. Urteilt man allerdings nach bestimmten Besonderheiten der stressbedingten Neubildungen (nach der Reinheit der neugebildeten Körner von Calcit, Quarz und Glimmer hinsichtlich von Einschlüssen, nach dem feinfaserigen Habitus der Kristalle bei einer beträchtlichen Größe derselben und bei einer persistenten gesetzmäßigen Anordnung u.a.), dann kann vermutet werden, daß der Prozeß ihrer Bildung sich über lange Zeit erstreckte. Der Prozeß verlief bei ausreichend langer Beibehaltung des anisotropen Zustandes der Serien und bei PT-Bedingungen, die für eine plastische Verformung und die begleitende Mineralbildung günstig waren.

#### Literatur

CLOOS, E.: Lineation. In Sb.: "Voprosy strukturnoj geologii"

Moskva: Izd. inostranoj literatury 1958.

CLOOS, E.: Deformacija oolitov v skladke južnych gor Merilend (Die Deformation der Oolithe in der Falte des südlichen Gebirges von Maryland). In Sb.: "Voprosy strukturnoj geologii".

Moskva: Verlag Izd. inostranoj literatury 1958.

- DELICIN, I. S.: Razvitie termodinamičeskich ustojčivych struktur metamorfičeskich porod (Entwicklung thermodynamisch stabiler Strukturen metamorpher Gesteine). Akad. Wiss. UdSSR, Serie Geologie (1973) 1.
- DELICIN, I. S.; LIVŠIČ, L. D.; MARKOV, V. K.; PETROV, V. P.; RJABININ, J. N.: Plastičeskaja deformacija kvarca v uslovijach sverchvysokogo davlenija (Plastische Verformung von Quarz bei überhohem Druck). Izvest. Akad. Wiss. UdSSR, Serie Geologie (1964) 10.
- DURNEY, D.; RAMSAY, J.: Narastajuščie deformacii, izmerjaemye po sintetičeskomu rostu kristallov. In: "Sila tjažesti i tektonika" (Gravitation und Tektonik). Verlag Mir 1976.
- KAZAKOV, A. N.: Metodičeskoe rukovodstvo po dinamičeskomu analizu mikrostrukturnych orientirovok karbonatov (Methodische Anleitung zur dynamischen Analyse mikrostruktureller Karbonatregelungen). Leningrad: Nauka 1967.
- KOPELIOVIČ, A. V.: Epigenez drevnych tolšč jugo-zapada Russkoj platformy (Die Epigenese der alten Serien im Südwesten der Russischen Tafel). Moskva: Nauka 1965.
- KOSSOVSKAJA, A. G.: Mineralogija terrigenogo mezozojskogo kompleksa Viljujskoj vpadiny i Zapadnogo Verchojan'ja (Mineralogie des terrigenen mesozoischen Komplexes der Viljui-Senke und des westlichen Teils des Verchojansker Gebirges). Trudy IGEM AN UdSSR 63 (1962).
- LOGVINENKO, N. V.: Postdiagenetičeskie izmenenija osadočnych porod (Postdiagenetische Veränderungen von Sedimentgesteinen). Leningrad: Nauka 1968.
- LOGVINENKO, N. V.: O pozdnem diageneze (epigeneze) doneckich karbonovyh porod (Zur späten Diagenese (Epigenese) der Gesteine des Karbon von Donezk). Izvest. Wiss. UdSSR, Serie Geologie (1957) 7.
- LUKJANOV, A. V.: Plastičeskie deformacii izvestjakov v zonach droblenija, soprovoždajuščich krupnye razlomy (Die plastische Verformung der Kalke in Zerrüttungszonen, an großen Brüchen). Izvest. Akad. Wiss. UdSSR, Serie Geologie (1959) 4.

- LUKJANOVA, V. T.: Zonal'nost' katageneza mezozojskich i kajnozojskich osadočnych tolšč Srednej Azii i faktory preobrazovanja porod (Der Zonenbau der Katagenese mesozoischer und känozoischer Sedimentserien Mittelasiens und Faktoren der Gesteinsumbildung).  
Bull. Mosk. Ges. Naturf., Abteilung Geologie (1978) 1.
- LUČICKIJ, I. V.; GROMIN, V. I.; UŠAKOV, G. D.: Eksperimenty po deformaciji gornych porod v obstanovke vysokich temperatur i davlenij (Experimente zur Verformung von Gesteinen bei hohen Temperaturen und bei hohem Druck).  
Novosibirsk: Nauka 1967.
- PATALACHA, E. I.: Mechanizm voznikovenija struktur tečenija v zonach smjatija (Der Entstehungsmechanismus von Fließstrukturen in Faltungszonen).  
Alma-Ata: Nauka 1970.
- PEROZIO, G. N.: Epigenez osagočnych tolšč jury i mela central'noj i jugo-vostočnoj častej Zapadno-Sibirskoj nizmennosti (Die Epigenese der Sedimentserien von Jura und Kreide des zentralen und des südöstlichen Bereichs der Westsibirischen Tiefebene). - Moskva: Nauka 1971
- ROZANOV, J. A.: Eksperimental'nye issledovanija deformaciji gornych porod pri vysokich davlenijach i temperature do 200° (Experimentelle Untersuchungen der Gesteinsdeformationen bei hohen Drucken und einer Temperatur bis 200° C).  
Trudy IGEM AN SSSR 66 (1962)
- SIMANOVIČ, I. M.: Postsedimentacionnye preobrazovanija segozerskich kvarcitopesčanikov / Karelija / (Postsedimentationsumbildungen der Segosero-Quarzsandsteine, Karelien).  
Litol. i pol. iskop. (1972) 2.
- TURNER, F.; GRIGGS, D.: Eksperimenty po deformaciji kristallov kal'cita (Experimente zur Verformung von Calcitkristallen). In Sb.: "Voprosy strukturnoje geologii".  
Moskva: Izd. inostranoj literatury 1958.
- Tektoničeskaja karta juga SSSR (Tektonische Karte des Südens der UdSSR). Red. DIKENŠTEJN, G. Ch.; KRAVCENKO, M. V.; MURATOV, M. V.;  
Maßstab 1 : 1 000 000; Moskva 1975.



Character of rock plastic flow  
 (an example of granite-gneiss structures)

von

K. K. SORVACHEV <sup>1)</sup>



S u m m a r y

1. The granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region, were founded in the centers of the Archean granitization and terminated their formation after the appearance of the main mass of the Early Proterozoic granitoids. The time of granite-gneiss structure formation is limited by age boundaries of 2400 - 1600 m.y., the latter is commensurable with the duration of the formation of similar structures in other world regions.

2. The Early Proterozoic granitization brought the Archean substratum in plastic state and tectonic forces, possibly similar to those, which resulted in the formation of the granite-gneiss structures, gave them a plastic character.

3. The rock granitization increased from the marginal part of granite-gneiss structures to their centers. The intensity of plastic deformation grew in the same direction. Therefore, the granite-gneiss structures were not only centers of granitization, but the centers of matter plasticity as well. Thus, the plastic deformation and granitization there were closely interconnected.

4. The plastic deformations played a main part in respect to other types of deformations in the studied granite-gneiss structures. The paragenetic associations between smaller structural forms and the banding appeared in the process of granite-gneiss structure formation and can serve as indicators of the plastic behaviour at the moment of deformation. A pronounced tectonic character of the banding prevents its identification with a relic pre-metamorphic stratification.

5. The plasticity of rocks at the moment of deformation was different and increased with the increase of their leucocratic component. By their rheological features, the rocks form the following series of plasticity: pyroxene-bearing crystalline schists and amphibolite-biotitic gneisses - biotitic gneisses - plagiobiotitic gneisses - granite-gneisses - quartz-feldspathic material. This series reflects a relative plasticity of different rocks, fixed by nature in the formational environments of the studied structures. Undoubtedly the plasticity series is not universal. In other regions, for each concrete geological and thermodynamic situation with its own rheologic state of rocks, it could be different from the series concerned.

<sup>1)</sup> Academy of Sciences of USSR, Geological Institute, Moscow

6. The rheological properties of rocks during deformation essentially differed from those belonging to the rocks, composing the recent granite-gneiss structures. Therefore, the reconstruction of the past geological environments should be first of all based on geological data, which introduce essential corrections in the laboratory results on mechanical properties of rocks.

7. Only those structures, which resulted from granitization and rheomorphologic transformations of the matter should be considered as granite-gneiss structures proper. The position of granite-gneiss structures occupying the boundary between the zone of granite-gneiss structures occupying the boundary between the zone of progressive and regressive metamorphism, in which the thermal effect of metamorphic transformations was distinctly different, is a specific peculiarity of these structures.

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

1. Die Granitgneisstrukturen des Kodar-Udokan-Gebietes (Transbaikalien) entstanden in den Zentren einer archaischen Granitisation; ihre Bildung endete nach der Intrusion der Hauptmasse der frühproterozoischen Granitoide. Die Zeit der Bildung der Granitgneisstrukturen lag zwischen 2400 und 1600 Millionen Jahren, was mit der Dauer der Bildung ähnlicher Strukturen in anderen Teilen der Erde vergleichbar ist.

2. Durch die frühproterozoische Granitisation wurden die archaischen Schichten plastisch deformiert und tektonische Kräfte gaben ihnen einen plastischen Charakter.

3. Die Granitisation nahm von den randlichen Partien der Granitgneisstrukturen zu ihren Zentren hin zu. Die Intensität der plastischen Deformation steigerte sich in gleicher Richtung. Deshalb waren die Granitgneisstrukturen nicht nur Zentren der Granitisation, sondern auch Zentren des plastischen Verhaltens. Plastische Deformation und Granitisation waren eng miteinander verbunden.

4. Die plastischen Deformationen spielten eine wichtige Rolle in bezug auf andere Deformationstypen. Die paragenetische Assoziation zwischen kleineren Strukturformen und der Lagigkeit der Gneise entwickelte sich im Prozeß der Granitgneisbildung; sie können als Indikatoren des plastischen Verhaltens während der Deformation gewertet werden. Der betont tektonische Charakter der Lagigkeit verbietet es, diese als eine prämetamorphe Stratifikation anzusehen.

5. Die Plastizität der Gesteine während der Deformation war unterschiedlich und wuchs mit der Zunahme der leukokraten Komponenten. Nach ihren rheologischen Eigenschaften bilden die Gesteine folgende Plastizitätsreihe: Pyroxenhaltige kristalline Schiefer und Amphibolite - amphibolitische Gneise - Biotit-Amphibol- und Amphibol-Biotit-Gneise - Biotitgneise - Plagiobiotit-Gneise - Granitgneise - Quarz-Feldspat-Gesteine. Diese Plastizitätsreihe ist ohne Zweifel nicht universell gültig. In anderen Gebieten, mit bestimmten geologischen und thermodynamischen Bedingungen und spezifischem rheologischem Zustand der Gesteine, könnte die Plastizitätsreihe anders aussehen.

6. Die rheologischen Eigenschaften der Gesteine während der Deformation unterscheiden sich wesentlich von denen der Gesteine, die jetzt in den Granitgneisstrukturen vorliegen. Deshalb sollte die Rekonstruktion vergangener geologischer Zustände vor allem auf geologischen Daten beruhen, welche wesentliche Korrekturen der Laborergebnisse über die mechanischen Eigenschaften von Gesteinen bedingen.

7. Nur solche regionalen Strukturen, welche sich aus Granitisation und rheomorphologischen Umwandlungen ergeben, sollte man eigentliche Granitgneisstrukturen betrachten. Die Stellung der Granitgneisstrukturen an der Grenze der regressiven Metamorphose, wo die thermische Wirkung der metamorphen Umwandlungen sehr unterschiedlich war, ist eine Besonderheit dieser Granitgneisstrukturen.

## 1. Introduction

The study of substance plastic flow is required for analysis of rock deformation and understanding of character and significance of plastic deformations in tectogenesis. The latter promotes the solving of the most important problems of plastic mass dislocation in the earth's crust.

At present, it is established, that plastic deformations are characteristic both for the young and the most ancient crusts. However, it is in the interior parts of the earth, where thermodynamic conditions and physico-chemical processes result in a general softening of rocks and where we can expect, probably, the most intensive manifestation of the plastic flow. Traces of the flow were found in many metamorphic rocks. However, the concrete manifestation of plastic flow process are not clearly understood. The latter results not only from the fact, that the plastic deformations in the interior part of the earth are camouflaged by the processes of metamorphism and granitization but also from extremely limited application of special methods for revealing the structural and textural forms, characterizing the plasticity degree of rocks and helping to distinguish the plastic flow from other types of deformations, by survey crews. Therefore, there is a need for the special study of plastic deformations.

The main objective of the paper concerned is to describe the results of my study on the character of plastic flow during the formation of some granite-gneiss structures in the northeastern part of the Transbaikal region, Eastern Siberia, to show the relation between plastic deformations and the granitization in the process of structure formation, to outline a relative plasticity of rocks under conditions of deep metamorphism and to reveal a rheological succession - plasticity series of rocks - at the moment of deformation.

The granite-gneiss structures were chosen for study not by chance, because we can assume that during their formation, the rocks, involved in granitization, considerably changed their composition, getting highly plastic and fluent, while the rocks outside the centers of granitization preserved their relative hardness.

In the process of study of granite-gneiss structures, we made a detailed geological mapping by application of aerophotography and compiled a detailed geological map and

series of profiles, scales 1 : 250, 1 : 100. By the amount of granite-gneiss material within metamorphic substratum and by peculiarities of deformation-metamorphic structures of the textures, each granite-gneiss structure was subdivided into the following zones: bedded-heterogeneous horizons, migmatites, granite-gneisses. Smaller structural forms: small folds, banding, boudinage structures, their association with rocks of different composition, morphology as well as relation with the degree of granitoid material abundance in the rocks, thickness of deformed interlayers and with other factors, were studied in detail for each zone. Particular consideration was given to establishing of paragenesis of smaller structural forms and their variations from periphery towards the center of the granite-gneiss structures. The parageneses of smaller structural forms were used as indicators of rock plasticity at the moment of deformation. In the process of mapping, several methods proposed by N.G. SUDOVIKOV (1954-1957), K.A. SHURKIN (1957, 1964, 1970), V.I. GROMIN (1970), besides those mentioned above, for study of micro-forms of metamorphic rocks were applied.

The choice of granite-gneiss structures as an object for study of rock rheology at the moment of deformation enabled us to analyse a great deal, frequently contradictory, literature on the granite-gneiss structures in various regions of the world from the point of view of plastic deformations.

## 2. Granite-gneiss structures from point of view of plastic deformation

2) The granite-gneiss structures comprise concentric tectonic forms with granitoid nucleus and conformal mantle. Frequently these structures differ in internal arrangements and genesis. However, only those structures, which appeared during granitization and rheomorphism of the material, composing them, evidently belong to the granite-gneisses proper.

In the time of the classical works by C.E. WEGMANN (1930, 1932, 1935) and P. ESKOLA (1949, 1951, 1952) it had been already established that the granite-gneiss structures are distributed over practically all crystalline shields and many geosyncline areas (SORVACHEV 1978, Table I). This is inconsistent with universally accepted ideas on granite-gneiss structures as specific forms in the areas of the deep Pre-Cambrian development.

Despite a broad distribution of the granite-gneiss structures their typification has not been made up to now. The subdivision of these structures into types is based in the literature on genetic, morphological, age and substance principles and has its own pros and cons (SORVACHEV 1978, Table 2). In my opinion, the typification should be based on a genetic principle. It is this principle, which gives an opportunity to distinguish the proper granite-gneiss structures among others, similar to them in different features. The distinguishing between "mantled domes" and the gneiss and granite-gneiss structures, in my opinion, is hardly warrant because all of them have a conform core shell.

2) This part of the paper deals with a brief description of data and conclusions, obtained during analysis of literature on granite-gneiss structures from different regions of the earth, considered by me in detail earlier (Sorvachev 1978).

The core, represented by rheomorphic granitoids and the rocks of surroundings may be distinguished in the composition granite-gneiss structures. The rocks of surroundings compose the metamorphic and sedimentary mantles. The mantles conformably coat the core, while their structural and textural elements adhere to the composition of its peripheral zone. Sometimes, the granite-gneiss structures are free from the sedimentary mantle, particularly in the areas of intensive granitization, while only some horizons of metamorphic mantle, resistant to processes of granitization, survived. The structures, by the internal composition of their cores, are subdivided by many scientists into simple domes, ramparts, basins; and compound ones antiforms and synforms. This classification is rather conventional. More close study always reveals more complicated composition of the granite-gneiss structures and gradual transitions between structures of simple and compound composition. The difference in composition and form between granite-gneiss structures reflects their different degree of mobility of granitized material in the process of structure formation. The granitoids of core structures, described as granite-gneiss ones, can be younger and older than the rocks of the surroundings (SORVACHEV 1978, Table I). While establishing the area of the core and its surroundings some scientists proceed from assumption that the sedimentary-metamorphic rocks mass (without recognizing structural peculiarities of their shells) overlies granitoids of the "base" and from the data of isotopic age, while others take into consideration both structural correlations between the core and mantle, and the age of granitization - process, which result in formation of granite-gneiss structures. It was established that an age equality of rocks in the core and schist surroundings was manifested itself in many granite-gneiss structures (FINUCANE 1953; NOLDART & WYATT 1962; RYAN & KRIEWALDT 1964; PAVLOVA 1967, 1972; PAVLOVSKIY 1973, et al.).

In order to establish the time of the appearance of plastic deformations, it is evidently of great importance to define the relative age for the rocks of core and surroundings, establishment of their structural correlation and definition of the granitization age being more significant than isotopic dating.

The development of granite-gneiss structures is a long and probably pulsational process. It is closely connected with matter evolution, and repeated manifestation of metamorphic mass mobilization and tectonical deformation. Evolution of this process is only outlined rather than studied. It is particularly difficult to establish the stages of deformation as the later deformation were superimposed over the younger ones and frequently wiped off completely their traces (AGRON 1950; KING & RAST 1956; KRANCK 1957; SUTTON & WATSON 1959; WILSON 1968; EZ 1978).

The ideas on genesis of granite-gneiss structures are very complicated and discrepant. The hypotheses of diapirism and rheomorphism are most close to the idea of recognition of plastic deformations. (WEGMANN 1929, 1930; ESKOLA 1949, 1951, 1952; KRANCK 1951, 1953, 1955; BELOUSOV 1960, 1962, 1970; SALOP 1971; GRABKIN 1972). They relate the high mechanical mobility of rocks with the processes of granitization and prove a possibility of "floating" of mobilized material with its expansion.

The problem on the predominant type of moments during doming action is the most debatable. The supporters of pure diapirism consider the vertical movements to be a deciding factor, while the rheomorphism supporters think that in the process of doming

action, both the vertical and horizontal forces are present and that it is the horizontal forces of orogenesis which prevail (KRANCK 1972). Such an approach to the genesis of granite-gneiss structures offers a satisfactory explanation of some of their peculiarities, particularly their complicated composition, morphological variety et al.

The polygenetic hypotheses are best suited to the process of granite-gneiss structure development (SINITSA 1965, 1967; CHESNOKOV 1966, 1971; MILEEV 1969, 1971; GLEBOVITSKIY 1973; KRANCK 1957, 1972). Their supporters are united round the idea of a repeated change of formation mechanism during long process of structure formation.

The supporters of the block and block-dome hypotheses (SUDOVNIKOV 1954, 1964, 1967; GORLOV 1960, 1967, 1972) consider the vertical movements as almost single mechanism responsible for the formation of granite-gneiss structures, however not explaining the plastic deformations appearing inside them and actually denying the existence of such structures. Therefore, if the block origin of tectonical forms is unambiguously proved, they evidently can not be considered as belonging to the proper granite-gneiss structures.

The granite-gneiss structures are frequently similar to concentrical structures of intrusive nature (KORZHINSKY 1972, 1973). They can be subdivided only after detailed study of their structural features and analysis of concrete geological environments during their formation (SORVACHEV 1978, Table 3).

The supporters of the doming action hypotheses place strong emphasis on a change of rock density, considering the "redensity" as a main factor, responsible for the "floating" of granite-gneiss structures. The careful analysis of literature with data on more than 55000 samples of rocks of different groups, carried on by me, shows that during granitization, the density of rocks decreases from amphibolites and crystalline schists to gneisses, migmatites, quartzites, granitoids with the decrease of melanocratic mineral content in the rocks, the decrease of basicity of plagioclases and with the increase in silica content. The density of the rocks listed above is not permanent and determined by peculiarities of petrochemical composition, distribution and concentration of rock-forming minerals et al. For different structuro-facies environments, this or that factor prevails. Density of rocks varies with the change in primary mineral and chemical composition of rocks and the longevity and intensity of matter evolution. A conclusion on the density inversion should be based not so much on a formal difference of densities, observed now, as on the analysis of geological environments, under which this process could take place. Therefore, a possibility of floating of granitoid mass should not be identified with an actual existence of this process itself.

Thus, the proper granite-gneiss structures were formed during a long evolution of the matter in the process of granitization. Majority of them have a complex composition and even relatively simple dome-like structures most often represent merely fragments of the more complicated ones. The uprise appearance of the granite-gneiss structures may result both from a tectonical compression and an expansion of the remobilized material. A linear orientation of the structures, considered to be typical for the Phanerozoic, had already been contemplated during the deep Pre-Cambrian, when the tangential compression forces manifested themselves.

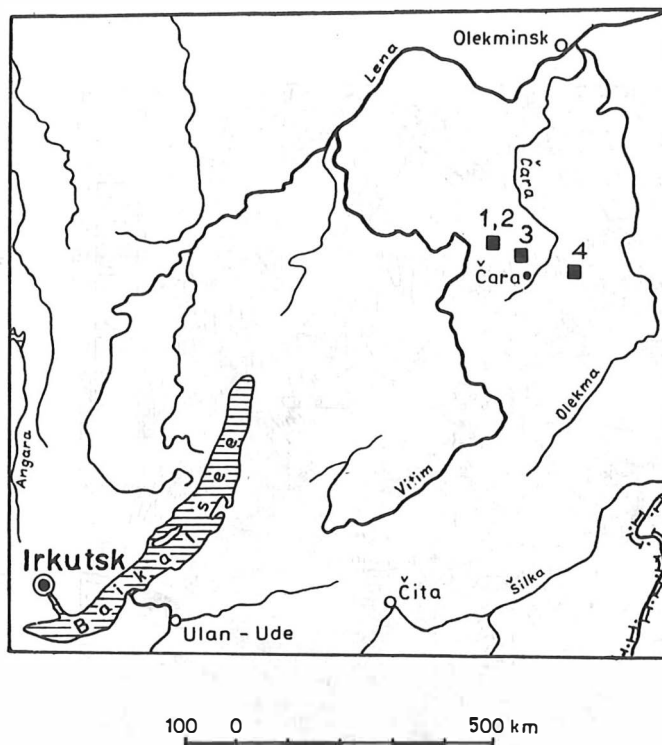


Fig. 1. Scheme of the area of works. Granite-gneiss structures

- 1, 2 - El'gersk and Byrgaysk structures;
- 3 - Duguysk structure;
- 4 - Khaninsk structure

Despite the 25-year history of the granite-gneiss study, many problems remain unsolved. I would like to dwell upon only those which became a subject of the study concerned: insufficient study of the internal structure of the granite-gneiss structures; the relation between plastic deformations and processes of metamorphism and granitization is not clear; the significance of the plastic flow during formation of granite-gneiss structures is not defined.

### 3. Plastic flow in granite-gneiss structures (eastern Siberia, Kodar-Udokan region)

The objects of study are in almost inaccessible region of the Olekmo-Vitimsk mountains of the north-eastern part of Transbaicalian province, 600 km to the north-east of Čita city (Fig. 1). The Archean, deeply metamorphized rocks of the Chara formation and the Early Proterozoic sedimentary-volcanic and terrigenous rocks of the trough complex of the Udokan formation (LEYTES 1965; LEYTES & FEDOROVSKY 1972), composing the granite-gneiss structures (Fig. 2, 3) are well exposed here, in the mountainous parts of the Kodar and Udokan ridges (watersheds between the Char and Vitima rivers). The presence of deep, erosional downcuttings with well prepared slopes gave an opportunity to study these structures in detail.

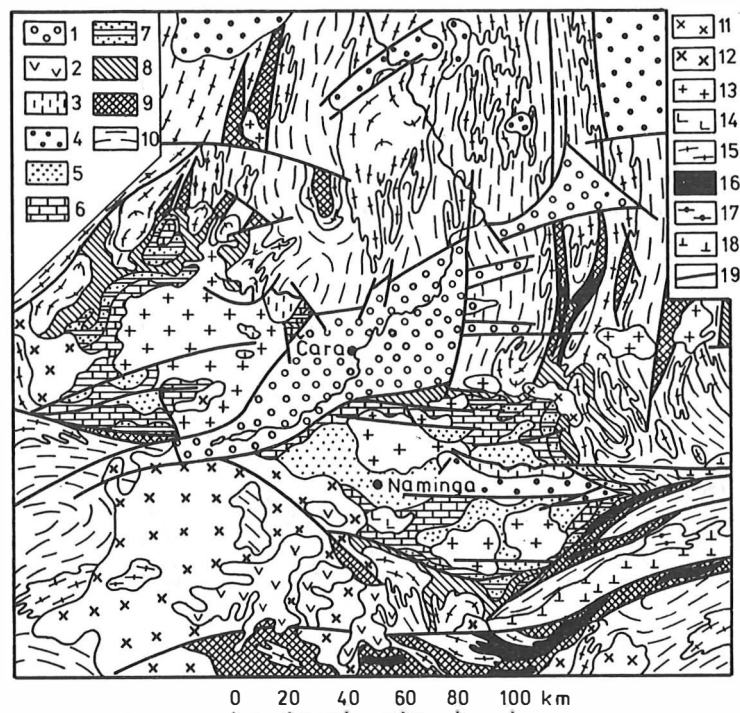


Fig. 2. Schematic geological map of the central part of the Olekmo-Vitimsk mountains (LEYTES & FEDOROVSKIY 1972)

1 - Quarternary deposits; 2 - Cenozoic basalts; 3 - Jurassic and Cretaceous deposits; 4 - Upper Riphean and Cambrian sediments; 5 - 9 - deposits of the Lower Proterozoic Udokan formation; 5 - upper subformation; 6 - middle sub-formation; 7 - 9 - lower sub-formation (7 - the Ayansk formation and upper part of Ikabiysk formation; 8 - lower part of the Ikabiysk formation; 9 - trough complex); 10 - crystalline schists and gneisses of the Archean Charsk formation; 11 - Mesozoic granitoids; 12 - Paleozoic granitoids; 13 - 16 - plutonic depositions of the Early Proterozoic; 13 - intrusive granites, granitoids and quartz diorites of the Chysk-Kodar complex; 14 - gabbro, gabbro-norites and plagioclases of the Chineysk lopolite (the Kalarsk complex); 15 - anatexic gneiss granites, granite-gneisses, augen-granites and granosyenites of the Kodar complex; 16 - metamorphized gabbro, gabbro-norites, ultra-basic rocks and orthoamphibolites of trough complex; 17, 18 - Archean plutonic formations; 17 - ferrohastingsitic and hyperstenic granites (charnockites), granodiorites and plagiogranites; 18 - anorthosites, gabbro-anorthosites, gabbro-amphibolites and metamorphized ultrabasic rocks of the Olekmo-Kalarsk massif; 19 faults.

The granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region appeared in the Archean, but were finally formed in the process of the Early Proterozoic tectogenesis. They are closely connected with the processes of granitization and metamorphism, widely distributed over the territory of the Olekmo-Vitimsk province. The structures lay among crystalline rocks of the lower structural part (trough complex and the Udokan formation). The char-



acter of deformation and matter composition of both structural parts are distinctly different. In the course of granitization, the granite-gneiss structures brought about a reconstruction of the foundation rocks and had a pronounced effect on the sheet rocks. The Archean rock mass served as a substratum for these structures and were intensively reworked by them. The latter resulted in formation of the core and metamorphic shell. Sedimentary-volcanic rocks of the sheet, on the contrary, interfered with structure development and performed a part of a reacting shell in the contacts with the core. A completely conformable mantling of the granite-gneiss core by the metamorphic and sedimentary shells, and a complete subordination of all their structural and textural elements to the new pattern of deformation are the best indicative of the plastic reconstruction. The granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region are structures of long-term development, founded before the formation of sedimentary cover. They continued their evolution during accumulation of the terrigenous sediments of the Udokan formation and completed their formation after foundation of the main mass of the Shuisk-Kodar granitoids.

Thus, the granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region remind by their main features similar structures of both the Pre-Cambrian and Phanerozoic regions and are typical tectonic structures, which appeared in the process of granitization.

### 3.1. Composition of granite-gneiss structures of Kodar-Udokan region

The study of the granite-gneiss structures were limited by the Charsk elevation of the crystalline foundation. The El'gersk, Burgay and Duguy structures occupy the Kodar ridge region, while the Khatinsk structure - the Udokan ridge (Fig. 3).

The El'gersk granite-gneiss structure lies in the area between the El'ger and Amikan rivers, within the Archean rock block, confined by the El'gersk and Saimagan troughs at the west and east (Fig. 4, 5). In plane, the structure has an oval shape (4 x 8 km), its long axis being in conformity with general strike of the Archean structures and troughs. Brachyform shape of the structure permits to call it as a dome. It includes granitoid core, metamorphic and sedimentary shells.

The metamorphic shell is composed by the basic rocks the Charsk formation. The contact between core and shell is changed by the processes of the Archean granitization and most frequently it has a gradual and transitional character. However, in some cases, the distinct and almost tearing contacts between granitogneisses of the core and enclosing rocks are observed.

The sedimentary shell is represented by the interconnected upper rock masses of the trough complex with basal horizons of the Udokan formation. The strike of the folded forms in the contact zone is distinctly governed by the external boundary of the core. Dip vectors are radial towards the dome while the folds are often overturned towards the external part of the core. At a distance of 0.5 km out of the contact, the folds acquire a meridional linear orientation, while structural relations between the core and shell get broken. Structural correlation between the core and shell shows that physical features of their rocks were different. The visible accordance, apparently

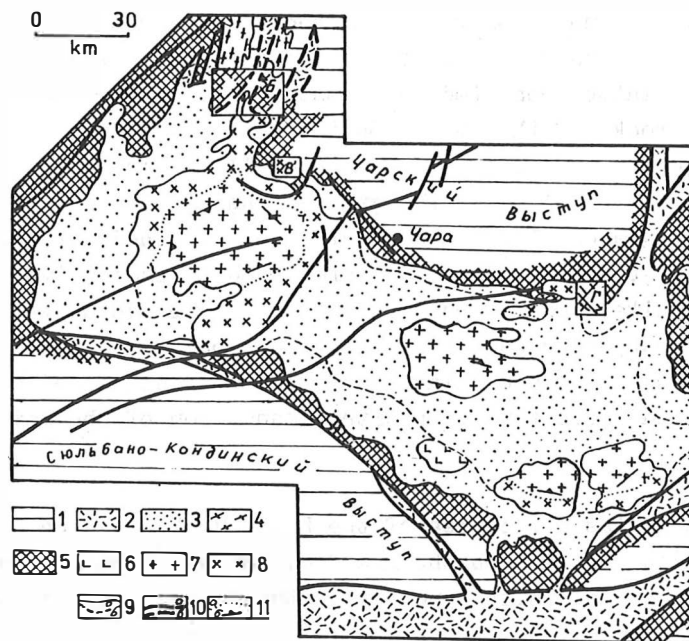


Fig. 3. Scheme of Pre-Cambrian tectonics of western margin of the Aldan shield (LEYTES & FEDOROVSKIY 1972, Fig. 3, simplified).

1 - elevations of the lower structural level (structures of Archean formations);  
 2 - geosutural Early Proterozoic troughs; 3 - Early Proterozoic Kodar-Udoka depression;  
 4 - massifs of Archean charnockites; 5 - zones of Early Proterozoic granite-gneiss domes;  
 6 - the Chineysk lopolith of Early Proterozoic granitoids; 7 - granites of main intrusive facies; 8 - granodiorites and quartz diorites of marginal pri-basal facies; 9 - boundaries between structural forms: a - established; b - supposed; 10 - faults: a - established, b - supposed; 11 - boundary between facies varieties of the Kodar-Kemensk lopolith rocks (a) and direction of dip of roof and basal plains of lopolith (b). Granite-gneiss structures: A - El'gersk, B - Burgaysk, C - Dugaysk, D - Khaninsk.

apparently appeared in the process of long effect of the core structure during formation to its sedimentary shell.

The core of the El'gersk dome is composed of the Early Proterozoic granite-gneisses with horizons of basic rocks. In plane, the horizons stress an ellipsoidal composition of the dome, while their strike and cristalline schistosity coincide with the direction of gneissocity of granite-gneisses. In the domevault, the gneissocity is hardly distinguished. The altitude of rocks in the dome flanks and its vault varies from 30 to 50°. By concentration of granitoid material, the two zones - magmatites and granite-gneisses - are distinguished. The magmatite zone is spread along the northern periphery of the dome, while the granite-gneiss zone occupies its remaining part. The border line between the zones is drawn within the granite-gneisses.

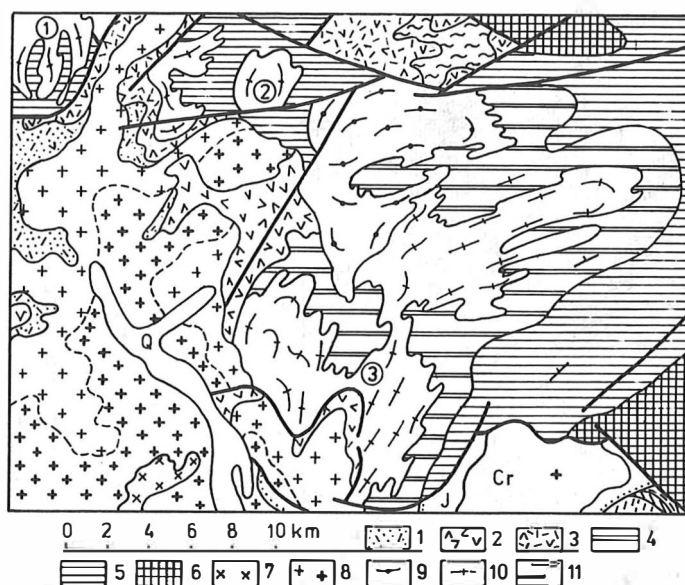


Fig. 4. Geological structure of the Kodar ridge region (FEDOROVSKIY 1972)

1 - 3 - Lower Proterozoic, Udokan formation, Ikabiysk formation; 1 - middle sub-formation - quartzites, quartzite-like sandstones, quartzzy gritstones, micaceous schists, pyrite-bearing coaly metaaleurolites; 2 - lower sub-formation - micaceous, mica-graphitic schists, somewhere with garnet, cordierite, sillimanite, microgneisses, rarely quartzites and marbles; 3 - trough complex: micaceous schists, frequently with garnet, sillimanite, graphite, actinolitic, chlorite-actinolitic, actinolite-garnet, cummingtonitic, talc-chloritic, gedritic, hornblende schists, amphibolites, amphibolitic and biotitic gneisses, metadiabases, porphyrites, felsites, sandstones, quartzites, frequently with garnet, cummingtonite, andalusite, sillimanite, ferruginous quartzites, marbles; 4 - 6 - Archean Charsk group: 4 - the Kalakansk formation; biotitic, amphibolitic, biotite-amphibolitic gneisses, somewhere with hypersthene, amphibolites, lenses and interlayers of marbles; 5 - the Imangrsk formation: amphibolitic and biotite-amphibolitic with pyroxene crystalline schists and gneisses, bipyroxene crystalline schists, amphibolites, lenses and interbeds of marbles; 6 - the Davachansk formation: crystalline schists, with biotites, garnet, sillimanite, cordierite, amphibole, hypersthene, bipyroxene crystalline schists, quartzites, magnetite-amphibolitic crystalline schists, diopsidic amphibolites; 7 - 10 - Early Proterozoic granitoids; 7 - fine-grained granites; 8 - coarse-grained granites (Chuysk-Kodarian); 9 - metasomatic augengneiss-like and massif granites; 10 - plagiogranite-gneisses, anatectic gneiss-like granites; 11 - faults (a) and thrusts (b). Granite-gneiss structures: (1) - El'gersk; (2) - Burgaysk; (3) - Dugaysk.

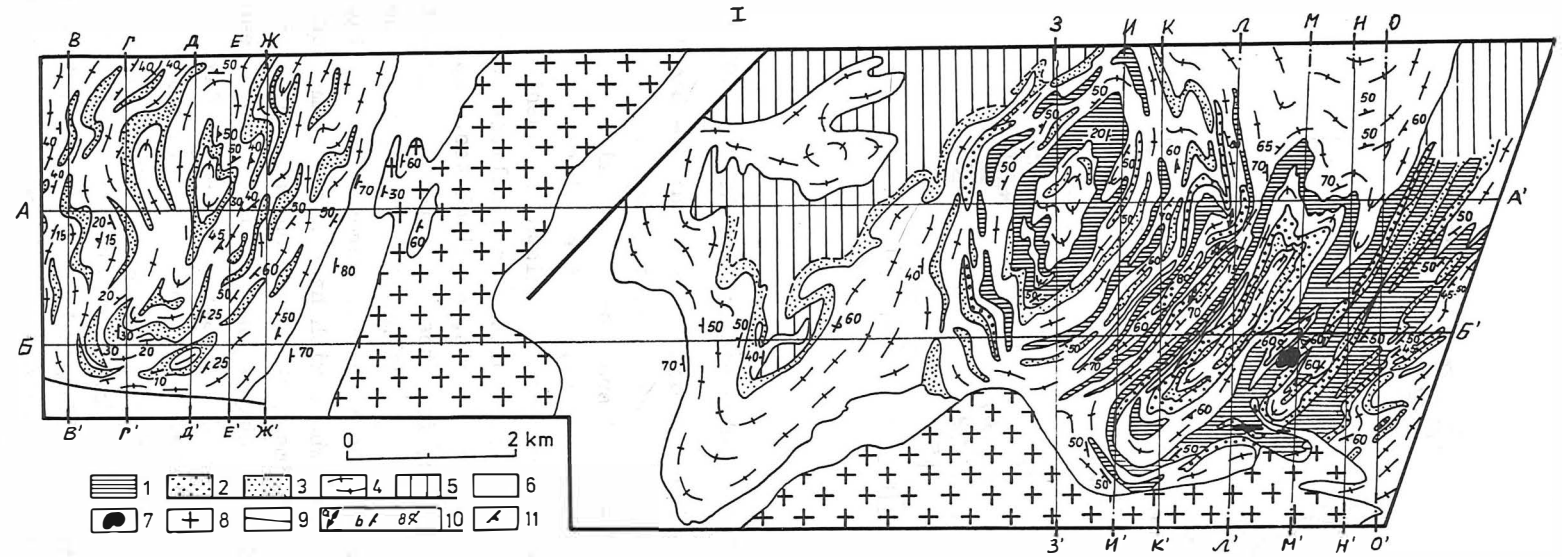


Fig. 5 Scheme of composition of the El'gersk (left) und Burgaysk (right) granite-gneiss structures (I), meridional (II) and latitudinal profiles.

1-3 - remobilized rocks of the Charsk group in cores of granite-gneiss structures: 1-plagiogneisses, 2-amphibol-biotitic and biotitic gneisses, 3-pyroxene and amphibol-pyroxene crystalline schists, amphibolites; 4 - granite-gneisses (Kuandinsk complex); 5 - not distinguished formations; 6 - rocks of trough complex and the Udokan formation (sedimentary shell); 7 - ultrabasic rocks and orthoamphibolites; 8 - granites of the Chuysk-Kodar complex; 9 - faults; 10 - rock altitude: a) vertical, b) inclined, c) overturned; 11 - gneissoidness orientation in granite-gneiss.

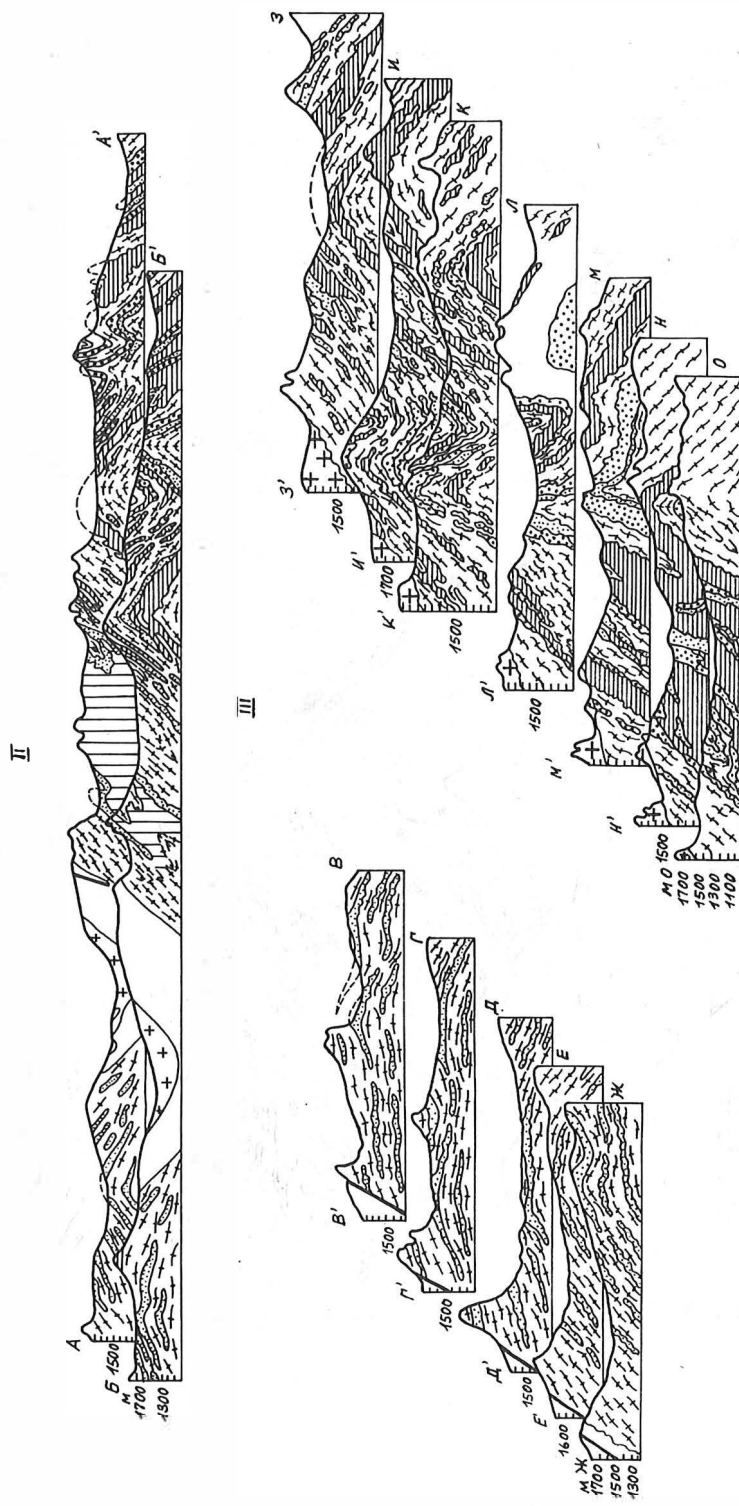


Fig. 5

I

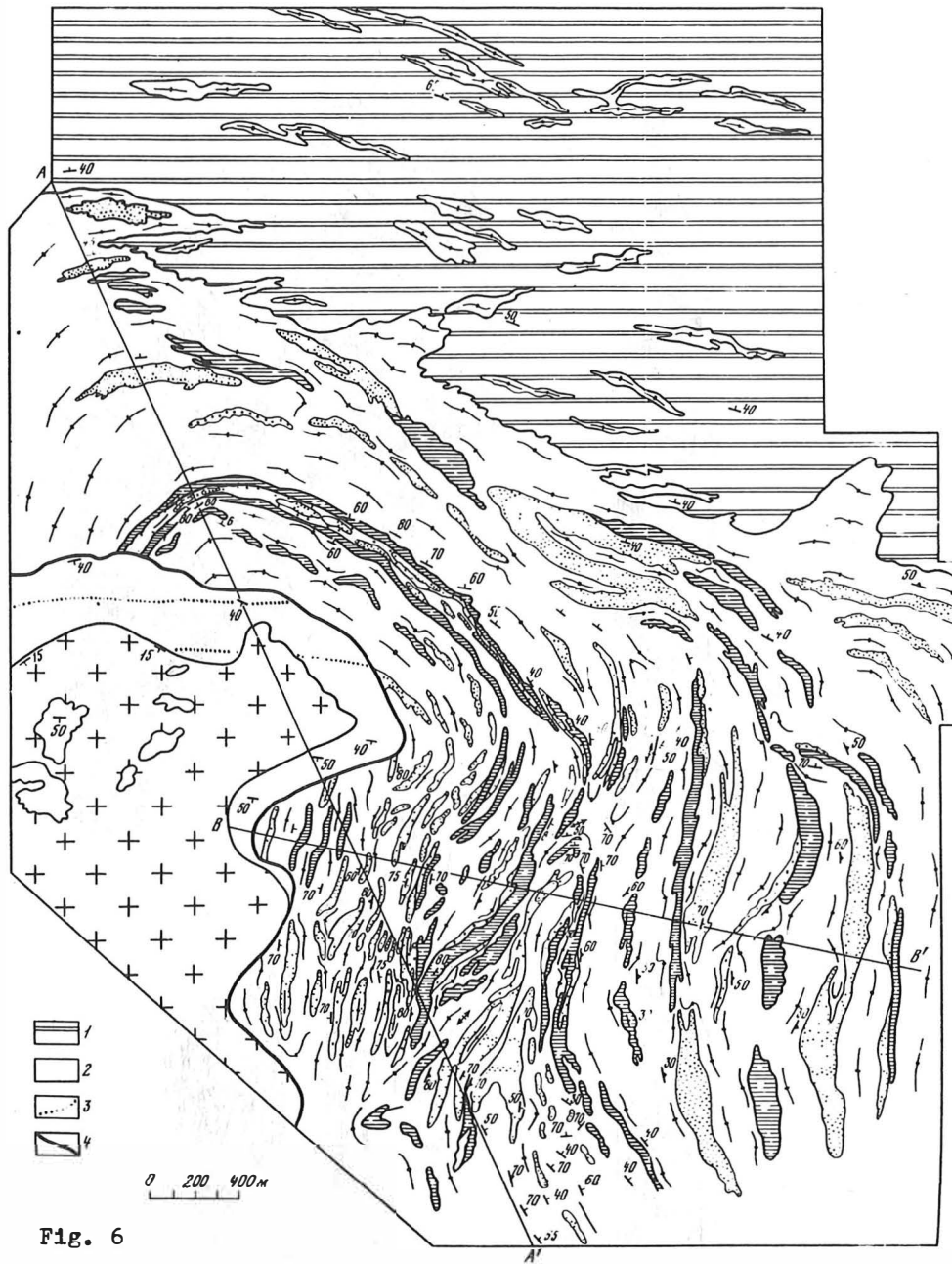


Fig. 6

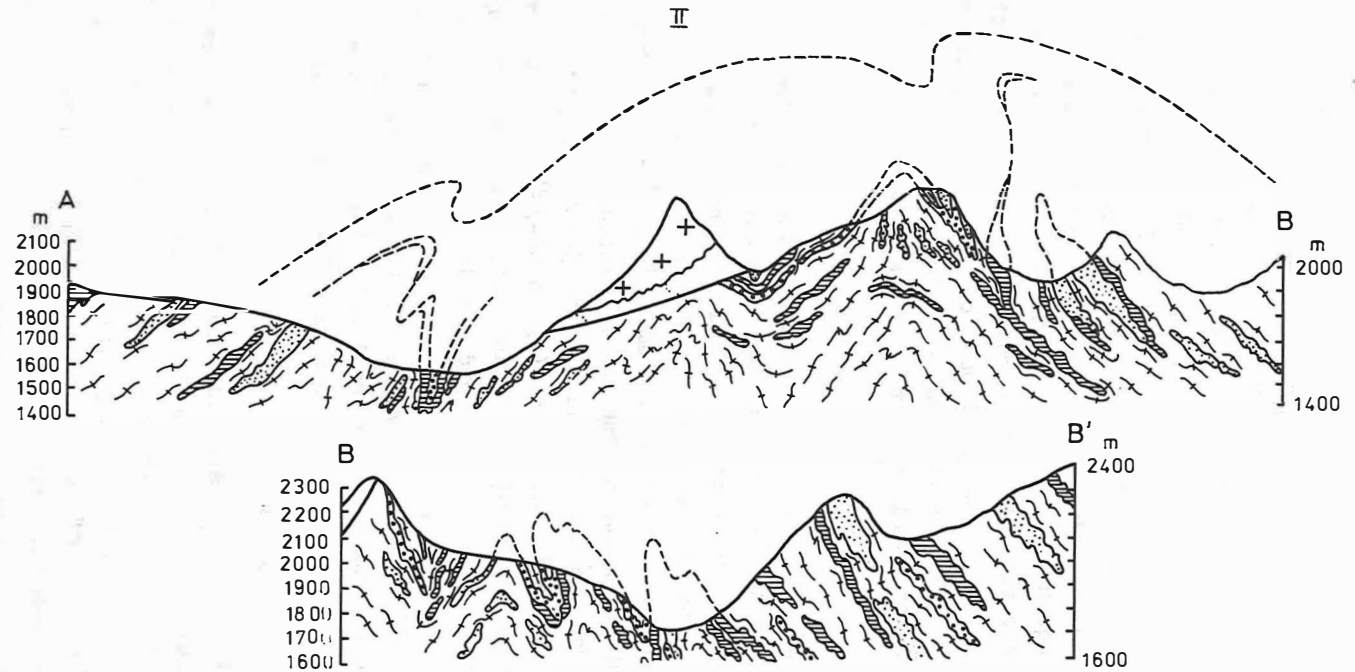


Fig. 6 Scheme of composition of the Dugaysk granite-gneiss structure (I) and profiles (II).

1 - metamorphic shell: amphibolites, biotite-hornblende and amphibolitic gneisses; 2 - Udokan group, Ikabiysk formation: micaschists and microgneisses, quartzites, pyrite-bearing schists; 3 - boundary of petrographic varieties; 4 - fault line.

Other figure captions see Fig. 5.

The Burgaysk granite-gneiss structures lies in the interflue between the Amikan and Burgay rivers. It is composed by the Early Proterozoic granite-gneisses with relics of amphibolites, amphibolitic and biotitic gneisses, plagiogneisses of the Charsk formation.

The metamorphic shell of the structure did not survive, while the sedimentary one is developed along its south-western margin and is represented by the rocks of the Ikabiysk formation. The joint of the core and shell is distinctly expressed in the narrow contact zone (not more than 100 m). The granite-gneiss bodies in parallel to the external contour of the core, were found here among the quartzites and mica-graphitic schists. Within the alternating members, the quartzite layers are boundinaged and the graphite-bearing schists are deformed into folds, frequently overturned in the direction outside of the core. Outside of the contact zone, the rocks of the surroundings have a normal stratigraphic occurrence with stratum dip towards the axial part of the syncline, dividing El'garsk and Burgaysk structures. Thus, in the Burgaysk structure as well, the structural changes in the rocks of sedimentary shell result from the effects produced by the core under the process of formation.

The Burgaysk structure consists of two domes and basin-like syncline. The domes in plane have an oval shape (3 x 5; 1 x 3 km), extending along the strike of the Archean strata of the surroundings. Their cores are composed of granite-gneisses and their limbs - by granitized rocks. Gneissosity of the granite-gneisses is parallel in plane to the orientation of crystalline schistosity of the metamorphic substratum. The dip of the rocks in the prevault part of the western dome rarely exceeds 20° and reaches 50° towards in southern pericline. The rocks in the limbs have 50-60° dip. The dip of rocks in all sections of the eastern dome is more steep (up to 60-70°). The external limbs of the dome are characterized by series of sub-meridional, anticlinal and synclinal folds, under the angle of 40-50° to the vaults and are deformed into plication. The domes are jointed by a narrow, up to 1 km, keeled syncline. In plane its axis is bended in conformity with a configuration of domes, while its limbs - under the angle of 70-80° towards its axial zone and are deformed by isoclinal folds with sub-meridional strike. In the north, the domes are contiguous to a granite-gneiss basin-like syncline.

By the degree of granitization, the Burgaysk structure is subdivided into the following zones: stratified-heterogeneous horizons, magnetites, granite-gneisses. Within the zone of bedded-heterogeneous horizons, the latter are composed of: plagiogneisses, biotite-amphibolitic, amphibole-biotitic and biotitic gneisses with restricted distribution of granite-gneisses. The alternation of the horizons with granite-gneiss bodies with the zone gives it a streaky bedded-heterogenous character. Concentration of the granitoid material within the zone of magmatites increases from 25 to 60 %. The metamorphic substratum corresponds by its composition to the rocks of the former zone, while excluding the amphibolites, only relics of the majority of horizons with indistinct contour survived. The granite-gneiss zone is composed of heterogeneous rocks, varying from biotitic and plagiogranite-gneisses to alaskites. In some parts of the dome vaults, potassic-augen-granite-gneiss and veined pegmatoidal granites were found. Some elements of the Burgaysk granite-gneiss structure are interconnected in their evolution and form a single antiform-synform structure.



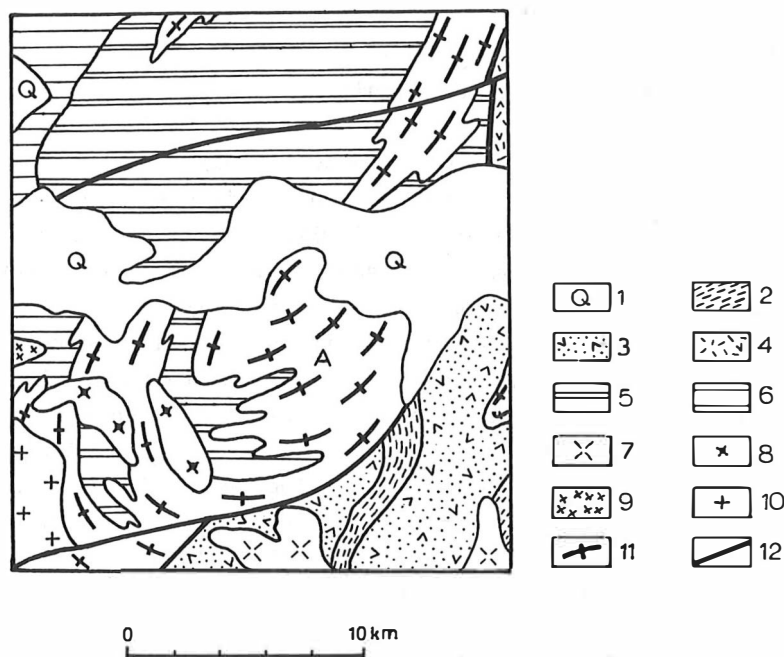


Fig. 7. Geological composition of the Udokan ridge region (FEDCROVSKIY 1972)

1 - Quaternary sediments; 2 - 4 - Lower Proterozoic, the Udokan group, the Ikabiysk formation: 2 - upper sub-formation micaceous schists, metamorphized aleurolites and sandstones, micaceous schists with garnet, sillimanite, quartzite, cordierite, quartz-actinolite-carbonaceous rocks; 3 - lower sub-formation: metamorphized aleurolites, micaceous schists, micagraphitic schists, phyllites, quartz sandstones, gritstones and conglomerates, marbles, carbonaceous-silicate rocks; 4 - trough complex: micaceous schists with garnet, cordierite, sillimanite, graphite, actinolitic, chloritic, hornblende schists, amphibolites, biotitic gneisses, metadiabases, porphyrites, felsites, sandstones, quartzites, frequently with garnet, cummingtonite, andalusite, sillimanite, ferruginous quartzites, marbles; 5, 6 - Archean Charsk group: 5 - Kalakansk formation: biotitic, amphibolitic, biotite-amphibolitic gneisses with hypersthene, amphibolites, lenses and interlayers of marbles; 6 - The Imangrsk formation: amphibolitic and biotite-amphibolitic crystalline schists and gneisses with hypersthene, bipyroxene crystalline schists, amphibolites, lenses and interlayers of marbles; 7 - Paleozoic leucocratic and alaskitic granites; 8 - Later Proterozoic granites; 9 - Early Proterozoic fine-grained granites; 10 - Early Proterozoic coarse-grained porphyrite-like (Chuysk-Kodar) granites; 11 - Early Proterozoic plagiogranite-gneisses, anatectic gneiss-like granites; 12 - faults and thrusts, A - the Khaninsk granite-gneiss structure.

The Duguysk granite-gneiss structure lies in basins of the Apsat and Duguy rivers. The authors studied dome-shaped fragments of the structures, the Duguysk dome (Fig. 6). It consists of a metamorphic mantle, folded cover, zone of bedded-heterogeneous horizons and magmatites. The zones are bended in the shape of arch with its convex part to the north, while the region of contemplated vault is covered by overthrust rocks (from the south) of the Udokansk formation, broken by the Chuysko-Kodarsk granites.

The metamorphic mantle of the Dugaysk dome is composed by alternating horizons of monotonous amphibolites, biotito-amphibolitic and amphibolitic gneisses of the Charsk formation. Towards the contact with the core, changes in the matter of mantle rocks occur with the increase in the degree of granitization.

Within the zone of bedded-heterogeneous horizons, only the most thick horizons of amphibolites, biotito-amphibolites and amphibol-biotitic gneisses survived. The change in matter composition occur together with of horizon thickness. Thickness of amphibolite horizons, most resistant to the processes of granitization, decreases by almost three times. The thickness of leucocratic rocks apparently decreases even more. However, due to intensive matter transformations, it is very difficult to establish a scale of their reduction. Within the zone of magmatites, the majority of horizons are transformed into separate sections of alternation of strips and lenses of the metamorphic substratum with granitoid material, excluding the horizons with basic composition. Series of broken isoclinal folds are distinguished within this zone. Axes of the latter are bended into arches and together with some horizons of basic rocks emphasize a concentric structure of the dome. Usually fold axes are overturned towards its vault. The hade of their limbs varies from  $40$  to  $70^\circ$  and coincides with that of the dome flanks.

The Khaninsk granite-gneiss structure was described in detail by M.Z. GLUKHOVKY (1969). The author studied only its fragments - the Khaninsk dome in the interflue between the Khani, Mururin, Kurung-Uryak revires (Fig. 7, 8). In plane, it has a semi-oval shape ( $7 \times 18$  km) opening in northern direction. Its flanks are under the angle of  $40$ - $70^\circ$  towards its margin and deformed by narrow (up to 1 km), long (up to 5 km) folds in parallel to the long axis of the dome. The folds in the dome pericline have an arch shape, while the pitch of their axial plates usually corresponds to the strike of the rocks in the dome flanks.

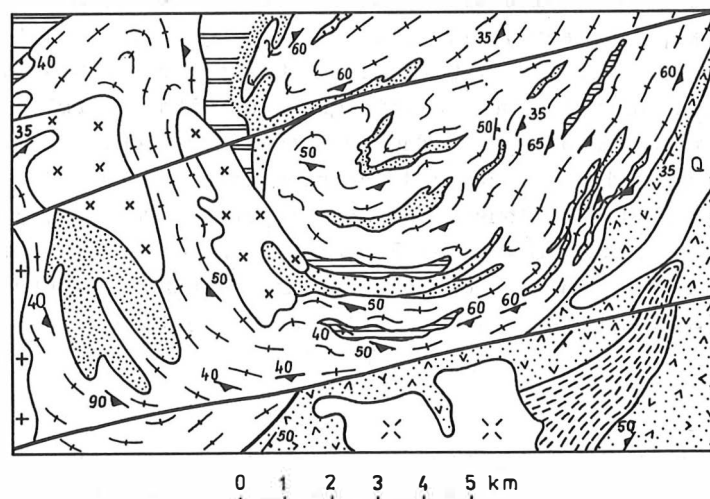


Fig. 8. Scheme of composition of the Khaninsk granite-gneiss structure (GLUKHOVSKIY 1969, simplified and supplemented). Captions see Fig. 5 and 7

The metamorphic mantle is spread along the north-western and western margin of the dome. Its rocks are similar by their composition to the rocks of the Imangrask and Kalakansk suites of the Charsk formation. Rock horizons smoothly surround the core with outside dip. Granitization and migmatization generally decrease towards the contact with the core from melanocratic towards leucocratic varieties.

The sedimentary shell mantle survived along the south-eastern limb of the dome and is composed of the Ikabiysk suite of the Udokan formation. Within the zone of contact (0.5 km wide) with the dome core, its rocks are intensively migmatized with abundant banded and thin-streaky textures of migmatites. Here the rocks form a series of open sinusoidal folds with 2-3 m-wide limbs. The pitch of their axial planes varies from 90 to 60-70°, either towards the dome vault or in opposite direction. Away from the contact, the plication rapidly disappear and the rocks acquire a normal stratigraphic position with dip of 40° to the axial part of surrounding syncline.

The zone of bedded-heterogeneous horizons is well expressed in the area of dome vault. It is from 0.2 to 1.0 km wide. The alternation of amphibolites, amphibolitic and biotite-amphibolitic gneisses, containing granite-gneiss bodies with thin biotite-bearing gneisses, gives the zone a coarse-banded character. In comparison with the metamorphic shell, this zone is distinguished by a sharp (up to 10 folds) decrease in the thickness of basal rock horizons. The migmatite zone is not persistent and along the strike replaces the zone of bedded-heterogeneous horizons. The granite-gneiss zone occupies the major part of the Khaninsk dome and replaces along the strike the zones of bedded-heterogeneous horizons and migmatites. The zone is abundant in leucocratic, rarely melanocratic granite-gneisses, the alaskite granitoids appearing in the axial part of the dome.

### 3.2. Ideal dome and actual series of granite-gneiss structures

All studied structures occur within the Early Proterozoic belt of granite-gneisses, surrounding the Kodar-Udokan depression and distinctly superimposed in plane over the Archean deformed deposits (Fig. 3). Form, size and orientation of the structures are the same and well correlated with the Archean rock strike. The structures have a similar erosional depth and are localized within the rocks of the Imangrask and Kalakan formation of the Charsk group. Composition of rocks towards the surroundings of the core of structures become more and more homogeneous. Even more limited set of metamorphic rocks was found in the cores. Zonation of the core reflects an increase in granitization towards its central parts. The change of rocks composition, decrease of horizon thickness, change in structural and textural peculiarities of rocks occur in the same direction. Narrow isocline folds, concentrically outlining the structures, are a common feature of the granite-gneiss structures. Somewhere they are overturned towards the structural vault. The latter together with the lateral compression is indicative of significance of the tangential forces in the process of doming action. However, the same granite-gneiss structures at the contact with the rocks of the surroundings are characterized by a centrifugal verge of the folds with the decrease in the dip angle towards the vault structures. On the contrary, it is indicative of the vertical component and of the increase in rock volume during granitization. The gen-

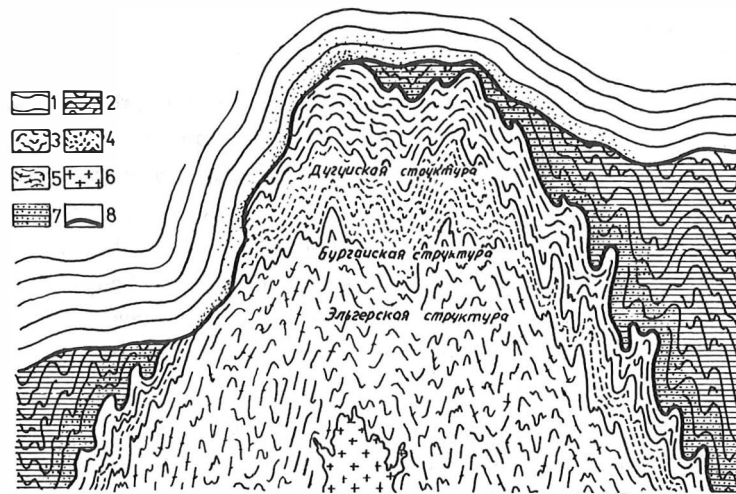


Fig. 9. Schematic section of "ideal granite-gneiss dome" and position of concrete structures inside it.

1, 2 - Early Proterozoic shells; 1 - sedimentary, 2 - metamorphic; 3 - 6 - core of granite-gneiss structure: 3 - zone of bedded-heterogeneous horizons, 4 - zone of migmatites, 5 - zone of granite-gneisses, 6 - anatectic granites; 7 - Archean Charsk group; 8 - metamorphic rims in the rocks of the Lower Proterozoic Udokan group (three zones are showed conventionally).

eral peculiarities of the granite-gneiss structures can be assumed to reflect a unity of the process of their formation. Evidently, the ideal course of this process and a conservation of its result can result in appearance of an "ideal granite-gneiss dome", with three well expressed internal zones, metamorphic and sedimentary mantles conformal to the structure core (Fig. 9). Each zone of such a dome corresponds to its own level of granitization and plastic deformation.

The study of granite-gneiss structures besides general peculiarities has its own individual features. Differences between the structures are expressed first of all in different preservation or even in complete absence of the metamorphic and sedimentary mantles. The sedimentary mantle of the majority of granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region is represented by quartzites, quartzite-bearing schists, graphite-bearing and other rocks of the basal horizons of the lower member of the Ikabiysk formation, subjected to a progressive metamorphism in the course of the Early Proterozoic granitization. Due to their composition the rocks of the sedimentary mantle prevent a distribution of heat and limited the growth of granite-gneiss structures. However, it is the presence of the sedimentary mantle, which was essential for the

formation of granite-gneiss structures. The absence of sedimentary mantle is evidently defined by the depth of erosion.

Deeply metamorphized rocks of the metamorphic mantle served as a relatively easy granitized substratum, in which occurred the development of granite-gneiss structures. The absence or presence of the metamorphic mantle in different structures are determined by a different degree of the Archean rock reworking in the process of granitization. These rocks, metamorphized to the granulitic facies, during the Early Proterozoic granitization underwent a progressive metamorphism of the amphibolite facies. Thus, a very interesting peculiarity of the granite-gneiss structures was established - they were formed at the border zone between the progressive and regressive metamorphism, i.e. in the zone with different enthalpy.

The granite-gneiss structures are characterized also by an uneven evolution of their three zones of granitization. The structures can be arranged into the series: Burgaysk, Dugaysk, Khaninsk, El'gersk, where the significance of the zones of bedded-heterogeneous horizons decreases and that of the zone of granite-gneisses, increases from left to right, i.e. the granite-gneiss structure have a tendency to approach the composition of the El'gersk dome, the structures getting apparently more simple. However the study of deformational features of the zones shows that the El'gersk dome core is as complex as other structures. Each concrete structure in the series corresponds evidently to a certain stage in the evolution of the ideal granite-gneiss dome. Thus, the ideal dome summarizes common peculiarities of the studied structures, while the structure series - their differences. Therefore, the series of the granite-gneiss structures display a radial section of the ideal dome and the way of its reconstruction.

### 3.3. Character of plastic deformations in granite-gneiss structures

The character of deformations in the granite-gneiss structures is revealed during the study of smaller structural forms and banding. The smaller structural forms are defined as plications, boundinage structures, syngenetic faults with dimensions not exceeding the boundaries of a single outcrop and ranging from several centimeters to 5-10 meters. The term "banding" defines textures, composed of alternating bands of metamorphic substratum with different mineral composition, thickness, length, granitization degree et al., and formed in the course of granite-gneiss structure evolution under the effect of synchronous metamorphic and tectonic processes. Two types of the banding were distinguished. The first one is represented by an alternation between horizons of metamorphic rocks, revealing a general composition of the granite-gneiss structures. The second type - by the textures of migmatites and crystalline schistosity.

Each granite-gneiss structure is characterized by its own paragenesis of smaller structural forms and the banding, changing from marginal parts to the center (Fig. 10).

Banding. Within the zone of bedded-heterogeneous horizons, the banding of the first type is most typical. It gives to the whole sequence a bedded-heterogeneous appearance. The tracing of "horizons" and study of their contacts showed that they did not have

distinct boundaries. They are distinguished by a predominance of interlayers with definite mineral composition. The horizons of the basic rocks, retaining a significance of marking ones, is an exclusion. Their composition varies from pyroxene crystalline schists and amphibolites to biotitic gneisses. Thickness and extent of the horizons vary within a wide range. Compared with the metamorphic shell, the thickness of horizons with basic rocks decreases about 10 folds, the latter being determined not only by the processes of granitization but by tectonic forces as well. Therefore the banding of the first type should not be identified with a relic original stratification.

Distribution of the banding of the second type within the zone of bedded-heterogeneous horizons is limited. The most typical forms are represented by a lenticular and lenticular-varved ribbon isolations of metatact in metamorphic substratum with thickness varying from several mm to 10-30 cm, which remind an original stratification. However, along the strike, the ribbons have pinches, thin out to filiform, wedge out and split. Ribbon extent is not permanent and their contacts are characterized by the appearance of pseudo-beds of biotitic gneisses. Such a character of alternation is an indicative of tectonic origin of the banding of the second type and of a synchronous metamorphic differentiation. Concentration of the metatact increases on the whole towards the contact with migmatite zone and an intermediate zone between amphibole and amphibole-biotitic and biotitic gneisses. A single alternation member comprises somewhere heterogeneous-banded and ribbon textures in biotitic and plagiobiotitic gneisses, and heterogeneous-banded and lenticular textures in biotite-amphibolitic and amphibole-biotitic gneisses. The quartz-feldspathic material is very rare in amphibolitic gneisses and is practically absent in amphibolites and pyroxene crystalline schists. Thus, the migmatization and banding of the second type are functions of the rock composition (Fig. 10). In the areas of outburst of metamorphic horizons by the granite-gneisses, the rocks sharply increase concentration of granitoid material with appearance of textures typical for this zone: agmatitic, lenticular, banded amphibolites and amphibolitic gneisses; folded-in biotite-bearing gneisses.

Within the zone of migmatites, the banding character changes, as only horizons of basic rocks and rare relics of the thickest horizons with different composition survives out of the bedded-heterogeneous sequence. The rocks are migmatized and subdivided into the bands of metatact and metamorphic substratum. The composition of rocks also changes - amphibolitic and biotite - amphibolitic gneisses are replaced by biotitic ones, while biotite-bearing gneisses - granite-gneisses. Thickness of the basic rock horizons decreases by 2-3 folds, i.e. within the zone of migmatites, the coarse banding of the first type is replaced by the banding of second type. Within the zone of migmatites, the range of banded textures of the second type is extending. The rocks of basic composition comprise lenticular textures, while the biotite-amphibolitic gneisses - lenticular-banded and the amphibole-biotitic and biotitic gneisses - ribbon and thin-bedded textures. The metatact in the plagiobiotitic and biotitic gneisses produces intra-bed folded forms. Towards the contact with the granite-gneiss zone, the ribbon textures become typical for biotite-amphibolitic gneisses, while reticulate and branching ones more frequently occur among the amphibolitic gneisses.

In the granite-gneiss zone, the banding of the first type is formed exclusively by the horizon of basic rocks. Their thickness considerably decreases, some horizons become

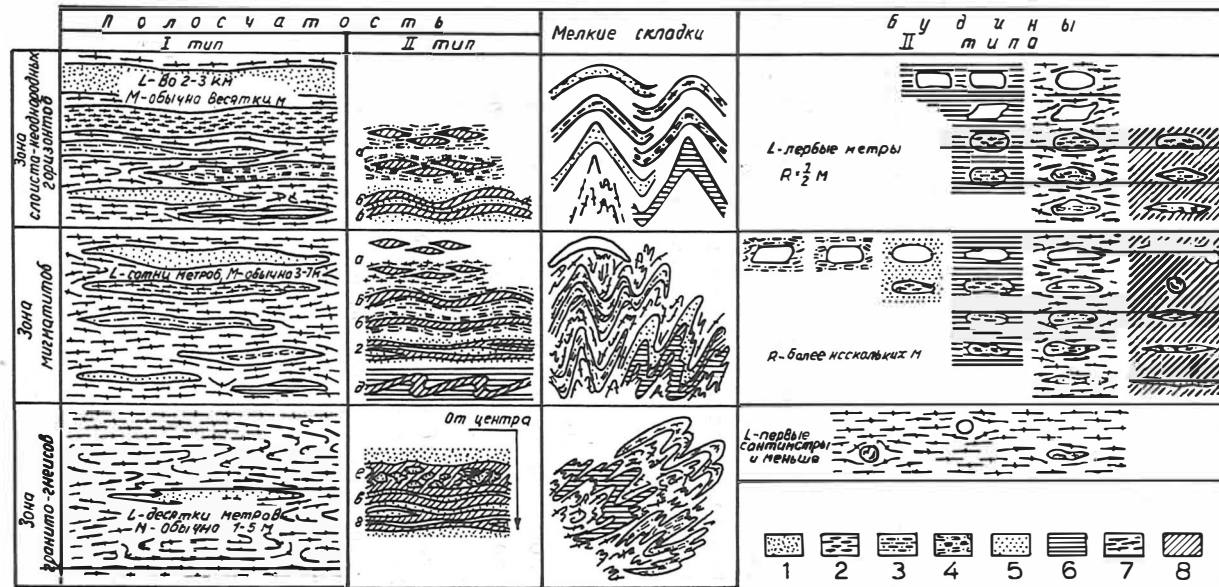


Fig. 10. Scheme of distribution of smaller structural forms and banding in different zones of granite-gneiss structures.

1 - pyroxene, amphibol-pyroxene crystalline schists and amphibolites; 2 - amphibolitic gneisses; 3 - biotite-amphibolitic gneisses; 4 - amphibol-biotitic gneisses; 5 - biotitic gneisses; 6 - plagiogneisses; 7 - granite-gneisses; 8 - quartz-feldspathic material of migmatites. Banding textures: a - lenticular, b - lenticular-ribbon, c - ribbon, d - fine-ribbon, e - folded, f - reticulate, L - length; M - thickness; R - distance between boundinage.

splitting along the strike into a number of smaller ones forming lenses and wedging out. The ribbon textures of the second type are abundant near the contact between horizons of basic rocks and the granite-gneisses and within granite-gneisses. In the first case, the banding is similar to that found in the zone of migmatites. However, the change of ribbon textures occurs over a distance equal to the width of the contact line, where the rocks underwent all stages of migmatization (classification by K.A. SHURKIN 1970), from weak to the highest. The banding pattern within the granite-gneisses is a stria-like, filiform, stressed by thin (up to 1-2 mm) flakes of biotites or quartz lenses. The bands frequently form bundles and complicated pattern and in cases when granite-gneisses are enriched by leucocratic material, are hardly traced.

The change of banding character from zone to zone results from differential tectonic movements, appeared in the conditions of granitization during the formation of granite-gneiss structures.

Folding. Two groups of folds are distinguished by size. The first group comprises from 1-2 to several dozens of meters, while the second one - from several cm to 1-2 m (Fig. 10).

Typical feature of the folded forms in the zone of bedded-heterogeneous horizons is a simplicity of their morphology. They are symmetric sinusoidal folds with round hinge. The amplitude of folds belonging to the first group varies from 0.5-1.0 m to 2.0-5.0 m with wave length of 10-35 m. A relationship between the shape of these folds and composition of rocks, of metamorphic horizons is weakly manifested - the folds in the acid rocks are only more compressed than in the rocks with mafic composition. The character of folds of the second group depends on the thickness of the enclosing "horizon", number of folded interlayers within the horizon, composition of the interlayers, relation between thicknesses of the interlayers and material of enclosing horizons, separating them, and other factors. The shape of folds belonging to the this group is also relatively simple. Its dependence on the composition of rocks is only contemplated: transition from the basic crystalline schists and amphibolites to the biotite-bearing gneisses is characterized by an increase in fold amplitude under the same wave length. However, under a sharp increase in abundance of granitoid material, the rocks comprise disharmonic folds, more characteristic of the zones of migmatites and granite-gneisses. Intensively compressed folds occur among the amphibolitic gneisses.

Numer of folds of the first group sharply decreases in the zone of migmatites while number of those of the second one - increases. The latter are characterized by almost complete absence of simple forms. Relatively symmetric folds are found only in the pyroxene amphibol-pyroxene crystalline schists and amphibolites, resulted apparently from their weak permeability for granitizing solutions. Isoclinal shapes with accumulation of metamorphic material into fold vaults prevail in the gneisses of amphibolic and biotite-amphibolic composition. Asymmetric, isoclinal folds with extended curved limbs and minor crenulated folds in the hinge part are found in the plagiobiotitic and biotitic gneisses. The most complicated folded forms are found when the rocks are saturated by leucocratic material - from 30 % in the melanocratic varieties of rocks to 80-90 % - in metatect. The metatect forms numerous intensively curved asymmetric folds with sharp hinges. The contours of their base and roof do not coincide in shape. Axial



planes are hetero-oriented or inclined down the dip of the dome limb. Mutual participation of the metatect and metamorphic substratum in the fold formation is indicative of homogeneity of migmatization and deformation. The forms of folds indicate that the rocks of basic composition - crystalline schists and amphibolites were the most rigid at the moment of deformation while the rocks of acid composition - plagiobiotitic gneisses, granite-gneisses, quartz-feldspathic gneisses, granite-gneisses, quartz-feldspathic material of migmatites - the most plastic.

Within the zone of granite-gneisses, the folds of the first group are formed by horizons of mafic rocks and similar to the same folds of other zones. The folding of the second group is autochthonous and occurs only in the marginal parts of the horizons and in the contact with the zone of migmatites. They are composed of metatect, saturated with gneisses, composition of the latter varying from amphibolitic to biotitic. They are represented by overturned, recumbent and plunging folds with curved axial planes and flexures as well as by isoclinal, fanshaped and other "wild folds" (E. KRANCK 1957). Absence of folds with simple forms and their weak dependence on rock composition are indicative of increasing general plasticity of rocks. Only multiple folds, distributed exclusively among granite-gneisses and similar to the turbulent migmatites of K. MEHNERT (1971, page 43), are most typical for the zone. In the most simple cases, the tectonic pattern reminds the multiple deformed members of isoclinal folds of "new" generation. Abundance and peculiarity of folded forms within granite-gneisses zone are indicative of the highest plasticity of the matter and maximum tectonic activity in the dome core. The folds in monotonous granite-gneisses are hardly distinguished and ordinary methods for their mapping are inapplicable. That is evidently a reason, resulted in general opinion on a relatively simple composition of the dome central parts and weak development of folding deformations within them.

Boudinage structures. Difference in rheological features are most distinct in the boudinage structures (Fig. 10). Two types of boudinage structures are distinguished by size. The structures of the first type includes large blocks or lenses, of broken horizons of metamorphic rocks, while those of the second one - small boudinage of metamorphic substratum, observed in outcrops.

Within the zone of bedded-heterogeneous horizons, the boudinage has a block shape. Average length of the boudinage of the first type makes up several dozen meters and the thickness varies from 0.5 m to several meters. The length of the boudinage of the second type does not exceed 0.5 m, with cross section up to 0.1 m. The block boudinage is composed of pyroxene, amphibol-pyroxene crystalline schists and amphibolites rarely biotite-amphibolitic and even amphibol-biotitic gneisses. Thus, the rocks of different composition correspond to boudinage of similar shape, however, the shape of the boudinage depends on the composition of the enclosing rocks. The amphibolites and amphibolitic gneiss form the boudinage of block and oval-block shape in the granite-gneisses and - lenticular-block shapes in the quartz-feldspathic material. The biotite-bearing interlayers are boudinaged with formation of lenticular-block folds among the granite-gneisses and lenticular ones - in metatect. Therewith the metatect comprises the boudinage, composed by all varieties of rocks - from mafic crystalline schists to plagiobiotitic gneisses. Therefore, the metatect was most mobile at the moment of deformation.

Within the zone of migmatites, concentration of the boudinage of the first type sharply decreases, while that of the second one - increases. The distance between the folds exceeds their thickness by several dozen times, indicating a considerable reduction in the thickness of boudinage interlayers. The boudinage of the first type is represented by mafic crystalline schists, amphibolites, rarely by amphibolitic gneisses. The composition of the boudinage of the second type is identical to that of metamorphic substratum. The boudinage of lenticular shape is most characteristic, though that with rounded section occurs somewhere. On the whole, along the change of rocks from basic to biotitic gneisses, the boudinage acquires more and more smooth shapes. Composition of the enclosing rocks ranges from amphibol-biotitic gneisses to quartz-feldspathic material.

Syngenetic faults are to be found in many zones of granite-gneiss structures. Their total amount is not big, while their dimensions do not exceed one meter. Most frequently the ruptures are observed within the zone of bedded-heterogeneous horizons, the latter being indicative of a relatively lower plasticity of its rocks, and less frequently - in the zone of granite-gneisses. The rock reaction on the ruptures resulted not only in isolation of folds or open joints but in coherent flexure kink and increase of the interlayer thickness in the zone of rupture. Frequently, the ends of interlayers, crossed by rupture, as if were pulled and bended in the direction of material movement. The general high plasticity of the medium, when rocks flow along natural boundaries of their division, is evidenced by the fact that the ruptures do not influence the character of folding and usually extend out of the boundaries of the deformed interlayer. Therefore, the differentiation of rocks by rheological peculiarities can be defined as a differentiation of rather plastic rocks at the moment of their deformation.

#### 3.4. Plasticity series of granite-gneiss structures

Geological data. The Archean substratum in the centers of granite-gneiss structure formation represented a plastic mass, capable of flowing and pinching, the deformation of plastic character playing the main part during formation of these structures. Simultaneously, the granite-gneiss structures served as hearthes of granitization. Such a coincidence is not accidental. There is a reason to think that the granitization in the granite-gneiss structures without deformation is impossible.

Each of the studied granite-gneiss structures reflects a definite degree of granitized matter plasticity. Within the series of the granite-gneiss structures, the plasticity increases on the whole from the Burgaysk to El'gersk structures. Therefore the rocks in the marginal part of the ideal dome, its composition being reflected by the zone of bedded-heterogeneous horizons of the Burgaysk and Dugaysk granite-gneiss structures, had a minimum plasticity, while the dome core, the zone of the El'gersk and Khaninsk granite-gneiss structures, - had maximum plasticity.

Paragenetic associations of the smaller structural forms with the banding attest, that the plasticity of rocks with different composition is different. Differentiation of rocks by rheological character is contemplated already in the zone of bedded-heterogeneous horizons, but is better expressed within the zone of migmatites. In the granite-gneiss zone, the plasticity of rocks increases so sharp, that a difference of their

rheological features disappears. The studied rock were exposed to rather specific conditions of rheomorphism, which predetermined their general weakness. Plastic deformation were synchronous with rock migmatization, the latter being manifested by a participation of veined material of the migmatites in folding and by a dependence of the fold shapes on its amount.

Correlation of relative plasticity of rocks, established by peculiarities of smaller structural forms, permits to define the following series of plasticity (with its increase): pyroxene-bearing crystalline schists and amphibolites - amphibolitic gneisses - biotite-amphibolitic and amphibol-biotitic gneisses - biotitic gneisses - plagiobiotitic gneisses - granite-gneisses - quartz-feldspathic material of migmatites. Therefore, during deformations simultaneous with matter transformation in rocks, the basic rocks were the most rigid, while the metatects of migmatites are the most plastic. The deformation character, close to the established one, in the granite-gneiss structures of the Kodar-Udokan region, is widely distributed in deeply metamorphized strata of other regions (SEMENENKO 1946; SORSKIY 1952; RYABENKO 1970; et al.). However, unfortunately, the works devoted to the revealing of rheological succession of metamorphic rocks at the moment of deformation, are almost absent. The data, though scattered over numerous publications (SUDOVNIKOV 1955; SHURKIN 1957, 1962, 1964, 1970; et al.), show, that such a succession exists in actual geological situation. This conclusion is of great importance, as it permits to compare the established series of plasticity with experimental ones.

Experimental data. Experiments on actual rocks carried out in conditions of high temperatures and pressures (GINSBURG & ROZONOV 1951; SHREINER et al. 1968; TOKHTUEV 1972) show that the plasticity of metamorphic rocks increases with the growth of concentration of mafic dark minerals and decrease of salic minerals - quartz, feldspar. Thus, the experimental rheological succession is the reciprocal to that, established by geological data. This contradiction results from the fact, that nowadays we can only approximately judge on original matter of metamorphic rocks. Duration of matter transformation in the rocks is frequently not known, any change of physico-chemical conditions (presence of volatile matter or melt et al.) influencing deformational properties of the medium. In conditions of laboratory, it is difficult to reproduce conditions close to natural ones, particularly for ancient crystalline rocks. Among other things, this is true for a low rate of deformation, definition of absolute pressure values and temperature of paleotectonic processes. The summary of physico-chemical constants, despite their great value for the post-metamorphic deformations, does not reflect the environments of rock formation and therefore can not serve as a measure for their plasticity at the moment of deformation. They characterize only a recent actual plasticity, while we can not evidently draw an equality between it and paleoplasticity, even proceeding from deformational properties of some minerals. In this respect, the experiments of petrological character is of greater interest (KORZHINSKIY 1957; TUTTLE & BOWEN 1958; KHITAROV 1957, 1972; OSEPROVSKY 1973). Their advantages consist in the fact, that not "ready" metamorphic rocks serve as a material for the experiments but mineral and other mixtures which could participate in the rock formation i.e. the experiments are carried on at the level of matter transformation. However, even these experiments are very far from the real geological situation.

During modelling, the obtained results should be possibly correlated with the data of geological observations so that by gradually complicating the experiment by introduction of additional correction and parameters we could estimate their influence on its results and again compare the obtained results with geological data. By now, it is detailed geological study, which gives the most objective information on plastic deformation of rocks in the interior parts of the earth's crust and their rheological features.

### References

a) in Russian language

BELOUSOV, V.V.: Main problems of geotectonics.  
Moscow: Gosgeoltekhizdat, 1972

BELOUSOV, V.V.: Earth's crust and upper mantle of continents.  
Moscow: Nauka, 1966

BELOUSOV, V.V.: Folding and main types of tectonic deformations.  
Bull. MOIP, otd. geol., 44 (1969) 4

BELOUSOV, V.V.: General ideas on the environments of structural forms, developed in complex deformational series.  
In: Ocherki strukturnoi geologii slozhno disloksirovanoi tloshchi.  
Moscow: Nedra, 1970

GLEBOVITSKIY, V.A.: Problems of evolution of metamorphic processes in mobile areas.  
Leningrad: Nauka, 1973

GLUKHOVSKIY, M.Z.: Some features of tectonics during early stages in evolution of the Olekmo-Vitim mountain areas.  
Geotektonika (1969), 3

GORLOV, N.V.: On Archean cross folding in north-western part of the White Sea.  
Trudy LAGED AN SSSR, 11 (1960)

GORLOV, N.V.: Granite gneiss domes of early Precambrian.  
Izd. AN SSSR, ser. geol. (1972) 12

GROMIN, I.S.: Smaller structural forms and rheological reconstructions (an example of eastern Transbaikal region).  
Moscow: Nauka, 1970

KEYL'MAN, G.A.: Migmatitic complexes of the Middle Urals.  
Trudy Ural. petrograf. soveshch., 2, Sverdlovsk

- KEYL'MAN, G.A.: Results of geological mapping of the Ural metamorphic complexes.  
In: Problemy izuch. geol. dokembriya.  
Leningrad: Nauka, 1967
- KEYL'MAN, G.A.: On the time of appearance of metamorphism and granitization in the main anticlinorial structures of the Urals.  
Trudy in-ta geol. geohim. Uralsk. nauchn. tsentra AN SSSR, 100, 1973
- KEYL'MAN, G.A.: Migmatitic complexes of mobile belts.  
Moscow: Nedra, 1974
- KORZHINSKIY, D.S.: Physico-chemical foundation for analysis of mineral paragenesis.  
Moscow: Izd. AN SSSR, 1957
- KORZHINSKIY, D.S.: Flows of transmagnetic solutions and granitization processes.  
In: Magmatism, formatsii kristall. porod i glubiny zemli. I.  
Moscow: Nauka, 1972
- KORZHINSKIY, D.S.: Metamorphic processes.  
Izd. AN SSSR, ser. geol. (1973) 12
- LEYTES, A.M.: The Lower Proterozoic of north-eastern part of the Olekmo-Vitim mountains.  
Moscow: Nauka, 1965
- LEYTES, A.M.; FEDOROVSKIY, V.S.: Tectonics of western part of the Aldan shield (Olekmo-Vitim mountains).  
Geotektonika (1972) 2
- MEHNERT, K.: Migmatites and origin of granites.  
Moscow: Mir, 1971
- MILEEV, V.S.: Tectonic environments during formation of the folded structure of Proterozoic Maytyubinsk anticlinorium (Central Kazakhstan).  
Vestnik MGU, geol., (1969) 6
- MILEEV, V.S.: Kinematic nature of metamorpho-genetic folding (an example of the Proterozoic Maytyubinsk anticlinorium).  
In: Materialy po geol. Tsentral. Kazakhstana, 10, Moscow: Izd. MGU, 1971
- OSTROVSKIY, I.A.: Experiment in geology.  
Priroda, (1973) 1
- PAVLOVA, T.G.: On the problem of granito-gneiss dome gneisses.  
Geotektonika, (1967) 3
- PAVLOVA, T.G.: Granito-gneiss domes and their evolution in time.  
Geotektonika, (1972) 4
- PAVLOVSKIY, E.V.: Granite formation and tectonics (historical geological aspects of the problem).  
Doklady AN SSSR, 211 (1973) 5
- PERCHUK, L.L.: Thermodynamic environments of granitization of metapelite series.  
In: Ocherki fiziko-khimicheskoy petrologii, 2. Moscow: Nauka, 1970
- PERCHUK, L.L.: Thermodynamic environments of metamorphism.  
Izv. AN SSSR, ser. geol., (1972) 12
- RYABENKO, V.A.: Main features of the Ukrainian shield structure.  
Kiev: Naukova dumka, 1970
- SALOP, L.L.: Two types of Precambrian structures: gneiss folded ovals and gneiss domes.  
Bull. MOIP, otd. geol., 46 (1971) 4
- SINITSA, S.M.: Mesozoic mantled gneiss domes in southeastern part of Transbaikalian region.  
Dokl. AN SSSR, 160 (1965) 4
- SINITSA, S.M.: On the ratio between heat flow and Jurassic movements in pre-Mesozoic basement of eastern Transbaikalian region.  
In: Voprosy geol. Pribaikal. and Zabaikal., 2, 4, Chita 1967

- SORVACHEV, K.K.: Plastic deformations of granito-gneiss rocks in the Kodaro-Udokan region of eastern Siberia.  
Geotektonika, (1974) 5
- SORVACHEV, K.K.: Plastic deformation in granito-gneiss structures (north-eastern Gransbaikalian).  
Moscow: Nauka, 1978
- SUDOVIKOV, N.G.: Tectonics, metamorphism migmatization and granitization in rocks of the Ladyga formation.  
Trudy LAGED AN SSSR, 4, (1954)
- SUDOVIKOV, N.G.: Migmatites, their genesis and methods of study (on material of studies in Karelia).  
Trudy LAGED AN SSSR, 5 (1955)
- SUDOVIKOV, N.G.: Boudinage and its significance in petrology (material of study of Precambrian formations).  
Trudy LAGED AN SSSR, 7 (1957)
- SUDOVIKOV, N.G.: Regional metamorphism and some problems of petrology.  
Leningrad: Izd. LGU, 1964
- SUDOVIKOV, N.G.: Problem of rapakivi and late-orogenic intrusions.  
Moscow-Leningrad: Nauka, 1967
- TOKHTUEV, G.V.: Deformational laws in heterogeneous-bedded geological media.  
Kiev: Naukova dumka, 1972
- FEDEROVSKIY, V.S.: Stratigraphy of the Lower Proterozoic Kodar and Udokan ridges (eastern Siberia).  
Trudy GIN AN SSSR, 236, 1972
- KHITAROV, N.L.: On environments of granitic substratum melting.  
Geokhimiya (1957) 2
- KHITAROV, N.I.; KADIK, A.A.; MALININ, S.D.: Information on new experimental works in the field of abyssal processes.  
Geokhimiya (1972) 2
- CHESNOKOV, S.V.: On structural evolution of gneiss domes. Drag foldes in domes of the East-Ural anticlinorium.  
Dokl. AN SSSR, 167 (1966) 4
- CHESNOKOV, S.V.: Problems of the Ilmenogorsk gneisses.  
Trudy Ilmenog. gosudarstv. zapovednika, 1, 9, 1968
- SHREINER, L.A.; BAYDUK, B.V.; PAVLOVA, N.N.; u.a.: Deformational features of rocks under high pressure and temperatures.  
Moscow: Nedra
- SHURKIN, K.A.: On the problem of classification of ultrametamorphic rocks in general and migmatites in particular (on materials of study in western part of the White Sea).  
Trudy LAGED AN SSSR, 7 (1957)
- SHURKIN, K.A.: Migmatization of rocks of Belomorsk formation.  
In: Belomorskiy kompleks severnoy Karelii i yugozapada Kolskogo poluostrov.  
Trudy LAGED AN SSSR, 14 (1962)
- SHURKIN, K.A.: Genetical types of smaller folded forms in gneisses and migmatites and their significance for structural mapping.  
Trudy LAGED AN SSSR, 19 (1964)
- SHURKIN, K.A.: On methods of detailed mapping of migmatites.  
In: Petrografiya dokembriya Russkoy platformy.  
Kiev: 1970
- EZ, V.V.: Structural geology of metamorphic complexes.  
Moscow: Nauka, 1978

## b) in English language

- AGRON, S.L.: Structure and petrology of the Peach Bottom, State Pennsylvania and Maryland and its environment.  
Bull. Geol. Soc. Amer., 61 (1950) 11
- ESKOLA, P.: The problem of mantled gneiss domes.  
Quart. J. Geol. Soc. London, 104 (1949) 4
- ESKOLA, P.: Around Pitkäranta.  
Ann. Acad. Sci. Fenn., ser. A, 27, 1951
- ESKOLA, P.: A discussion of domes and granites and ores.  
Bull. Geol. Finlande, 157 (1952)
- FINUCANE, K.J.: The geological structure of northwestern and central Western Australia in relation to mineralization.  
In: Geology of Australian Ore Deposits. Melbourne
- KING, B.C.; RAST, N.: Tectonic styles in the Darlandians and Moines of parts of the Central Highlands of Scotland.  
Proc. Geol. Assoc. London, 66 (1963) 3
- KRANCK, E.H.: On the geology of the east coast of Hudson Bay and James Bay.  
Acta Geograph., 11 (1951) 1
- KRANCK, E.H.: Interpretation of gneiss structures with special reference to Baffin Island.  
Proc. Geol. Assoc. Canada, 6 (1953) 1, nr. 59
- KRANCK, E.H.: The bedrock geology of the Clyde area in North Eastern Baffin Island.  
Acta Geograph., 14 (1955) 14
- KRANCK, E.H.: On the folding movements in the zone of the basement.  
Geol. Rundsch., 46 (1957) 2
- KRANCK, E.H.: Remarks about the tectonics of the infrastructure.  
Bull. Geol. Finl., 44 (1972) 2
- NOLDART, A.J.; WYATT, J.D.: The geology of part of Pilbara Goldfield covering the Marble and Nullagine 4-mile series.  
Bull. West. Austral. Geol. Surv., 115, 1962
- RYAN, G.R.; KRIEWALDT, M.: Facies changes in the Archean on the West Pilbara Goldfield.  
West Austral. Geol. Surv. Annual Report, 1964
- SUTTON, J.; WATSON, J.: Structures in the Caledonides between Loch Duich and Glenelg, North-Western Highlands.  
Quart. J. Geol. Soc. London, 114 (1959) 2
- TUTTLE, O.F.; BOWEN, N.L.: Origin of granite in the light of experimental studies in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ .  
Mem. Geol. Soc. Amer., 874, 1958
- WALPOLE, B.P.: My Elevation, North. Territory; 1 : 250 000.  
Geol. Series Explanat. Notes, 1962
- WEGMANN, C.E.: Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges von Finnland.  
Bull. Comm. Géol. Finl., 8, (1929)
- WEGMANN, C.E.: Über Diapirismus.  
Bull. Comm. Géol. Finl., 9, (1930)
- WEGMANN, C.E.: Note sur la boudinage.  
Bull. Soc. Geol. France, 5 (1932) 2
- WEGMANN, C.E.: Preliminary report on the Caledonian orogeny in Christian's Land, Northeast Greenland.  
Medd. Gronland, 103 (1935) 3, (1935/1)
- WEGMANN, C.E.: Zur Deutung der Migmatite.  
Geol. Rundschau, 26 (1935) 5 (1935/2)

Wechselbeziehungen der endogenen Prozesse bei der Herausbildung der metamorphen Komplexe des westlichen Baikargebietes

von  
V. V. EZ<sup>1)</sup>, J. A. MOROZOV<sup>1)</sup> und A. S. ESKIN<sup>2)</sup>



Zusammenfassung

Es wurde die Entwicklung der wichtigsten endogenen Prozesse geklärt und ihre Korrelation in Zeit und Raum vorgenommen. Auf der Grundlage einer Identifizierung der Geschichte der endogenen Prozesse wurden metamorphe Schichten, die früher als einheitlich galten, in Abschnitte mit unterschiedlichem Alter untergliedert. Dargestellt wird ferner die Rolle des basischen Magmatismus bei der Bildung der Ausgangsgesteine der metamorphen Schichten. Analysiert wird schließlich der Ablauf der Umwandlungen der im wesentlichen basischen Ausgangsgesteine durch die Metamorphose und die Granitisation in Verbindung mit tektonischen Prozessen in den untergliederten und wiederholt deformierten Gesteinsschichten von vorzugsweise saurer Zusammensetzung.

Р е з ю м е

Выявлена эволюция главных эндогенных процессов и проведена их корреляция во времени и пространстве. На основании различия истории эндогенных процессов метаморфическая толща, ранее считавшаяся единой, расчленена на разновозрастные части. Показана роль основного магматизма в формировании исходных пород метаморфических толщ. Проанализирован ход преобразования исходных существенно основных пород в результате метаморфизма и гранитизации совместно с тектоническими процессами во вторично расслоенную и неоднократно деформированную толщу пород преимущественно кислого состава.

Gliederung und Entwicklung der tieferen Teile der Erdkruste der Kontinente werden durch die Wirkung verschiedener endogener Prozesse (magmatischer, tektonischer und metamorpher) bestimmt. Zahlreiche Gesetzmäßigkeiten dieser Prozesse sind gut bekannt, besonders für die phanerozoische Erdgeschichte. Der Charakter der Beziehungen zwischen diesen Prozessen und ihr Einfluß aufeinander sind jedoch bei weitem nicht ausreichend erforscht. Am schwierigsten sind sie zu untersuchen, wenn es sich um alte metamorphe Komplexe handelt, in denen viele Ergebnisse früherer Prozesse verdeckt oder durch die nachfolgenden Ereignisse völlig ausgelöscht sind.

Академия наук СССР

<sup>1)</sup> Институт физики Земли, Москва

<sup>2)</sup> Институт земной коры, Иркутск



Die Unmöglichkeit, übliche geologische Methoden (beispielsweise die stratigraphische Methode) für die Gliederung der hochmetamorphen Bildungen und darauf aufbauend einer Altersskala zu verwenden, zwingt zu einem anderen Herangehen, nämlich der Erforschung der Gesamtheit der Prozesse der Herausbildung und Umwandlung der Gesteine geologischer Strukturen. Dabei ist jedoch zu beachten, daß die zu ermittelnden Etappen nichts Absolutes sind, sondern die Möglichkeiten einer Untergliederung der Entwicklungsgeschichte mit den angewendeten Methoden widerspiegeln.

Um die Geschichte der Herausbildung der metamorphen Komplexe, die das Fundament des südöstlichen gefalteten Rahmens der Sibirischen Tafel bilden, soweit wie möglich auf wesentliche Etappen zu reduzieren, wurden im westlichen Baikargebiet in der Nähe der Insel Ol'chon (Ol'chongebiet (Abb. 17)) detaillierte Untersuchungen vorgenommen. Auf einer Fläche von etwa 1000 km<sup>2</sup> wurde eine detaillierte geologische Aufnahme durchgeführt, deren Ergebnisse hier lediglich in Beispielen aufgeführt sind. Neben der geologischen Aufnahme erfolgten spezielle strukturgeologische, petrographische, petrologische und geochemische Untersuchungen. An diesen Arbeiten war ein großes Kollektiv des Instituts für Physik der Erde "O. Yu. Šmidt" der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, des Instituts für Erdkruste der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR und der Geologischen Fakultät der Moskauer Universität beteiligt. Die Verfasser möchten all denen, deren Unterlagen im vorliegenden Artikel verwendet wurden, herzlichen Dank sagen.

Im Text werden folgende Symbole für die Minerale verwendet:

Ab	- Albit	cPx	- monokliner Pyroxen	Pl	- Plagioklas
Am	- Amphibol	Ep	- Epidot	Q	- Quarz
Bi	- Biotit	Gr	- Granat	St	- Staurolith

## 1. Metamorphose

Die metamorphen Gesteine des Ol'chongebietes lassen sich in drei Serien untergliedern ("Korrelation...", 1979): Ol'chon (wahrscheinlich archaisch), Anga (unteres Proterozoikum?) und Cagan-Zaba (oberes Proterozoikum?).

Die früheren regional-metamorphen Umwandlungen im Ol'chongebiet verliefen in der Granulitfazies, davon zeugen die Gleichgewichtsassoziationen von Hypersthen mit Orthoklas in den Metapeliten (ermittelt von A. I. SMUL'SKAJA), von Klino- und Orthopyroxen mit Granat oder Plagioklas in kristallinen Schiefen und von Klinopyroxen mit Spinell in Hyperbasiten. Die nicht vorhandene Assoziation von Phlogopit mit Quarz ist Veranlassung, von einer Metamorphose bei Temperaturen nicht unter 750 °C zu sprechen, während das Vorhandensein von Granat-Hypersthen-Orthoklas- und Biotit-Sillimanit-Orthoklasgneisen es ermöglicht, die Metamorphose dem Disthen-Sillimanit-Typ zuzuordnen. Alle Ortho- und Paragesteine, die eine solche Metamorphose durchgemacht haben, werden von uns zur Ol'chon-Serie zusammengefaßt.

Die durch die nachfolgenden Prozesse am wenigsten veränderten Gesteine der Granulitfazies streichen auf einer geringen Fläche im Gebiet Černorud an der Oberfläche aus (Abb. 1). Größtenteils wurden sie später in die Amphibolitfazies übergeführt, die sich in der zweiten Etappe einstellte und in deren Ergebnis die Gesteine der Granulit-

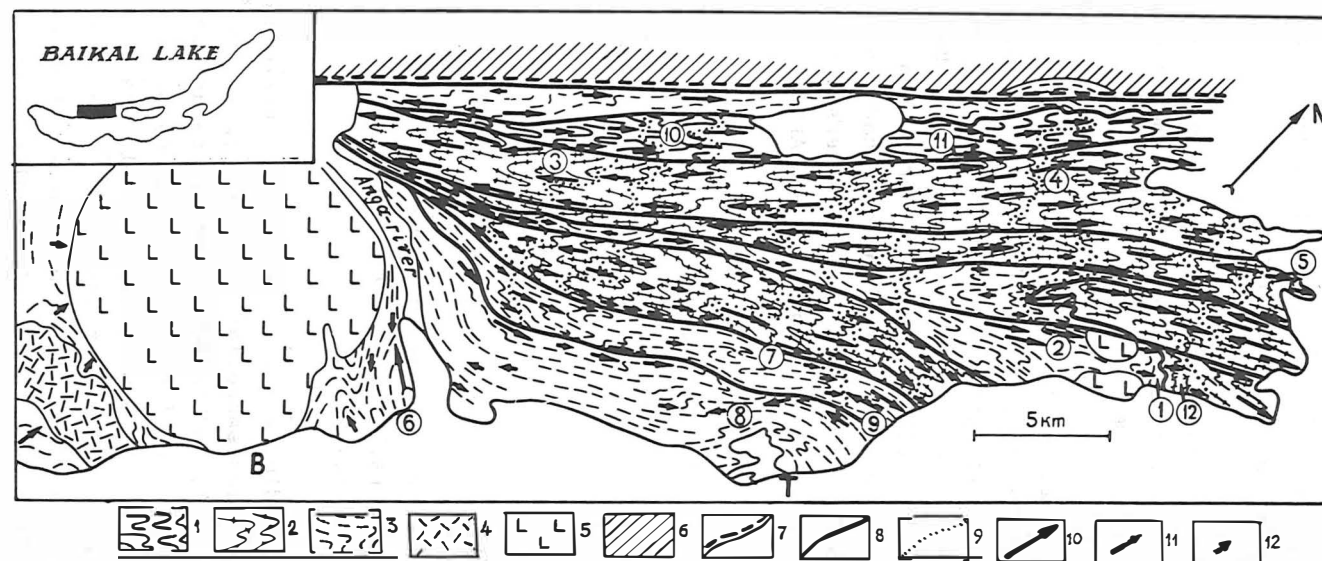


Abb. 1 Geologisches Schema des Ol'chongebiets mit linearen Elementen der  $F_n$ -Falten (die Lage des Gebietes ist angegeben).

1 - Cernorud-Bereich (Gesteine der Ol'chon-Serie, granulitfaziell metamorphisiert und amphibolitfaziell diaphthoretisch verändert); 2 - zentraler Bereich der stark granitisierten Gesteine (vorwiegend der Ol'chon-Serie); 3 - Bereich der vorzugsweisen Entwicklung der Anga-Serie; 4 - vulkanogene Gesteine der Cagan-Zaba-Serie; 5 - intrusive Basitmassive; 6 - Niedertemperatur-Diaphthorite des Primorskij-Bruch; 7 - Primorskij-Bruchstörung; 8 - größte Bruchstörungen; 9 - Grenzen der Bereiche mit unterschiedlichem Eintauchen der linearen Elemente; 10 - 12 - lineare Elemente: 10 - subhorizontal, 11- geneigt, 12- subvertikal.

V - Birchyn-Gabbroidmassiv; T - Alkaligesteins-Massiv Tažeran. Die Ziffern in den Kreisen bezeichnen die Lage der Abschnitte, die auf anderen Abbildungen dargestellt sind.

fazies in verschiedene Amphibolite sowie in Biotit- und Biotit-Granatplagiogneise umgewandelt wurden. Am häufigsten sind Übergänge vom Typ der Hypersthen-Biotitgneise, Amphibol-Pyroxenschiefer, Biotit-Pyroxenschiefer anzutreffen, die nicht im Gleichgewicht befindliche Mineralassoziationen enthalten. All diese Arten sind im Gebiet Černorud anzutreffen, häufig mit gleitenden Übergängen zu den Ausgangsgesteinen der Granulitfazies, am typischsten jedoch sind sie für den zentralen Bereich (Abb. 1). Zeugnis für die genetische Ähnlichkeit dieser Gesteine mit denen im Černorud-Gebiet legen die Relikte der Mineralparagenesen ab, die für die Granulitfazies charakteristisch sind. Je weiter man sich jedoch in südöstlicher Richtung vom Gebiet Černorud entfernt, desto seltener werden diese Relikte, und auf dem größten Teil des Territoriums der Ol'chon-Serie sind sie sehr selten. Ursache dafür ist die verbreitete Entwicklung der Granitisierungsprozesse, die mit dem regressiven Stadium der Metamorphose der Amphibolitfazies einhergehen, was mit dem Auftreten von Plagioklas in den ultrabasischen Gesteinen, mit der Erhöhung seines Anteils und des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts in den basischen Gesteinen festgestellt wird. Mit zunehmendem Plagioklasgehalt tritt Quarz auf, und letztendlich gelingt es, alle Übergänge von den Orthogesteinen der basischen und ultrabasischen Struktur bis hin zu leukokraten Migmatiten und Plagiograniten mit den Paragenesen  $\text{Bi} + \text{Pl} + \text{Q}$  zu verfolgen. Entsprechende Veränderungen erfahren auch die Metapelite, letztendlich jedoch sind diese primär tonerdereichen Gesteine und Granitisierungsprodukte der kalkreichen basischen Gesteine hinsichtlich ihrer mineralogischen und chemischen Zusammensetzung praktisch nicht zu unterscheiden. In diesem Zusammenhang sind die zweifellos heterogenen Migmatitgebiete auf Abb. 1 als nicht untergliederte Areale einer durchgehenden Granitisierung der Ol'chon-Serie dargestellt.

Die zu beschreibende Etappe der Metamorphose der Stufe der Amphibolitfazies äußerte sich als regionaler progressiver Prozeß in den Gesteinen, die längs des Baikalfufers in einem langen Streifen austreten, sowie in Gesteinen, die in der Ol'chon-Serie anzutreffen sind. Diese Gesteine werden von uns als Vulkanit-Karbonat-Angaserie dargestellt.

Der überwiegende Teil der Gesteine dieser Serie enthält Paragenesen der Mittel- und Niedertemperaturstufe der Amphibolitfazies. Der relativ niedrige Grad der Umwandlung bei Erhaltung von Reliktmineralen und Reliktstrukturen und -texturen der primär intrusiven und vulkanogenen Gesteine gestattet es, vom progressiven Charakter der Metamorphose zu sprechen und in einigen Fällen den Ausgangstyp der Gesteine zu bestimmen. Die am höchsten metamorphen Gesteine der Anga-Serie enthalten Paragenesen der Hochtemperatur-Subfazies der Amphibolitfazies.

Die Entwicklung der Metamorphose der behandelten Etappe im Bereich der Subfazies der Amphibolitfazies bedingt eine metamorphe Zonalität, derart, daß Teile der Anga-Serie, die in der Nähe der intensiv diaphthoretischen, granitisierten Gesteine der Ol'chon-Serie liegen, bei sehr hohen Temperaturen und Drücken metamorph wurden, während mit zunehmender Entfernung vom Kontakt der beiden Serien der Grad der Metamorphose der Gesteine der Anga-Serie spürbar zurückgeht. Allerdings wird diese Verteilung durch eine Vielfalt der Bruchstörungen und die territoriale Trennung der Gesteine der Anga-Serie gestört.

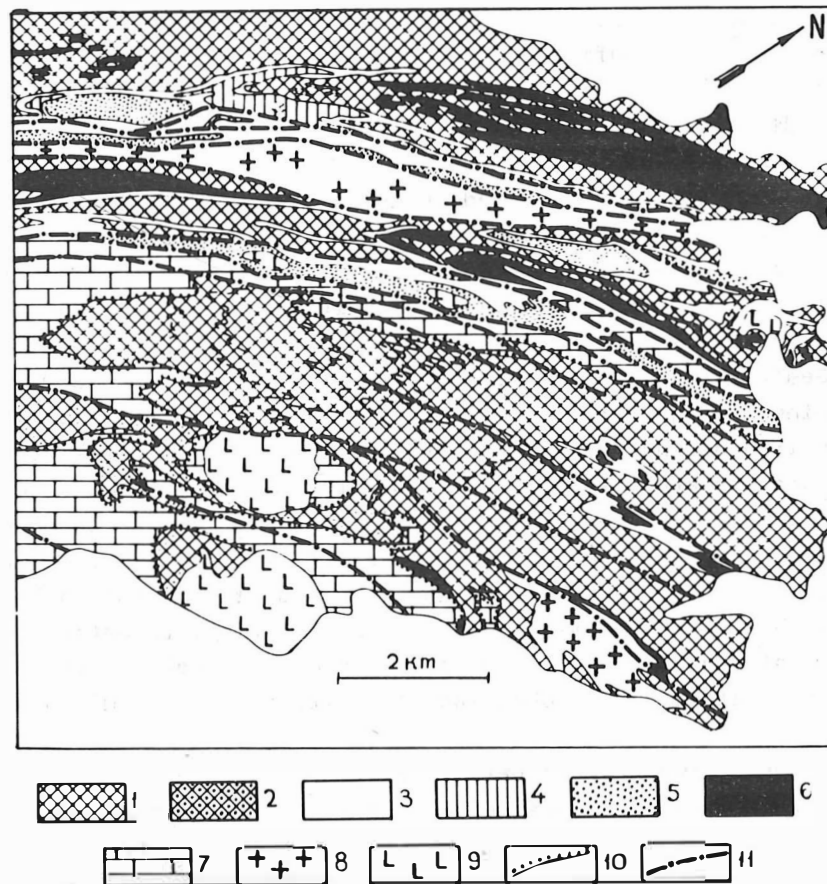


Abb. 2 Geologisch-petrographisches Schema des Ostteils vom Ol'chongebiet (nach Ju.A. MOROZOV)  
 1-6 Gesteine des zentralen Bereichs (Olchon-Serie):  
 1 - Biotitgneise und -migmatite; 2 - Quarzite in Migmatiten; 3 - Marmore; 4 - amphibolitisierte Pyroxen-Plagioklas-Schiefer; 7 - Anga-Serie (Marmore, Quarzite, Amphibolite, Biotitplagioklasgneise, Quarz-Muskovit-Schiefer); 8 - Granitoide und Pegmatite; 9 - basische Intrusionen; 10 - Grenze zwischen Olchon- und Anga-Serie; 11 - größte Bruchstörungen.

Die Grenzen der Subfazies sind anhand der charakteristischen Paragenesen in den Basiten, die in der Anga-Serie praktisch überall zu finden sind, recht deutlich festzustellen. Am typischsten für die Gesteine der Hochtemperatur-Subfazies ist die Paragenese  $cPx + Am + Pl + Gr$ , für die Gesteine der Mitteltemperatur-Subfazies die Paragenese  $Am + Pl + Bi$  und für Gesteine der Niedertemperatur-Subfazies die Paragenese  $Am + Ep + Pl + Bi$ .

Die Granitisierung, die in dieser Etappe in den Gesteinen der Ol'chon-Serie weitverbreitet ist, griff auch in die Anga-Serie über, hauptsächlich in ihre hochmetamorphen Teile, jedoch nur örtlich.

Das Granitisierungsstadium schloß in den Serien Ol'chon und Anga mit ausgeprägten Prozessen der Entkieselung ab. Diese führten zur Muskovitisierung, Fibrolitisierung, Epidotisierung, Silifizierung usw. der Gneise, Migmatite, Granite und sogar der kristallinen Schiefer und der basischen Intrusiva. Die Paragenesen kennzeichnen die Quarz-Sillimanit-, Quarz-Muskovit- und Quarz-Epidotfazies. Die Erscheinungsformen sind meistens mit Bruchstörungen verbunden, und die von ihnen gebildeten Gesteine stellen normalerweise langgezogene schichtförmige Körper von häufig recht stabiler Mächtigkeit dar (Abb. 14b).

Die dritte Etappe der Regionalmetamorphose ist durch Mineralneubildungen im Bereich der Grünschiefer- bis Epidot-Amphibolitfazies gekennzeichnet. Die diaphthoretischen Veränderungen dieser Etappe sind praktisch in allen metamorphen und magmatischen Gesteinen der Ol'chon- und Anga-Serie zu finden. Gleichzeitig weisen die Veränderungen dieser Etappe progressiven Charakter in den basischen Effusiva und in den sedimentären Gesteinen des Tonschiefertyps auf, die zur Cagan-Zaba-Serie zusammengefaßt wurden. Nach den Paragenesen  $Se + Gr + Bl + Ab + Q$  für die Metapelite und  $Am + Ep + Ab + Q$  für die Metaeffusiva zu urteilen, hat die Metamorphose dieser Serie die Epidot-Amphibolitfazies nicht überschritten.

In der vierten Etappe vollzogen sich die metamorphen Veränderungen in der Grünschieferfazies in zusammengesetzten Blastomylonit-Diaphthoriten für die Gesteine der Serien Ol'chon und Anga in der Primorskij-Bruchzone sowie in Störungszonen unterschiedlichen Ausmaßes im gesamten Ol'chongebiet. Diese Etappe wird nicht so sehr nach neuen mineralogischen Paragenesen unterschieden als vielmehr nach der Gesamtheit indirekter Daten. Die wichtigsten davon sind die Bestimmungen des Isotopenalters der Gesteine nach der Kali-Argonmethode, die im Institut für Erdkruste der Sibirischen Abteilung der AdW der UdSSR vorgenommen wurden. Die Zahlenangaben passen zum größten Teil in den Zeitraum von 300 bis 550 Mill. Jahre, was sich am ehesten mit dem Einfluß der Prozesse der kaledonischen Tektogenese auf die Gesteine des präkambrischen Fundaments in Verbindung bringen läßt. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die altpaläozoischen Alterszahlen mit dem Einfluß der letzten Granitisierungsprozesse zusammenhängen, die in Gestalt einer Kaliummetasomatose (Mikroklinisierung) in verschiedenen Gesteinen des Ol'chongebiets vorkommen.

## 2. Magmatismus

Die Entstehung der Gesteine aller drei Serien ist auf das engste mit dem Magmatismus verbunden, der im Ol'chongebiet durch ein breites Spektrum und ein langes Altersintervall gekennzeichnet ist.

Die frühesten magmatischen Gesteine sind in der Ol'chon-Serie anzutreffen und werden durch zahlreiche Körper von Spinellpyroxeniten, Gabbropyroxeniten und Gabbro repräsentiert. Ihre Intrusion vollzog sich bereits vor der Kulmination der Metamorphose der Granulitfazies, da sie davon mit erfaßt wurden. Möglicherweise setzte in dieser Etappe auch der basische Vulkanismus ein, der das Material für die Ausgangsgesteine zahlreicher kristalliner Schiefer gewesen sein könnte.

Die zweite Etappe ist durch einen intensiven sowohl vulkanischen als auch intrusiven basischen Magmatismus gekennzeichnet. Die intrusiven Körper, die durch Gabbro und Gabbro-Pyroxenite repräsentiert werden, drangen in die sedimentär-vulkanogene Anga-Serie und in die metamorphe Ol'chon-Serie ein und erfuhren anschließend eine Metamorphose in der Amphibolitfazies. Mit dem Granitisierungsstadium dieser Etappe hängt die Entstehung von zahlreichen Granitkörpern und sauren Ganggesteinen zusammen.

Die dritte Etappe beginnt mit Andesit-Basaltporphyriten und ihren Tuffen in der Cagan-Zaba-Serie. In dieser Etappe vollzog sich auch die Intrusion großer Mengen von basischen Magmatiten, die die relativ bedeutenden Körper der Pyroxenitgabbros und der Gabbro-Diorite bilden, darunter das große Birchín-Massiv (Abb. 1).

Die vierte Etappe (frühes Paläozoikum) ist durch intrusive Magmatite - sauer bis basisch - gekennzeichnet. In dieser Etappe entstanden die Biotitgranitmassive und zahlreiche Gänge von Plagiogranit-Porphyren sowie die Nephelinsyenite des basischen Tažeran-Massivs (Abb. 1).

## 3. Strukturelle Entwicklung

Der mehrere Etappen umfassenden Geschichte der magmatischen und metamorphen Entwicklung der präkambrischen Gesteine im Ol'chongebiet entspricht ihre nicht weniger komplizierte strukturelle Entwicklung.

Im gesamten Verbreitungsgebiet der Ol'chon-Serie sind  $F_n$ -Falten unterschiedlicher Größe mit NE-Streichen der Achsenflächen und mit NE- bzw. SE-Fallen der Scharniere gut zu erkennen (Abb. 1). Die Falten sind durch zahlreiche Brüche verworfen, die annähernd parallel zu den Achsenflächen liegen, darunter sehr langgestreckte, die im gesamten Ol'chongebiet zu verfolgen sind (Abb. 1, 2). Die Achsenflächen und die Bruchflächen sind im wesentlichen subvertikal. In ihren Scheiteln sind normalerweise sowohl die Grenzen der verschiedenen Gesteine als auch die Texturen der Gesteine (Schieferung, Migmatitlagigkeit, Lineation, die bei der Amphibolitisierung, bei der Blastomylonitisation u. a. entstanden ist) gefaltet (Abb. 3). In den Kleinfalten ist ziemlich häufig (jedoch nicht notwendig) eine deutliche Schieferung in der Achsenebene sowie Mineral-Lineation parallel zu den Scharnieren zu erkennen.

Die Minerale, die Schieferung und Lineation bilden, sind in den verschiedenen Zonen unterschiedlich. So bilden in der Černorud-Zone, in der die Gesteine der Granulitfazies durch die retrograden Prozesse am wenigsten verändert wurden, brauner Biotit und plattiger Quarz die Schieferung in der Achsenfläche, die Lineation dagegen wird von gelängten Amphibolen gebildet. In den Gesteinen mit Granitisierung, in den NE--SW-Falten, ist die Schieferung meist durch blaßgrüne Biotite markiert, dort, wo die Gesteine eine intensive Entkieselung erfahren haben, durch Quarz, Fuchsit und Muskovit. Nach der Struktur der Minerale zu urteilen, die die neuen Deformationstexturen in den  $F_n$ -Falten bilden, und unter Berücksichtigung der Tatsache, daß in diesen Falten die Lineation, die bei der Amphibolisierung der Gesteine entstand, die Migmatitlagigkeit und die Blastomylonittextures, die durch die Minerale der Amphibolitfazies gebildet wurden, gefaltet sind, kann der Schluß gezogen werden, daß die  $F_n$ -Falten der Ol'chon-Serie offenbar nach der Hochtemperaturdiaphthorese und der Granitisierung der Gesteine der Granulitfazies entstanden sind. Am ehesten handelt es sich dabei um die dritte Etappe der Metamorphose, die in der Cagan-Zaba-Serie als progressive Umwandlung der Epidot-Amphibolit- und der Grünschieferfazies auftritt. Dafür spricht die Entwicklung der parallel zu den Achsenflächen der  $F_n$ -Falten verlaufenden Bruchstörungen und der neugebildeten Minerale Chlorit, Epidot, Quarz und Muskovit in diesen Bereichen.

Die Scharniere der  $F_n$ -Falten haben Einfallwinkel von subhorizontal bis geneigt nach NE sowie SW (Abb. 1, 4a). In den Ausstrichen sind häufig die Scharniere dieser Falten zu erkennen, mit gebogenen Achsenflächen (Abb. 4b, c, 5). Eine der Ursachen dafür besteht darin, daß die  $F_n$ -Falten auf ihre unmittelbaren Vorgänger, die Falten  $F_{n-1}$  überlagert wurden, die ursprünglich eine NW-Richtung der Achsenflächen besaßen. Die Falten  $F_{n-1}$  sind auf geologischen Karten kleinen und mittleren Maßstabs nicht zu erkennen, treten jedoch bei detaillierter Aufnahme zutage. In den meisten Fällen sind sie stark asymmetrisch, vergent; meistens weisen sie ein Einfallen der Achsenflächen nach SW auf. Mit der Existenz der Großfalten  $F_{n-1}$  hängt die Gruppierung von Scharnieren mit unterschiedlichen Richtungen zusammen (Abb. 1).

In den Falten  $F_{n-1}$  sind sowohl die Migmatitstreifung als auch die Blastomylonittextures gefaltet. Die diesen Falten synchronen Texturen sind selten: Schieferung und Lineation parallel zu den Scharnieren, die von Muskovit gebildet werden. Wahrscheinlich war in jener Zeit die Silifizierung der verschiedenen Gesteinstypen maximal, die in den Faltscheiteln zuweilen die gebogenen Flächentexturen völlig verdeckt. Daraus läßt sich der Schluß ableiten, daß die Entstehungsbedingungen für die Falten  $F_{n-1}$  sich merklich von den Bedingungen der vorangegangenen Granitisierungsetappe unterschieden.

Gleichzeitig mit den Falten  $F_{n-1}$  bildeten sich zahlreiche Brüche (zuweilen durch muskovithaltige Pegmatite verheilt), die subparallel zu ihren Achsenflächen verlaufen. Heute sind diese Brüche normalerweise nur in den Scheiteln der  $F_n$ -Falten zu erkennen (Abb. 3), während sie auf den Schenkeln dieser Falten nur schwer von den Brüchen zu unterscheiden sind, die gleichzeitig mit den  $F_n$ -Falten entstanden.

Es ist offensichtlich, daß die Migmatitstreifung und jene Blastomylonittextures, die in die Falten  $F_n$  und  $F_{n-1}$  eingefaltet sind, in noch früheren Etappen der Deformation entstanden. In den Ausstrichen auf den Scheiteln der  $F_n$ -Falten sind recht häufig

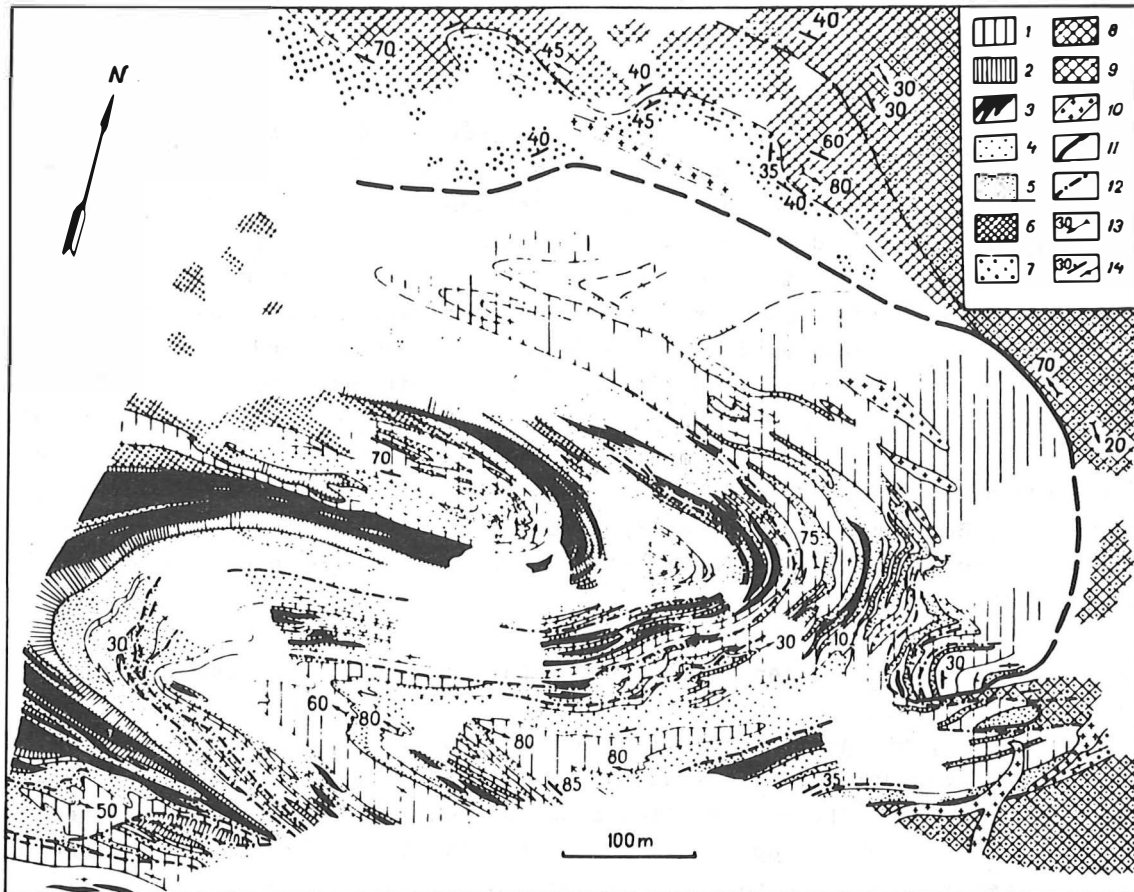


Abb. 3 Geologisch-petrographisches Detailschema vom Abschnitt 1 auf Abb. 1 (nach Ju.A. MOROZOV).

Anga-Serie: 1 - Marmore; 2 - Amphibolite; 3 - Biotit- und Granat-Biotitgneise; 4 - Marmor-Schieferserie, nicht untergliedert; 5 - Quarz-Muskovitschiefer; 6 - Quarzite;

Olchon-Serie: 7 - Granatamphibolite mit Klinopyroxenrelikten; 8 - Granat-Biotit-Plagiomigmatite mit braunem Biotit; 10 - Pegmatite; 11 - Kontakte zwischen den Serien; 12 - Bruchstörungen; 13 - Scharniere von Kleinfalten; 14 - Schieferung (geneigt und vertikal).



gebogene Isoklinalfalten  $F_{n-2}$  mit NE-Streichen der Scharniere und einer im Querschnitt subhorizontalen Ausgangslage der Achsenflächen zu erkennen. Auf der geologischen Karte sind diese frühesten Faltenstrukturen auf Grund der charakteristischen Interferenz der geologischen Grenzen zu erkennen (Abb. 6, 7). Die Scharniere dieser ursprünglich liegenden Falten und die Scharniere der ihnen überlagerten  $F_n$ -Falten bilden normalerweise einen spitzen Winkel, auf Grund dessen ist die mit den Falten  $F_{n-2}$  synchrone Lineation in den Scheiteln der  $F_n$ -Falten geringfügig gebogen. Einfluß auf die gegenwärtige Orientierung der Strukturelemente der ursprünglich liegenden Falten  $F_{n-2}$  hatte auch die Überlagerung der Falten  $F_{n-1}$ , durch die sich das Einfallen der Scharniere und der Achsenflächen der Falten  $F_{n-2}$  von subhorizontal bis steil in SW- und NE-Richtung verändert.

Im Gegensatz zu den letzten zwei Etappen der Faltenbildung, die relativ arm an synchroner Mineralbildung waren, sind mit den Falten  $F_{n-2}$  ausgeprägte Deformationsmetamorphe Texturen verbunden. Im Bereich Černorud hängt mit ihnen eine Lineation von Amphibol, die sich aus den Ortho- und Klinopyroxenen der basischen Gesteine entwickelte, zusammen. Die Schieferung wurde entweder durch Biotit gebildet, anstelle von Amphibol und Pyroxen, oder aber durch deformierte Quarzkörner. Außerdem vollzog sich parallel zu den Achsenflächen dieser Falten in den basischen Schieferungen eine Anreicherung von saurem Plagioklas (Andesin-Oligoklas) in Gestalt unregelmäßiger Linsen, die eine rudimentäre Migmatitstreifigkeit bilden.

Bei intensiver Faltung, bei der alle Falten isoklinal waren und die weitere Einengung durch Zerstörung der Falten vor sich ging, erfuhren die Gesteine in ihrer Gesamtheit eine starke Deformation, die mit einer Kataklyse und Mylonitisierung einherging. Als Ergebnis entstanden parallel zu den Achsenflächen der Falten  $F_{n-2}$  Boudinagetexturen, am häufigsten jedoch eine Mylonitstreifung. Die Plagioklas-Amphibol-Körper, die bereits in den Gesteinen entstanden waren, sowie die Pyroxen-, Granat- und Spinellkörner verlagerten sich, wurden zerteilt, streckten sich in Richtung der maximalen Längung, d. h., parallel zu den Achsenflächen der Falten  $F_{n-2}$  und mit den Bruchstücken, welche die "Schweife" bildeten, bildeten sie eine deutliche Mylonitstreifung. Die Fragmente der mylonitisierten Gesteine werden teilweise oder vollständig durch eine feinkörnige Masse neugebildeter Minerale abgelöst, die im Normalfall die Mineralstruktur des Plagiogneis besitzt.

Im zentralen Bereich der Ol'chon-Serie, der aus Produkten der regionalen Granitisation gebildet wird, sahen die Bedingungen für die Entstehung der liegenden isoklinalen Falten  $F_{n-2}$  etwas anders aus. Hier ist mit diesen Falten eine Lineation sowohl von Amphibol, der sich aus Pyroxen gebildet hat, als auch von Sillimanit verbunden. Allerdings gibt es hier keine damit synchronen blastokataklastischen und blastomylonitischen Texturen. Die Schieferung der Falten  $F_{n-2}$  wird hier durch braunen Biotit gebildet, der sich in der Regel im Reaktionsverband mit Amphibol befindet. Das Leukosom der Migmatite biegt entweder in den Scheiteln mit um oder verläuft parallel zu den Achsenflächen. Offensichtlich haben sich die Falten  $F_{n-2}$  in der Hochtemperatur-Subfazies der Amphibolitfazies und dem danach begonnenen Stadium der Granitisation gebildet, d. h. während der zweiten Etappe der Metamorphose.

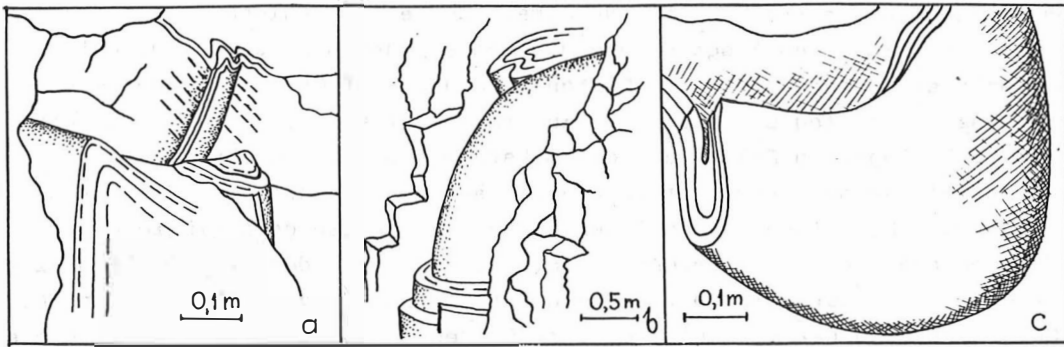


Abb. 4 Beispiele für Scharniere der  $F_n$ -Falten (Zeichnungen von Ju.A. MOROZOV nach Fotografien).  
 a- unterschiedlich geneigte Scharniere; b,c-Scharniere, die in die Achsenfläche der Falten gebogen sind.

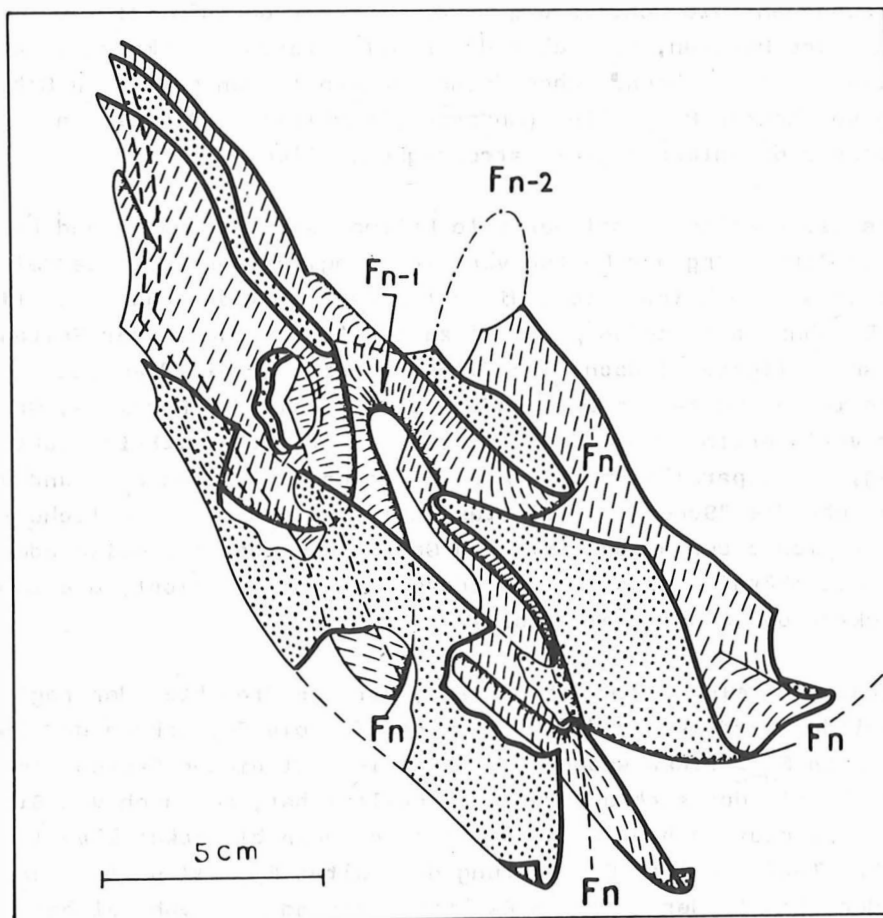


Abb. 5 Blockdiagramm der Art und Weise, in der sich Falten von drei Generationen verknüpfen.  
 $F_n$ ,  $F_{n-1}$ ,  $F_{n-2}$ . Zeichnung Ju.A. MOROZOV.

Mit der intensiven Faltung  $F_{n-2}$  sind Bruchstörungen verbunden (Abb. 8). Häufig sind primär subhorizontale Brüche, die durch amphibolhaltige Plagiopegmatit- bzw. Plagiogranitgänge verheilt sind, welche subparallel zu den Achsenflächen der ehemaligen liegenden Falten verlaufen. Diese ursprünglich geneigten Bruchstörungen, die in den Falten der zwei letzten Generationen deformiert wurden, lagen auf dem größten Teil des untersuchten Areals steil, und es war schwer, sie von den Brüchen der nachfolgenden Etappen zu unterscheiden.

Die Falten  $F_{n-2}$  sind die ältesten Falten, die es im Ol'chongebiet festzustellen gelang. Die ihrer Entstehung vorangehenden Deformationen, die in der Etappe der Granulitmetamorphose und davor vor sich gegangen sein können, lassen sich nur anhand indirekter Merkmale beurteilen. Es kann angenommen werden, daß es frühere Deformationen als die Falten  $F_{n-2}$  gab, obgleich diese nicht notwendig zur Faltenbildung führten. Dies geht beispielsweise daraus hervor, daß in die Falten  $F_{n-2}$  im Bereich Černorud eine Textur der basischen Gesteine gefaltet ist, die der primär sedimentären Schichtung nicht ähnelt. Außerdem ist offensichtlich, daß die liegenden Falten sich nicht aus horizontal aufeinandergeschichteten Schichten bilden konnten: Dazu war eine subvertikale Ausgangsstellung erforderlich, die nur im Ergebnis einer entsprechenden Deformation entstehen konnte (EZ, 1978).

Früher sprach man von den deformations-metamorphen Texturen und von schichtigen Bildungen, die durch die Minerale  $\text{SiO}_2$ -Abfuhr gebildet wurden. Sie waren zu den Falten  $F_n$  und  $F_{n-1}$  gefaltet (Abb. 3), nirgends jedoch wurde eine Verfaltung zu  $F_{n-2}$ -Falten festgestellt. Wahrscheinlich entstanden diese Texturen in der Etappe zwischen der Bildung der Falten  $F_{n-1}$  und  $F_{n-2}$  unmittelbar im Anschluß an die Granitisierung.

Die Gesteinsaustritte der Anga-Serie liegen hauptsächlich im Südteil des Gebiets, wo sie einen breiten Streifen bilden, der sich entlang des Baikalufers auf dem linken Ufer der Anga erstreckt und sich bis zum Südwesten auf seinem rechten Ufer fortsetzt. Mit geringerer Sicherheit ist das Vorhandensein von Anga-Gesteinen in den Kernen der synformen Falten im Gebiet der Ol'chon-Serie festzustellen, zuverlässiger dagegen das Auftreten von Gabbro und Gabbro-Pyroxeniten des gleichen Alters, die die Anga-Serie sowohl durchbrechen als auch gemeinsam mit ihr metamorphisiert wurden.

Auf dem rechten Ufer der Anga bilden die Grenzen der Anga-Serie ein kompliziertes Bild, das es gestattet, die Existenz einer Faltenstruktur zu erkennen. Die schnelle Richtungsänderung der geologischen Grenzen geht größtenteils auf Scharniere der stark eingeeengten Falten zurück, in die sowohl die geologischen Grenzen als auch die flächigen metamorphen und kataklastischen Texturen der Marmore, Amphibolite und anderer Metaphorite sowie der Quarzite gefaltet sind. Allerdings biegen sich die flächigen Texturen, die sich in der dritten Etappe der regionalen Metamorphose gebildet haben (als die progressive Metamorphose der Cagan-Zaba-Serie vor sich ging) nicht in diese Falten, sondern parallel zu ihren Achsenflächen, was von der Synchronität dieser Falten mit der betreffenden Etappe der Metamorphose zeugt. In diese Falten sind auch die Kontakte der Metagabbroide mit den Nebengesteinen einbezogen, zuweilen auch die Schieferung der Metagabbroide, obgleich sich die Schieferung der Metagabbroide in anderen Fällen parallel zu den Achsenflächen entwickelt. Von dieser Faltung sind auch zahlreiche Bruchstörungen erfaßt, was leicht am Versatz der Texturen in den angrenzenden Gestein-

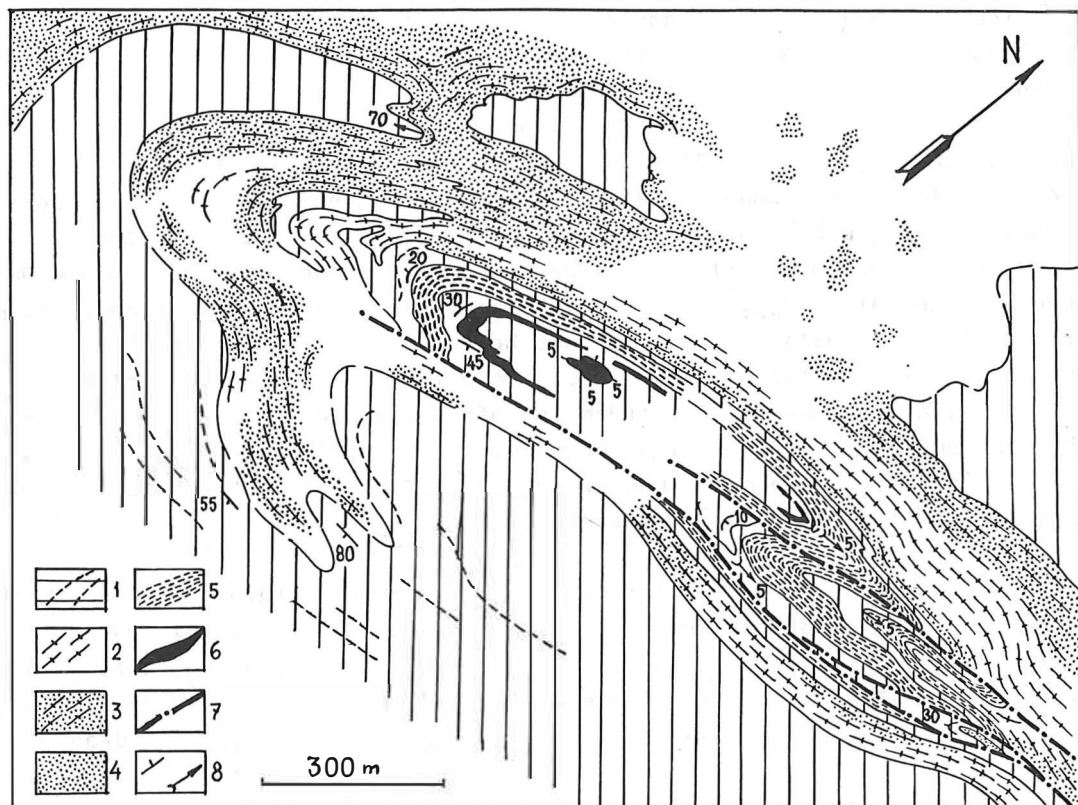


Abb. 6 Geologisch-petrographisches Schema von Abschnitt 2 auf Abb. 1  
(nach Ju.A. MOROZOV).

- 1 - Marmore; 2 - Migmatite; 3 - Quarzmigmatite; 4 - Quarzite;  
5 - Quarz-Sericitschiefer; 6 - Pegmatite; 7 - Bruchstörungen;  
8 - Flächentexturen und Faltenscharniere.

nen festzustellen ist. Es ist keinerlei Deformation der Achsenflächen dieser Falten festzustellen, weshalb sie als letzte Falten der Anga-Serie betrachtet werden können.

Bei einer detaillierten geologischen Aufnahme stellt sich heraus, daß in den Scheiteln und Flanken der Falten häufig Scheitel früherer Falten anzutreffen sind, deren Achsenflächen und Flügel in die Falten gebogen sind (Abb. 9a). Festgestellt wurde eine Verbiegung in die früheren Falten (wir wollen sie als die vorletzten bezeichnen) der Grenzen aller Gesteine der Serie und der sie durchbrechenden Metagabbroide, zahlreicher Pegmatit- und Pegmatoidgänge sowie metamorpher flächiger Texturen (Abb. 9b). Die flächigen und linearen Texturen, die durch Minerale der Mittel- und Niedertemperaturfazies der Amphibolitfazies gebildet wurden (typisch für die progressive Metamorphose der Anga-Serie) befinden sich in unterschiedlichen Beziehungen zu den Falten der vorletzten Etappe: Teilweise sind sie parallel zu den Achsenflächen der Falten, teilweise sind sie in diese Falten eingebogen. Deshalb kann man behaupten daß die vorletzten Falten sich während der zweiten Etappe der Regionalmetamorphose gebildet haben.

An den letzten und vorletzten Falten waren auch Körper der Metagabbroide beteiligt, deren Ausgangsform recht kompliziert und von einer Schichtform weit entfernt war, während ihre Nachgiebigkeit gegenüber Deformationen wegen der fehlenden Schichtstruktur gering war. Daher unterscheidet sich die im Ergebnis der beiden letzten Etappen entstandene faltenförmige Struktur durch große Unregelmäßigkeit, fehlende herkömmliche Faltenstruktur der parallelen Schichten, zuweilen auch durch das Vorhandensein von Strukturen, die man nur schwer als Falten im herkömmlichen Sinne bezeichnen kann, die jedoch einen eindeutig deformativen Charakter besitzen (Abb. 9c).

Die Falten beider Etappen, besonders der vorletzten sind örtlich stark bis hin zu Isoklinalfalten eingeengt, in diesem Zusammenhang sind ihre Scheitel bei weitem nicht in jedem Falle deutlich zu erkennen, weil sie den Charakter spitzer oder zahnförmiger Formen annehmen. Mit beiden Etappen ist die Herausbildung zahlreicher Brüche verbunden, die parallel zu den Falten verlaufen.

Die Achsenflächen der letzten Falten weisen auf dem rechten Ufer der Anga ein E--W-Streichen auf, bei fast vertikalen Scharnieren. Daraus läßt sich der Schluß ableiten, daß in den vorletzten Falten die Achsenflächen ein Streichen aufwiesen, das quer zum Streichen der letzten Falten verlief, d. h. annähernd N--S. Mit anderen Worten befinden sich die vorletzten und letzten Falten der Anga-Serie in gleichen Verhältnissen zueinander wie die vorletzten Falten  $F_{n-1}$  und die letzten  $F_n$ -Falten der Ol'chon-Serie. Außerdem entstanden die vorletzten Falten beider Serien in der zweiten Etappe der Metamorphose, die letzten dagegen in der dritten. Daraus kann gefolgert werden, daß beide Etappen der Faltung in den Serien Ol'chon und Anga synchron verliefen, obgleich die Orientierung der letzten in diesem Entwicklungsabschnitt der Anga-Serie sich wesentlich von der Orientierung der letzten Falten der Ol'chon-Serie unterscheidet.

Die Scharniere der vorletzten Falten der Anga-Serie sind vorzugsweise geneigt, zum größten Teil mit Winkeln von etwa  $50^\circ$ . Der Mangel an Daten, der durch die schlechte Erhaltung der Scharniere der frühen Falten bedingt wird, gestattet es nicht, sich ein klares Bild von ihrem Verhalten im Raum zu machen. Es kann angenommen werden, daß die

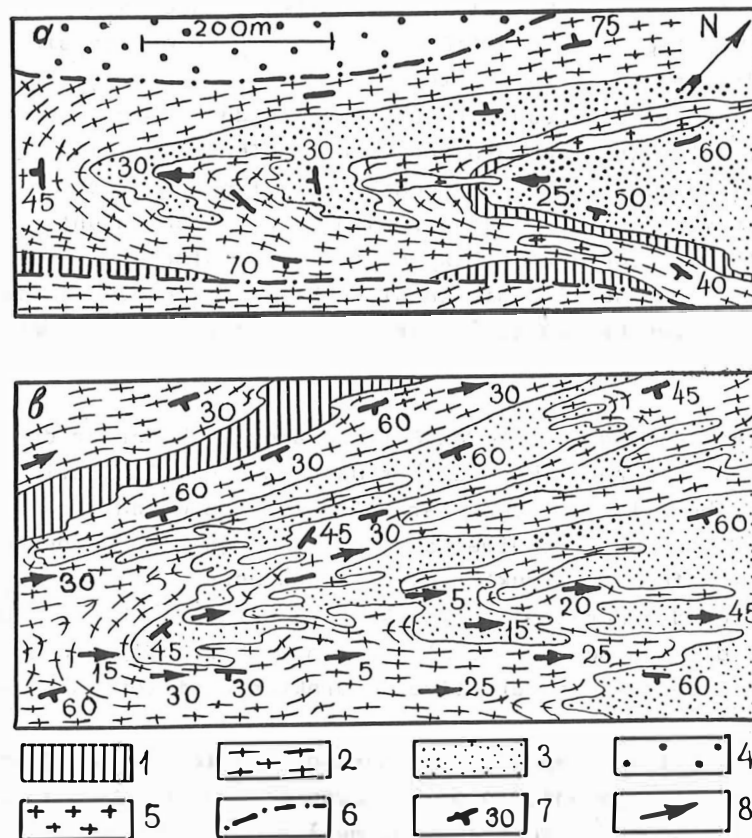


Abb. 7 Interferenzzeichnung von geologischen Grenzen, die sich bei der Überlagerung der  $F_n$ -Falten auf  $F_{n-2}$ -Falten gebildet hat.  
 a - Abschnitt 3 in Abb. 1 (nach V.V. EZ); b - Abschnitt 4 in Abb. 1 (nach Ju.A. MOROZOV).  
 1 - Marmor; 2 - Migmatite; 3 - Amphibolite; 4 - Gesteine der Granulitfazies; 5 - Pegmatite; 6 - Bruchstörungen; 7 - Flächentexturen; 8 - Lineation.

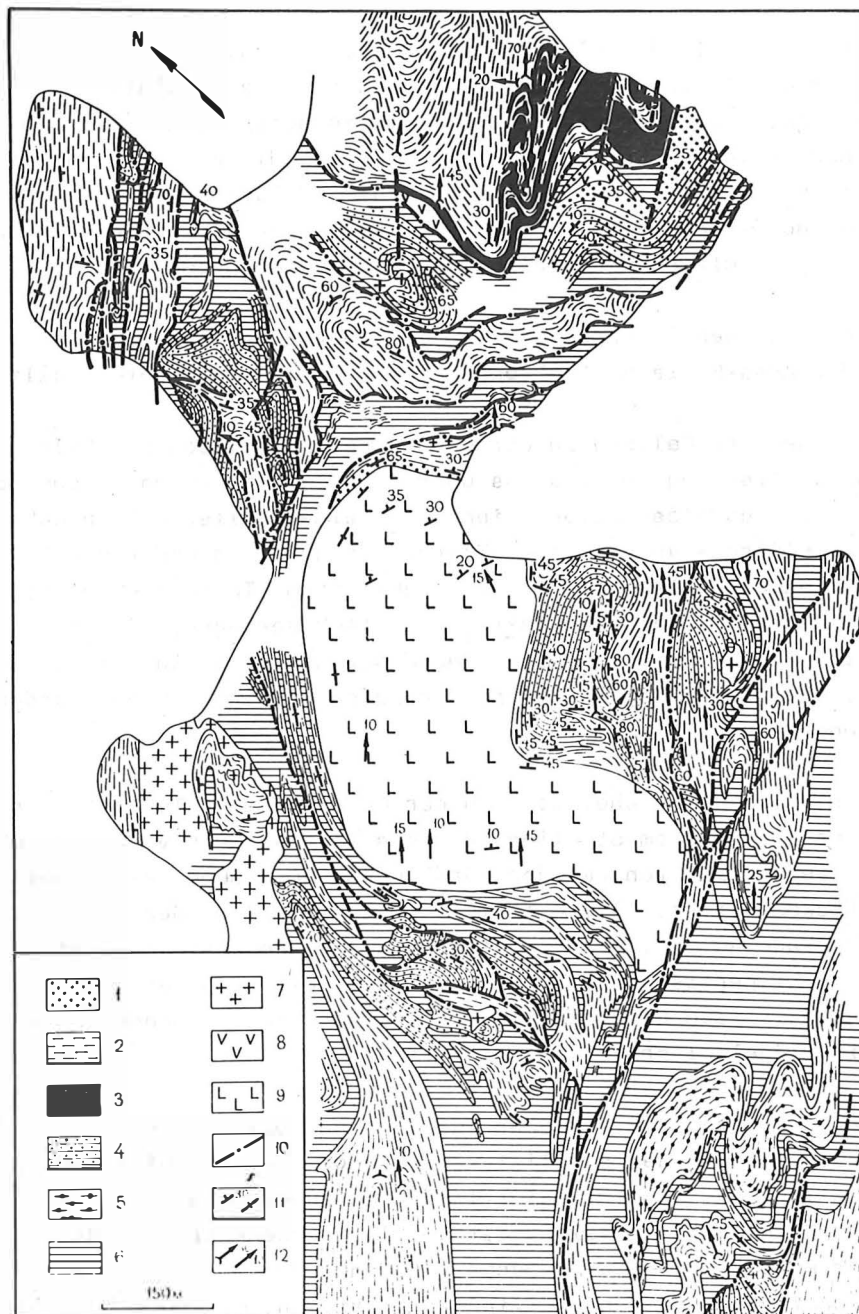


Abb. 8 Strukturschema von Abschnitt 5 in Abb. 1 (nach Ju.A. MOROZOV).  
 1 - Quarzite; 2 - Biotit- und Biotit-Granat-Plagiogneise; 3 - skapolithhaltige Amphibolite; 4 - Amphibolite mit Klinopyroxenrelikten; 5 - Hastingsitamphibolite; 6 - Marmore; 7 - Pegmatite; 8 - Granat-Gabbroamphibolite; 9 - Gabbro; 10 - Bruchstörungen; 11 - Schieferung (geneigt und vertikal); 12 - Faltenscharniere und Lineation.

Scharniere nicht überall in die gleiche Richtung eintauchten und daß ihr Einfallen ein Ergebnis einer Undulation ist. Eine solch ausgeprägte Undulation entstand möglicherweise im Anfangsstadium der gleichen Deformationsetappe, in der sich die vorletzten Falten mit subvertikalen Scharnieren bildeten. In diesem Falle war die Einfallrichtung zunächst vorzugsweise vertikal, was zur Undulation der Scharniere führte, während anschließend die Einfallrichtung horizontal wurde und sich die vorletzten Falten zu neuen Falten mit subvertikalen Scharnieren auffalteten.

Frühere Falten, die den liegenden Falten  $F_{n-2}$  der Ol'schon-Serie entsprechen könnten, wurden in der Anga-Serie am rechten Ufer der Anga nicht festgestellt.

Mit beiden Etappen der Faltung in der Anga-Serie sind intensive Deformationen verbunden - Boudinage, Trennung der Boudins über größere Entfernung, Trennung der Boudins. In einigen Fällen gingen diese Deformationen mit einer vollständigen Rekristallisation bei Bildung neuer Flächen- und linearer Texturen einher, in anderen Fällen führten sie zur Bildung von Elastomyloniten und Elastokataklasiten. In weniger eingeengten Falten haben sich die früher existierenden Texturen einfach verbogen, während in den stärker eingeengten Falten sich neue Vorzugsrichtungen der Minerale einstellten. Die linsenförmigen Körper, die sich in einer Etappe der Deformation bildeten, wurden in der neuen Deformationsetappe zu Falten.

Auf den ersten Blick unterscheidet sich der Charakter der Tektonik der Anga-Serie am linken Ufer der Anga in dem Streifen, der das Tažeran-Massiv umsäumt und nach Südwesten verläuft, wesentlich von dem der nördlichen Einfassung des Birchin-Massivs. Auf der Übersichtskarte (Abb. 1) sieht die Struktur der Anga-Serie äußerst einfach aus: Sich abwechselnde Ausstriche verschiedener Gesteine erstrecken sich in fast parallelen Streifen mit persistenter NE-Orientierung, die sich nur in der Nähe der Massive krümmt. Dies macht den Eindruck einer einfachen steilen Monoklinale entlang des Baikaluferes - ein Flügel einer großen Antiformfalte.

Die detaillierte geologische Aufnahme zeigt (Abb. 10a), daß die Persistenz in bezug auf die Streichrichtung der parallel-verlaufenden Serien auf den ersten Blick gar nicht so deutlich ist: Sie keilen örtlich aus, zuweilen sind sie auch von anderen Serien umgeben. An manchen Stellen ist deutlich erkennbar, daß das Auskeilen an den Scheiteln der Falten erfolgt, zu denen nicht nur die Gesteinsgrenzen deformiert sind, sondern auch ihre flächigen und linearen Texturen. Das berechtigt zu der Annahme, daß, wenn nicht immer, so zumindest oft, rasches Auskeilen entweder durch Scheitel sehr enger Falten oder durch Längsstörungen verursacht wird.

In einigen Abschnitten ist die Faltenstruktur innerhalb der auf der Karte ausgewiesenen Streifen der verschiedenen Gesteine noch deutlicher zu erkennen (Abb. 10c). Dabei handelt es sich normalerweise um Falten mit steilen, häufig vertikalen Scharnieren und Achsenflächen, die parallel zur Erstreckung der Streifen verlaufen. Zuweilen nehmen diese deutlich erkennbaren Falten die gesamte Faltenbreite ein, während die ihre Grenzen markierenden Gesteine sich mit geradlinigen Konturen schneiden. Daraus wird deutlich, daß die gegenwärtig erkennbaren langgestreckten parallelen Streifen von verschiedenen Gesteinen eine Folge davon sind, daß die Faltenstruktur der Anga-Serie durch zahlreiche Bruchstörungen in lange enge Abschnitte untergliedert ist, die etwa parallel zu den Achsenflächen der Falten verlaufen.



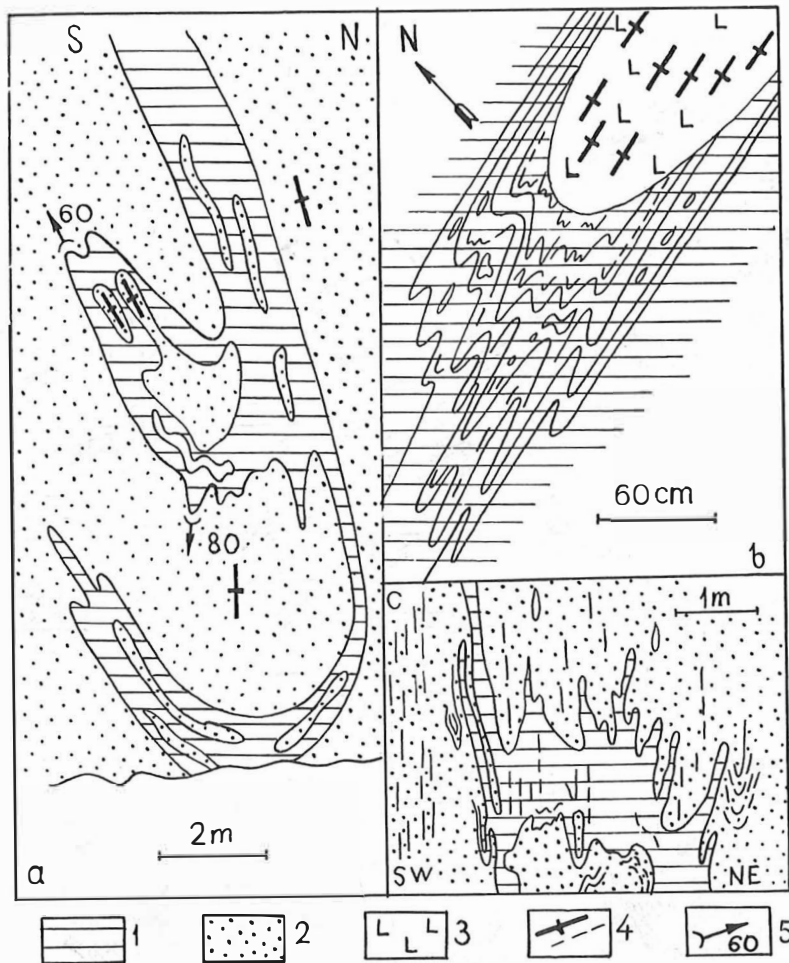


Abb. 9 Falten in Gesteinen der Anga-Serie am rechten Ufer des Anga-Flusses. Abschnitt 6 in Abb. 1 (nach M.S.FELDMAN).

a - Verfaltung der Marmore in die Falten der vorletzten Etappe der Laminierung und Bildung der Schieferung des Metagabbro; c - komplizierte Deformationsstrukturen.

1 - Marmore; 2 - Amphibolite; 3 - Metagabbro; 4 - Schieferung; 5 - Faltenscharniere.

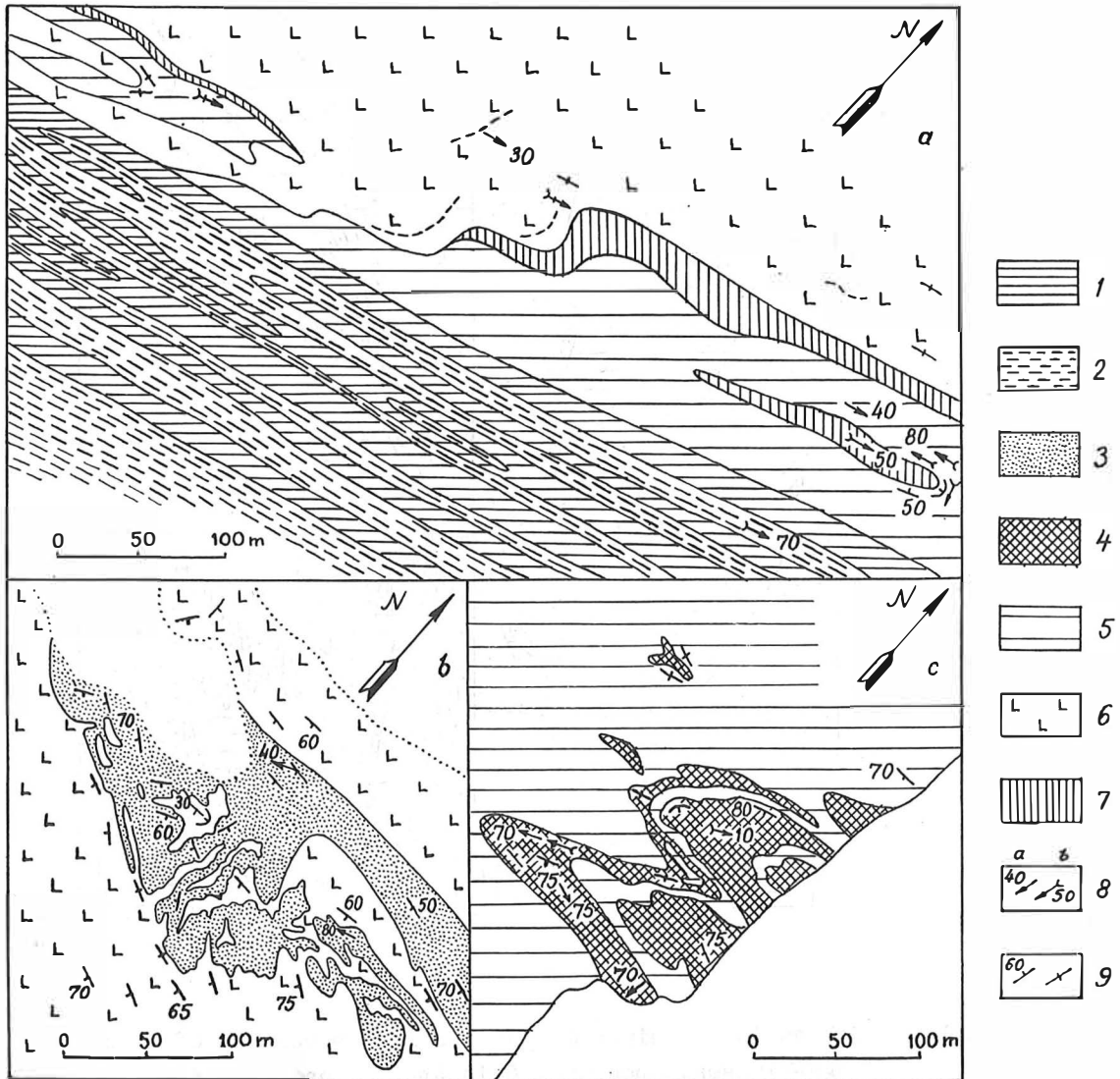


Abb. 10 Geologisch-petrographische Schemadarstellungen der Anga-Serie am linken Ufer des Anga-Flusses (nach N.A. MIRONOVA).

a, b, c sind auf Abb. 1 mit 7, 8, 9 gekennzeichnet.

1 - Blastomylonite in Amphiboliten; 2 - Zweiglimmer-Blastomylonite in Migmatiten; 3 - Metaandesit-Basalte; 4 - Kalksilikatschiefer; 5 - Marmore; 6 - Metagabbro; 7 - Quarzite; 8 - Lineation (a) und Faltenscharniere (b); 9 - Flächentexturen (geneigt und vertikal).

Ebenso wie am rechten Ufer der Anga sind die gut sichtbaren Falten mit den gebogenen Scharnieren hier nicht die einzigen Falten, sondern spiegeln lediglich die letzte Etappe der tektonischen Deformation wider. Das ist sowohl daran sichtbar, daß sich in ihnen die Deformations- und metamorphen Flächen- und linearen Texturen verbiegen als auch anhand der Abbildung der geologischen Grenzen in einigen Abschnitten erkennbar, in denen sich die Faltung der Falten widerspiegelt (Abb. 10b).

Wegen des hohen Einengungsgrades der letzten Falten sind die Scheitel der früheren Falten selten zu erkennen, und das Verhalten ihrer Scharniere im Raum ist nicht untersucht. Es ist jedoch bekannt, daß in den früheren Falten metamorphe Texturen erfaßt sind, die durch Minerale unterschiedlicher Stufen der Amphibolitfazies gebildet wurden, außerdem Körper von Sekundärquarziten und darin vorhandene metamorphe Texturen. Das zeugt davon, daß die Faltung dieser Etappe sich vollzog, als die Stoffumwandlung im Zusammenhang mit der Granitisierung der Etappe der Amphibolitmetamorphose zu Ende ging oder zumindest bereits begonnen hatte. Gleichzeitig bildeten sich weiterhin neue metamorphe Texturen der Amphibolitfazies, insbesondere entwickelte sich stellenweise eine parallel zu den Achsenflächen der vorletzten Falten verlaufende Schieferung mit Biotit und Lineation mit Amphibolit.

Morphologie und Orientierung der Falten der letzten Etappe hängen stark von der Lage des aufgenommenen Abschnitts im Verhältnis zum Birchín-Massiv ab. Die Faltenstruktur, die nach Süden hin auf dem linken Ufer der Anga zu verfolgen ist, biegt in dem Maße um, in dem sie sich dem Massiv nähert, und umgibt es von Norden, wobei im Maße der Einengung zwischen dem Massiv und der Primorski-Störung die Falten so stark eingeengt werden, daß sie unkenntlich werden, während sich die Gesteine in Blastokataklasite und Blastomylonite umwandeln. Auf der Südseite des Birchín-Massivs haben die letzten Falten der Anga-Serie nicht die für das Ol'chon-Gebiet übliche NE-Streichrichtung, sondern etwa E--W-Streichen, und sind merklich weniger stark eingeengt. Dabei erinnert das Bild der Anordnung der Achsenflächen der Falten in der Nähe des Birchín-Massivs sehr an die Stellung der neugebildeten Schieferung in Blastomyloniten rings um Porphyroklasten. Daraus folgt, daß das Birchín-Massiv und die Primorskibruchstörung zur Zeit der Bildung der letzten Falten bereits existierten.

Komplizierter ist die Zeit der Intrusion der Gabbros und Gabbro-Pyroxenite, die eine Metamorphose gemeinsam mit den anderen Gesteinen der Anga-Serie durchgemacht haben, mit den Deformationsetappen in Einklang zu bringen. Die Schieferung der Amphibolite wird sehr häufig deutlich durch Kontakte zu diesen Metagabbroiden abgeschnitten. Daraus könnte man scheinbar den Schluß ziehen, daß ihre Entstehung erfolgte, als diese Textur der Amphibolite sich bereits gebildet hatte, d. h., als die Metamorphose der Amphibolitfazies vor sich gegangen war. Allerdings ist stellenweise ersichtlich, daß durch diese Kontakte auch die metamorphen Texturen der Metagabbroide abgeschnitten werden, wobei ihre Lage anders aussieht als in den Amphiboliten. Daraus folgt, daß solche Kontakte keine primären, intrusiven sind, sondern neugebildete, die bereits nach dem Eindringen der Gabbroide in die Schichtenfolge der Anga-Serie entstanden, und ihre Entstehung hängt mit den tektonischen Deformationen zusammen.

Die Kontakte der Metagabbroide sind stellenweise in die vorletzten Faltung gemeinsam mit den metamorphen Texturen der Nebengesteine einbezogen. Da die Gabbroidkörper,

## OLKHON SERIES

## ANGA SERIES

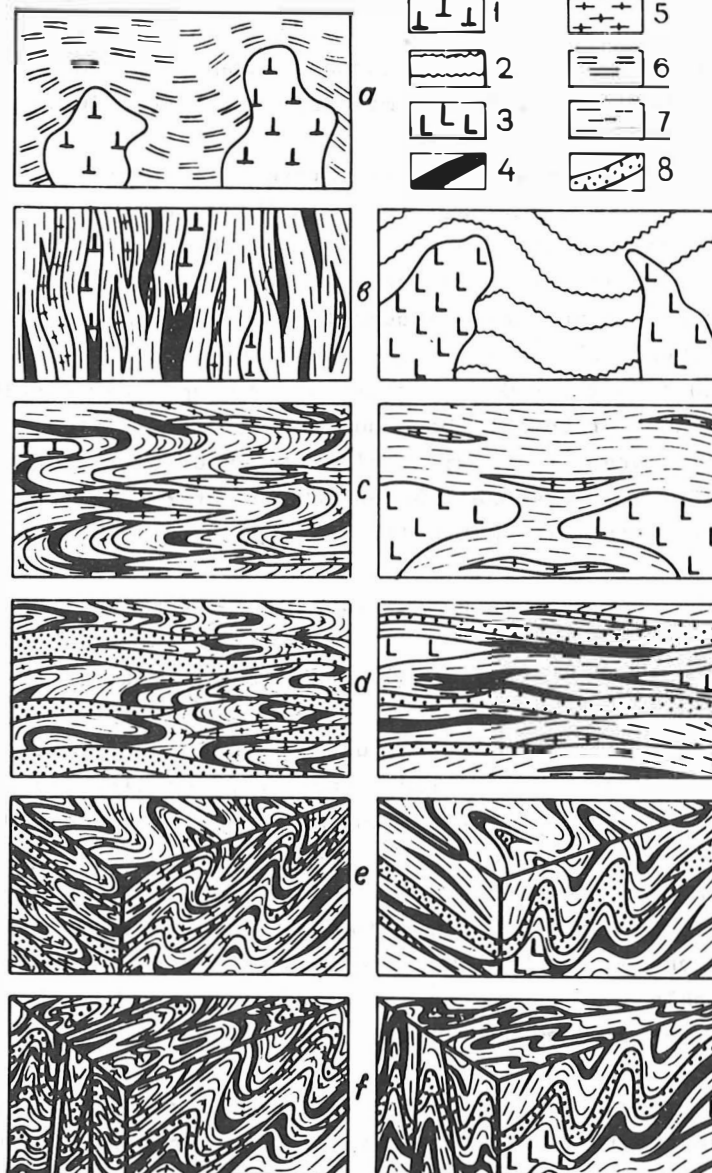


Abb. 11 Vereinfachtes Schema der erkennbaren Etappen a - f der strukturellen und stofflichen Umwandlungen der präkambrischen Gesteine des Olchon-Gebiets (a - d: Profile von NW nach SE, e - f: Ansicht von Süden).  
 1 - intrusive Hyperbasite und Basite; 2 - Suprakristallin der Anga-Serie; 3 - Gabbro und Gabbropyroxenite; 4 - Amphibolite; 5 - granitoides Material der Migmatite; 6-7 - Flächentexturen: 6 - Granulitfazies; 7 - Amphibolitfazies; 8 - chemisch veränderte Gesteine und Blastokataklasite.

um sich zu falten, zumindest in gewissem Maße gestreckt sein mußten, könnte man meinen, daß die Abplattung dieser Körper gleichzeitig mit der Bildung der frühen Flächen-texturen der Nebengesteine erfolgte.

Bei der Diskussion über die Struktur der Anga-Serie am rechten Ufer der Anga gelangten wir zu dem Schluß, daß die Falten der vorletzten Etappe linear waren, stark undulierende Scharniere und eine deutlich submeridionale Streichrichtung besaßen. Wenn wir analog urteilen, können wir zu der Annahme gelangen, daß die vorletzten Falten am linken Ufer der Anga ebenso aussahen, jedoch eher keine ca. N--S, sondern eine NW-Richtung aufwiesen. Der Unterschied in der Bewertung der Ausgangsstellung der Achsenflächen der vorletzten Falten hängt am ehesten nicht damit zusammen, daß sie tatsächlich an verschiedenen Stellen deutlich unterschiedlich orientiert waren, sondern mit der nachfolgenden Veränderung ihrer Lage infolge des Einflusses des starren Birchin-Massivs auf die Streichrichtung der letzten Falten.

Die vorletzten Falten waren praktisch linear, weshalb man annehmen kann, daß die in ihnen gefalteten metamorphen Texturen und geologischen Grenzen (darunter auch die Grenzen der Gabbroidkörper) eine subhorizontale Ausgangsstellung hatten. Offenbar gab es eine Etappe der Deformation, die zur Abplattung der Gabbroidkörper in vertikaler Richtung und zur Bildung der subhorizontalen Texturen führte. Zumindest hatten sich bis zum Ende dieser Etappe auch schon die subhorizontalen Sekundärquarzite gebildet, da sie ebenfalls an den vorletzten Falten beteiligt sind.

In der Ol'chon-Serie bildeten sich, wie oben bemerkt, in dieser Etappe die liegenden Falten, die durch Migmatittexturen und -schieferung gebildet wurden, stellenweise auch durch Lineationen der Minerale der Granulitfazies. In der Anga-Serie wurden keinerlei Spuren der ehemaligen liegenden Falten festgestellt. Offenbar gab es sie auch niemals; es ist daher anzunehmen, daß es in der Schichtenfolge zu Beginn dieser Etappe keine subvertikalen Texturen gab, die sich hätten falten können. Gleichzeitig ist es kaum wahrscheinlich, daß die Anga-Serie bis zum Beginn dieser Etappe horizontal geschichtet blieb, weil es nach dem zu urteilen, was wir über die Entstehungsbedingungen der Gabbroidintrusionen in anderen Gebieten wissen, schwer ist, ihre Intrusion in völlig undeformierte Schichtenfolgen zu erwarten. Es kann angenommen werden, daß die Flächen der Anga-Serie bis zum Zeitpunkt der Intrusionen zu einfachen Falten gefaltet waren, analog denen, die in wesentlich vulkanogenen nichtmetamorphen Schichtenfolgen der phanerozoischen Geosynklinalen üblich sind.

Das verallgemeinerte Prinzipschema der Entwicklung der Struktur der Ol'chon- und Anga-Serie ist auf Abb. 11 dargestellt. Die Darstellung der Struktur, die durch die Granulittexturen in der Etappe a gebildet wurde, ist sehr problematisch. Die Etappe b ist die Bildung der anzunehmenden vertikalen Texturen zu Beginn der Migmatisierung der Ol'chon-Serie und die Abplattung der intrusiven Körper. Die Struktur der Anga-Serie in dieser Etappe ist bedingt dargestellt. In der Etappe c vollzieht sich die Bildung der liegenden Falten der Ol'schon-Serie und der subhorizontalen Texturen sowie der in der Horizontalebene abgeplatteten intrusiven Körper der Anga-Serie. Die Etappe d ist die Bildung der Zonen der Entkieselung. In der Etappe e vollzieht sich die Faltenbildung mit einer Streichrichtung der Achsenflächen quer zum NE-Streichen, die Etappe f ist die Bildung der letzten Falten mit NE-Streichrichtung.

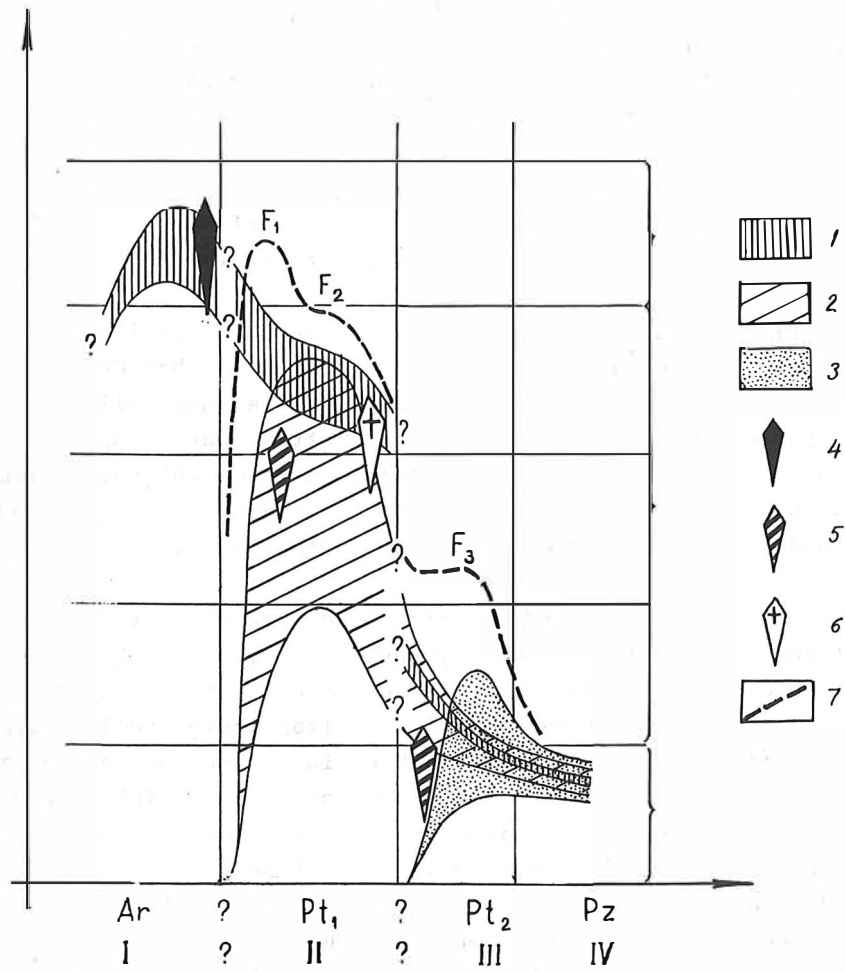


Abb. 12 Graphische Darstellung der Entwicklung der wichtigsten endogenen Prozesse im Olchon-Gebiet.  
 Metamorphose: 1 - Olchon-Serie; 2 - Anga-Serie; 3 - Cagan-Zaba-Serie;  
 Magmatismus: 4 - ultrabasisch und basisch; 5 - basisch;  
 6 - Granitoid; 7 - Deformation.

Die Austritte der Gesteine der jüngeren Cagan-Zaba-Serie bilden ein kleines Areal mit komplizierter Konfiguration im Süden vom Gabbroidmassiv des Birchin (Abb. 1). Hier liegt auf der Anga-Serie (vorzugsweise Marmor), die zu engen Falten mit E--W-Streichen und subvertikaler Lage der Scharniere gefaltet ist, diskordant der vulkanische Komplex der Cagan-Zaba-Serie. Die Gesteine der Schlotfazies dieser Serie durchbrechen die gefalteten Marmore der Anga-Serie.

Die Schieferung der Cagan-Zaba-Serie weist die gleiche Richtung auf wie die Achsenflächen der letzten Falten der Anga-Serie, was von ihrer gemeinsamen Beteiligung an den Deformationen zeugt, die hier die etwa E--W-Falten der Anga-Serie bildeten. Da den Gesteinen der Cagan-Zaba-Serie eine gut ausgeprägte Schichtung fehlt, haben sich in ihnen keine regelmäßigen Falten gebildet. Es wurde auch keine Verfaltung der sich örtlich entwickelnden Schieferung der Cagan-Zaba-Serie festgestellt, was davon zeugt, daß spätere, wesentliche Deformationen fehlen.

#### 4. Korrelation und Wechselwirkung der endogenen Prozesse

Die komplexe strukturell-petrographische Untersuchung gestattet es, die früher als einheitlich geltende Abfolge der metamorphen Gesteine des Ol'chon-Gebiets in drei Serien unterschiedlichen Alters zu unterteilen. Das jüngere Alter der Gesteine der Cagan-Zaba-Serie wird anhand der unregelmäßigen Auflagerung dieser Serie auf die in enge Falten gefalteten Gesteine der Anga-Serie festgestellt; anhand des Fehlens von Spuren zumindest einer einmaligen Faltung dieser Serie, während die älteren Serien mehrfach gefaltet sind; anhand der sehr unvollständigen und ungleichmäßigen Überarbeitung der Gesteine der Cagan-Zaba-Serie in einem einaktigen Prozeß der Regionalmetamorphose, während die älteren Serien eine mehrere Etappen umfassende Metamorphose durchmachten, darunter bei hohen Temperaturen.

Komplizierter ist es, den Altersunterschied zwischen den Serien Ol'chon und Anga festzustellen. Zwischen ihnen gibt es keine klar ausgeprägte stratigraphische Diskordanz, da es keinen eindeutig stratigraphischen Kontakt gibt.

Für die Serien Ol'chon und Anga gelingt es, nur den Teil der strukturellen Entwicklung festzustellen, der in allgemeinen Zügen für sie beide ähnlich ist; trotz gewisser Unterschiede können diese leicht mit der unterschiedlichen Intensität der Deformationen erklärt werden. Auch ein gewisser Unterschied in der anzunehmenden Ausgangsgesamtheit der primären, unveränderten Gesteine der beiden Serien (beispielsweise die recht verbreitete Entwicklung der Kalkstein-Silikatschiefer-Wechselagerung in der Anga-Serie, welche es in der Ol'chon-Serie fast nicht gibt) besitzt keine prinzipielle Bedeutung.

Wichtigstes Argument zugunsten des höheren Alters der Ol'chon-Serie ist, daß, nachdem wir die Auswirkungen der Regionalmetamorphose identifizieren, die für beide Serien synchron sind, sich als erkennbare Ausgangsgesteine für die Anga-Serie suprakrustale Vulkanite und Karbonatgesteine mit darin eingedrungenen Intrusionen, und für die Ol'chon-Serie Karbonatgesteine und kristalline Schiefer der Granulitfazies zusammen mit basischen bis ultrabasischen Intrusionen, die Anzeichen einer Entstehung in tieferen Horizonten der Erdkruste enthalten, ergeben. Daraus folgt natürlich nicht not-

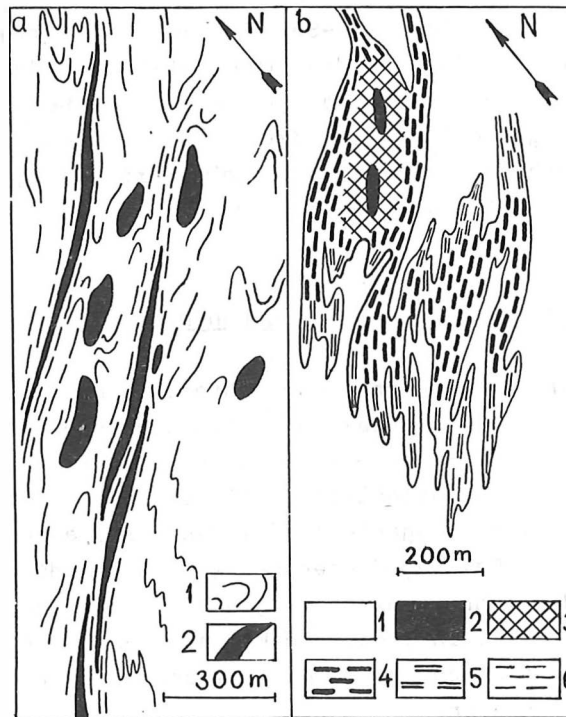


Abb. 13 Primär überarbeitete Intrusivgesteine.

a - Schichtform der mylonitisierten Spinell-Pyroxenit-Körper in Bereichen höherer Deformation (Abschnitt 10 in Abb. 1, nach Ju.A. MOROZOV): 1 - Marmor-Schieferfolge, nicht untergliedert; 2 - Spinellpyroxenite.

b - metamorpher und gefalteter Hyperbasit (Abschnitt 11 in Abb. 1, nach T.M. GEPTNER): 1 - Marmore; 2 - Spinellpyroxenite; 3 - amphibolitisierte Pyroxen-Plagioklasschiefer; 4 - Pyroxen-Plagioklas-Amphibolite; 5 - Plagioklas-Amphibolite; 6 - tektonisierte biotitisierte und verkieselte Amphibolite.



wendig, daß die Anga-Serie während der Granulitmetamorphose der Ol'chon-Serie nicht irgendwo an der Oberfläche existieren konnte, die beträchtliche Differenz in den Bildungstiefen liegt jedoch auf der Hand.

Wir kennen die Art des Kontaktes beider Serien nicht, bevor sie gemeinsam amphibolitfaziell metamorph wurden. Die einfachste Annahme besteht darin, daß die Ol'chon-Serie zunächst nahe an die Oberfläche gelangte, während sich danach die Akkumulation der Anga-Serie vollzog.

Gestützt auf die früher erwähnten Fakten, schlagen wir ein zusammengefaßtes Schema der Alterskorrelation der präkambrischen endogenen Prozesse im Ol'chongebiet in der Form vor, das in Tafel 1 gegeben wird. Die im Verlauf der Zeit erfolgte Veränderung der Temperaturstufen der Metamorphose und der Intensität der tektonischen Deformationen ist auf Abb. 12 dargestellt.

Alle Besonderheiten der Gliederung der metamorphen Schichten des Präkambriums im Ol'chongebiet, der Charakter der sie bildenden Gesteine und die Spezifik der geologischen Struktur sind bei gleichzeitiger Wirkung verschiedener endogener Prozesse entstanden. Der wiederholt aufgetretene Magmatismus (vor allem ultrabasischer und basischer) lieferte die Hauptmasse des Materials für den Aufbau dieser Schichten sowohl im Verlauf der vulkanischen Tätigkeit als auch in Gestalt von Intrusionen. Die unter verschiedenen Bedingungen abgelaufenen Prozesse der metamorphen Umwandlungen, einschließlich der Granitisierung, veränderten zusammen mit den gleichzeitig wirkenden tektonischen Deformationen in beträchtlichem Maße die Zusammensetzung und Struktur der Ausgangsgesteine, die Form und Größe der von ihnen gebildeten Körper, brachten neue geologische Körper früher nichtexistenter Gesteine hervor, und anschließend deformierten sie diese neugebildeten Körper und wandelten sie um.

Die primär magmatischen Gesteine (basisch bzw. ultrabasisch) erhielten auf Grund der Deformationsprozesse und der metamorphen Prozesse eine innere Differenzierung und Schichtstruktur (Abb. 13d). Eine solche Überarbeitung beispielsweise der Spinellpyroxenite bzw. der Gabbropyroxyenite in der Amphibolitfazies führte zusammen mit der Granitisierung zur Bildung schichtförmiger Amphibolite, später zu Amphibol-Biotit- und Biotitplagiogneisen (Abb. 13b), die sozusagen untereinander und mit den weniger veränderten Ausgangsgesteinen wechsellagern. Die Migmatisierungsprozesse - mit Verinselbildung des Leukosoms vorzugsweise entlang den Schieferungsflächen - bildeten ebenfalls eine neue, früher nicht existente Schichtstruktur (Abb. 14a). Die in großem Ausmaß erfolgte Bildung (in ihrer Mehrzahl in Bruchzonen) schichtiger Körper - durch Entkieselung texturiert - hat das Profil noch bunter gemacht (Abb. 3, 14b). Sehr wesentlich bei der Herausbildung der engen neuen Schichtigkeit war die Rolle der Prozesse der Blastokataklase und der Blastomylonitisierung.

Die intensiven tektonischen Deformationen, die zu Plättung und Schichtigkeit der Körper von isometrischer Form führten, ermöglichten gleichzeitig ihre Faltung, den Zerfall der starrsten von ihnen in Linsen und Boudins, und die gleichzeitig aufgetretenen Bruchstörungen veränderten die Form der Körper noch mehr und brachten Gesteine in Kontakt, die früher nicht im Kontakt zueinander waren.

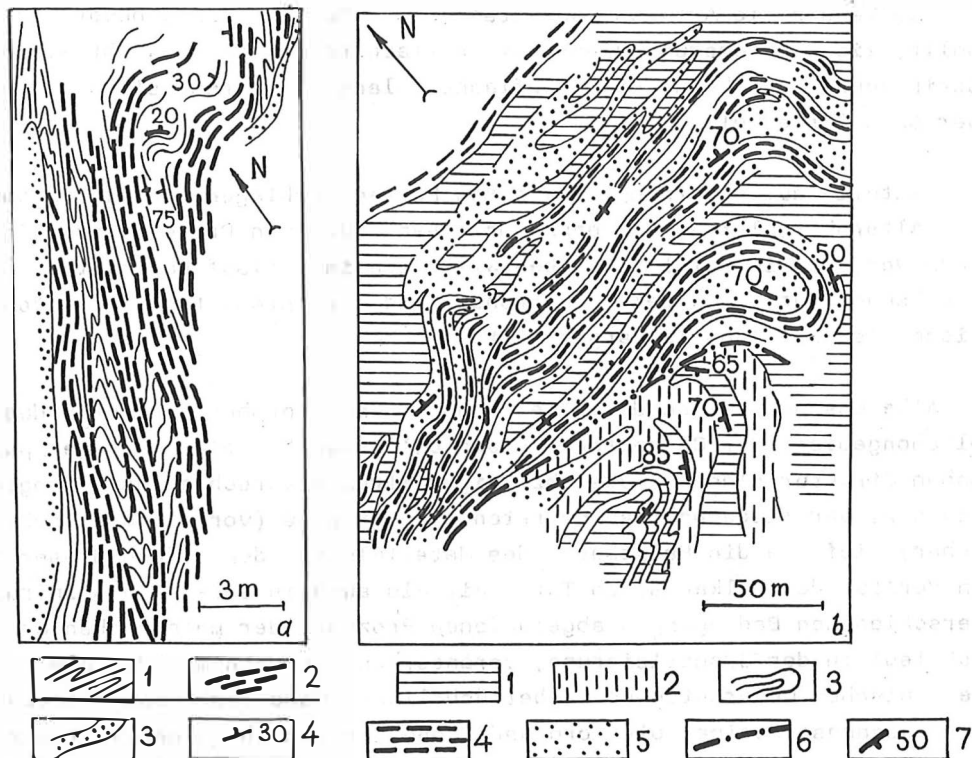


Abb. 14 Beispiele von aufgeprägter Laminierung (nach Ju.A. MOROZOV).  
 a - schichtförmige Bereiche der Migmatisierung in Granat-Biotitgneisen (Abschnitt 1 in Abb. 1): 1 - Biotitgneise; 2 - Migmatite; 3 - Pegmatite; 4 - Flächentexturen.  
 b - schichtförmige Bereiche der Entkieselung, die mit den Ausgangsgesteinen alternieren (Abschnitt 12 in Abb. 1): 1 - Calcitmarmore; 2 - Dolomitmarmore; 3 - Quarzite; 4 - Migmatite; 5 - Quarz-Sericitschiefer; 6 - Bruchstörungen; 7 - Flächentexturen.

Tafel 1: Korrelation der endogenen Prozesse im Präkambrium des Ol'chon-Gebietes

Entwicklungs- etappen	Angenommenes Alter	Suprakrustale Bildungen	Intrusionen	Stufe der Regionalmeta- morphose	Geologische Strukturen und Texturen der Gesteine, die durch die tektonischen Deformationen gebildet wurden
Erste Etappe	Archaikum	Ol'chon- Serie	Spinellpyro- xenite, Gabbropyro- xenite, Gabbro	Granulit- fazies	Nicht ermittelt
Zweite Etappe	frühes Pro- terozoikum	Anga-Serie: basische Vul- kanite und terrigenes Karbonatge- steine	Gabbro und Gabbro- pyroxenite  Plagioklas- und Zweifeld- spatgranite, gangförmige Plagiopema- toide, Zwei- feldspat- und Mikroclin- Pegmatite und Pegmatoide	Amphibolit- fazies: pro- gressiv in der Anga-Se- rie; Grani- tisierung; SiO <sub>2</sub> -Abfuhr	Vertikale Flä- chentexturen in der Ol'chon-Serie  Liegende Falten in der Ol'chon- Serie, subhori- zontale Flächen in der Anga-Serie  Gerade und asym- metrische vergen- te Falten mit NW-Streichen
Dritte Etappe	spätes Pro- terozoikum	Cagan-Zaba- Serie: Ande- sit-Basalt- porphyrite und deren Tuffe	Pyroxengabbro und Gabbrodiorite	Progressiv in der Epidot- Amphibolit- fazies in der Cagan- Zaba-Serie, überlagert von der Nie- der- und Mit- teltemperatur- stufe der Amphibolit- fazies in früheren Se- rien	Gerade Falten mit NE-Streichen
Vierte Etappe	frühes Paläozoikum		Biotitgrani- te  gangförmige Plagiogranit- porphyre  Nephelin- syenite	Epidot-Amphi- bolit- und Grünschiefer- fazies in Störungsbe- reichen	Schieferung in Störungsberei- chen

Die Inhomogenität des Ablaufs der Umwandlungsprozesse, die mit Unterschieden in den mechanischen, chemischen und physikalisch-chemischen Eigenschaften der Gesteine zusammenhängt, die Leichtigkeit der metamorphen Umwandlungen in erster Linie in den von intensiver Deformation erfaßten Körpern, die Nachgiebigkeit der Gesteine gegenüber Deformationen vorzugsweise dort, wo sich zur betreffenden Zeit metamorphe Prozesse abspielen (EZ, 1978) - all das führte zu einer großen Ungleichmäßigkeit der Zusammensetzung und Struktur der Schichten. Dort, wo viele Etappen endogener Prozesse auftraten, ist eine extreme Zerlegung und Variabilität des Profils zu beobachten, die nicht so sehr durch die Vielfalt der Ausgangsgesteine, als vielmehr durch die Wechselwirkung der Prozesse ihrer Umwandlung bestimmt werden.

#### Literatur

- ESKIN, A. S., u. a. (Hrsg.): Korreljacija endogennyoh processov v metamorfičeskich kompleksach dokembrija Pribajkalja (Korrelation der endogenen Prozesse in den metamorphen Komplexen des Präkambriums im Baikargebiet). Novosibirsk: Nauka 1979, 118 S.
- EZ, V. V.: Strukturnaja geologija metamorfičeskich kompleksov. (Strukturgeologie metamorpher Komplexe). Moskva: Nedra 1978, 192 S.

Tektonofazies, Strukturzonalität, quantitative Bewertung  
von Deformationen, Atlas der Strukturformen

von

E. J. PATALACHA



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

1. Eine bereits früher vertretene Vorstellung über Tektonofazies (PATALACHA 1970, u.a.) als strukturparagenetischen Ausdruck der Intensität eines Dislokationsprozesses (tektonische Verformung) in Faltungszonen wurde dargelegt. Es wurden die ersten (wenn frühere Versuche nicht gerechnet werden; PATALACHA 1967, 1970) geologischen Profile über die Entwicklung von Tektonofazies in der Größenordnung von Faltungszonen aufgestellt. Als wissenschaftliche Grundlage diente eine neue Auffassung vom eigentlichen Wesen des Dislokationsprozesses. Anhand konkreter Beispiele wurde gezeigt, daß die Kartierung von Tektonofazies einer besonders ausgedehnten Bruchfaltung in Geosynklinalen als reales Mittel dienen kann:

- a) um die Intensität der tektonischen Verformung (integraler Weg) quantitativ zu bewerten,
- b) um große Flächen strukturparagenetisch zu analysieren und in der Struktur zu prognostizieren,
- c) um die mit Brüchen verknüpfte Strukturzonalität zu untersuchen.

Während die erste der genannten Möglichkeiten in der Perspektive für die Tektonik grundlegende Bedeutung hat (werden die Geosynklinalen eingeengt, um wieviel?), ist die zweite und dritte Möglichkeit neben ihrer Bedeutung für die Tektonik für die Metallogenie von außerordentlichem Interesse, und zwar besonders für die mittlere Dimension und für Details, da sie eine reale Grundlage für eine Strukturprognose (und demnach auch für die Metallogenie) schaffen.

2. Die Untersuchung der vielfältigen Deformationsstrukturen in der Natur bedeutet, planmäßig von Anfang bis Ende zu verfolgen, wie geschichtete Gesteine einer bestimmten Lithologie (und auch einer bestimmten Viskosität) tektonisch verformt werden, und zwar in einem Gelände mit einem diskreten laminaren Fließen, mit unterschiedlichem Verformungsgrad. Die Untersuchungen erfolgen im großen, mittleren und kleinen Maßstab (anhand bedeutender Falten, Texturen und Mikrostrukturen). Künftig wird diese Aufgabe zweifellos dadurch gelöst werden, daß gewisse paragenetische Tabellenschemata zur Entwicklung von Atlanten (Katalogen) aufgestellt werden, die in grafischer Form (ohne die wir einfach stumm wären) alle aufeinanderfolgenden Stadien der tektonischen Verformung wiedergeben. Diese Stadien verlaufen in den geschichteten Materialien in der Natur und im Experiment unter unterschiedlichen Bedingungen (Zähflüssigkeit, Deformation).

Im Grunde genommen handelt es sich hier um die Aufstellung einer Art genealogischer Reihen für jedes der Elemente einer wesentlichen Strukturparagenese (wie sie sich entsprechend des Durchgangs durch die Tektonofazies I, II usw. verändert), für unterschiedliche lithologische und thermodynamische Bedingungen. Gerade in der Aufstellung solcher systematischen Atlanten und Kataloge zum Nachschlagen, (die ersten Exemplare werden von uns zur Veröffentlichung vorbereitet), die unter dem Aspekt der Entwicklung den Verlauf des tektonischen Verformungsprozesses unter verschiedenen natürlichen Bedingungen rekonstruieren, sehen wir eine ganz besonders wichtige und grundlegende neue Aufgabe der modernen Strukturgeologie und Tektonophysik. Diese Entwicklungstabellen (die ständig weiter zu entwickeln und zu verbessern sind) werden bestehende Vorstellungen erweitern und in Zukunft als reale wissenschaftliche Basis dienen, um die verschiedenartigsten Strukturprognosen aufstellen zu können. Das heißt auch, daß diese wissenschaftlichen Disziplinen auf ein qualitativ neues Niveau gebracht werden (ist nicht die Prognose, d.h. die Voraussicht das Endziel jeder beliebigen Wissenschaft?).

## Р е з ю м е

I. Продемонстрировано намеченное ранее (ПАТАЛАХА 1970, и др.) представление о тектонофазах – структурно-парагенетическом выражении интенсивности дислокационного процесса (тектонизации) в складчатых зонах. Составлены насколько нам известно, первые (если не считать ранних попыток, ПАТАЛАХА 1967, 1970) геологические разрезы развития тектонофаз в масштабе складчатых зон. Научной основой послужило новое понимание самой сущности дислокационного процесса (публикуется особо). На конкретных примерах показано, что картирование тектонофаз наиболее распространенной в геосинклиналях щовной складчатости может служить реальным средством:

- а) для количественной оценки степени интенсивности тектонизации (интегральным путем),
- б) для структурно-парагенетического анализа крупных площадей и структурного прогнозирования,
- в) для изучения сопряженной с разломами структурной зональности.

Если первый из названных вопросов в перспективе имеет фундаментальное значение для тектоники (сжимаются ли геосинклинали? и насколько?), то второй и третий помимо тектонического имеет чрезвычайный интерес для прикладной металлогении – и особенно средне-масштабной и детальной, поскольку они создают реальную основу для структурного (а следовательно и металлогенического) прогноза.

2. Изучить разнообразие деформационных структур в природе значит планомерно проследить от начала до конца как тектонизируются (структурируются) слоистые породы той или иной литологии (а следовательно, – вязкости) в поле дискретного сдвигового ламинарного течения (при разном уровне деформации) и мега-, мезо- и микромасштабе (на уровне значительных складок, текстур и микроструктур). Впредь эта задача будет решаться, несомненно, на пути составления неких парагенетических эволюционных таблиц-схем либо атласов-кадастров (каталогов), отображающих в графической форме (без которой мы попросту

немы) все последовательные стадии процесса тектонизации, протекающие при различных условиях (вязкостных, деформационных) природных слоистых сред и эксперимента. По существу речь идет о разработке своеобразных генеалогических рядов каждого из элементов главного структурного парагенезиса (как он изменяется по мере прохождения через тектонофазии I, II и т.д.) для разных литологических и термодинамических условий. Именно в создании таких систематических справочных атласов-каталогов, (первые образцы их готовятся нами к публикации), реконструирующих в генетическом плане протекание процесса тектонизации в разных природных условиях мы видим важнейшую и принципиально новую задачу современной структурной геологии и тектонофизики. Такие справочные эволюционные таблицы (постоянно развиваемые и корректируемые) значительно пополнят существующие представления, и в дальнейшем послужат реальной научной базой для самого разнообразного структурного прогноза. Это и будет означать возведение укрупненных научных дисциплин на качественно новый уровень (прогноз, т.е. предвидение, - это ли не конечная цель любой науки?).

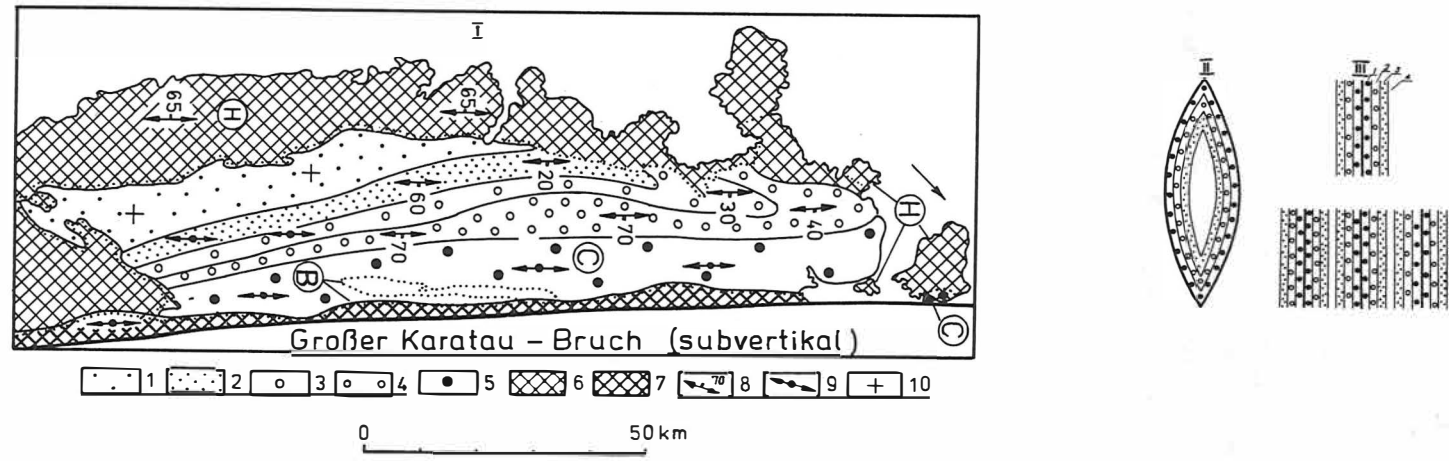


Abb. 1 Mit Bruchzonen verbundene Strukturzonalität.

I. Mit dem Großen Karatau-Bruch verbundene Strukturzonalität des Nordwest-Karatau. Strukturstockwerke sind durch Symbole bezeichnet: (b) baikalidisches Stockwerk, (c) kaledonisches, (h) variszisches Stockwerk. Die Grenzen zwischen ihnen sind punktiert. Tektonofazies: 1-I, 2-II, 3-III, 4-IV, 5-Kombination von V-X, 6-Kombination von 1-X, 7-Kombination von II-IV; 8 - Achsenfläche geneigt, Achse horizontal (w-Lineation); 9 - Achsenfläche vertikal, Achse horizontal; 10 - fast horizontale, ungestörte Lagerung, schwache Komplikation durch Flexuren.

II.-III. Idealisierte Schemadarstellungen der Strukturzonalität, verbunden mit tektonischen Linsen oder mit Strukturhauptblock (II) und Bruchstörung (III).

1-4: allmähliche Änderung des Grades der tektonischen Verformung vom Maximum (1) bis zum Minimum (4). Oben in Abb. III eine Bruchstörung, unten drei eng benachbarte Brüche, die gegenseitig fast durch Zonen einer minimalen tektonischen Verformung verbunden sind. Hieraus ergibt sich der Kontrastcharakter der Struktur



In der Strukturgeologie ist heute wie nie zuvor dringend eine organisierende Idee notwendig, damit das Faktenmaterial weitgehend analysiert und synthetisiert werden kann (BADGLY 1965; RAMSAY 1967 u.a.). Man kann sich bereits kaum mehr damit einverstanden erklären, daß dieser besonders wichtige, aber vielleicht auch besonders komplizierte Abschnitt der Tektonik gleichsam immer noch die Phase durchläuft, daß langfristig Faktenmaterial gesammelt wird. Es dürften auch nicht mehr länger die verschiedenartigen (wenn auch interessanten) Falten, Rupturen, Schieferungen usw. untersucht werden, indem diese doch eigentlich gleichartigen Elemente voneinander isoliert betrachtet werden. Darauf ist bereits hingewiesen worden (PATALACHA u.a. 1974, S. 201-202).

Wird die innere Struktur deutlich erkennbarer Faltenzonen aufmerksam betrachtet, so steht doch trotz all ihrer auf jeden Fall vorhandenen Verschiedenheit und Besonderheit (geologische Objekte sind einmalig) außer jedem Zweifel, daß die Entstehung der "Faltung", wie wir diese Erscheinung mit einem einheitlichen (bereits zum Sammelbegriff gewordenen) Terminus bezeichnen, im wesentlichen durch zwei Faktoren reguliert wird, und zwar durch die lithologische Zusammensetzung der Schichten, d.h. ihre Viskositätseigenschaften, und durch den Intensitätsgrad des Prozesses der tektonischen Verformung, wozu noch dessen Geometrie (Achsenrichtung) kommt. Die Bedeutung anderer Faktoren jedoch kommt entweder in der Zusammensetzung und Viskosität der Schichtfolgen (Thermodynamik) zum Ausdruck oder sie ist so unbedeutend (Kinetik), daß sie vernachlässigt werden kann. Bei gegebener Lithologie und thermodynamischen Bedingungen kann deshalb als Maß für Verschiedenheit und Besonderheit jeder der genetischen Typen der Geosynklinalfaltung der Grad der tektonischen Verformung der Schichtfolgen dienen (Dislokation, Deformation). Der Verformungsgrad kommt als besondere Strukturparagenese zum Ausdruck. Somit ergibt sich die Definition der Tektonofazies: Die Tektonofazies ist der strukturell-paragenetische Ausdruck des Intensitätsgrades der tektonischen Verformung. Mit anderen Worten: die Tektonofazies ist die Wiedergabe der Reifestadien jedes der genetischen Typen der Faltung. Sie stehen in Wechselbeziehung zum Grad der tektonischen Verformung und der Strukturparagenese der geschichteten Serien für einen lithologisch (und thermodynamisch) bestimmten Entwicklungsumstand. Es sind Fazies der Faltung oder der Faltenbildung.

Bestimmend für Geosynklinalen ist der Bruchzonen-gebundene Typ der Faltung. Wir konzentrieren deshalb unsere Aufmerksamkeit gerade auf diese besonders für das Verständnis der tektonischen Verformung in den Geosynklinalen wichtige Art der Tektonofazies, auf die Bruchzonenfaltung ("alpinotyp", "germanotyp" u.a.). Gleichzeitig läßt sich zeigen, daß die Bildung auch anderer Faltungstypen, durch entsprechende Prozesse voll ausgeprägt, entweder zu einer wesentlichen Strukturparagenese oder zu einer dieser Erscheinung sehr nahekommenden Strukturparagenese führt. In dieser Beziehung hat sich eine wesentliche Strukturparagenese, die früher als detaillierte Zusammenfassung besonders behandelt wurde (PATALACHA 1970), offensichtlich aus aussichtsreich erwiesen (KASAKOW 1976; MILLER 1975; ABRODIN 1977; SCHABIN 1977; MITRAJEWA 1977; PATALACHA, 1977 u.a.). Bei den Versuchen, die Tektonofazies besonders herauszustellen, ist die quantitative Bewertung des Intensitätsgrades der tektonischen Verformung (die Bewertung des Deformationsgrades der gefalteten Schichten) von großer Bedeutung. Wir hatten den Versuch unternommen, diese Art der Bewertungen zu begründen, getrennt für Biege-Deformationen, für Bruchbildung und Dynamometamorphose. Grundlage dafür bildeten entsprechende Methoden (PATALACHA 1962 a, b; PATALACHA 1967; PATALACHA & GIORGOBIANI

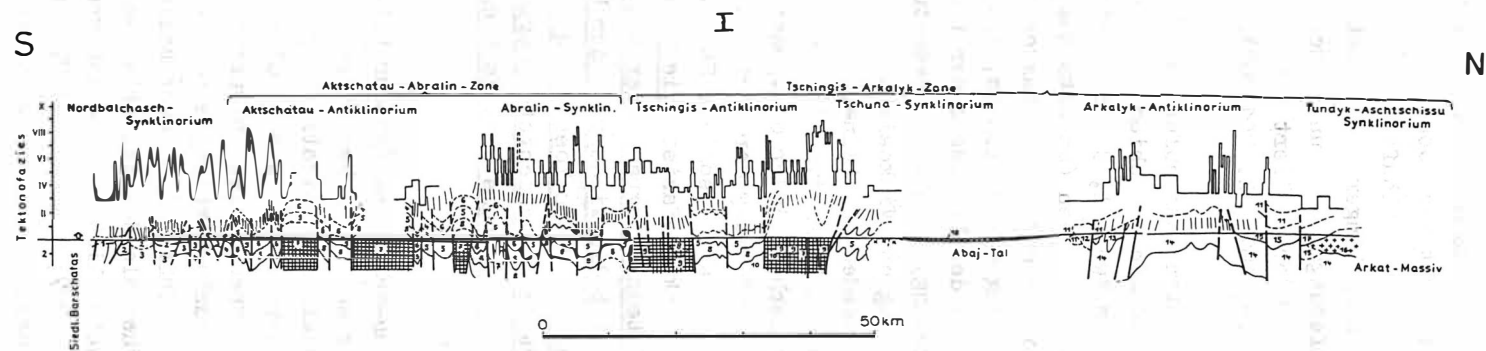


Abb. 2 Tektonofazies der Tschingis-Faltenzone (nach A.I. LUKIENKO, G.A. SOKOLENKO).

I - Schnitt, II - lithologisch-stratigraphische Profilsäule  
(nach L.N. KLENINA, W.I. TITOW, T.M. SHAUTIKOW, I.F. NIKITIN, S.M. BANDALETOW u.a.).

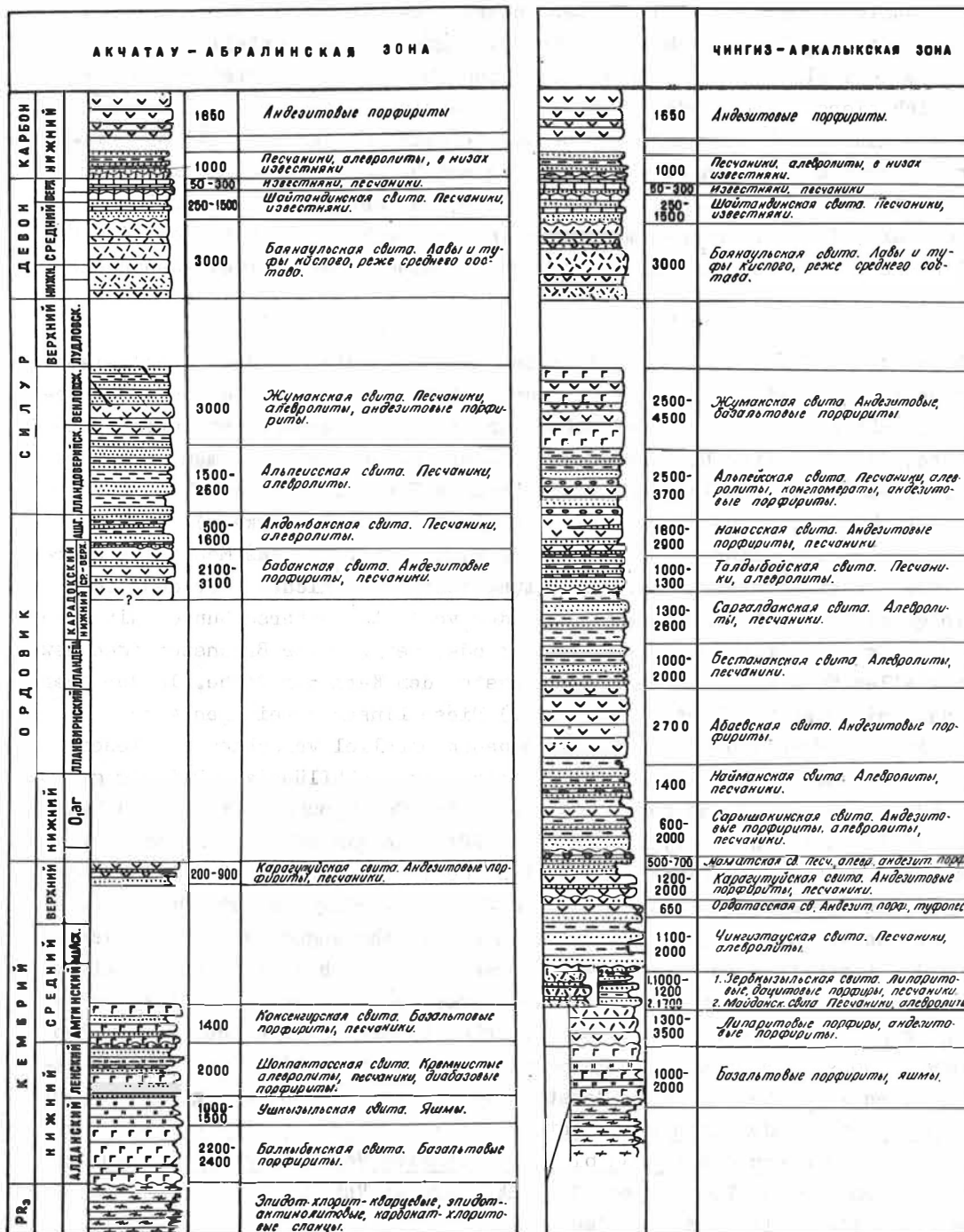


Abb. 2

II

1975 a; PATALACHA u.a. 1974; PATALACHA & POLJAKOW 1974). Andere, wesentliche Arbeiten zu diesem Problem sind in der Literatur nicht erschienen, was an sich bereits symptomatisch ist.

Bei der Ausarbeitung der erwähnten Methodik gingen wir von den in der Literatur üblichen Vorstellungen über die tektonische Verformung als gewöhnlichem Deformationsprozeß eines kompakten Metalls aus. Jetzt ist es gelungen, die außerordentlich große Zerstückelung und Ungleichförmigkeit (diskreter Kontrastcharakter) bei der Klärung der tektonischen Verformung in Querschnitten von Faltungszonen festzustellen. Diese Verformung ändert sich vielmehr sprungförmig sogar innerhalb kurzer Entfernungen. Erkannt wurde die sich hieraus ergebende Gefahr von Extrapolationen oder Mittelwertbildungen bei der Verwendung natürlicher Dokumente der Deformation (kleine Falten, Oolithe, Konkretionen, Gerölle usw.) in bezug auf Fläche und Umfang. Wir haben uns faktisch von der Notwendigkeit überzeugt, all das zu überprüfen, was bereits in dieser Beziehung getan wurde, und zwar auf der Grundlage methodologisch neuer Vorstellungen über den Mechanismus des Dislokationsprozesses, die ausführlich in einer Spezialarbeit behandelt wurden.

Das Wesentliche dieser Vorstellungen besteht im folgenden: Die Faltungszonen weisen grundsätzlich eine linsenförmig-streifige (oder dem nahekommende) Struktur auf. Sie ergibt sich aus einer zähflüssigen, fast den Schwellenwert erreichenden, laminaren Gleitung der Erdkruste, die letztlich Deformationen in sehr großen Bruchsystemen (im Range von Formationen) stimuliert. Grundlage der kinematischen Einheit ist die tektonische Linse (Hauptsstrukturblock); seine Ausmaße sind in der Breite (Mächtigkeit) 5 bis 10 km und mehr, während Längs- und seine Vertikalausdehnung die Breite um das Mehrfache über treffen. (Die Linsen- oder Blockstruktur der Faltungszonen sind nicht immer deutlich ausgeprägt. Infolge eines ungenügenden Maßstabes oder von Detailuntersuchungen wird sie nicht selten nur in fragmentarischer Form einzelner oder verstreuter Bruchstörungen usw. wahrgenommen. Das alles ändert aber nicht im geringsten den Kern der Sache. In der obersten Erdkruste vereinigen sich Brüche sehr häufig.) Diese Linsen vereinigen sich in einer besonderen Art und Weise, da sich die Bruchebenen parallel verschieben. Dieser Vorgang läuft mit einer seitlichen Kompression infolge einer zähflüssigen Reibung gegen die Seiten anderer Linsen ab und führt dazu, daß eine Schleppung auftritt und Falten (Laminarströmung) entstehen. Im typischen Fall läßt sich ein völlig ausgeprägter Zonenbau der inneren Struktur der Linse feststellen, bedingt dadurch, daß die tektonische Verformung an den Rändern am stärksten und im Kern am geringsten ist. Dabei erreicht die tektonische Verformung (wenn auch nur in einem sehr engen Bereich) in der äußersten Schale der Linse ihre ausgeprägtesten Formen (dynamisch verformter Schiefer, extreme Linearbildung usw.). Im zentralen Teil des Kerns dagegen ist die Verformung am schwächsten ausgeprägt (nicht selten tritt eine schräge Lagerung der nichtdeformierten Schichten auf usw.), wozu eine natürliche Reihe allmählicher gleichförmiger gegenseitiger Übergänge zwischen ihnen kommt. Diese Gesetzmäßigkeit ermöglicht, die gesamte natürliche Reihe der Strukturveränderungen geschichteter Medien von der maximalen tektonischen Verformung an den Rändern der Linsen bis zur minimalen Verformung im Zentrum zu verfolgen. (Mit anderen Worten: Vom Maximum der tektonischen Verformung in der Nähe des Bruches bis zum entfernt liegenden Minimum.)

Die Vorzüge dieser Art, Tektonofazies gesondert zu behandeln, beruht darauf, daß zum jetzigen Zeitpunkt durchaus nicht jeder Tektonofazies bereits quantitative Kennwerte der Deformation (Einengung, Weitung, Verschiebung) zuzuordnen sind. Sie sind erstens vorläufig noch recht sporadisch, da die natürlichen Zeugen der Deformation (Oolithe, Kleinfalten usw.) nicht durchgängig entwickelt sind. Sie sind auch noch recht wenig sicher, weil der eigentliche tektonische Verformungsprozeß in jedem konkreten Falle noch nicht genügend erkannt ist. Das eröffnet zweitens die Möglichkeit, - wenn vorläufig nur mit einem relativen Grad der tektonischen Verformung gearbeitet wird -, Tektonofazies dort auszugliedern, wo in der Perspektive ihre quantitative, absolute Identifikation gegeben ist, und zwar in dem Maße, wie sich unsere Kenntnisse über den Verlauf der tektonischen Verformungsprozesse vervollständigen. Diese Prozesse verlaufen unter den verschiedenen tektonischen, thermodynamischen und lithologischen Bedingungen ausgesprochen spezifisch.

Dieses Prinzip legten wir der Gliederung der Tektonofazies zugrunde. Daraus ergibt sich die potentielle Möglichkeit, natürliche Reihen von Tektonofazien aufzustellen, in denen die tektonischen Linsen räumlich untergliedert sind und die deren innere Strukturzonalität bedingen (Abb. 1). Die weitere Aufgabe bei der Gliederung der Tektonofazien besteht darin, zu bewerten, welche Veränderungen nun in der Struktur der geschichteten Serien beim Übergang von den Rändern zum Mittelpunkt der Linsen festgestellt werden. Mit anderen Worten: es sind die kritischen Strukturelemente (Indexelemente) oder die Spezifik ihrer Entwicklung herauszustellen, die die räumlichen Grenzen der Tektonofazien und deren innere Struktureigentlichkeit bestimmen könnten, wobei mit den kleinsten Ausmaßen begonnen und im Großmaßstab geendet wird, d.h. mit einem Maßstab, der mit der Linsengröße selbst vergleichbar ist. Diese Spezialuntersuchungen erfolgten in den vergangenen Jahren in einigen Faltungszonen Kasachstans, nämlich in den Zonen Uspenka, Karatau, Tschu-Ilijsk, Tschingis, Saissan u.a. Unsere Beobachtungen wurden entlang von quer zu den Strukturen verlaufenden Traversen durchgeführt, wobei geologische Struktur-schnitte angefertigt wurden (Abb. 2 - 4). Aktiv beteiligten sich an dieser Arbeit A.I. LUKIENKO, W.A. DERBENEV, W.A. BELY, G.A. SOKOLENKO, W.W. KOROCHKIN u.a. Beim Passieren der Traversen, wie auch in anderen Gebieten Kasachstans, gelang es, relativ deutlich und ohne besondere Schwierigkeiten vor allem drei Gruppen von Tektonofazies festzustellen: 1) Gruppe A - Tektonofazies des Kerns (oder auch rückwärtige Fazies, sofern sie in bezug auf den Bruch bezeichnet werden) mit nur geringer tektonischer Verformung; 2) Gruppe B - Tektonofazies der Zwischenlage mit mittlerer tektonischer Verformung; 3) Gruppe C - Randtektonofazies (oder frontale, wenn sie in bezug auf die Bruchzone untersucht werden) mit starker tektonischer Verformung.

Die Unterschiede dieser Gruppen sind sogar in bezug auf rein äußerliche Merkmale hinreichend klar. So entspricht die Gruppe C den typischen Tektoniten mit ausgeprägter Lineation. Sie markiert enge Bruchzonen und die extreme Geradlinigkeit der gefalteten Formen. Die Gruppe B entspricht insgesamt Schichtfolgen mit mittlerer Dislokation, die bereits das Stadium der "Homogenisierung" (festgestellt durch die Entwicklung der durchgängigen Schieferung) durchgemacht haben, Gruppe A entspricht den "frischen" Gesteinen mit schwacher Dislokation. Dazu kommen Flexur-Koffer-Morphologie der Falten, häufig embryonale, gebrochene, selektive Schieferung usw.

Aufgrund einer gründlicheren, vergleichenden Untersuchung dieser drei Gruppen von Tektonofazies, wobei die deformierten Einschlüsse und Körner, die Falten sowie der Ausdrucksform der Schieferung als Funktion der Lithologie usw. mit dem gefundenen theore-

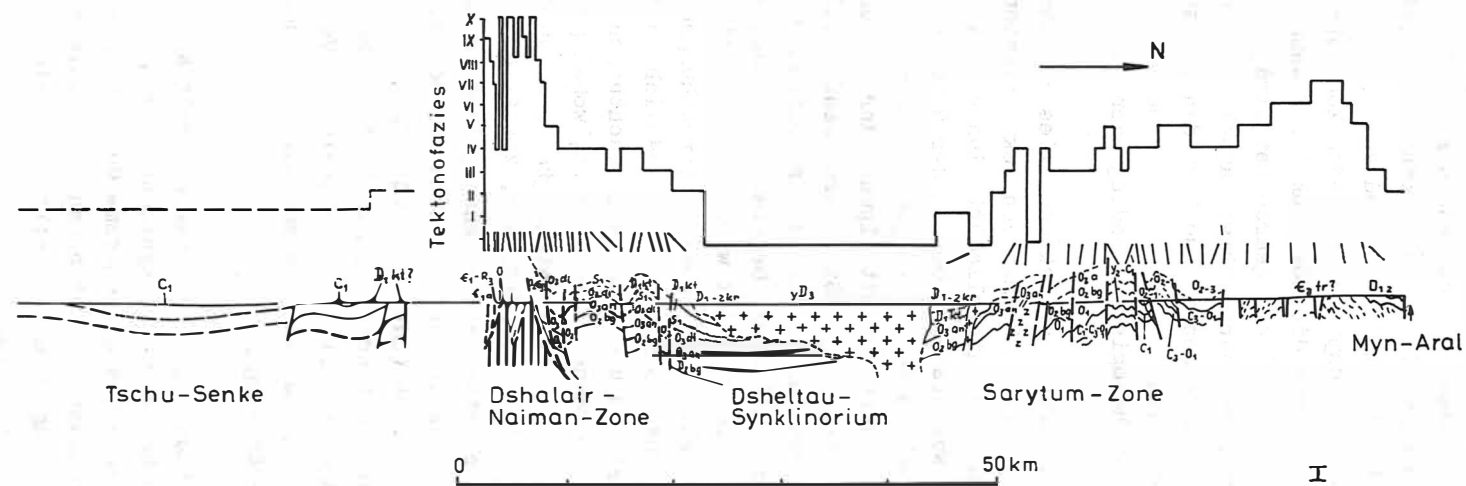


Abb. 3 Tektonofazies der Tschu-Ilijsk-Faltenzone (nach A.I. LUKIENKO, W.W. KOROBKIN).  
 I - Schnitt; II - lithologisch-stratigraphisches Profil (nach E.S. KITSCHMAN,  
 L.M. PALEZ, S.G. TOKMATSCHWA, A.G. KUZNETSCHOWSKI, u.a.).

II

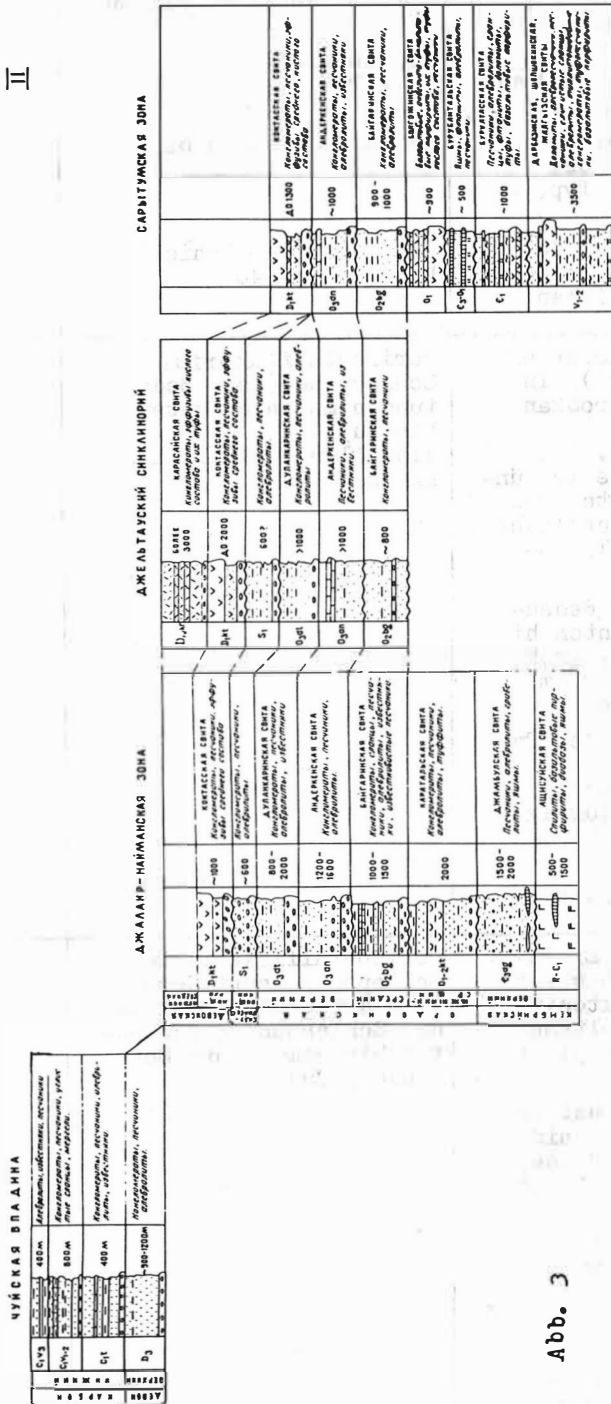


Abb. 3

Tabelle 1:

Merkmale der Tektonofazies

Tektonofazies	Strukturelemente der Paragenese		Evolutionsstadium der Faltung	Koordinatensystem
	Strukturelemente	Elemente der Falten		
1 2	3	4	5	6
A I	Embryonalschieferung, Gesschiebtet in Aleurolithen	Schichtefinfallen bis zu 5 - 10°		
II	Embryonalschieferung in der Achsenfläche in Aleurolithen; as-ws-Klüftung	Schichtginfallen bis zu 15 - 20°		
III	Vollkommene Schieferung in den Aleurolithen; as, ws Adern vom alpiden Typ, 1. Generation	Schichtginfallen bis zu 25 - 30°	J u n g e r	
IV	Embryonale Miniatur 1a, 1b; stark gebrochene Schieferung in Aleurolithen	Einfallen der Schichten bis zu 35 - 40°		
B V	Durchgehende Schieferung ("Homogenisierung"). In den Sandsteinen grobkantige Mikrolithone (Dicke 7 - 10 cm). Pseudokonglomerate in dünnen Wechsellagern von Sandstein und Aleurolithen. Verschwunden der Wachstumsmuster	Horizontalflexurfalten, Schlepplung (ihre Bedienung nimmt nach unten hin zu). Einfallen der Schichten mit über 40°		
VI	aw-Rupturen (ihre Bedienung nimmt nach unten hin zu). Mikrolithone, groß, linsenförmig, 3 - 7 cm dick in Sandsteinen	-	R e i f e	
VII	aw, Adern vom alpiden Typ. 1. Generation. Mikrolithone, plattenförmig und linsenförmig, 1 - 2 cm dick, in Sandsteinen.	-		
VIII	Erste vollkommene Lineation (nach unten hin ist sie seltener). Tektonite (nach unten hin seltener). as, ws-Gänge vom alpiden Typ. 2. Generation. Lineationsbildung (nach unten hin seltener). Mikrolithone, plattenartig, 0,5 - 1 cm dick, in Sandsteinen.	Horizontalflexurfalten, Schlepplung hauptsächlich der Schieferung und der Schichtung (nach unten hin nimmt ihre Bedeutung zu)		
IX	Mikrolithone, plattenförmig, 0,2 - 0,5 cm dick	-		
X	Dynamisch verformte Schiefer, Pseudotachylite, Mikrolithone, bis 1 - 2 mm dick, in Sandsteinen; Bänderung und Fältelung, aw, Gänge vom alpiden Typ. 2. Generation.		A l t e r	
				a - Seltene Lineation, Lage a und aw wird kontrolliert vom Typ des Grenzbruchs
				aw - subvertikal, aw - Achsenfläche, ws - horizontal, w - Faltenachse



tischen Modell des Dislokationsprozesses (Verschiebungsströmung) verglichen werden, können diese Gruppen noch stärker gegliedert werden. Mit hinreichender Sicherheit konnten insgesamt 10 Tektonofazies unterschieden werden: in der Gruppe A - 4 (I-IV), B - 3 (V-VII) und in der Gruppe C - 3 (VIII-X). Die Merkmale und Kriterien ihrer Gliederung sind in den Tabellen 1 und 2 angegeben. Diese Kriterien standen Kriterien nahe, die zuerst in der Faltenzone Uspenka gefunden wurden (PATALACHA 1970). Sie wurden später anhand des Beispiels der überwiegend Sandstein-Aleurolith-Schichtfolgen des kaledonischen Stockwerks Karatau detailliert (PATALACHA & GIORGOBIANI 1975 b). Im Unterschied zur Karatau-Faltenzone jedoch mußte die Tektonofazies, die früher als V bezeichnet wurde, in V-X aufgegliedert werden. Eine direkte Wechselbeziehung zwischen der Morphologie der Faltung und der Stärke der tektonischen Verformung (Stärkeangabe der Tektonofazies nach Punkten) ist bei einer so starken Aufgliederung bei den Tektonofazies der Gruppe B festgestellt, obwohl sich die allgemeinen Tendenzen klar abzeichnen. (Dabei ist zu berücksichtigen, daß konkrete Tektonofazies in bezug auf die Größenordnung nicht selten als Bestandteil gewisser "elementarer" Faltungsformen auftreten.)

Einen guten Dienst zur Gliederung der Tektonofazies leisteten die festgestellten Korrelationsbeziehungen der tektonischen Verformung in den Schichten mit unterschiedlicher lithologischer Zusammensetzung. Während in den Tonschiefern eine vollständige Schieferung in der Achsenfläche direkt zu Beginn der tektonischen Verformung eintritt (bereits bei dem Grade der Tektonofazies I), erwies sich in den Aleurolithen und Sandsteinen die Entstehung und Entwicklung dieser Schieferung als äußerst artgebunden. In den Aleurolithen entsteht zuerst eine embryonale (unvollkommene) Schichtschieferung mit einem statistisch äußerst flachen Neigungswinkel des Gesteins (bis  $5-10^{\circ}$ ). (Hier und anschließend operiert der Autor mit den Neigungswinkeln der Schichten, wobei er sie als Kriterien für die Deformation verwendet, weil in den Faltungszonen Kasachstans Bruchstörungen vorherrschend steil stehen.) Damit ist die Tektonofazies I bestimmt.

Tabelle 2: Orientierende kinematische Beschreibung der Tektonofazies (aufgestellt entsprechend der neuen Konzeption des Dislokationsprozesses)

Tektonofazies	Verschiebungswinkel in Grad	Faltungskomponente, Ec (-) in %	Dehnungskomponente, Ea (+) in %
I	10	9	10
II	20	17	20
A III	30	29	40
IV	40	38	60
V	50	45	80
B VI	60	55	120
VII	70	67	200
VIII	80	83	480
C IX	85	91	1060
X	90	100	

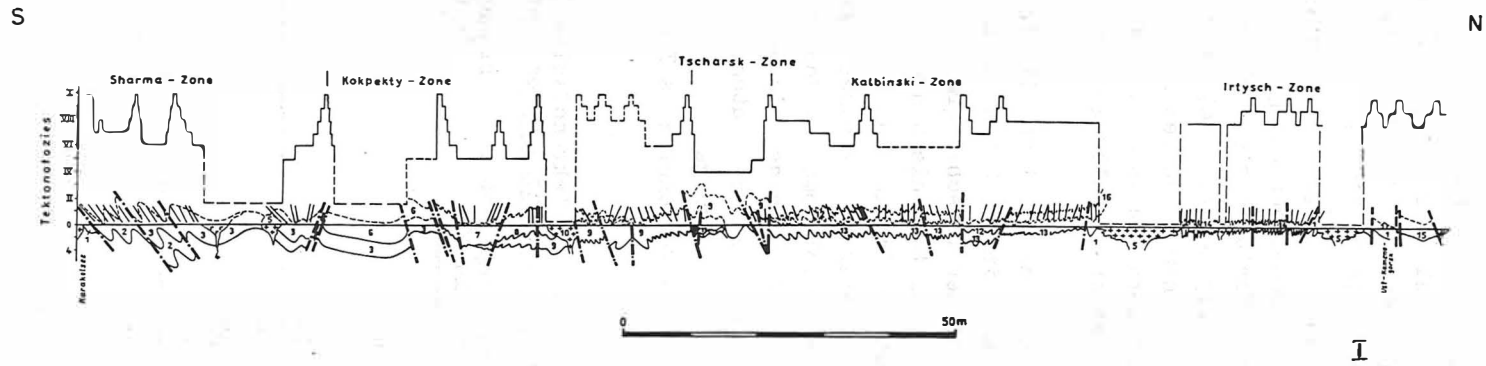


Abb. 4 Tektonofazies der Saissan-Faltenzone  
(nach A.I. LUKIENKO, W.A. DERBENEW, G.A. SOKOLENKO).

I - Schnitt; II - lithologisch-stratigraphisches Profil (nach  
I.A. ROTARASCH, N.I. STUTSCHEWSKI u.a.).

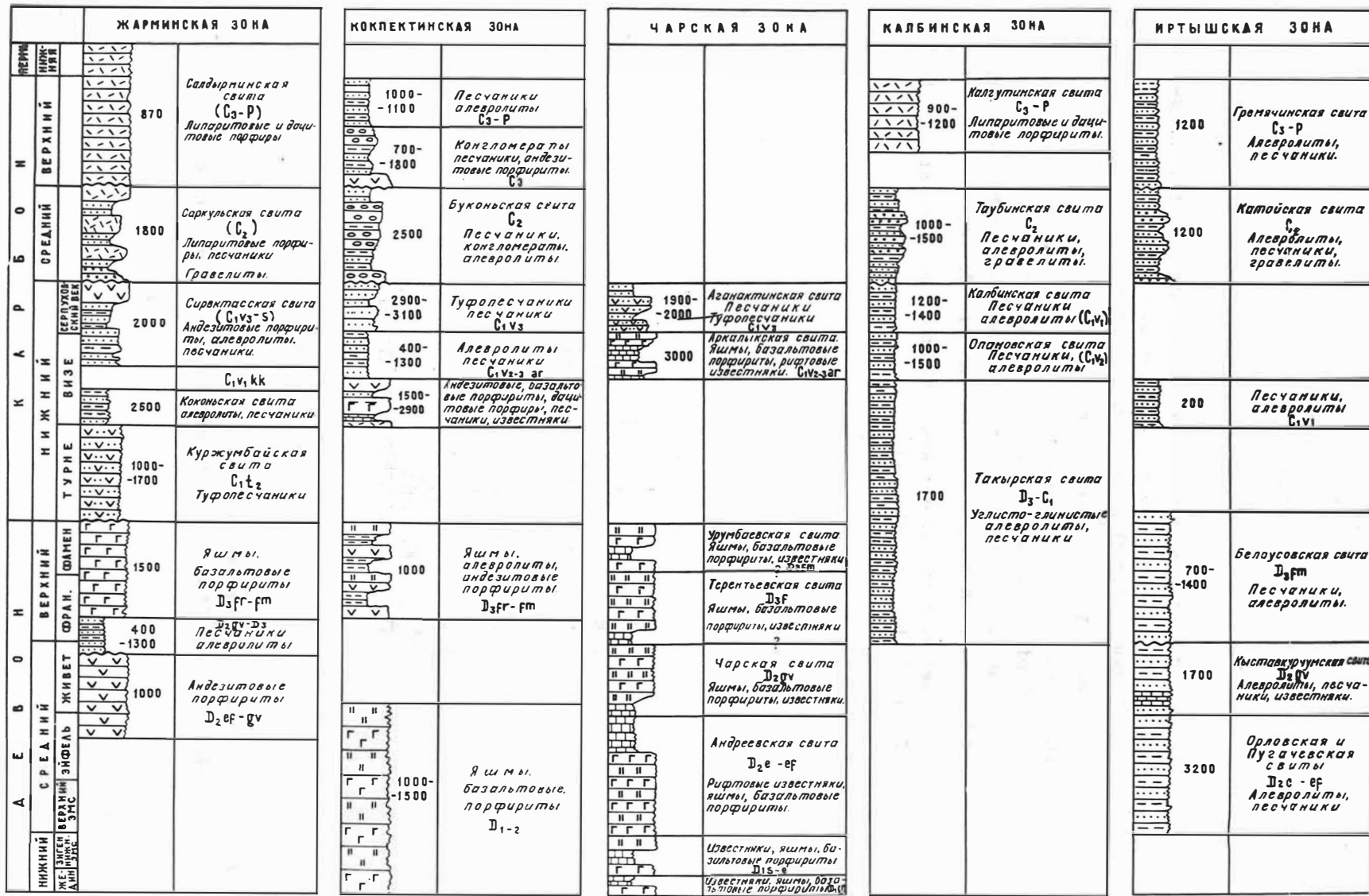


Abb. 4

II

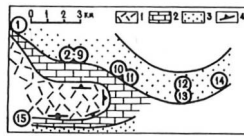


Abb. 5 Schema der Fundstellen von deformierten, ursprünglich sphäroidischen Konkretionen (über 2 100 Exemplare) in der Uspenka-Zone (Umgebung der gleichnamigen Lagerstätte):

1 - saure Vulkanite der Givet-Frasne-Stufe, 2 - Kalksteine und Kohle-Tonschiefer (mit Konkretionen), 3 - Sandsteine und Aleurolithe (mit Konkretionen) der Tournai-Stufe, 4 - Schichtlagerung. Schieferung E--W streichend und vertikal. Die große Längsachse der Konkretionen liegt im Fallen der Schieferung.

Die einzelnen Fundorte der Konkretionen sind durch Ziffern bezeichnet (Tab. 3 und Abb. 6).

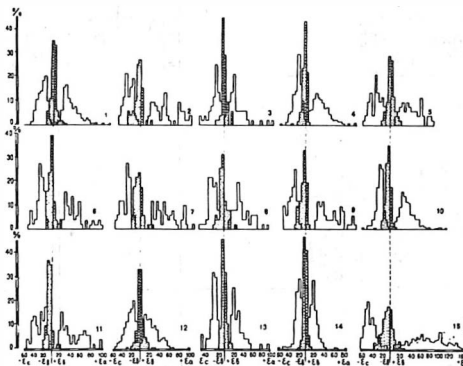


Abb. 6 Variationshistogramme der Deformationskomponenten zur Einengung - Weitung. Symbole wie sonst in dieser Arbeit.

Danach bildet sich bei steilerer Lagerung der Schichten (bis  $15-20^{\circ}$ ) in den Aleurolithen (nicht selten neben den bereits erwähnten) eine subvertikale embryonale Schieferung der Achsenfläche (sie schneidet die vorhergehende). Damit wird die Tektonofazies II abgesondert. Bei noch steilerer Lagerung des Gesteins (bis  $25-30^{\circ}$ ) entsteht bereits eine vollkommene Achsenflächen-Schieferung (Tektonofazies III). Hier entstehen auch die Serien as und ws der linsenförmigen Sekretionsadern vom Typ der ersten Generation. Die Tektonofazies IV ist dadurch gekennzeichnet, daß im allgemeinen das Gestein noch steiler einfällt (bis  $35-40^{\circ}$ ), die Schieferung nimmt zu (in Schichten mit Tonsandsteinen und Kalksandsteinen u.a.), außerdem entsteht eine Schieferungsbrechung, am besten allerdings in den Aleurolithen. Bei der Tektonofazies V - fallen hier die Schichten noch steiler ein (bereits nicht mehr so einfach unterscheidbar), mit mehr als  $40^{\circ}$  - tritt die Schieferung in Sandsteinen mit Quarz-Chlorit-Sericit-Zement auf. Es sind große, eckige 7 - 10 cm mächtige Linsen. Das weitere Anwachsen der tektonischen Verformung führt zu einer gesetzmäßigen Verkleinerung der Mikrolithone der Sandsteine, was zu einigen anderen ausgeprägteren Merkmalen in Beziehung steht: Tektonofazies VI - ovale linsenförmige 3 - 7 cm Mikrolithone; VII - abgeflachte linsenförmige 1 - 2 cm Lithone; VIII - plattenförmige 0,5 - 1 cm dicke Mikrolithone; IX - 2 - 5 mm dicke Platten; X - bis zu 1 - 2 mm dicke Platten.

In Dünnschliffen sieht man, wie auf diesem Untergrund das Material der Sandsteine allmählich in das allgemeine Fließen einbezogen wird, wie sich allmählich die Brüche erweitern, wie sich die Linsen verdichten und anschließend verschwinden usw. Eine sehr wichtige Feststellung: diese Abstufung der Sandsteine nach dem Grad ihrer tektonischen Verformung, wie sie zuerst in der Uspenka-Zone, in Karatau, Dshungaria und im Kandyktas-Gebirge festgestellt wurde, ist später (bereits von anderen Forschern) in der Faltungszone Tschingis bestätigt worden. Außerdem konnte sie hier den Sediment-Tuff-Gestein des Altpaläozoikums zugeordnet werden. Mehr noch: sie konnte gut in Wechselbeziehung gebracht werden mit der Abstufung der Tektonofazies in Vulkaniten, - Lava und vulkanischer Tuff (Andesite und Basalte). Für Basalte wurden (nach A.I. LUKIENKO u.a.) folgende Merkmale der Tektonofazies festgestellt:

- III - grobe, große brekzienartige Absonderung; sie entsteht durch die Ungeordnetheit des sich verflechtenden Systems von sich markant verzweigenden, gleichsam formlosen Rupturen;
- IV - Rupturen mit geordneter allgemeiner Orientierung, gebogen, sie bilden ein Linsensystem, das eine Mächtigkeit zwischen 15 - 30 cm bis 5 - 15 m aufweist;
- V - eine deutlich ausgeprägte, im allgemeinen geradlinige Schieferung zerteilt 1,5 - 15 cm dicke "Platten";
- VI - eine ziemlich vollkommene Schieferung zerteilt 0,7 - 1,5 cm dicke "Platten";
- VII - eine vollkommen ausgeprägte Schieferung zerteilt 0,3 - 0,8 cm dicke "Platten";
- VIII- Tektonite: es sind ganz feine Relikte der Ausgangsgesteine vorhanden, die Dicke der Mikrolithone beträgt 0,1 - 0,3 cm, deutliche Geradlinigkeit;
- IX - ganz feiner Schiefer, das ganze Material ist in das Fließen einbezogen, ausgeprägte Geradlinigkeit;
- X - dynamisch verformter, gebänderter Schiefer.

Die Tektonofazies wurden (für alle untersuchten Faltungszonen Kasachstans) vorbereitend im Gelände geklärt und anschließend durch Laboruntersuchungen präzisiert (mikroskopische Untersuchungen, Berechnungen der Deformationen usw.). Jede Traverse wurde in ihre natürlichen aufeinanderfolgenden Tektonofazies-Reihen gegliedert (einfacher ausgedrückt, die tektonischen Linsen oder ihre Fragmente wurden festgestellt), die darauf miteinander verglichen wurden. Die Profile (Abb. 2 - 4), über die in Form von Histogrammen die Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Entwicklung der Tektonofazies angegeben sind, bringen den den Faltungszonen eigenen, besonderen Kontrastcharakter der tektonischen Verformung zum Ausdruck. Diese Verformung wurde durch eine schnelle (bis sprungartige) Veränderung der Tektonofazies hervorgerufen. Dabei wird eine allgemeine Wechselbeziehung zwischen dem Charakter der Histogramme und der Lithologie der am stärksten entwickelten Schichtfolgen in der Größenordnung der Faltungszonen festgestellt. So zeichnet sich die Tschingis-Faltungszone, die sich aus außerordentlich harten vulkanogenen und terrigenen Serien zusammensetzt, durch maximalen Kontrastcharakter aus (Zerfurchung des Histogramms). Der Kontrastcharakter ist hier so groß (die Breite der "Spitzen" beträgt teilweise mehrere hundert Meter), daß die Ausgangshistogramme bei der Anfertigung der Abbildung 3 wesentlich schematisiert werden mußten. Die charakteristische Zerfurchung der Histogramme schwankt hier im Bereiche der Tektonofazies III bis VII-VIII. Einen geringeren Kontrastcharakter weisen die Saissan-Faltungszone und die Tschu-Ilijsk-Faltungszone auf, die hauptsächlich aus Sandsteinen und Schieferfolgen gebildet werden.

So variiert die Zerfurchung der Histogramme der Saissan-Zone meist zwischen V-VI bis IX-X, obwohl sie in tektonischer Beziehung homogener ist. Im Unterschied zur Tschingis-Zone sind die Maxima im allgemeinen aber unvergleichlich eng (einige hundert Meter) gegenüber den breiten sie teilenden gleichförmigen Geländestreifen (viele Kilometer). Das allgemeine Bild sieht etwa so aus, wie es für die Karatau-Faltungszone festgehalten ist (Abb. 1).

Für alle Faltungszonen sind ausnahmslos mehr oder weniger enge Reliktblöcke nichtverformten oder fast nichtverformten Gesteins charakteristisch (mit horizontaler Schichtung u.a.). Neben den Tektonitstreifen betonen auch sie den allgemeinen Kontrastcharakter.

Wichtig ist folgende Tatsache: die tektonische Verformung ist in den Details von der Lithologie der Gesteine völlig unabhängig. Somit ist der Kontrastcharakter der tektonischen Verformung von Faltungszonen als dokumentarisch bewiesene Erscheinung anzusehen. Besonders lehrreich ist in dieser Beziehung das Anschauungsmaterial im Gebiete der Uspenka-Faltungszone. In der Umgebung der gleichnamigen Grube sammelten wir in Gesteinen des Tournai und Famenne über 2100 vorzüglich durch die Verwitterung präparierte deformierte Konkretionen, die eine völlig ellipsoide Form aufweisen (PATALACHA 1967). Die Konkretionen wurden in zwei je einige hundert Meter breiten Streifen gesammelt (ein Streifen im Tournai: Punkte 1 - 14 auf Abb. 5 und in Tab. 3, ein Streifen im Famenne: Punkt 15). Bei einer derartigen räumlichen Nähe der Sammelpunkte (die Flächen betragen im Grunde genommen nur einige hundert Quadratmeter) und bei der vollkommenen Form der deformierten Konkretionen und auch bei der zweifellosen Verwandtschaft ihrer ursprünglichen Form mit einer Kugel setzte uns der enorm große Bereich der Deformation in Erstaunen, den diese natürlichen Zeugen einnahmen. Das beweisen treffend die dargestell-

Tabelle 3: Ungleichmäßigkeit der Deformation ursprünglich sphäroider Konkretionen im Gebiet der Uspenka-Faltungszone

Komponenten von Verkürzung-Dehnung	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ec (-)	25	28	18	18	33	28	28	25	28	23	25	18	20	13	50
Ea (+)	40	50	25	25	45	40	50	40	50	40	50	23	28	18	100
Eb	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-3	-8	0	-3	-3	-3
Anzahl der Konkretionen	250	50	50	252	50	50	50	50	50	346	50	320	50	250	300

ten Histogramme (Abb. 6). Wir möchten übrigens bemerken, daß die von uns verwendeten Komponenten der Deformationen zur quantitativen Einschätzung zu den Formen der Mechanik von Enddeformationen gehören und daß gerade darin ihre Zweckmäßigkeit liegt. Versuche sie durch andere Größen "ersetzen" zu wollen, dürften mehr als seltsam sein.

#### Literatur

- BADGLY, P.C.: Structural and Tectonic Principles.  
New York: 1965
- KAZAKOV, A.N.: Deformacii i naložennaja skladčatost' v metamorfičeskich kompleksach (Deformationen und überlagerte Faltung in metamorphischen Komplexen).  
Leningrad: Verlag Nauka 1976
- MILLER, J.V.: Osnovnye principy opredelenija raznovozrastnosti i poslegovatel'nosti razvitiya strukturnych form. (Hauptprinzipien zur Bestimmung des unterschiedlichen Alters und der Aufeinanderfolge in der Entwicklung von Strukturformen).  
Geotektonika (1976) 6
- MITRJAIEVA, N.M.: Teksturnye priznaki otnositel'nogo vremeni rudootloženiya i dinamometamorfizma. (Texturmerkmale in bezug auf die Zeit der Erzablagerung und der Dynamometamorphose)  
Geol. rudn. mestor. Jg. 1977, 4
- PATALACHA, E.I.: Analiz odnorodnoj plastičeskoj deformacii v svjazi s izučeniem vnutrennyh deformacij gornych porod. (Analyse einer homogenen plastischen Verformung in Verbindung mit der Untersuchung innerer Verformungen von Gesteinen)  
Izvest. Akad. nauk Kazach. SSR, geologija, Jg. 1962, 6
- PATALACHA, E.I.: Deformacija konkretij Uspenskogo mednogo mestoroždenija v Central'nom Kazachstane. (Deformation der Konkretionen der Uspenka-Erzlagerstätte in Zentralkasachstan)  
Izvest. Akad. nauk Kazach. SSR, geologija, Jg. 1962, 3
- PATALACHA, E.I.: Ocenka stepeni deformirovannosti skladčatych tolšč. (Bewertung des Deformierungsgrades von gefalteten Schichtfolgen)  
Werke des Instituts für Geologische Wissenschaften der Akademie der Wissenschaften der Kasachischen SSR, 1967, Heft 19

- PATALACHA, E.I.: Mechanizm voznikovenija struktur tečenija v zonach smjatija.  
(Mechanismus des Entstehens von Strömungsstrukturen in Faltungszonen)  
Alma Ata: Verlag Nauka SSR 1970
- PATALACHA, G.B.: Rudnyj dinamometamorfičeskij strukturnyj paragenezis.  
(Dynamometamorphische Strukturparagenese des Erzes)  
Izvest. Akad. nauk Kazach. SSR, Jg. 1977, 1
- PATALACHA, E.I.; GIORGOBIANI, T.V.: Protejsij metod rekonstrukcii podobnych skladok.  
(Einfachste Methode für die Rekonstruktion ähnlicher Falten)  
Geologija i geofizika, Jg. 1975, 1
- PATALACHA, E.I.; GIORGOBIANI, T.V.: Strukturnyj analiz linejnoj skladčatosti na primere chrebtu Karatau.  
(Strukturanalyse der linearen Faltung am Beispiel des Karatau-Gebirges)  
Alma-Ata: Verlag Nauka 1975 b
- PATALACHA, E.I.; POLJAKOV, A.I.: Malye skladki kak estestvennye datciki veličiny deformirovannosti porod.  
(Kleine Falten als natürliche Zeugen für die Größe der Gesteinsdeformierung)  
Izvest. Akad. nauk Kazach. SSR, geologija, Jg. 1974, 12
- PATALACHA, E.I.; SMIRNOV, A.V.; POLJAKOV, A.I.: Genetičeskie tipy geosinklinal'noj skladčatosti (Kasachstan).  
(Genetische Typen der Geosynklinalfaltung /Kasachstan/)  
Alma-Ata: Verlag Nauka 1974
- RAMSAY, J.G.: Folding and Fracturing of Rocks.  
New York: McGraw-Hill, 1967, 568 pp.
- ZABIN, A.N.: Struktury i deformacii zestkogo tela. (Geologija i geofizika.)  
(Strukturen und Deformationen harter Körper)  
Geologie und Geophysik Jg. 1975, 6
- ZABRODIN, J.V.: Zony smjatija. (Faltungszonen)  
Chabarowsk: Verlag Nauka 1977



A N H A N G

T A F E L N

zu den Beiträgen von

J. DON (S. 5 - 20)	257 - 261
A. ŽELAŽNIEWICZ (S. 59 - 74)	262 - 271
A.V. LUKJANOV; V.T. LUKJANOVA (S. 150 - 174)	272 - 285



zum Beitrag J. DON

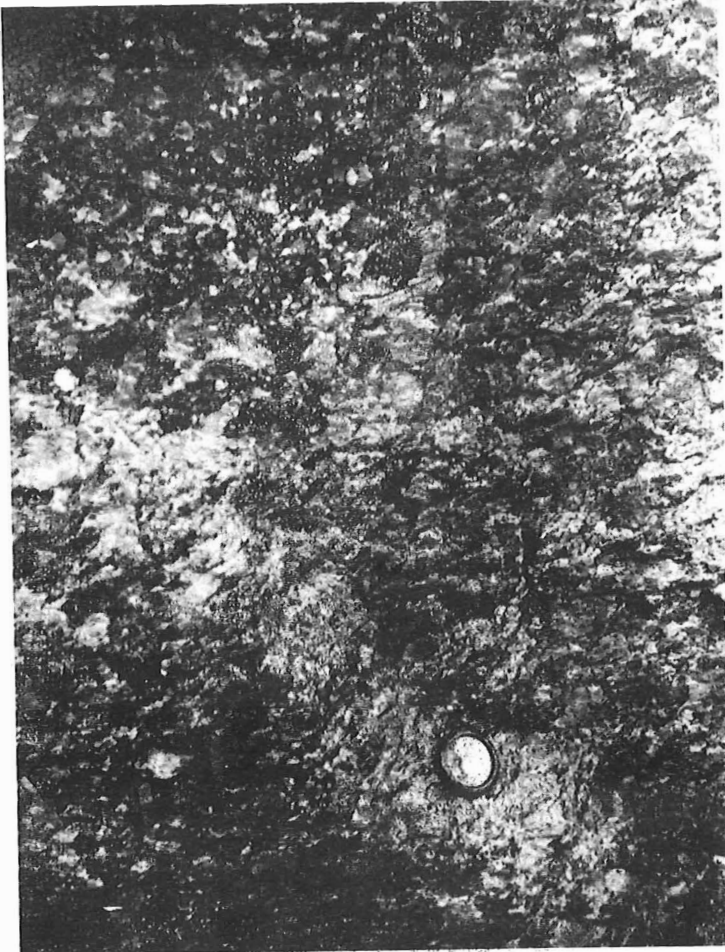
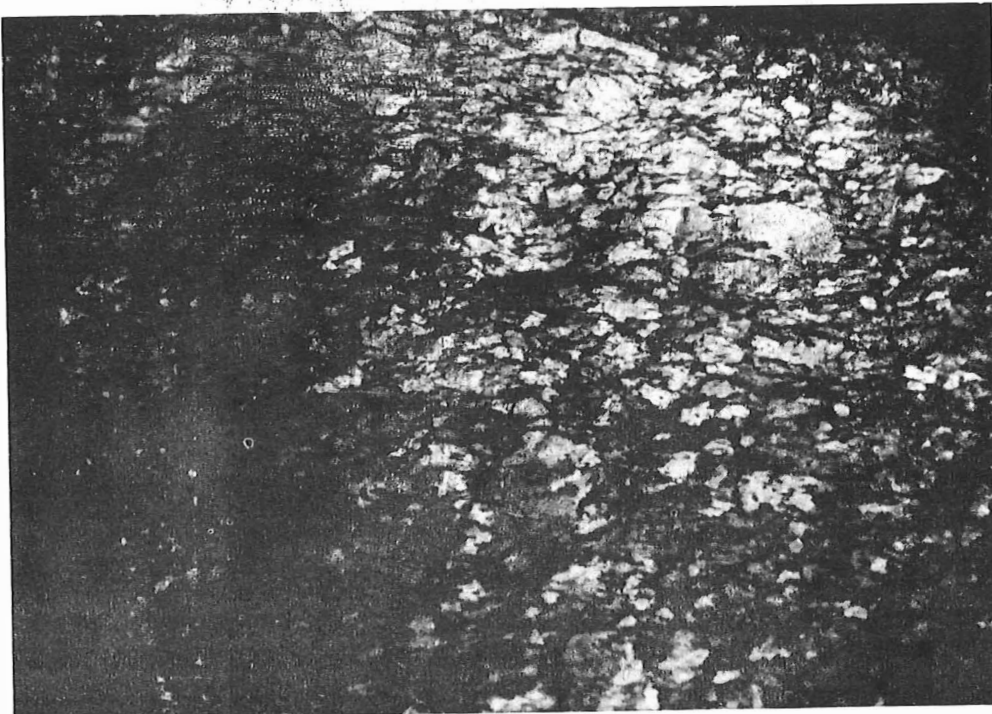
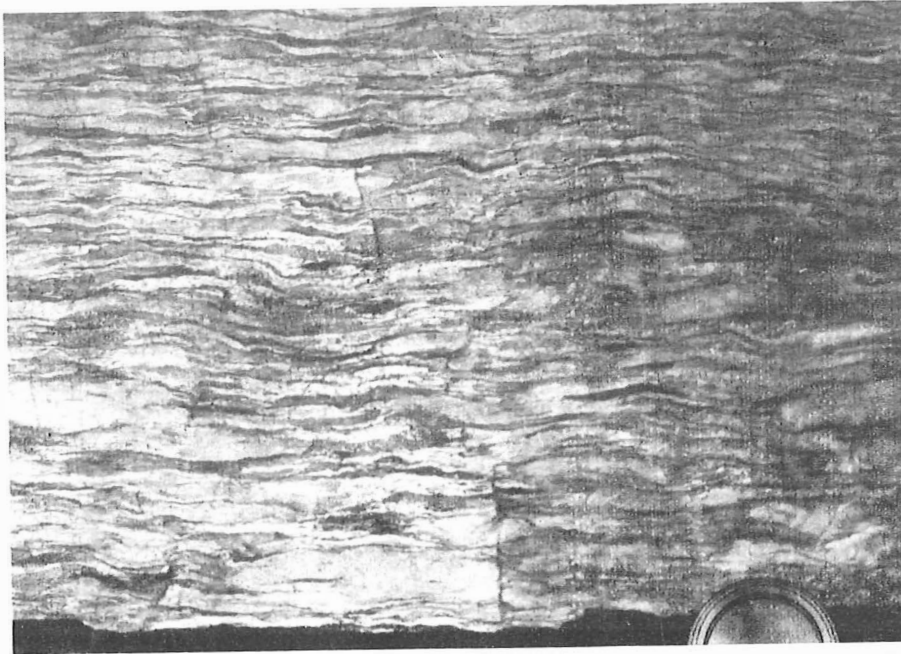


Bild 1 Augengneise des  
Śnieżnik in den Mittel-  
partien von Schichten,  
die an porphyrische  
Granite erinnern

Bild 2 Ähnliche Gneise wie auf  
Bild 1 mit schwach aus-  
gebildeter Regelungs-  
textur





zum Beitrag J. DON

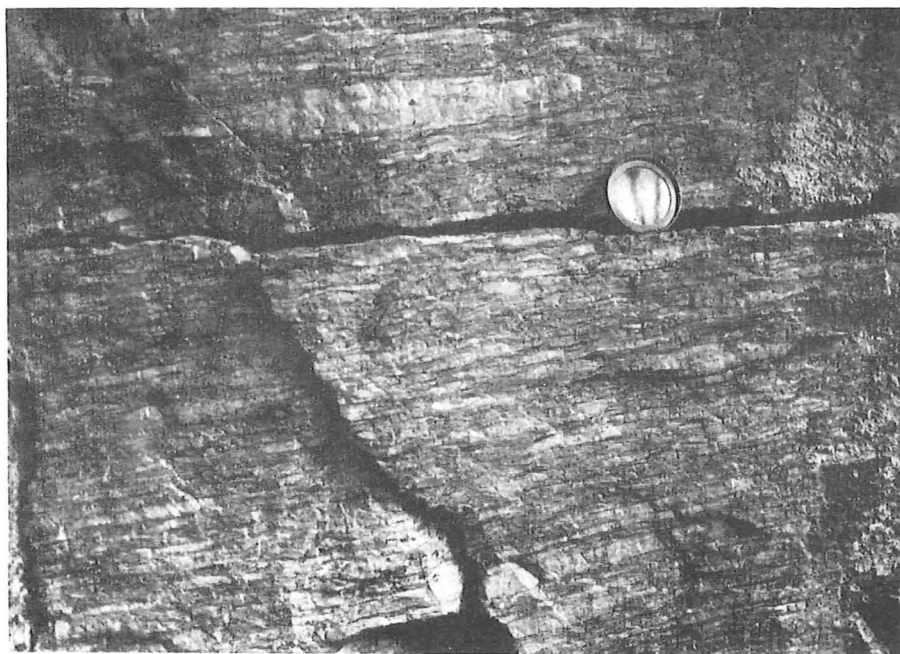


Bild 3 Stark ausgewalzte  
Śnieżnik-Gneise

Bild 4 Rodding-Strukturen ( $L_2$ )  
in den Śnieżnik-Gneisen

4.

zum Beitrag J. DON



5a

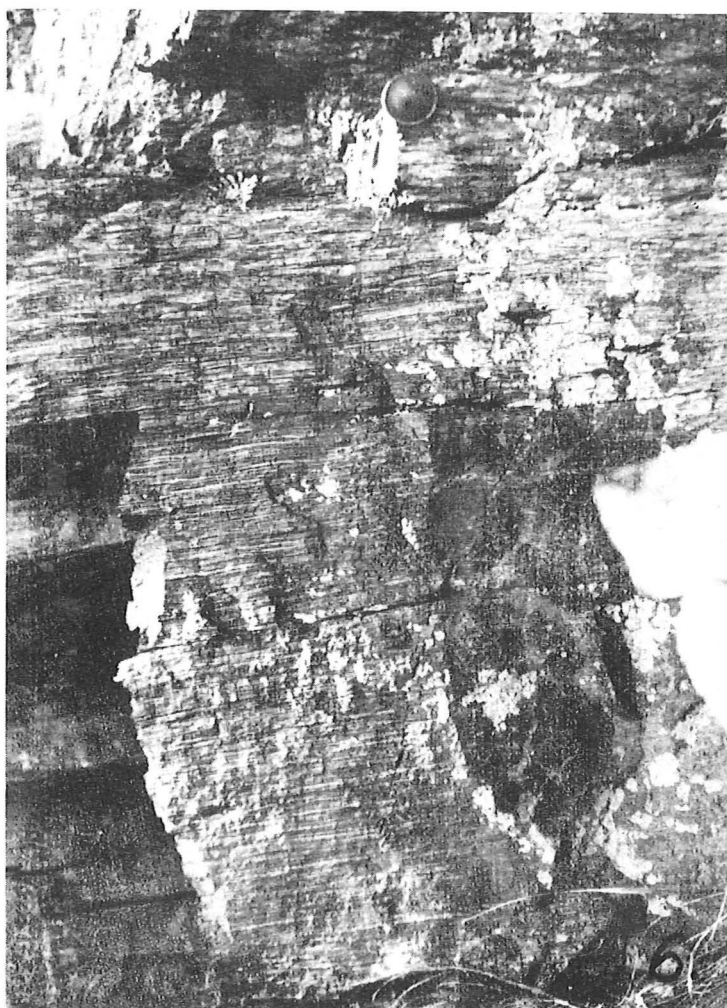
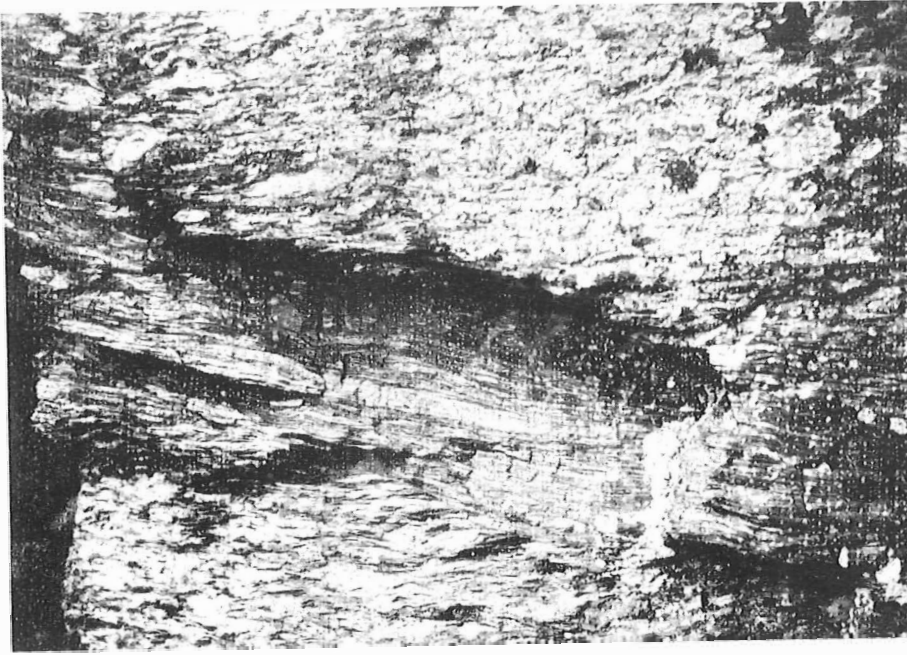


Bild 5 Abgeplattete Mikroclin-  
Augen der Śnieżnik-  
Gneise

Bild 6 Feingebänderte Über-  
gangsgneise



zum Beitrag J. DON

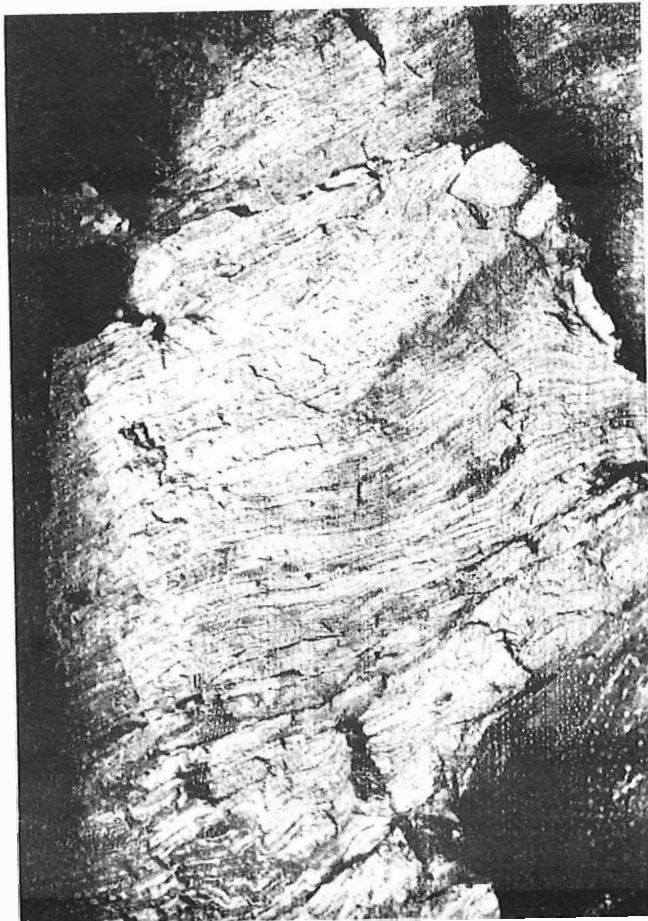


Bild 7 Beispiel für die Entstehung von hellen Lamellen aus den Augen des Śnieżnik-Gneis

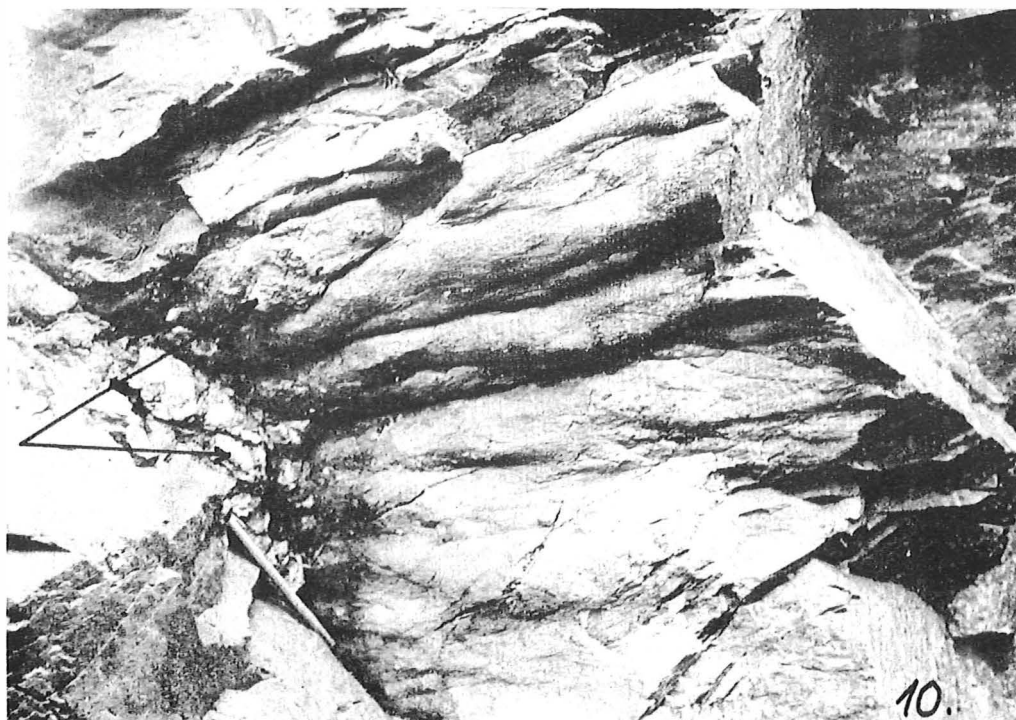
Bild 8 Gierałtow-Migmatitgneise aus der zwischengelagerten Zone der Śnieżnik-Gneise

8.

zum Beitrag J. DON

Bild 9 Plastisch deformierte  
Grenzfläche der Gierax-  
tow-Gneise (in der Kon-  
taktzone zum Glimmer-  
schiefer

Bild 10 Brekzien zwischen zwei  
plastisch deformierten  
Grenzflächen der Gierax-  
tow-Gneise



## zu TAFEL VI

Bild 1 Closures of  $D_2$  upright folds

Bild 2 Geometry of  $D_2$  small subsidiary folds

Bild 3 Attitude of  $D_2$  folds in amphibolite-quartzofeldspathic gneiss multilayer

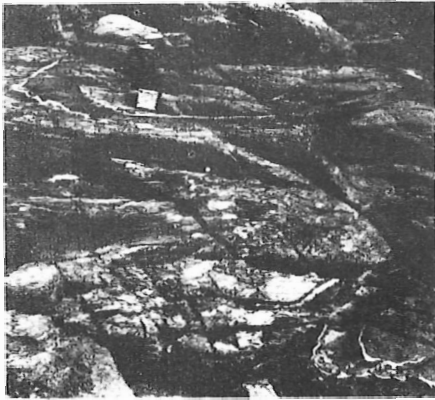
Bild 4 Slickensided foliation plane ( $s_2$ ) in quartzofeldspathic gneiss.  
Visible grooves and quartz fibres. Stretching lineation ( $L_2$ )

Bild 5 Foliation plane ( $s_2$ ) in hornblende-bearing quartzofeldspathic gneiss. Stretching lineation ( $L_2$ ). Visible variously elongated hornblende crystals

Bild 6 Stretching lineation ( $L_2$ ). Strongly elongated hornblende grains on foliation surface ( $s_2$ ) with fibrous accretion steps. Hornblende-bearing quartzofeldspathic gneiss



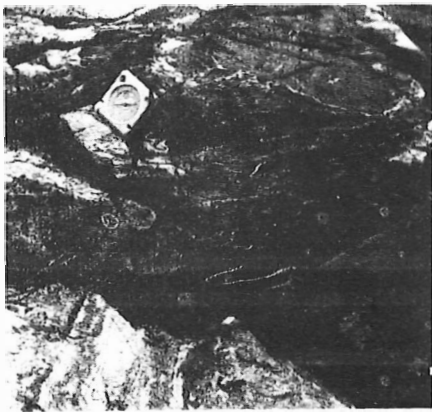
zum Beitrag A. ZELAZNIEWICZ



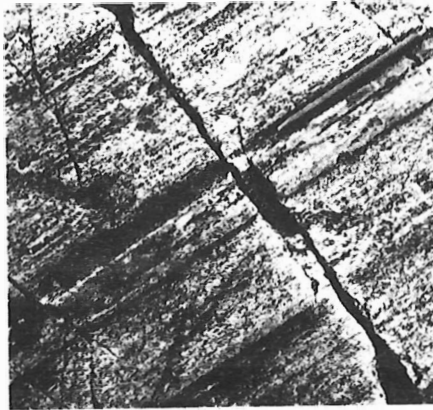
1



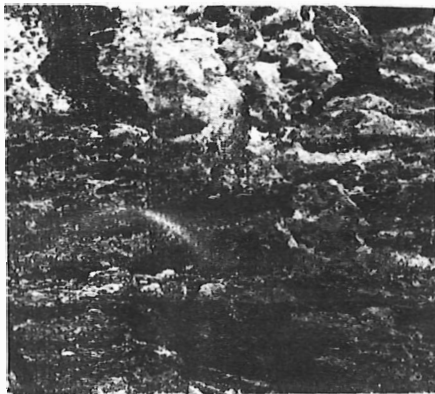
2



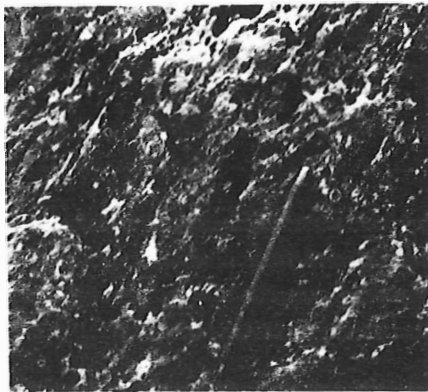
3



4



5

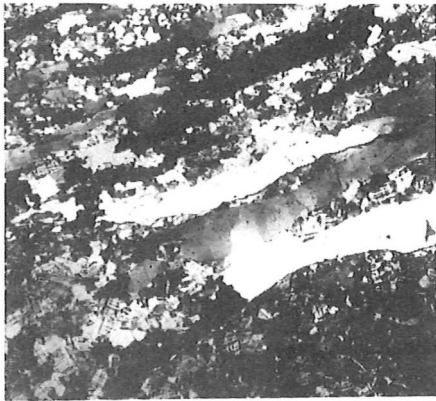


6

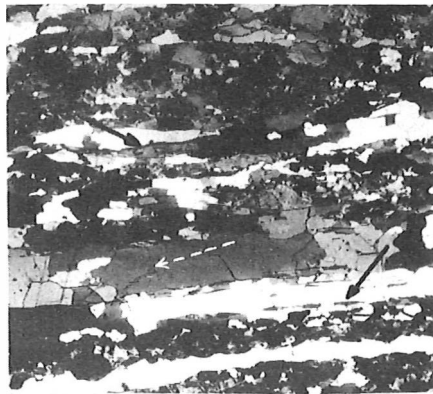
## zu TAFEL VII

- Bild 1 Quartz ribbons enclosed in matrix of equidimensional feldspar grains. Section normal to the foliation ( $s_2$ ) and lineation ( $L_2$ ). Enlarg. 15 x.
- Bild 2 Quartz ribbons in section normal to the foliation and parallel to the lineation. Spot-like dissolution figures (dashed arrow) and ductile deformed objects included in quartz (solid arrow). Enlarg. 15 x.
- Bild 3 Quartz ribbons in section normal to the foliation and parallel to the lineation. Microfractures (solid arrow), dusty trails (dashed arrow), ductile deformed inclusions (black solid arrow). Enlarg. 15 x.
- Bild 4 Quartz ribbons in undeformed feldspar matrix. Section normal to foliation and parallel to lineation. Enlarg. 15 x.
- Bild 5 Quartz ribbon elongated in the  $L_2$  direction. Section parallel to foliation. Enlarg. 15 x.
- Bild 6 Elongated ribbon quartz grains. Section parallel to foliation. Enlarg. 15 x.

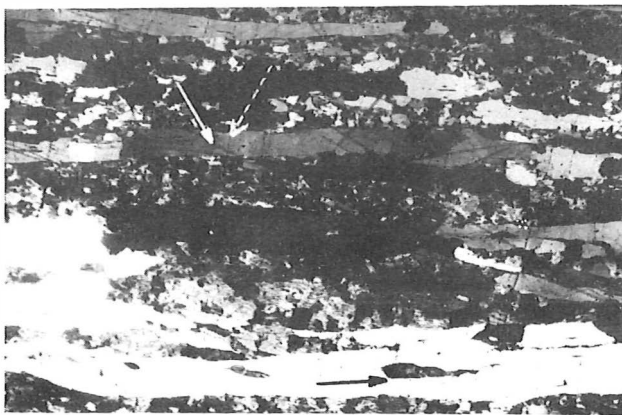
zum Beitrag A. ŻELAZŃIEWICZ



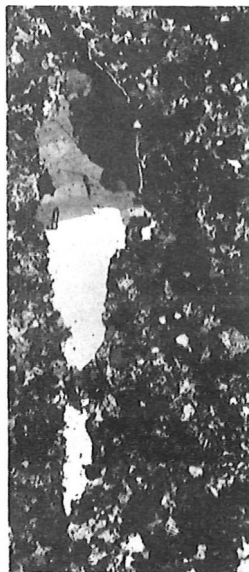
1



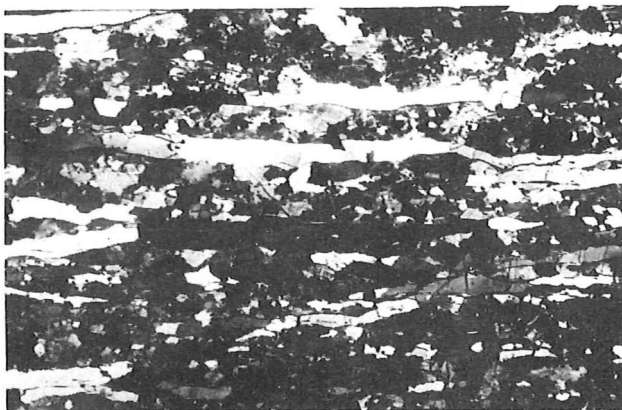
2



3



5



4

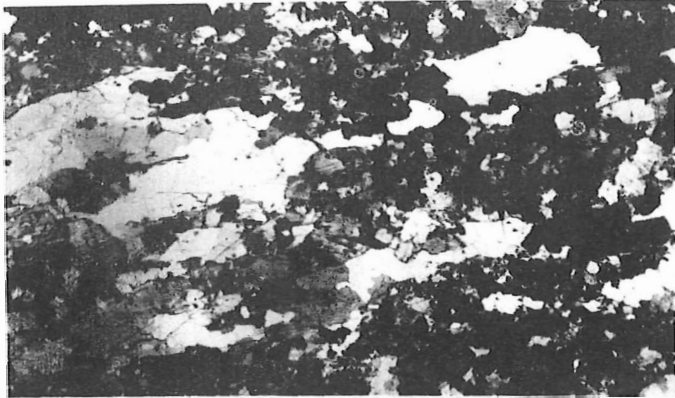


6

## zu TAFEL VIII

- Bild 1 Attitude of quartz ribbons in section parallel to the foliation ( $s_2$ ).  
Enlarg. 15 x.
- Bild 2 Attitude of quartz ribbons in section normal to foliation and parallel to lineation. Enlarg. 15 x.
- Bild 3 Fragment of quartz ribbon interwoven with undeformed feldspar matrix. Sub-grain boundaries consistent with microfractures and dissolution figure (arrow). Section normal to foliation and parallel to lineation. Enlarg. 40 x.
- Bild 4 Attitude of quartz ribbon in section parallel to the foliation. Extension microfractures normal to elongation in the  $L_2$  direction (arrow).  
Enlarg. 15 x.
- Bild 5 Attitude of quartz ribbon in section parallel to foliation. Note sharp and clear ribbon boundaries. Enlarg. 15 x.

zum Beitrag A. ZELAZNIEWICZ



1



4



2



5



3

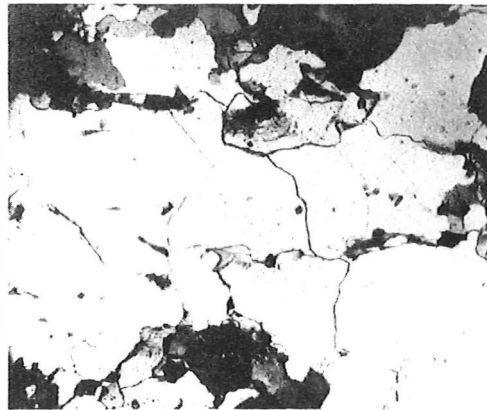
zu TAFEL IX

Attitudes of ribbon quartz grains in sections parallel to the foliation.  
Pattern of dusty trails and polygonization. Enlarg. 40 x.

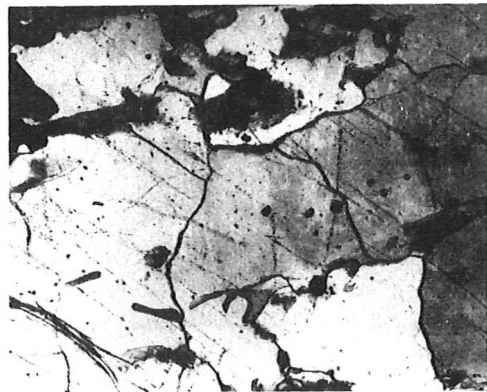
zum Beitrag A. ŻELAŻNIEWICZ



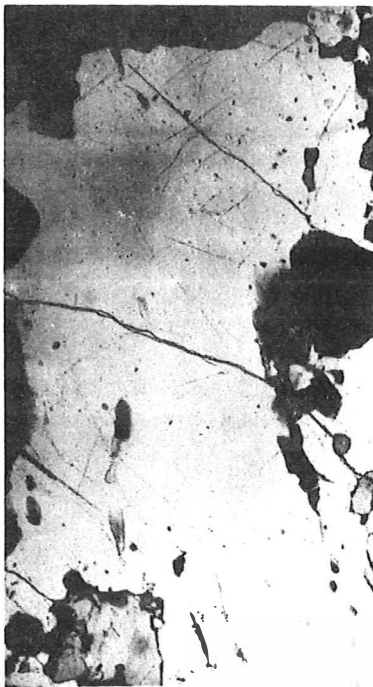
1



3



4



2



5

## zu TAFEL X

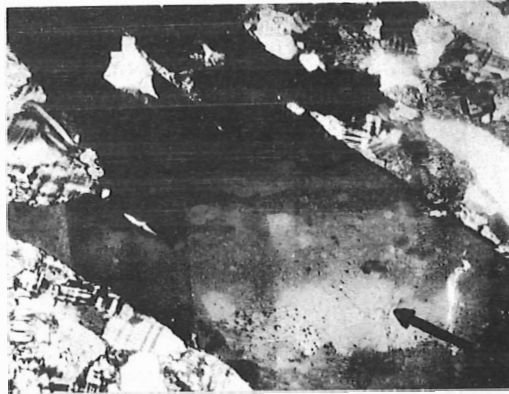
- Bild 1 Rectangular extinction zones and rectangular spot-like dissolution figures (arrow). Section normal to the foliation and lineation. Enlarg. 40 x.
- Bild 2 Rectangular extinction zones and rectangular spot-like dissolution figures (arrow). Section normal to the foliation and lineation. Note sharp ribbon boundaries and small equant grains of feldspar matrix. Enlarg. 40 x.
- Bild 3 Rectangular extinction zones. Section parallel to foliation. Note oblique trends of dusty trails. Enlarg. 40 x.
- Bild 4 Extinction zones parallel to dusty trails (right-hand side). Section parallel to foliation. Enlarg. 40 x.
- Bild 5 Extinction zones in quartz ribbon seen in section normal to the foliation and parallel to the lineation. Microfractures healed with calcite (solid arrow), spot-like dissolution figures (dashed arrows). Deformed lensoid inclusions of feldspar matrix. Enlarg. 40 x.
- Bild 6 Quartz ribbon in section normal to the foliation and parallel to the lineation. Microfractures, dusty trails (solid arrow), and spot-like dissolution figure (dashed arrow) normal to the ribbon boundaries. Lensoid feldspar fragments between ribbons. Enlarg. 40 x.
- Bild 7 Garnet trails connected with quartz ribbon. Section parallel to the foliation. Nicols parallel. Enlarg. 15 x.



zum Beitrag A. ŻELAŻNIEWICZ



1



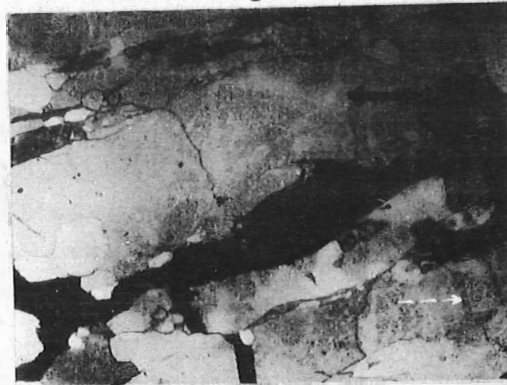
2



5



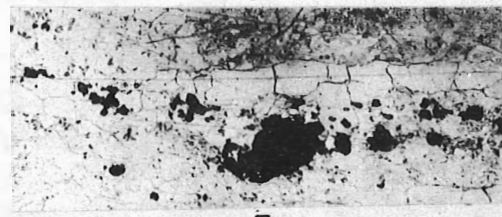
3



6



4



7

## zu TAFEL XI

A - Epigenetische Veränderungen der Gesteine in schwach deformierten Serien  
(Katagenetische Veränderungen)A - Epigenetic changes in rocks in slightly deformed sedimentary sequences  
(Catagenetic changes)

Bild 3 Feinkörniger Sandstein, gering verdichtet, mit häutchenartigem Tonzement. Zone mit beginnender Katagenese; Tschuli, untere Kreide, Alb; Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator; hier und im folgenden stets: durchfallendes Licht.

Fine-grained slightly packed sandstone with pellicular cement. Zone of early catagenesis; the Tschuli hills, Lower Cretaceous, Albian. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

Bild 4 Verdichteter Sandstein mit häutchenartigem Eisenzement (schwarz) und Karbonataussonderungen in den Poren (hell mit Strichelung). Zone mittlerer Katagenese; Zentralpamir, Akbaital-Zone, Kreide; Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

Compact sandstone with oxide iron pellicular cement (black) and inclusions of carbonate in pores (hatched). Zone of middle catagenesis; the Central Pamirs, the Akbaital tectonic zone, Cretaceous. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

Bild 5 Aleurolit mit neugebildeten Hydroglimmerschuppen im Tonzement des Gesteins. Die Schuppen sind ungerichtet. Zone der fortgeschrittenen Katagenese; Karatau-Gebirge, Kreide. Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

Siltstone with authigenic hydromica flakes in clay cement of rock. The mica flakes are oriented without any order. Zone of prograded catagenesis; the Karatau ridge, Cretaceous. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

Bild 6 Feinkörniger, stark verdichteter Sandstein mit regenerativen Keimen an den Quarztrümmerkörnern und mit Korngelenken. Zone tiefgehender Katagenese; Babatag-Kamm, untere Kreide, Hauterive. Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

Close-grained heavily compacted sandstone with regenerative quartz borders around the quartz grains and incorporating contacts of clastic grains. Zone of prograded catagenesis; the Babatag ridge, Lower Cretaceous, Hauterive. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



## zu TAFEL XII

Bild 7 Stark verdichteter Sandstein mit konformen Kornfugen und mit zungenförmigem regenerativen Quarz an den klastischen Körnern. Zone starker Katagenese; Seravšan-Gebirge, Jagnob, unterer bis mittlerer Jura. Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

Heavily packed sandstone with conformality of grain joints and thorn-like regenerative quartz on the clastic grains. Zone of prograded catagenesis; the Zeraphshan ridge, the Yagnob river, Lower-Middle Jurassic. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

Bild 8 Regenerativer zungenförmiger Quarz an den klastischen Körnern im feinkörnigen Sandstein. Zone starker Katagenese; Babatag-Gebirge, untere Kreide, Alb. Dünnschliff, Vergr. 160 x, mit Analysator.

Regenerative quartz thorn-like forms on the clastic grains in close-grained sandstone. Zone of prograded catagenesis; the Babatag ridge, Lower Cretaceous, Albian. Thin section, enlarg. 160 x. Nicols crossed.

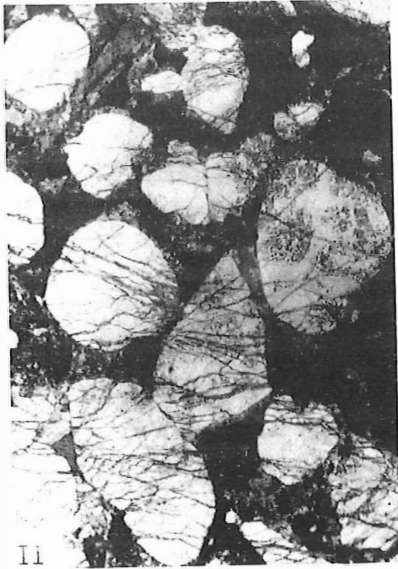
Bild 9 Quarzitähnliche Mikrostruktur des Sandstein aus der Metagenesezone. Seravšan-Gebirge, Jagnob, Basalhorizont des unteren bis mittleren Jura. Dünnschliff, Vergr. 30 x, mit Analysator.

Quartzite-like microstructure of sandstone from zone of metagenesis. The Zeraphshan ridge, the Yagnob river, basal horizon of Lower-Middle Jurassic. Thin section, enlarg. 30 x. Nicols crossed.

Bild 10 Quarzitähnliche Mikrostruktur in Sandstein mit Relikten von Eisen-Hydroglimmer-Porenzement (schwarz) aus der Metagenesezone. Kugitang-Gebirge, Trias. Dünnschliff, Vergr. 30 x, mit Analysator.

Quartzite-like microstructure of sandstone with relicts of porous oxide iron-hydromica (black). Zone of metagenesis; the Kugitang ridge, Triassic. Thin section, enlarg. 30 x. Nicols crossed.

zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



## zu TAFEL XIII

B - Epigenetische Veränderungen in deformierten Gesteinen  
(Spannungsbedingte Umwandlungen)

---

B - Epigenetic changes in deformed rocks  
(Stress transformations)

Bild 11 Kataklase der Quarzkörner in grobkörnigem Sandstein und Säume von neugebildetem Fasercalcit, der symmetrisch von beiden Seiten der Körner in den Druckschatten hinein, senkrecht zu den Kataklaserissen, gewachsen ist. Nordfergana-Senke, Mailisu-Fluß, Paläogen, Alai-Horizont, Flanke einer einfachen flachen Falte. Dünnschliff, Vergr. 15 x, ohne Analysator.

Cataclasis of quartz grains in coarse-grained sandstone and borders of neogenic fibrous calcite grown symmetrically from the opposite sides of grains in pressure shadows perpendicular to the cataclasis fissures. The North Fergana depression, the Mailysu river, Paleogen, Alai horizon, the limb of simple gentle fold. Thin section, enlarg. 15 x.

Bild 12 Faseraggregat von neugebildetem Calcit neben Quarzkörnern in karbonatischem Sandstein. Kataklaseriß im Quarz (rechtes Korn) ausgefüllt mit Calcitkörnern. Nordfergana-Senke, Mailisu-Fluß, Paläogen, Alai-Horizont, Flanke einer einfachen flachen Falte. Dünnschliff, Vergr. 72 x, ohne Analysator.

Fibrous aggregates of neogenic calcite near the grains of quartz in carbonate sandstone. Cataclasis fracture in quartz (right grain) is filled up with grained calcite. The North Fergana depression, the Mailysu river, Paleogen, Alai horizon, the limb of simple gentle fold. Thin section, enlarg. 72 x.

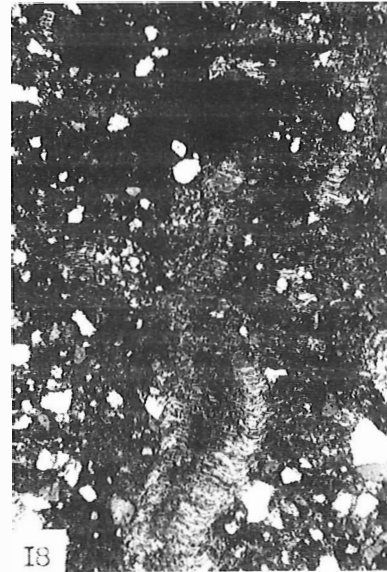
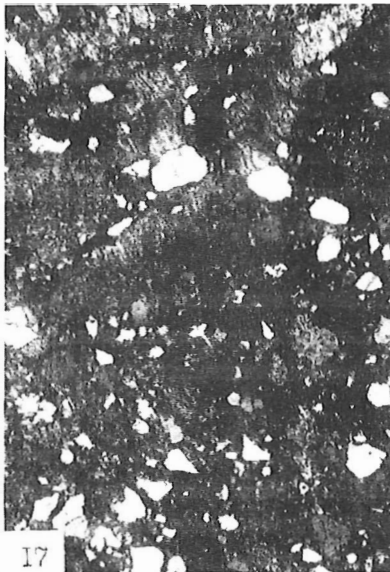
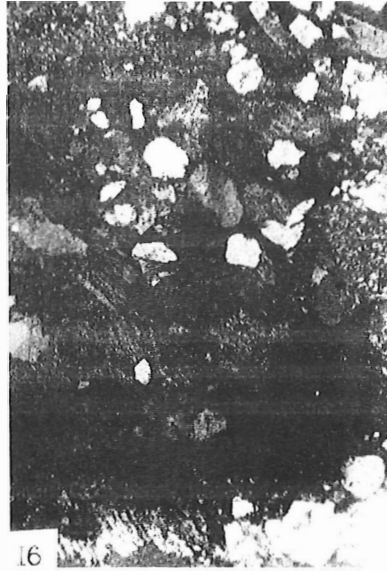
Bild 13 Verbogene Aggregate von neugebildetem Fasercalcit im Druckschatten neben Körnern des Aleurolitkalks. Karategin-Gebirge, obere Kreide, Isoklinalfalte. Dünnschliff, Vergr. 160 x, mit Analysator.

The curved aggregates of fibrous neogenic calcite in pressure shadows near the grains in silt limestone. The Karategin ridge, Upper Cretaceous in isoclinal fold. Thin section, enlarg. 160 x. Nicols crossed.

Bild 14 Säume von neugebildetem Fasercalcit neben den Quarzkörnern (grau) und an den Enden deformierter Kalkkörner (dunkel) in feinkörnigem Kalksandstein. Zentralpamir, Akbaital-Zone, untere Kreide, überkippter Faltenschenkel an einer Überschiebung. Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

The borders of new formed fibrous calcite near the quartz grains (grey) and at the ends of deformed limestone grains (black) in close-grained calcareous sandstone. The Central Pamirs, the Akbaital tectonic zone, Lower Cretaceous in overturned limb of fold above the thrust plane. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



## zu TAFEL XIV

- Bild 15 Geregelte Mikrostruktur von "Karbonatzement" in Aleurosandstein mit Neubildungen von langfasrigem Calcit im Druckschatten der Körner und in den Katakklaserissen des Gesteins. Zentralpamir, Pschart-Zone, Paläogen-Neogen, Bereich zwischen Störungen. Dünnschliff, Vergr. 72 x, mit Analysator.

Oriented microstructure of "carbonate cement" in silt-sandstone with neogenic aggregates of long fibrous calcite in pressure shadows near the grains and in the cataclasis fractures in the rock. The Central Pamirs, the Pshart tectonic zone, Paleogene-Neogene, in tectonic plate between faults. Thin section, enlarg. 72 x. Nicols crossed.

- Bild 16 Neugebildeter Fasercalcit im Druckschatten der Körner und in der Trümerzone des Risses im Aleurosandstein. Zentralpamir, Pschart-Zone, obere Kreide, in einer überschobenen Schuppe nahe der Überschiebungsfläche. Dünnschliff, Vergr. 30 x, mit Analysator.

Neogenic fibrous calcite in pressure shadows near the grains and in the vein-like zone of tension fractures in silt-sandstone. The Central Pamirs, the Pshart tectonic zone, Upper Cretaceous, in thrust sheet near the plane of thrust. Thin section, enlarg. 30 x. Nicols crossed.

- Bild 17 Gängchen mit Fasercalcit und Aggregate desselben an Körnern im Aleurosandstein. Zentralpamir, Pschart-Zone, Paläogen-Neogen, Bereich zwischen Störungen. Dünnschliff, Vergr. 30 x, mit Analysator.

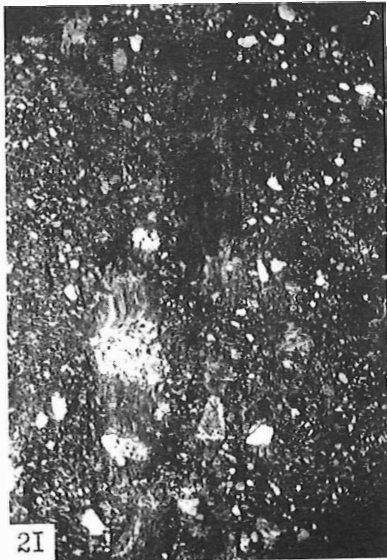
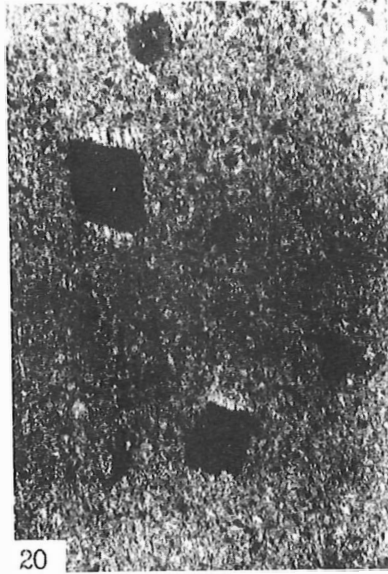
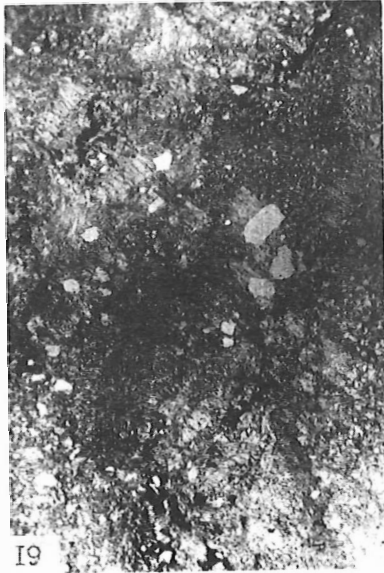
The vein of fibrous calcite and aggregates of the same one near the grains in silt-sandstone. The Central Pamirs, the Pshart tectonic zone, Paleogene-Neogene, in tectonic plate between the faults. Thin section, enlarg. 30 x. Nicols crossed.

- Bild 18 Gängchen von Fasercalcit im Aleurosandstein mit verbogenen fasrigen Aggregaten. Ebenfalls sichtbar sind neugebildete fasrige Calcite an Quarz- und Quarzitkörnern. Zentralpamir, Akbaital-Zone, Paläogen-Neogen, in einer überschobenen Schuppe. Dünnschliff, Vergr. 30 x, mit Analysator.

The vein of fibrous calcite in silt-sandstone with curved fibrous mineral aggregates. The neogenic fibrous calcite near the quartz and quartzite grains are also to be seen. The Central Pamirs, the Akbaital tectonic zone, Paleogene-Neogene, in thrust sheet. Thin section, enlarg. 30 x. Nicols crossed.



zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



zu TAFEL XV

C - Kennzeichen spannungsbedingter Gesteinsveränderungen in der tektonischen  
Tschebarang-Decke (Zentralpamir, obere Kreide)

---

C - The features of stress transformation of rocks in the Tchebarang overthrust  
(the Central Pamirs, Upper Cretaceous)

Bild 19 An dünnen Eisenoxid- und Chloritlinsen neugebildeter fasriger Calcit mit  
Regelung schräg zur Lamination in Ton-Aleurolitkalkstein. Dünnschliff,  
Vergr. 18 x, ohne Analysator.

Neogenic fibrous calcite near the thin oxide iron-chlorite lenticules  
oriented obliquely to lamination in laminated clay-silt limestone. Thin  
section, enlarg. 18 x.

Bild 20 Neugebildeter fasriger Calcit an rhomboedrischen Phänokristen von Faser-  
karbonat. Dünnschliff, Vergr. 30 x, ohne Analysator.

Neogenic fibrous calcite near the rhombohedral phenocrysts of fibrous  
carbonate. Thin section, enlarg. 30 x.

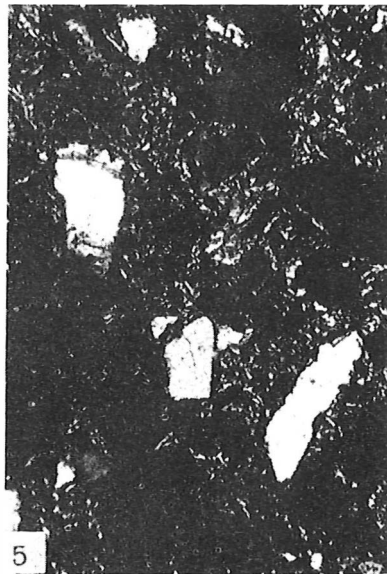
Bild 21 Zerteilung eines großen Quarzitkorns und Weitung der Kornfragmente in  
Zugrichtung in laminiertem Aleurolitkalk mit Geröllen. Dünnschliff, Vergr.  
25 x, mit Analysator.

Distruction of coarse quartzite grain with extension of grain fragments  
in direction of tension in laminated silt-limestone with gravel. Thin sec-  
tion, enlarg. 25 x. Nicols crossed.

Bild 22 Deformierte monokristalline Calciteinschlüsse (Fossilbruchstücke) unter  
Spannungsbedingungen in feinkörnigem Kalkstein. Sichtbar sind Spaltbar-  
keitsrisse, an denen das intragranulare Gleiten bei der Deformation er-  
folgte. Dünnschliff, Vergr. 15 x, ohne Analysator.

Inclusions with flattening of monocristalline calcite in fine-grained  
limestone. Cleavage cracks where intragraind gliding took place are to  
be seen. Thin section, enlarg. 15 x.

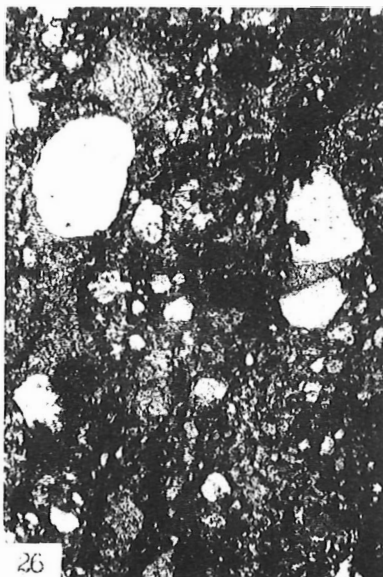
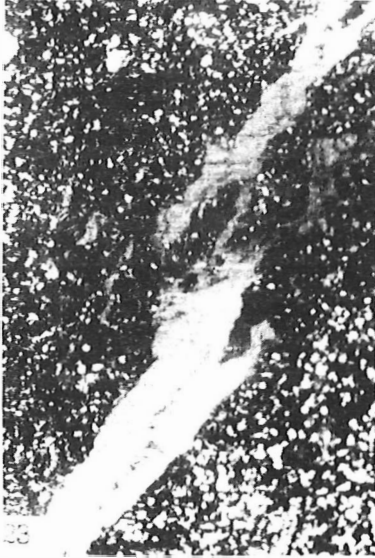
zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



## zu TAFEL XVI

- Bild 23 Gängchen von Fasercalcit in Aleurolit. Dünnschliff, Vergr. 15 x, ohne Analysator.  
Veins of fibrous calcite in siltstone. Thin section, enlarg. 15 x.
- Bild 24 Kataklase von Körnern in Sandstein und fasriger Calcit an allen festen Einschlüssen im Geröllsandstein. Dünnschliff, Vergr. 25 x, mit Analysator.  
Cataclasis of grains in sandstone and fibrous calcite near all hard inclusions in gravel sandstone. Thin section, enlarg. 25 x. Nicols crossed.
- Bild 25 Kataklase von Körnern eines Effusivgesteins und Verschiebung von Kornfragmenten sowie Änderung der Wachstumsrichtung des Fasercalcits im Druckschatten. Dünnschliff, Vergr. 25 x, mit Analysator.  
Cataclasis of effusive rock grains with displacement of grain fragments and changes of fibrous calcite growth direction in pressure shadows. Thin section, enlarg. 25 x. Nicols crossed.
- Bild 26 Verbogene Fasercalcitaggregate im Druckschatten an klastischen Quarzkörnern als Folge von Verschiebung und Rotation von Körnern in der Schichtung. Dünnschliff, Vergr. 30 x, ohne Analysator.  
Curved fibrous calcite aggregates in pressure shadows near quartz clastic grains, caused by displacement and rotation of grains within the bed. Thin section, enlarg. 30 x.

zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA



## zu TAFEL XVII

Bild 27 Fasercalcitaggregate verschiedener Generationen im Druckschatten an einem Effusivgesteinsbruchstück. Beachte am linken Rand des Bruchstücks die später gebildeten Calcitaggregate quer zu den älteren, welche senkrecht zu den langen Kanten des Kornes gewachsen waren. Dünnschliff, Vergr. 25 x, ohne Analysator.

Fibrous calcite aggregate of different generations in pressure shadows near effusive rock fragment. Along the left border of fragment note the later new formed calcite aggregates transversal to the earlier ones that grew perpendicular to the longer borders of the grain. Thin section, enlarg. 25 x.

Bild 28 Zwei Systeme von Fasercalcit mit unterschiedlicher Regelung im Druckschatten an den Fragmenten des Effusivgesteins im deformierten Kalkstein. Dünnschliff, Vergr. 25 x, ohne Analysator.

Two systems of fibrous calcite of different orientation in pressure shadows near effusive rock fragments in deformed limestone. Thin section, enlarg. 25 x.

zum Beitrag A. V. LUKJANOV & V. T. LUKJANOVA

