



Veröffentlichung Nr. 69

**Prävariszische Granitoide
der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen
Antiklinalzone und ihre Bedeutung
für die Krustenentwicklung am
Nordrand des Böhmisches Massivs**

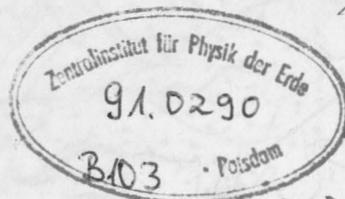
von

Alexander Frischbutter

Überarbeitete Fassung der am 20. 12. 1988
bei der Akademie der Wissenschaften der DDR
verteidigten Dissertation B.



Mkt.-Bot. 8 Bot.



16.537

Herausgeber: Zentralinstitut für Physik der Erde Potsdam

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1990

ISSN 0214-2510

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR

Veröffentlichung Nr. 69



Prävazische Granuloide
der friktelgeologisch-tektonischen
Anklinalzone und ihre Bedeutung
für die Krustenentwicklung am
Nordrand des böhmischen Massivs

von

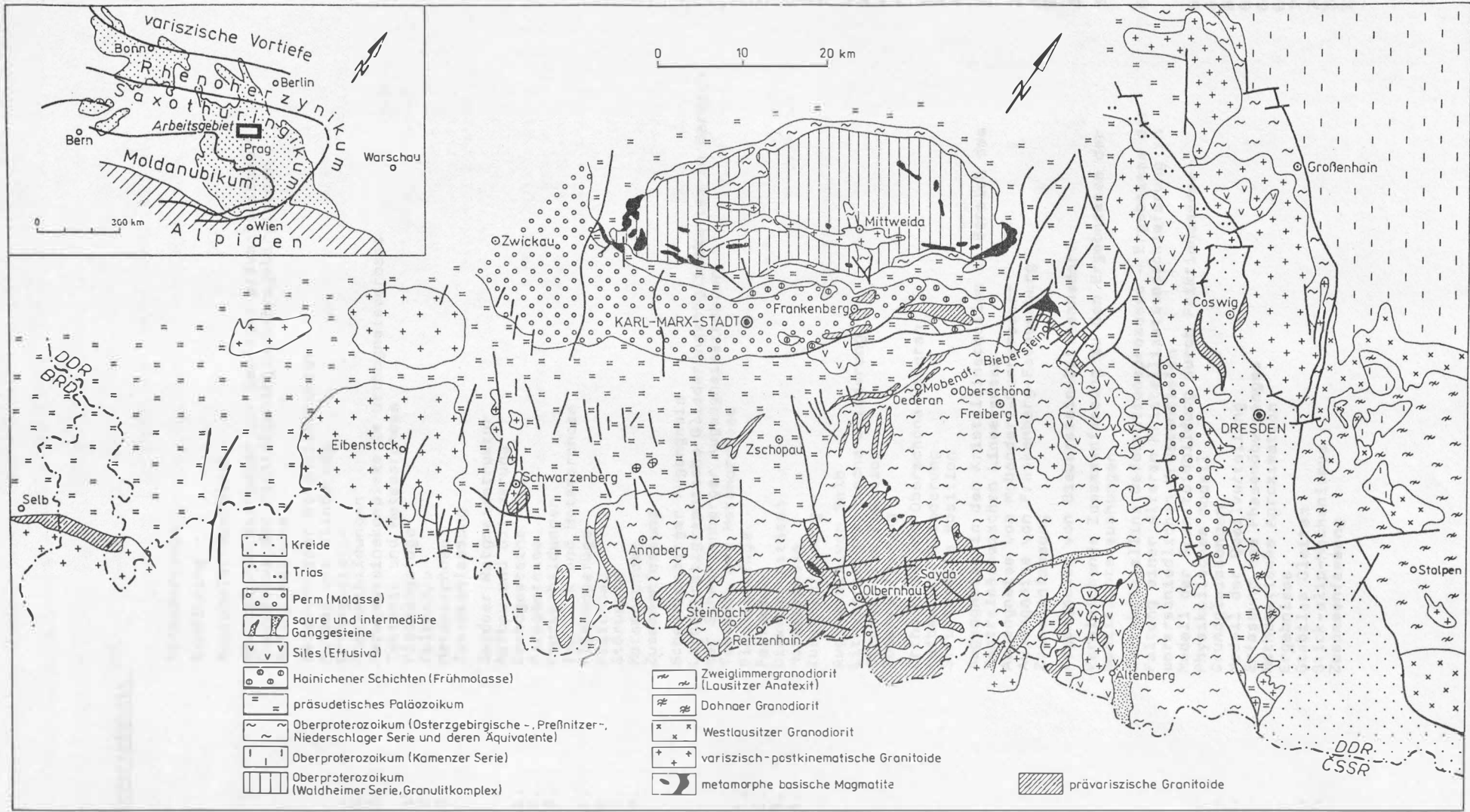
Alexander Fritschbauer

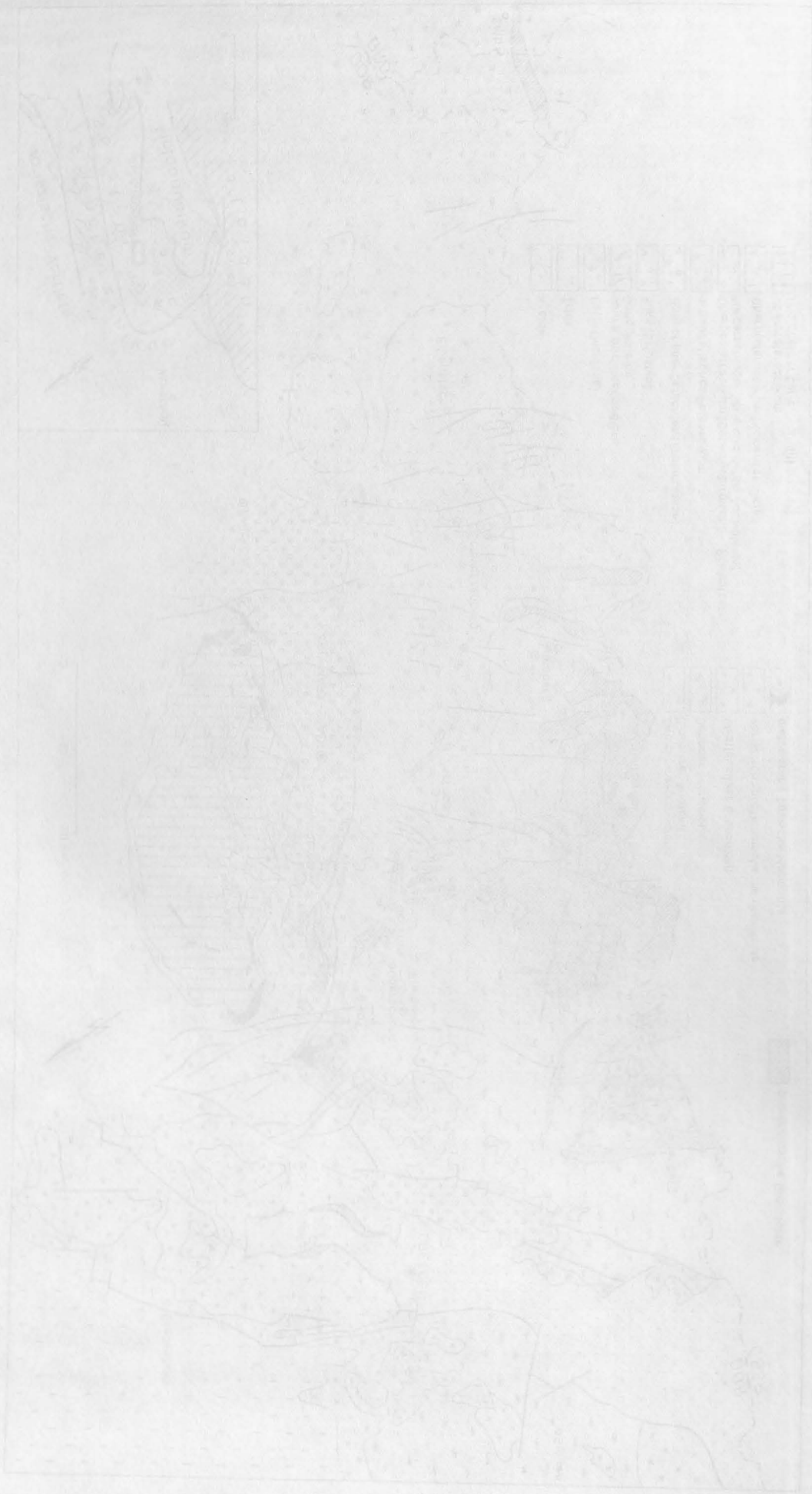


Übersichtliche Zusammenfassung vom 20. 12. 1988
bei der Akademie der Wissenschaften der DDR
verantwortl. Redaktion B.



Herausgeber: Zentralinstitut für Physik der Erde
Gesamtherstellung:
VEB Kongreß- und Werbedruck Oberlungwitz





1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

1. Head
2. Thorax
3. Abdomen
4. Wings
5. Legs
6. Antennae
7. Compound eyes
8. Mouthparts
9. Malpighian tubules
10. Malpighian tubules

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----

1. Head
2. Thorax
3. Abdomen
4. Wings
5. Legs
6. Antennae
7. Compound eyes
8. Mouthparts
9. Malpighian tubules
10. Malpighian tubules

Fig. 1. Fly (Drosophila melanogaster)
Fig. 2. Fly (Drosophila melanogaster)

Fig. 3. Fly (Drosophila melanogaster)
Fig. 4. Fly (Drosophila melanogaster)

InhaltsverzeichnisSeite

	Vorbemerkungen	8
1.	Einführung	10
2.	Regionaler Überblick	13
3.	Spezialuntersuchungen zur Geologie prävariszischer Granitoide der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone	14
3.1.	Reitzenhainer Rotgneisstruktur	14
3.1.1.	Aufbau und Gliederung	14
3.1.1.1.	Orthogesteine	14
3.1.1.2.	Kontaktbildungen	15
3.1.1.3.	Paragesteinskomplexe im Orthogneisverband	18
3.1.2.	Tektonik und Metamorphose	19
3.1.2.1.	Flächengefüge	20
3.1.2.2.	Faltenbau	20
3.1.2.3.	Metamorphose	22
3.1.3.	Zusammenfassung	24
3.2.	Saydaer Rotgneisstruktur	24
3.2.1.	Aufbau und Gliederung	25
3.2.1.1.	Orthogesteine	25
3.2.1.2.	Paragesteine	27
3.2.1.3.	Kontaktbildungen	28
3.2.2.	Tektonik und Metamorphose	28
3.2.2.1.	Flächengefüge	29
3.2.2.2.	Faltenbau	29
3.2.2.3.	Störungen	30
3.2.2.4.	Metamorphose	32
3.2.3.	Zusammenfassung	33
3.3.	Schwarzenberger Augengneis	34
3.3.1.	Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten im Bereich der Schwarzenberger Augengneisstruktur	34
3.3.2.	Tektonik und Metamorphose	36
3.3.2.1.	Flächengefüge	36
3.3.2.2.	Faltenbau	37
3.3.2.3.	Diskontinuitäten	38
3.3.2.4.	Metamorphose	38
3.3.3.	Zusammenfassung	39
3.4.	Augengneis von Selb	40
3.4.1.	Lithostratigraphische Gliederung	40
3.4.2.	Strukturelle Position	41
3.4.3.	Zusammenfassung	42
3.5.	Orthogneis von Oberschöna-Oederan	42
3.5.1.	Aufbau und Gliederung	43
3.5.2.	Strukturelle Position	46
3.6.	Augengneise in den Kristallinschollen im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes	47
3.6.1.	Augengneise von Mobendorf-Cunnersdorf	47
3.6.2.	Augengneise von Frankenberg-Sachsenburg	49
3.6.3.	Zusammenfassung	51
3.7.	Augengneise von Bieberstein-Dittmannsdorf	51
4.	Vergleichende Zusammenfassung zu den Ergebnissen der Spezialuntersuchungen	55
5.	Intrakristalline Deformationsprozesse - Ergebnisse der Faltung einer älteren Kristallisationsschieferung in unterschiedlichen Krustentiefen	63
5.1	Modell der Granitoidbildung durch Friktionswärme	65
5.1.1.	Physikalisches Modell	67
5.1.1.1.	Grundgleichungen	67
5.1.1.2.	Modell der Quellverteilung	67
5.1.1.3.	Erfassung des Phasenüberganges	68
5.1.1.4.	Mathematische Aproximation	69
5.1.2.	Ergebnisse	70
5.1.2.1.	Stabiles Gleiten	70
5.1.2.2.	Stick-slip-Mechanismus	70
5.1.3.	Zusammenfassung	72

	<u>Seite</u>	
5.2.	B-axiale Rotationsgefüge (Stengelgneise)	73
5.2.1.	Experiment	74
5.2.2.	Polfigurbestimmung aus Flugzeitspektren	76
5.2.3.	Mathematische Grundlagen	77
5.2.4.	Gütekontrolle der experimentellen Polfiguren	78
5.2.5.	Ergebnisse	78
5.2.6.	Interpretation	82
5.3.	Ergebnisse thermobarometrischer Untersuchungen	84
5.3.1.	Methodik	84
5.3.2.	Meßergebnisse	85
5.3.3.	Interpretation	85
5.4.	Zusammenfassung	90
6.	Zur stofflichen Entwicklung der bearbeiteten Gesteine	92
6.1.	Hauptelemente	92
6.2.	Spurenelemente	100
6.3.	Mathematisch-statistische Verfahren zur Stoffcharakteristik	105
6.3.1.	Cluster-Analysen	105
6.3.2.	Faktoranalysen	110
6.4.	Ergebnisse der Untersuchung Seltener Erden zur Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur	116
6.4.1.	Analysenergebnisse	116
6.4.2.	Verteilungsmuster der Seltenen Erden	116
6.4.3.	Merkmale der Differentiationsreihe	118
6.4.4.	Merkmale der Anatexisreihe	121
6.4.5.	Verhalten der Elemente Thorium und Uran	122
6.4.6.	Ergebnis	122
6.5.	Injektionsgneise und Hybridisierung als Kontaktform der Rotgneis- magmen	122
6.6.	Zusammenfassung	123
7.	Übersicht zu weiteren Vorkommen prävariszischer Granitoide im Bereich des Böhmisches Massivs	126
8.	Geophysikalische Indikationen	132
9.	Zur geotektonischen Stellung des granitoiden, prävariszischen Magmatismus am Nordrand des Böhmisches Massivs	137
	Literaturverzeichnis	145
	Bildanhang	154

Anlagenverzeichnis

- Anlage 1: Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Kernzone)
- Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 2: Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Kernzone)
- Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 3: Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Westlicher Kontaktbereich)
- Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 4: Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Westlicher Kontaktbereich)
- Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 5: Reitzenhainer Rotgneisstruktur - Geologische Schnitte
- Anlage 6: Saydaer Rotgneisstruktur - Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 7: Saydaer Rotgneisstruktur - Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 8: Grenzzone Reitzenhainer - gegen Saydaer Rotgneisstruktur,
Richtprofil Niederseiffenbach-Deutschkatharinenberg
Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 9: Grenzzone Reitzenhainer - gegen Saydaer Rotgneisstruktur,
Richtprofil Niederseiffenbach-Deutschkatharinenberg
Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 10: Grenzzone Reitzenhainer - gegen Saydaer Rotgneisstruktur,
Richtprofil Neuhausen-Deutscheinsiedel
Geologisch-tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 11: Saydaer Rotgneisstruktur; Grenzzone Reitzenhainer - gegen
Saydaer Rotgneisstruktur - Geologische Schnitte
- Anlage 12: Schwarzenberger Augengneis - Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 13: Schwarzenberger Augengneis - Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 14: Schwarzenberger Augengneis - Geologische Schnitte
- Anlage 15: Augengneis von Selb - Geologische Karte 1 : 25 000
- Anlage 16: Augengneis von Selb - Tektonische Karte 1 : 25 000
- Anlage 17: Augengneis von Selb - Geologische Schnitte
-
- Anlage 7/1: Spurenelemente - Mittelwerte und Streuung
- Anlage 7/2: Modalbestand, Hauptelemente, Spurenelemente (Mittelwerte und
Streuung) sowie globale Vergleichswerte

Zusammenfassung

Auf der Grundlage umfangreicher Kartierungsarbeiten werden Entwicklungsmodelle für Vorkommen prävariszischer Granitoide in der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone abgeleitet und als Gliederungsprinzip für eine vergleichende Einordnung weiterer Vorkommen im Böhmischem Massiv benutzt. Die Zuordnung zu intrusiven Bildungen, jüngeren Anatexiten (Frikzioniten), deformations- und metamorphosebezogenen Augengneisen (Blastokataklasiten) und Injektionsgneisen (Hybridisierung in Kontaktaureolen) werden vor allem nach geologischen Kriterien getroffen.

Nach verschiedenen petrologischen und stofflichen Daten können Werte zur Charakterisierung der Intrusionsbedingungen der Rotgneismagmen abgeleitet werden, die deren generell geringen Differentiationsgrad sowie die unbedeutende metallogenetische Potenz der lakkolithisch intrudierten Magmen bestätigen. Dabei ergeben sich auf unterschiedlichem Niveau ähnliche Entwicklungsbedingungen für prävariszische und variszisch-postkinematische Granitoide im Erzgebirge.

Aus geologischen, vor allem strukturellen Gründen werden Deformationsereignisse zwischen den Zeitäquivalenten Osterzgebirgische Serie - Preßnitzer Serie, Rusová - gegen Médě nec-Folge, Médě nec-Folge gegen Niederschlagser Serie, Präkambrium - Kambrium wahrscheinlich.

Haupttexturfläche ist im Erzgebirge über weite Gebiete erst die im Ergebnis einer Faltung der älteren Kristallisationsschieferung angelegte jüngere Fläche (sk_2). Mit diesem Deformationsereignis sind in unterschiedlichen Krustenniveaus die Bildung von Frikzioniten, R-Tektoniten oder auch Flammengneisen (Flöha-Synklinale) verbunden. Das Modell der Frikzionitbildung wird durch eine mathematisch-physikalische Modellierung bestätigt. Die Bildungsbedingungen für die äquivalenten R-Tektonite werden über Texturbetrachtungen abgeschätzt. Beide Deformationsniveaus werden hinsichtlich ihrer Druck-Temperaturbedingungen durch thermobarometrische Daten beschrieben. Die Gesteine sind geologische Belege für die Existenz intrakristalliner, flacher Stapelungsbahnen im Erzgebirgskristallin.

Aus allen Ergebnissen wird ein Modell der oberproterozoisch-variszischen Krustenentwicklung am Nordrand des Böhmischem Massivs abgeleitet, welches wiederholte Krustenstapelung mit dadurch initiiertem granitoider Magmenbildung und jeweils in den Entlastungsphasen nachfolgender Intrusion der Magmen zum Inhalt hat. Für die altpaläozoische Zeit der Krustenentwicklung im Erzgebirge ist ein nordwärts gerichtetes Fortschreiten einer Deformations-Metamorphose-Intrusions-Welle mit abnehmendem Alter wahrscheinlich.

Die zeitlich unterschiedlichen Prozesse der Krustenstapelung sind vom Ablauf her weitgehend ähnlich. Die Produkte jedoch unterscheiden sich infolge unterschiedlicher Bildungstiefen der Magmen, unterschiedlicher Krustenmächtigkeiten sowie der veränderten Entwicklungsgrade des Krustenaufbaus generell.

Aus dem Modell folgen zwangsläufig Probleme hinsichtlich der lithostratigraphischen Gliederung und Mächtigkeitsverteilung vor allem der präkambrischen Profilanteile am Nordrand des Böhmischem Massivs.

Summary

Models of evolution, based on results of extensive geological mapping of occurrences of pre-Variscan granitoids (orthogneisses, "Rotgneise") in the Fichtelgebirge-Erzgebirge-Anticlinal-Zone, are used as principles of division for a comparative integration of other occurrences within the Bohemian massif. Their classification as intrusive bodies, younger anatexites (frictionites), deformation and/or metamorphose related augengneisses (blastocataclasites) and injection gneisses (hybridisation along contact aureoles) is based first of all on geological facts.

Characteristic parameters for the conditions of intrusion of the Rotgneis-magma have been determined by different petrological and material data. They generally confirm the low degree of magma differentiation as well as the insignificant metallogenetic potential of the laccolithic intruded magmas. Similar conditions of magma evolution result when comparing pre-Variscan- and Variscan postkinematic granitoids of the Erzgebirge, but starting their evolution from different levels.

From geological, first of all structural data follows that events of deformation probably took place between the time-equivalents of Osterzgebirgische Serie-Preßnitzer Serie, Rusová-Folge - Měděňev-Folge, Měděňec-Folge - Niederschlager Serie und Precambrian - Cambrian.

The main fabric plane within the Erzgebirge crystalline is the younger sk_2 -surface, which was formed as a result of the sk_1 -folding-process. Connected with this deformation is the formation of frictionites (anatexites), migmatites, R-tectonites and flammengneisses (of the Flöha-syncline). They all are products of the same events of deformation but correspond to the response of different levels of the Earth crust.

The geological model of the formation of frictionites is confirmed by a respective physical-mathematical model (computer simulation). The formation conditions of their equivalents within shallower crustal levels - the R-tectonites - are derived from texture investigations by the neutron-beam diffraction-method. Both levels of deformation are described by data of temperature and pressure as determined by means of thermobarometric investigations on fluid inclusions in quartz. The discussed types of rocks prove the existence of flat dipping surfaces of crustal stacking within the Erzgebirge crystalline, as hinted by deep seismic sounding data.

All these results were used to derive a model of the crustal evolution for Upper-Proterozoic to Variscan times along the northern margin of the Bohemian massif. Repeated crustal stacking initiated the formation of granitoidic melts, which intruded during periods of crustal relaxation. Thus a northward directed migration of a "wave" of deformation, metamorphism and intrusion with decreasing age to north is made probable for early Palaeozoic times at the northern border of the Bohemian massif. The early Palaeozoic- and Variscan stacking of the crust differ in time and starting level but they are similar with regard to their progress. The products of these stacking events are different too, due to the different depth of melt formation, to different thicknesses of the Earth crust at the times considered and to different degrees of the evolution of the crustal structure in general.

From the model follow inevitably problems with regard to the lithostratigraphic subdivision and thickness of Precambrian sequences at the northern border of the Bohemian massif.

Резюме

На основе обширных работ по картированию выводятся модели развития проявления доварисцийских гранитоидов в Фихтельгорной/Рудногорной антиклинальной зоне, которые используются как принцип подразделения для сравниваемой классификации дальнейших проявлений в Богемском массиве. Только после вывода геологических критерий проводят упорядочивание к интрузивным образованиям, новым анатекситам (фрикциониты), очково-гнейсам (бластокатаклазиты), обусловленным деформационными и метаморфическими процессами, и к инъекционным гнейсам (гибридизация контактовых ореолов).

После различных петрологических и вещественных данных могут выводиться значения к характеристике интрузивных условий красногнейсовых магм, которые подтверждают их малый коэффициент дифференциации, а также незначительную металлогенетическую степень лакколитически интродуцированных магм. При этом на различных уровнях проявляются подобные условия развития доварисцийских и варисцийско-посткинematических гранитоидов в Рудных горах.

На основе геологических и прежде всего структурных данных возможны деформационные события между временными эквивалентами Восточных рудногорных серий и Пресницкой серией, Русова - Меденец свитой, Меденец свитой и Нидершлагер серией, докемориумом и кемориумом. Главной текстурной поверхностью в Рудных горах для ольших распространений являются молодые поверхности (s_k_2), образовавшиеся в результате складчатости олее старых поверхностей. С этими деформационными событиями на различных уровнях земной коры связано образование фрикционитов, R - тектонитов или также пламенного гнейса (Флеа-синклиналь). Модель образования фрикционитов доказывается математико-физическим моделированием. Условия образования эквивалентных R -тектонитов оцениваются рассмотрением текстур. Оба деформационных уровня относительно их давления и температурных условий описываются термобарометрическими данными. Породы являются геологическим доказательством существования внутрикристаллических плоских напластований в кристаллической Рудных гор.

На основе всех результатов выводится модель верхнепротерозойско-варисцийского развития земной коры на северном краю Богемского массива, которая содержит повторяющиеся напластования коры с инитированным гранитоидным образованием магм, а в фазах разгрузки с последующей интрузией магм. Для нижепалеозойского периода развития коры в Рудных горах возможно северное продвижение волны деформации - метаморфизации - интрузии с уменьшающимся возрастом.

Прохождение процессов напластания коры, различающихся по времени, очень подобны. Но продукты напластания всё же отличаются вследствие разной глубин магм, разной мощности коры, а также измененной степени развития строения коры.

Из модели вытекают проблемы относительно литостратиграфического подразделения и распределения мощности и прежде всего докембрийской части профиля на северном краю Богемского массива.

Vorbemerkungen

Die vorliegende Arbeit steht am Ende mehrjähriger Untersuchungen zum Problemkreis des prävariszischen Magmatismus am Nordrand des Böhmisches Massivs, die der Autor am ZI für Physik der Erde durchführen konnte und deren Leitung er für die Genehmigung zur Publikation der Ergebnisse zu Dank verpflichtet ist.

Die Arbeiten konzentrieren sich mit Kartierungen überwiegend im Maßstab 1 : 10 000, teilweise auch 1 : 5 000 und 1 : 25 000 auf

Reitzenhainer Rotgneisstruktur
 Saydaer Rotgneisstruktur
 Orthogneis von Oberschöna-Oederan
 Schwarzenberger Augengneis
 Augengneis von Selb
 Augengneis von Bieberstein-Dittmannsdorf
 Augengneis von Mobendorf-Frankenberg

und beschränken sich damit, ohne den Anspruch auf Vollständigkeit zu erheben, auf die Fichtelgebirgisch-Erzgebirgische Antiklinalzone. Diese Kartierungsergebnisse stellen zusammen mit anlässlich von Exkursionen und Studienaufenthalten in der ČSSR und VR Polen erarbeiteten Daten den Grundstock für Betrachtungen zur prävariszischen Krustenentwicklung am Nordrand des Böhmisches Massivs dar.

Magmatische Prozesse leisten einen wesentlichen Beitrag zur Stratifizierung der Erdkruste. Sie sind ursächlich mit ansteigenden Isothermen, Deformations- und Metamorphoseereignissen und Stofftransport bzw. -umverteilung verknüpft und belegen ganz allgemein Perioden verstärkter Mobilität der Lithosphäre. Eine solche Mobilitätsspitze, deren geotektonische und minerogenetisch-metallogenetische Bedeutung bisher wenig verstanden ist, liegt im Zeitraum spätes Präkambrium bis frühes Paläozoikum in der Krustenentwicklung der mitteleuropäischen Varisziden und wird in der Literatur häufig als "kaledonisches Ereignis" benannt. Der Charakter dieser Lithosphärenaktivität ist bei allgemeiner Verbreitung über die mitteleuropäischen variszischen Krustenteile durchaus heterogen und äußert sich teils in Metamorphose, teils in Magmatismus mit unterschiedlicher Stoffprägung. An keiner Stelle jedoch ist dieser Krustenformierungsprozeß nach vorliegender Kenntnis mit prograden, alpinotypen Deformationsprozessen im Sinne einer Tektogenese verbunden gewesen. Diese Entwicklungsstufe der Kruste im Bereich des Variszikums Mitteleuropas einesteils in ihrer Stellung zur späten präkambrischen und/oder zur frühen variszischen Entwicklung deutlicher zuzuordnen, ihren Beitrag und dessen Art zur Krustengenese näher zu definieren sowie seine stoffliche Bedeutung für den konkreten Raum und die geologische Situation der Erzgebirgischen Antiklinalzone abzuschätzen, war Ziel der Arbeiten.

Wesentliche Teile der Arbeit sind in Kooperation mit Spezialisten verschiedener Fachrichtungen entstanden:

- Pysikalisch-mathematische Modellierung der Basalgranitoidentstehung (Abs. 5.1)
- Dipl.-Phys. Dr. M. HANISCH, TU Dresden

- Experiment und dessen Auswertung zur Texturanalyse mit Hilfe von Neutronenstrahlbeugungsverfahren (Abs. 5.2) - Dipl.-Phys. Dr. sc. K. FELDMANN, ZfK Rossendorf (z. Z. VIK Dubna)
- Thermobarometrische Untersuchungen (Abs. 5.3) - Dipl.-Min. Dr. R. THOMAS, VEB Berg- und Hüttenkombinat "Albert Funk", Freiberg
- EDV-Arbeiten (Abs. 6.3) - Dipl.-Geol. Dr. sc. J. HARFF, ZI für Physik der Erde, Potsdam
- Beitrag zur Diskussion der Größe des Spannungsabfalls in Verbindung mit intrakristallinen Deformationen (Abs. 5.3.3) - Dipl.-Phys. Franz TAUBER, ZI für Physik der Erde, Potsdam
- Aktivierungsanalytische Bestimmung der Gehalte Seltener Erden (Abs. 6.4)
 - Dipl.-Geophys. Dr. G. JUST, Karl-Marx-Universität Leipzig
- Chemische Analytik: Dipl.-Chem. Dr. P. VOGLER, Dipl.-Chem. Dr. G. SCHETTLER, Dipl.-Krist. R. NAUMANN, Chem.-Ing. E. KRAMER, ZI für Physik der Erde, Potsdam
- Mikroskopie: Dipl.-Min. G. BUDZINSKI
- Kartographie: A. HENDRICH
- Fotografie: G. KORTHALS

Ihnen und vielen Kollegen, die durch Diskussion zum Ergebnis beigetragen haben, dankt der Autor.

Den Herren Dr. J. HOLUBEC, Dr. P. RAJLICH, Ing. J. FIALA und Dr. M. KLEČKA, Mitarbeiter des Institutes für Geologie und Geotechnik der ČSAV, dankt der Autor für instruktive Exkursionsführungen auf dem Territorium der ČSSR.

1. Einführung

Aus dem Wortschatz der Bergleute sind die Begriffe "Graugneis" und Rotgneis in die geologische Literatur nicht nur des Erzgebirges übernommen worden.

SCHEUMANN war es, der mit vorwiegend petrographisch ausgerichteten Arbeiten in den dreißiger Jahren erstmals auf die magmatische Abstammung von Rotgneisvorkommen im Erzgebirge aufmerksam machte, indem er u. a. reliktsche Kontaktgesteine beschrieb, aus deren Existenz er gleichzeitig den Schluß auf zum Zeitpunkt der Platznahme entsprechender Magmen nur schwach deformierte Rahmengesteine zog. Nahezu untexturierte Granitoide innerhalb der Rotgneise - beschrieben von der Talsperre nördlich Most (CSSR) - verstand er als von der Vergneisung verschont gebliebene Relikte des ehemaligen Intrusivkörpers. Teile der Rotgneise (sogen. Plattengneise) sollten als Deformationsprodukte im Zusammenhang mit nordwärts gerichteten Deckenschüben aus einer südlich des Erzgebirges gelegenen Wurzelzone entstanden sein. Hieraus folgte die Annahme von Verfrachtungen in der Größenordnung von mehreren 10er-Kilometern.

Im Gegensatz zu SCHEUMANN nahm SCHMIDT (1958) sehr wohl bedeutende prärotgneisgranitische, zumindest mesozonale Metamorphose der Rahmengesteine an, so daß sich Kontaktwirkungen nur in den hangenden, epizonal deformierten Teilen der Rahmengesteine entwickeln konnten, während höher metamorphe Einheiten des Rahmens nur mit "unbedeutenden Kristallisationen" auf die Magmenintrusion reagieren konnten.

WATZNAUER (1959) unterstreicht in seiner Stellungnahme zu SCHMIDT (1958) diese prärotgneisgranitische Metamorphose des Rahmens und stellt auch die Gneise von Fürstenwalde-Lauenstein als spätvariszische Intrusion zur Gruppe der erzgebirgischen Orthogneise, die er so von den prävariszischen Augengneisen bei Mulda und Bieberstein unterscheidet.

WIEDEMANN (1953) stützte die von SCHEUMANN bereits postulierte Unterschiedlichkeit der Rotgneisedukte durch die Unterscheidung von 7 Eduktgruppen in der Struktur von Reitzenhain und im Boden-Haßberg-Zug. Zwischen den einzelnen Gruppen sollten durch metatektische Gesteine gekennzeichnete Intrusivkontakte bestehen. Die grobkörnigen Gesteine des Kerns der Reitzenhainer Struktur sollten einer späteren Intrusion in die feinkörnigeren Rahmengranite entsprechen. In stark wechselnden Mafitgehalten der von ihm unterschiedenen Gesteinstypen sah er den Ausdruck von Differentiationsprozessen.

BEHR (1968) beschrieb die Saydaer Rotgneisstruktur als eine magmatische Ringstruktur mit konzentrisch angeordneten, zeitlich zueinander fixierbaren Intrusionen einer gerichteten Magmenentwicklung, die sich - prätektonisch beginnend, synkinematisch fortsetzend und postkinematisch endend - gegenseitig durchdringen. In den zentralen Teilen der Struktur sollten dabei richtungslos grobkörnige Metagranite (als Reliktgranite) auftreten. Die Quarzaugen- und Stengelgneise faßte er zu einer separaten Gesteinsgruppe zusammen, die er - ähnlich den SCHEUMANN'schen Vorstellungen - als eine granitporphyrische Fazies der Rotgneismagmatite ansah. Teils noch während der Deformation der granitporphyrischen Typen zu Quarzaugengneisen sollte als weiteres Glied der Rotgneismagmatite "teils diskordant zum Flächengefüge der älteren und bereits deformierten Magmatite" ein aplitischer Granit intrudieren, der ebenfalls konzentrisch den älteren Kernen folgt, diese aber auch diskordant durchdringe. An diesen aplitischen Typ anschließend, würde sich mit zumeist diskordanten Ganggraniten und Pegmatiten die magmatische Tätigkeit syn- bis postkinematisch fortsetzen. Anzeichen für Deckenbewegungen, wie sie SCHEUMANN vermutete, indem er die Saydaer Struktur als einen Deckenlappen der Reitzenhainer Struktur verstand, glaubte BEHR nicht erkennen zu können. Die Saydaer Struktur sei eine "prätektonische Ringstruktur mit Zerrungsfugen um ein subvulkanisches Zentrum, deren magmatische Entwicklung in eine orogene Phase hineinläuft, in deren Ergebnis disharmonische, ringförmige Pressungsstrukturen und Zerschuerungen" angelegt werden. So unterscheidet BEHR die Reitzenhainer Struktur als diapirischen Granitpluton von der überpreßten magmatischen Ringstruktur über einem subvulkanischen Intrusionszentrum (Saydaer Struktur) im Ergebnis unterschiedlicher Anschnittstiefen.

In einer vorwiegend tektonisch ausgerichteten Arbeit sieht FIEDLER (1967) im Schwarzenberger Augengneis einen "vermutlich spät- bis postassynthisch intrudierten Magmenkörper" granodioritischer Zusammensetzung, der noch assynthisch oder erst in variszischer Zeit deformiert wurde. Mit dem Hinweis auf von

HÖSEL & PFEIFER (1965) beschriebene Aquivalente von Preßnitzer Serie (Metagrauwacken) unmittelbar im Hangenden des Schwarzenberger Augengneises wird ein Maximalalter "nicht älter als Preßnitzer Serie" angenommen.

Die geologische Einordnung der Frankenberger Augengneise ist eng mit der Interpretation der Kristallinschollen in der Zwischengebirgszone am Nordrand des Böhmisches Massivs zu sehen. Die über 150jährige Diskussion um die geologische Stellung der Zwischengebirgsmassive in der Saxothuringischen Zone des Variszikums (Münchberger Masse, Wildenfels- und Frankenberger Zwischengebirge sowie Kristallin der Sowie Gory) ist das Abbild abwechselnd autochtoner und allochtoner Erklärungsversuche. Einen Überblick zur Erforschungsgeschichte dieser viel diskutierten Einheiten gaben zuletzt SCHWAN (1974) und KURZE (1966, 1968).

Deckentektonische Konzepte entwickelten unter Annahme z. T. beträchtlicher Fernüberschiebungen aus dem moldanubischen Raum SUESS, KOSSMAT und vor allen Dingen SCHEUMANN mit seinen Schülern in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts. Dagegen vertraten im gleichen Zeitraum PIETZSCH und BEDERKE (für das Kristallin der Sowie Gory) im wesentlichen ortsständige Entwicklung der Zwischengebirgsschollen im Sinne keilartiger, tektonischer Aufpressungen und anschließender Überschiebung der Kristallinschollen auf Paläozoikum.

WATZNAUER (1961) und, später auch KURZE (1968) sahen die Zwischengebirge von Frankenberg und Wildenfels sowie die Münchberger Masse im Zusammenhang mit der Aktivität einer tiefreichenden Störungszone, dem Zentralsächsischen Lineament, wobei auch die fazielle Sonderentwicklung des Ordoviziums (bayrische Fazies) im Gebiet der Zwischengebirge auf eine Krustenhochlage bezogen wurde (JAEGER, 1964). Die Deckennatur der Zwischengebirgsschollen wurde dann wieder von THIELE (1966) vertreten und STETTNER (1969) und (1972) brachte mit der Erklärung der Mehrzahl der "Rotgranite" als Basalgranitoide ebenfalls flache Tektonik zur Diskussion.

Dagegen betonte SCHWAN (1974) die relative Ortsständigkeit der Zwischengebirgsschollen, indem er granitische Intrusion ("Rotgranite") gleichzeitig oder in der Folge einer prävariszischen Deformation in ältere Glimmerschiefer und Phyllite annahm. Dieser Verband sollte variszisch wiederholt deformiert werden und anschließend, spätestens sudetisch, auf nahezu unmetamorphes Paläozoikum (Oberdevon und Kulm) überschoben sein.

In all diesen Diskussionen wurden die roten Gneise der Zwischengebirge, den Scheumannschen Vorstellungen folgend, als Orthogesteine intrusiven und teilweise extrusiven Charakters beschrieben und mit den Orthogneisen vor allem der Reitzenhainer Struktur parallelisiert. KURZE (1966) beschrieb so zuletzt aus dem Frankenberger Kristallin vier Magmatittypen, wobei deren mehr oder weniger undeformierte Relikte sowie ihre Kontaktwirkung in Form von Biotitsprossung und Injektionen im Nebengestein als Beleg intrusiver Ableitung gedeutet wurden.

SCHÜLLER (1934) beschrieb aus der westlichen Kristallinumrandung des variszischen Fichtelgebirgsgranites prävariszische Orthogneise, die er vier Gruppen magmatischer Ausgangsgesteine zuordnete. Den Vorstellungen SCHEUMANN's folgend parallelisiert er diese als frühvariszische, deformierte Orthogneise mit denen des Erzgebirges und auch mit denen der Zwischengebirge.

STETTNER (1972, 1980) sah deutliche Gemeinsamkeiten der Entwicklung prävariszischer Orthogneise am N-Rand des Fichtelgebirges, im Erzgebirge, den Zwischengebirgen und auch der Mitteldeutschen Kristallinzone. Die Orthogneise entstanden seiner Auffassung nach auf planaren Scherflächen im Grenzbereich des rigiden, kratogenen Präkambriums gegen nichtmetamorphes Altpaläozoikum als Basalgranitoide zu frühvariszischer, evt. reußischer Zeit.

WEINHOLD (1977) betont in einer metallogenetisch ausgerichteten Arbeit neben vorwiegend oberproterozoisch-synsedimentären, nachfolgend umlagerten Mineralisationen den Anteil vulkanischer Gesteine in der Gruppe der erzgebirgischen Rotgneise, eine Auffassung, die mit Ergebnissen zirkonstatistischer Untersuchungen vor allem für die Gruppe der sogenannten "Gm-Gneise" im Erzgebirge gestützt wurde (u. a. KURZE, LOBST, MATHÉ - 1980).

Bemühungen, die zeitliche Stellung des prävariszischen, granitoiden Magmatismus am N-Rand des Böhmisches Massivs zu fixieren, führten immer wieder zu einem Temperaturmaximum in der Krustenentwicklung um 420 bis 480 Mill. J. (HAAKE u. a., 1973; HOFMANN u. a., 1979; KRENTZ, 1985) bzw. auch im weiteren Gebiet des Böhmisches Massivs (BREWER u. a., 1972; HOFMANN, A., 1973; GRAUERT u. a., 1973; SCHÖNLAUB, 1979; van BREEMEN u. a., 1982). Für den erzgebirgischen Raum zeichnete

sich dabei zunehmend eine altpaläozoisch-variszische, wenn auch pulsierende, so doch mehr oder weniger geschlossene Metamorphoseentwicklung ab.

WEINHOLD (1977) spricht von einem "ausgeprägten assyntischen und einem unvollendeten kaledonischen Zyklus" der Entwicklung des Erzgebirgskristallins auf der Basis des Geosynklinalmodells. Dem gegenüber sind verschiedene Arbeiten mit mobilistischen Interpretationsversuchen publiziert worden, die die altpaläozoische Krustenentwicklung Mitteleuropas als Folge konvergierender und divergierender Plattenbewegungen zwischen Laurasia und Gondwana (Öffnung und Schließung des Protoatlantik) und deren Auswirkungen im Schollenmosaik präkambrisch konsolidierter Mikrokontinente des Vorfeldes der Osteuropäischen Tafel (evtl. als Teile dieser) sehen (SCHMIDT, 1977; BRAUSE, 1980; MARTIN & EDER (Eds.), 1983; SUK (Ed.), 1984; BEHR u. a., 1984; WEBER, 1984; ZIEGLER, 1986; MATTE, 1986). Wesentliche Beiträge hierzu haben vor allem die Ergebnisse tiefenseismischer Sondierungen gebracht, die laterale Horizontierung und Stapelungsstruktur der Kruste Mitteleuropas sehr wahrscheinlich machten (BÜLSCHKE & KRESSLER, 1980; GIESE u. a., 1983 in MARTIN & EDER (Eds.); HOTH u. a., 1985; WEBER, 1985).

2. Regionaler Überblick

Die Spezialuntersuchungen, deren Ergebnisse dieser Arbeit zugrunde liegen, erfolgten an prävariszischen Granitoiden des DDR-Anteils der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone, in deren Kern infolge nach SW eintauchender Achse in nordöstlicher Richtung zunehmend tiefere und höhermetamorphe Teile des oberproterozoischen Kerns der Struktur ausstreichen. Im NW wird dieser Kern von einer altpaläozoischen Glimmerschiefer-Phyllithülle umschlossen, die im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes durch die Spezifik der bayrischen Fazies ausgezeichnet ist. Eine Diskordanz zwischen oberproterozoischer und altpaläozoischer Entwicklung ist durch einen Umschlag der lithofaziellen Merkmale angedeutet (LORENZ; 1974, 1979) und geht mit einem Metamorphosesprung einher, weist sich aber nicht durch eine scharfe Strukturdiskordanz und nachfolgende grobklastische Schüttung aus, wie dies im Barrandium der Fall ist, wenn auch lokal verschiedentlich übergreifende, bzw. durch Lücken ausgezeichnete Verbandsverhältnisse bekannt sind (z. B. Clanzschwitz-Wellerswalde).

Im Erzgebirge konzentrieren sich die Rotgneise s. str. auf die Gebiete beiderseits der Flöha-Synklinale (Reitzenhainer- und Saydaer Rotgneisstruktur). Großen Anteil am Aufbau der altpaläozoischen Serien in der Schieferhülle des Erzgebirges haben die sogen. Muskovitgneise oder Gneise vom Gm-Typ, die als zumeist geringmächtige Lagen mit schwachmetamorphen Sedimenten wechsellagern. Kleinere Körper treten verschiedentlich im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes (z. B. Frankenberger Gneis) und auch in der Elbezone (Pluton von Coswig) auf. Gesteine vom Typ der Rotgneise sind keine Besonderheit der Saxothuringischen Zone der Varisziden im Sinne von Kossmat. Sie sind ebenso aus der Mitteldeutschen Kristallinzone, der Moldanubischen Zone, dem variszischen Fundament (Altkristallin) des alpidischen Tektogens oder mit frühvariszischen Metamorphosezahlen aus der Rhenoheryzynischen Zone als ein die gesamte mittel- und westeuropäische Kruste betreffendes Temperaturereignis bekannt (SCHMIDT, 1977; BANKWITZ, 1977) (vgl. Abs. 7.0). Die Besonderheit dieses Ereignisses besteht darin, daß der vermutliche Intrusionszeitraum mit sedimentärer Füllung der variszischen Senke zusammenfällt.

Die Gesteine der Erzgebirgischen Antiklinalzone sind lithostratigraphisch über Vergleiche mit den benachbarten Gebieten (vor allem des böhmischen Raumes) gegliedert worden (LORENZ, 1979; HOTH u. a., 1979, HOTH u. a., 1985). Diese Gliederung wird hier benutzt. Physikalische Altersbestimmungen (KRENTZ, 1985) haben in jüngster Zeit Zweifel, vor allem an der Grenzziehung Präkambrium - Kambrium im Westerzgebirge aufkommen lassen.

Jüngste Arbeiten tschechoslowakischer Autoren (FIALA, 1988) nehmen einen durch Blastomylonite gezeichneten Deckenbau des Oberproterozoikums im Erzgebirge an, so daß die bisherige lithostratigraphische Gliederung gänzlich in Frage gestellt erscheint oder zumindest nur noch innerhalb der Serien oder Folgen gültig sein soll.

Aus regionaler Sicht ist festzustellen, daß Rotgneise s. str. im hochmetamorphen Präkambrium des Osterzgebirges (Osterzgebirgische Serie) fehlen, dessen Bau andererseits durch die Gneise von Fürstenwalde-Lauenstein charakterisiert ist, welche teils als Metahybridgranodiorite - intrusiv (SCHUST, 1986), andererseits als Bildungen einer prograden Metamorphoseentwicklung - anatektisch (HOFMANN, BERGNER, 1986) beschrieben werden. Vielmehr steckt die Mehrzahl der fraglichen Gesteinsvorkommen in amphibolitfazieller oder auch geringer metamorpher Umgebung und damit betont in Profilbereichen der Preßnitzer und Niederschlagser Serie sowie den altpaläozoischen Serien, vor allem kambrischen Alters.

3. Spezialuntersuchungen zur Geologie prävariszischer Granitoide der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone

3.1. Reitzenhainer Rotgneisstruktur

Die Reitzenhainer Rotgneisstruktur wird im NE durch die Flöha-Synklinalzone tektonisch begrenzt, steht im NW mit den Marienberger Paragneisen im Kontakt und ist randlich im Bereich der Boden-Haßberg-Synklinale mit Teilen der Preßnitzer Serie verfaltet (SW-Kontaktzone). Auf dem Territorium der ČSSR wird die Struktur durch den Erzgebirgsabbruch im SE begrenzt.

Die hier dargestellten Ergebnisse zur Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur basieren auf Kartierungsarbeiten (1 : 10 000 und 1 : 5 000) entlang zweier zu unterschiedlichen Fragestellungen angelegter Richtprofile:

- Reitzenhainer Rotgneisstruktur - Kernzone
(Raum Olbernhau-Hintergrund-Schwarzwassertal-Staatsgrenze ČSSR)
Anlage 1 - Geologische Karte 1 : 25 000
Anlage 2 - Tektonische Karte 1 : 25 000
Aufgabenstellung: Gliederung und Bau der Struktur
- Reitzenhainer Rotgneisstruktur - Westlicher Kontaktbereich
(Raum Steinbach-Arnfeld-Königswalde-Bärenstein-Staatsgrenze ČSSR)
Anlage 3 - Geologische Karte 1 : 25 000
Anlage 4 - Tektonische Karte 1 : 25 000
Aufgabenstellung: Kontaktwirkungen der Rotgneismagmatite

3.1.1. Aufbau und Gliederung

3.1.1.1. Orthogesteine

Den Kern der Reitzenhainer Rotgneisstruktur bildet ein grauer porphyroblastischer, grobflaseriger Gneis - Innerer Rotgneis (Bilder 1 und 2).

Kennzeichnend für den dickbankigen Zweiglimmergneis mit leichter Vormacht albitnahen Plagioklases gegenüber Kalifeldspat ist seine Homogenität. Variationen in der Ausbildung des Gesteins sind deformationsbezogen. Die charakteristische Textur des Gesteins wird teils durch amöboid verzahnte Quarzaggregate, vor allem jedoch durch stets deutlich ausgeschwänzte Feldspataggregate mit bis über 5 cm Hauptachsenlänge erzeugt. In den randlichen Partien des Inneren Rotgneises treten zunächst linsige Einlagerungen betont augiger Typen auf. Ihnen folgt eine schmale Zone langflaseriger Ausbildung des Inneren Rotgneises, die als Randfazies gegen die peripher anschließenden Äußeren Rotgneise (primäre Korngrößenverringering) interpretiert wird (Schwarzwassertal, 2 km N Kühnhaide).

Der Kern der Inneren Rotgneise wird von einem Kranz rotgrauer, gelbgrauer bis teils violetter Zweiglimmergneise ummantelt - Äußere Rotgneise (Bilder 3 und 4), die durch eine weitaus stärkere Variabilität hinsichtlich ihrer Texturen gekennzeichnet sind. Es sind langflaserige, augige und - weniger verbreitet - körnig-flaserige und flaserige Typen zu unterscheiden.

Das Profil am Katzenstein (Schwarzwassertal) gibt einen guten Eindruck vom im n-Bereich liegenden Wechsel augiger, langflaseriger und flaseriger Texturtypen des Äußeren Rotgneises. Die plattigen bis bankigen Zweiglimmergneise kennzeichnen höhere Quarz-, Muskovit- und Kalifeldspatgehalte im Modalbestand gegenüber den Inneren Rotgneisen. Die augigen Typen der Äußeren Rotgneise sind durch die isolierte Verteilung der Blasten (einzelaugig) von Gliedern der Inneren Rotgneise zu unterscheiden. Glieder der Äußeren Rotgneise treten als schmale Linsen oder Schuppen auch innerhalb der Inneren Rotgneise auf. Im Mineralbestand der Äußeren Rotgneise tritt Turmalin, häufig im Kern linsiger Quarz-Feldspataggregate, auf.

Als diskordante oder Lagergänge geringer Mächtigkeit (m- bis dm-Bereich) durchschlagen Gang- und Lagerrotgneise (Bilder 5 und 6) beide zuvor genannten Einheiten der Reitzenhainer Rotgneisstruktur, bilden aber vor allem einen äußeren Saum der Orthogneise gegen ihren sedimentären Rahmen.

Mit deutlich höheren Muskovit- und Kalifeldspatgehalten und teilweise völliger Biotitabwesenheit sowie feinkörnig bis eben-feinflaseriger, plattig-ebenschieferiger Texturentwicklung sind die hellroten, weißgrauen bis gelbgrauen oder auch violetten Gesteine sehr vielgestaltig aber deutlich von den anderen Gliedern der Struktur verschieden. Im Grenzbereich zu den Äußeren Rotgneisen kann mit deren langflaseriger Ausbildung ein Übergang zu Gang- und Lagerrotgneisen angedeutet sein - meist ist die Grenze zwischen beiden Einheiten jedoch scharf. In den Kartendarstellungen werden zwei Typen der ebenfalls turmalinführenden Gang- und Lagerrotgneise unterschieden: ein granitisch-körniger bis feinflaseriger Muskovit- bis Zweiglimmergneis und ein weißgrauer, glimmerarmer Muskovitgneis.

Mit diesen drei Hauptgliedern - einschließlich ihrer Varietäten ist die Ausgangsgestalt der Reitzenhainer Rotgneisstruktur umrissen, wie sie nach Abschluß der Differentiation eines granitischen Intrusionskörpers bzw. nach dessen Deformation vorgelegen haben könnte. Alle weiteren im Bereich der Kartierung auftretenden Gesteinsgruppen gehören entweder zum sedimentären Rahmen, sind auf Wechselwirkungen des Intrusionskörpers mit diesem Rahmen oder auf spezielle Deformationsformen in strukturell exponierten Situationen zurückzuführen.

Ergebnisse der Vermessung von Plagioklasen mit Hilfe des Universal-Drehtisches (Abb. 1) ergeben einerseits eine Entwicklung der Anorthitgehalte in der Reihe Innerer Rotgneis - Äußerer Rotgneis - Gang- und Lagerrotgneise von etwa 22 % zu 3 % für Maximallagen. Eine Vermessung unterschiedlicher Generationen von Plagioklasen in augigen Varianten der Äußeren Rotgneise zeigt deutlich die Bedeutung jüngerer, albitorientierter Überprägungen und im Zusammenhang mit der Interpretation der Basalgranitoide ist auch anhand der Anorthitgehalte der Plagioklase die in den Abschnitten 5.0. und 6.0. vorgestellte Erläuterung mit einem Feldspatumbau in der Entwicklungslinie Innerer Rotgneis - Übergangsgneis - Basalgranitoid (erst Abbau, dann Neukristallisation bei 17 % An-Maximum) zu unterstützen.

Eine Übersicht zur modalen Zusammensetzung der Hauptgesteinsgruppen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur gibt die Abb. 2.

3.1.1.2. Kontaktbildungen

Als "Orthogesteine" werden hier nur solche Gesteinseinheiten bezeichnet, für die eine magmatische Entstehung über eine Schmelzphase nachzuweisen ist. Texturmerkmale (Augengneise) und vor allen Dingen stoffliche Kennwerte (Chemismus) sind aufgrund ihrer wesentlich durch Deformations- und Metamorphoseprozesse gesteuerten Formung zum Nachweis der orthogenetischen Bildung polymetamorpher Gesteine praktisch meist ungeeignet. Schlüssig erweist sich letztlich neben Aspekten der Gesteinsbildung (Homogenität), regionalen Gliederung und mikroskopisch-petrographischen Beobachtungen nur der Nachweis von Kontaktbildungen.

Die Orthogesteine der Reitzenhainer Rotgneisstruktur bilden Intrusivkontakte mit Gesteinen der Preßnitzer Serie aus. Im Kern der Struktur (Anlage 1) sind wohl ausschließlich Glieder der liegenden Rusovä-Folge, im westlichen Randbereich der Struktur (Anlage 3) ist auch Medenec-Folge im Kontakt mit Rotgneismagmatiten verändert. Aus den Ergebnissen der Kartierungen entlang der Richtprofile sind Kontaktwirkungen der Rotgneismagmatite einesteils in Abhängigkeit vom Typ des kontaktbildenden Magmas, andererseits in Abhängigkeit vom Petro- und Strukturtyp des jeweiligen Rahmengesteins zu unterscheiden:

- Hybridisierung von Paragneisserien des Rahmens ist die weitverbreitetste Kontaktbildung sowohl im Rahmen, als auch im Kern der Rotgneisstruktur. Die Erscheinung ist

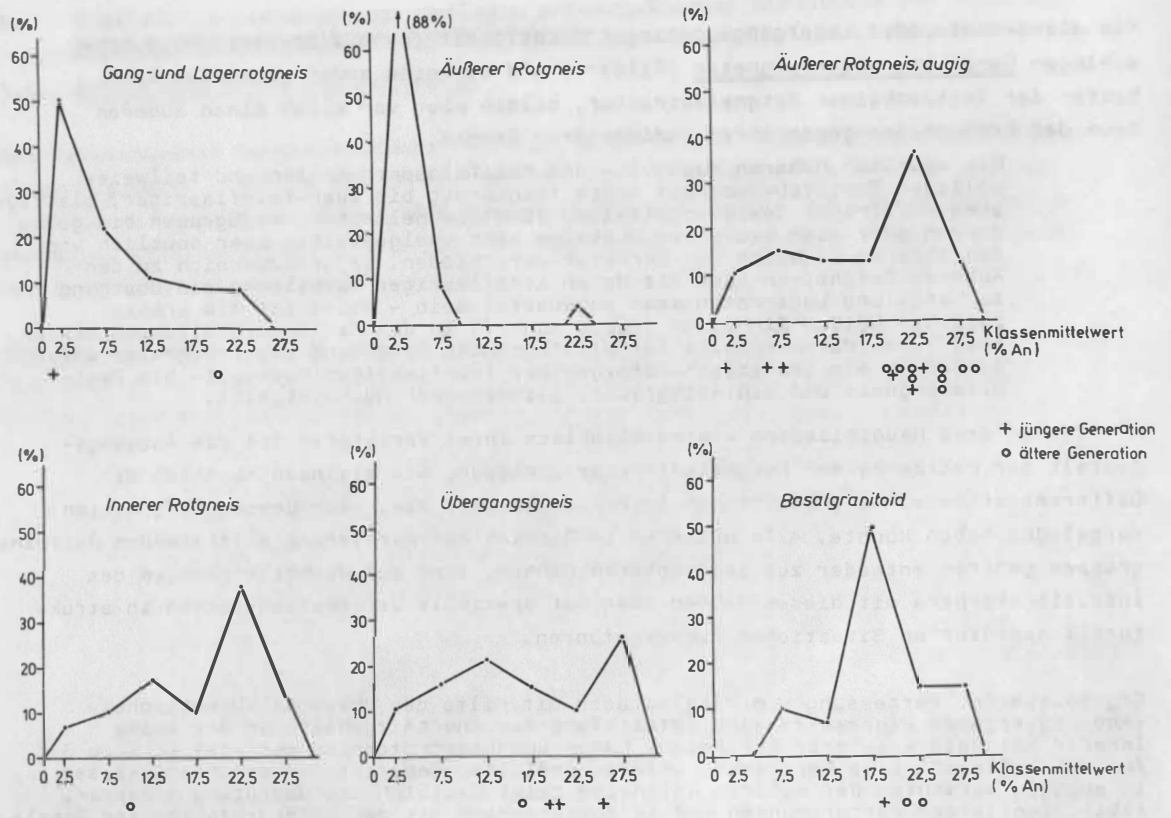


Abb. 1: An-Gehalte von Plagioklasen in wichtigen Gesteinen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur

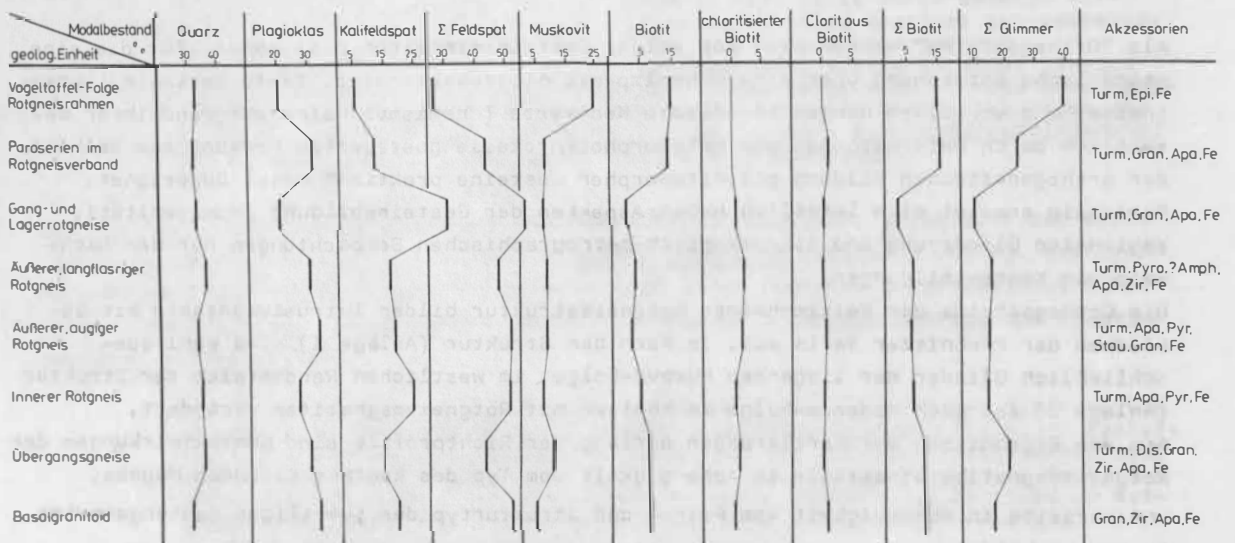


Abb. 2: Modalbestand der Hauptgesteinsgruppen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur

offensichtlich auf den Kontaktfall des Rahmens mit Magmen der Gang- und Lagerrotgneise beschränkt. Hinsichtlich gradueller Unterschiede des Hybridisierungsgrades sind folgende Spezialfälle zu unterscheiden:

- Injektionen in Form schichtartiger Durchdringung mit Bildung eines mm-Lagenwechsels von Ortho- und Paraanteilen bei weit überwiegendem orthogenen Anteil (bis 95 %) - Bilder: 7 und 8
- Assimilation von Paragesteinsanteilen im Magma der Gang- und Lagerrotgneisgruppe, auf die granatführende Anteile der Gang- und Lagerrotgneise zurückgeführt werden (Bild: 9)
- Kalifeldspatmetasomatose mit (Augengneise der Steinbach-Folge) und ohne (flasrige Gneise in der Schwarzwasser-Folge) Texturveränderung des Ausgangsgesteins
- Durchtrümerung der Paragesteine des Rahmens mit zumeist zur Haupttexturfläche konkordanten, seltener aber auch diskordanten Lagen von Gang- und Lagerrotgneisen, welche Mächtigkeiten im Bereich cm bis dm (maximal bis 1 m) erreichen und die Rahmengesteine im m-Bereich und weitständiger untergliedern (Bild: 10)

Für die im Kontaktbereich der Reitzenhainer Rotgneisstruktur auftretenden hybriden Injektionsgneise erscheint die Beobachtung wichtig, daß die ersten drei Spezialfälle unterschiedlicher Hybridisierungsgrade nur am Kontakt der Magmen der Gang- und Lagerrotgneise mit flasrigen Zweiglimmergneisen (Rusová-Folge) auftreten. Hieraus sind Schlüsse hinsichtlich der zum Zeitpunkt der Intrusion vorliegenden Strukturierung des Intrusionsrahmens zu ziehen (vergl. Abs. 3.1.2.). Metagrauwackenkomplexe im Kontakt mit Gliedern der Gang- und Lagerrotgneise reagieren entsprechend dem im letzten Anstrich skizzierten Spezialfall.

Im Kontaktbereich der Orthogneise der Reitzenhainer Rotgneisstruktur hybridisierte Paragesteine haben nach Ansicht des Verfassers nicht nur im westlichen Kontaktbereich, sondern auch in den zentralen Teilen der Struktur eine weite Verbreitung: Hierzu werden vor allem auch jene bislang zur orthogenen Rotgneisgruppe gestellten Augengneise im Bereich des Natzschung-Tales zwischen Rübenau und Rothenthal (Steinbach-Folge) und des Schwarzwassertales bei Kühnhaide (Schwarzwasser-Folge) gestellt, wobei lagenweise Änderungen sowohl stofflicher als auch textueller Merkmale im Sinne relikti-scher Wechsellagerungen Anlaß ihrer sedimentären Ableitung war (FRISCHBUTTER, 1985).

Die als Kontaktbildungen der Rotgneismagmen bereits von MÜLLER (1865) und SCHEUMANN (1932) angesehenen Fleckenbildungen in Paragesteinen sind zuletzt von WALTHER (1972) und LOBST (1984, 1986) bearbeitet worden. Flecken werden nie in flasrigen Zweiglimmergneisen (beispielsweise der Rusová-Folge), sondern nur in Metagrauwacken und hier wiederum offenbar bevorzugt in quarzitischen und nicht in pelitischen Typen gebildet. Neben dieser Lithotypenbindung erfordert ihr Auftreten weiterhin den Kontaktfall zu Magmen der Inneren Rotgneise. Sie fehlen also dort, wo der Innere Rotgneis von vergleichsweise mächtiger Ausbildung der Äußeren bzw. der Gang- und Lagerrotgneise umgeben ist (Kernzone der Struktur). Hieraus sind Intrusionstemperaturen der Rotgneismagmen abschätzbar (vergl. Abs. 3.1.2.3.). Die Entstehung der Flecken ist nicht endgültig geklärt: Ihr deutlicher räumlicher Bezug zu Rotgneismagmatitvorkommen stützt ihre kontaktmetamorphe Interpretation. Texturentwicklungen in Deformationsstrukturen der Inneren Rotgneise östlich Grumbach lassen aber auch rein strukturelle Deutung ihrer Bildung nicht ausgeschlossen erscheinen. Lagenweises Auftreten wie in den Aufschlüssen am linken Hang der Preßnitz östlich Grumbach kann als Abbildung stofflicher Unterschiede im Edukt (Schichtung) interpretiert werden und würde ebenfalls kontaktmetamorphe Entstehung belegen. Es ist somit wahrscheinlich, daß Gesteine unterschiedlicher Genese hier zusammengefaßt sind. Zum Stoffbestand der Flecken wurde hier nicht gearbeitet: WALTHER (1972) beschreibt neben Granat, Hellglimmer, Quarz und Feldspat in feiner Körnung auch filzigen Sillimanit als Bestandteil der unter dem Mikroskop meist opaken Flecken. LOBST (1983) untergliedert die Fleckengrauwacken nach Farbe und Größe der Flecken, diagnostiziert die Trägergesteine als "reliktische Paragneise" und beschreibt Pseudomorphosen nach Cordierit.

3.1.1.3. Paragesteinskomplexe im Orthogneisverband

Die Paragesteinsserien des Rahmens der Orthogneise sind hier nicht Gegenstand der Erörterung und werden nur soweit berücksichtigt, wie aus ihrer Entwicklung Rückschlüsse auf Merkmale des Rotgneismagmatismus gezogen werden können. In diesem Sinne kommt der Untergliederung der Paragneisserien für den zentralen Bereich der Struktur in erster Linie lokale Bedeutung zu und sie enthält neben lithologischen Unterschieden vor allem auch Merkmale unterschiedlicher Kontaktformung.

- Vogeltoffel-Schichten: Typusgebiet ist der NE-Kontaktbereich des Reitzenhainer Orthogneiskörpers im Bereich Schwarzwassertal bei Hintergrund bis Vogeltoffelfelsen. Die Folge ist charakterisiert durch einen recht häufigen Wechsel feinschiefriger bis feinflaseriger, biotitbetonter Zweiglimmergneise mit quarzitisch-dichten Metagrauwacken (meist massig und blaugrau) und geringmächtigen Kalksilikatgesteinslagerungen. Nach der Gliederung von HOTH u. a. (1985) sind die Vogeltoffel-Schichten Teil der Rusová-Folge 2. Kennzeichnend ist der hohe Metamorphosegrad der Gesteine, die mit ihren nicht-massigen Anteilen weitgehend als metatektische Gneise und Migmatite vorliegen (Flanke der Flöha-Zone).

Die geologischen Verhältnisse am Vogeltoffelfelsen sind zuletzt von WATZNAUER (1968) und KRENTZ u. a. (1984) den Vorstellungen von SCHMIDT (1959) folgend als Beleg für die gegenüber dem Rahmen jüngere Intrusion der Rotgneismagmen (Xenolithe in Orthogneisen) angesehen worden. Nach Ansicht des Verfassers ist am Vogeltoffelfelsen kein Orthogneis - abgesehen von seltenen geringmächtigen Einlagerungen der Gang- und Lagerrotgneisgruppe - im Sinne der obigen Gliederung aufgeschlossen. Bei den von WATZNAUER nach SCHMIDT beschriebenen blastomylonitischen Augengneisen handelt es sich um anatektische Bildungen aus den Paragneisserien der Vogeltoffel-Folge. Die stellenweise unvollständige, nicht durchgreifende Anatexis enthält Relikte der Paragneise, die als Xenolithe gedeutet wurden, deren randliche Übergänge ins Rahmengestein aber eine solche Deutung nicht erlauben. Die Bildung dieser Anatexite wird durch Deformation erklärt (Basalgranitoide, vergl. Abs. 5.0.).

Auch WATZNAUER (1968) zog eine Entstehung der Vogeltoffelgesteine durch "Granitisation" und nicht durch Intrusion in Betracht und verwies darauf, daß in "Einschlüssen" und Rahmen keinerlei Kontaktanzeichen erkennbar sind. Vielmehr bestehen Übergänge zu hochdeformierten Stengelgneisen und weiterhin zu metatektischen Paragneisen, die auf den Deformationsbezug dieser Gesteinsbildung verweisen.

- Natzschung-Schichten: Sie treten nur im Gebiet SSE Rübenau bis zur Staatsgrenze auf und lithologisch deutlich von anderen Paragesteins-Folgen im Orthogneisrahmen verschieden, indem einer feinflaserig-feinschiefrigen Zweiglimmergneisfolge eine quarzitisch-kalkige Wechsellagerung (Kalksilikatgesteine, Quarzite, Marmore, häufig mit dunklen Einlagerungen geringster Mächtigkeit) eingeschaltet ist. REINISCH (1929) führte diese charakteristischen Einlagerungen auf Diabastuffe zurück. Die Gesteine der Natzschung-Schichten lassen im Kartierungsgebiet, ebenso wie die der Vogeltoffel-Schichten, keine sicheren Anzeichen kontaktmetamorpher Beeinflussung durch die Rotgneismagmen erkennen. Ihre Kontakte zu Gliedern der Inneren- und Äußeren Rotgneise sind wohl überwiegend struktureller Art. Im Übergreifen auf verschiedene Rotgneisglieder sowie der räumlichen Verbindung mit der nur teilweise von Kontaktwirkungen der Rotgneismagmen betroffenen Steinbach-Schichten könnten Altersbeziehungen zwischen in diesem Sinne älteren Inneren Rotgneisen und jüngeren Natzschung- und Steinbach-Schichten zum Ausdruck kommen. Dies würde allerdings im Widerspruch zur lithostratigraphischen regionalen Einbindung als Rusová-Folge 1 (mit den Skarnen und Amphiboliten von Kalek als tiefste Preßnitzer Serie (HOTH u. a., 1983) stehen. Andererseits könnte in den geschilderten Umständen ein möglicher Hinweis auf bereits oberproterozoisch beginnende magmatische Aktivität verborgen sein.

Dem Gliederungsvorschlag FRISCHBUTTER (1976) folgend, haben HOTH u. a. (1979) die Natzschung-Schichten an die Basis der Preßnitzer Serie eingeordnet, während nach Auffassung des Autors erstere das Hangende der Paraserien im Rotgneisverband um Rübenau bilden.

- Steinbach-Schichten: Neben ihrer Stellung zum Orthogneiskomplex (vergl. oben) sind die Steinbach-Schichten teils durch ihre räumliche Verknüpfung mit Gliedern der Natzschung-Schichten, andererseits durch das Auftreten von Flammengneisen (wie sie für den engeren Bereich der Flöha-Synklinalzone typisch sind) in einer schiefriigen bis flasrigen Zweiglimmergneiswechsellagerung charakterisiert. So könnten die Steinbach-Schichten als Liegendes der Natzschung-Folge einzuordnen sein. Zu den Steinbach-Schichten gestellt werden kalimetasomatische, flasrige Augengneise (Natzschungtal; Sägemühle, 1 km NE Rübenau), deren prä- bis postkinematische Kalimetasomatose mit der Intrusion der Rotgneismagmen in Verbindung gebracht wird.
- Schwarzwasser-Schichten: Typusgebiet ist der Raum Kühnhaide - W-Rübenau. Es sind feinflasrige Zweiglimmergneise (teilweise augig) mit geringer Variabilität. Kalimetasomatische Überprägung im Kontaktbereich der Rotgneismagmen und Hybridisierung waren neben den lithologischen Merkmalen ausschlaggebend für eine Trennung der Folge von weniger deutlich derart überformten Paragesteinsfolgen im Rotgneisverband. Bei HOTH u. a. (1983) sind die Schwarzwasser-Schichten wie auch Steinbach- und Natzschung-Schichten zur Rusovä-Folge 1 zusammengefaßt. Aus geologischen Gründen würde der Verfasser in den Schwarzwasser-Schichten das Liegende der Steinbach-Schichten sehen.

In der Abfolge Schwarzwasser - Steinbach - Natzschung - Schichten vom Liegenden zum Hangenden (innerhalb der Rusovä-Folge 1) ist zunehmende Differenzierung im lithologischen Aufbau bei abnehmender Sedimentationstiefe (Schwelle ?) wahrscheinlich. Schwarzwasser- und das Liegende (?) der Steinbach-Schichten sind intensiv von Kontaktwirkungen der Rotgneismagmen verändert.

In den Steinbach-Schichten spielen mit Flammengneisen Deformationsprozesse, wie sie für die Flöha-Synklinalzone typisch sind, eine den Petrotyp bestimmte Rolle: Diese Merkmale sind nicht von lithostratigraphischer Bedeutung.

Steinbach-, vor allem jedoch Natzschung-Schichten liegen überwiegend Inneren Rotgneisen - über der N-W-SE-streichenden Hauptachse des Strukturkerns eingemuldet - auf.

Im Bereich des Westkontaktes des Reitzenhainer Orthogneiskörpers (Boden-Haßberg-Zug, Anlage 3) stehen nach HOTH u. a. (1985) Rusovä-Folge 3 und vor allem Medenec-Folge mit Orthogesteinen im Kontakt. Aus den Kartierungsergebnissen des Autors ist ein konkreter Beitrag zur Lithostratigraphie des Raumes nur indirekt möglich:

Im Gebiet zwischen Grumbach und Jöhstätt werden in der nördlichen Fortsetzung des Orthogneiskörpers innerhalb der Medenec-Folge "plattigen Muskovitgneisen vom Gm-Typ" weite Verbreitung zugestanden, in denen KRENTZ u. a. (1984) eine Häufung submarin geförderter rhyodazitischer Laven und Tuffe - speziell im mittleren Teil der Medenec-Folge - sieht. Aufgrund ihres unmittelbaren Bezuges zum Kontakt verschiedener Orthogneisglieder und der daran geknüpften Kontaktart (vergl. Abs. 3.1.1.2.) sowie der nicht schlüssig nachzuweisenden Vulkanitnatur dieser Gesteine wird hier der Deutung des fraglichen Komplexes als einer Kontaktzone der Orthogneise mit hybriden Paragneisen, Gang- und Lagerrotgneisen (in denen Anteile vulkanischer Bildungen nicht auszuschließen, aber auch nicht sicher nachweisbar sind), fleckenführenden Metagrauwacken und Granatglimmerschiefern der Vorzug gegeben. Diese Deutung nimmt damit eine nicht unwesentliche Beteiligung von Anteilen auch der Rusovä- neben Medenec-Folge an.

3.1.2. Tektonik und Metamorphose

Deformations- und Metamorphoseprozesse haben die am Aufbau der Reitzenhainer Intrusionsstruktur beteiligten Gesteine in vielfacher und unterschiedlicher Art verändert. Solch spezielle Entwicklungsformen wie die "Basalgranitoide" oder "Stengelgneise" spiegeln unterschiedliche Deformations-Metamorphose-Bedingungen wider, die an strukturell exponierte Situationen gebunden, sich von der allgemeinen Situation abheben. Sie werden gesondert behandelt (vergl. Abs. 5.).

3.1.2.1. Flächengefüge

Alle am Aufbau der Reitzenhainer Rotgneisstruktur beteiligten Gesteine sind mindestens zweifach geschiefert. Eine ältere Kristallisationsschieferung (sk_1) ist generell die Hauptteilbarkeitsfläche sowohl der Ortho- als auch Paragesteinseinheiten. Diese Fläche unterliegt einer Faltung, in deren Folge eine 2. Schieferung gebildet wird, die partiell ebenfalls als Kristallisationsschieferung ausgebildet ist (sk_2) und in exponierten Lagen des Faltenbaus Hauptteilbarkeit des Gefüges werden kann.

In Paragneisen scheint als Schichtung zu interpretierender reliktscher Materialwechsel der älteren Kristallisationsschieferung (sk_1) parallel zu liegen, wobei allerdings der zumeist linsige "Schichtungstyp" zu berücksichtigen ist, der gegebenenfalls auch als Deformationstyp erklärbar wäre. Nicht nur im Zusammenhang mit den Untersuchungen zur Reitzenhainer- und Saydaer Rotgneisstruktur mehrten sich im Kristallin des Erzgebirges Anzeichen, die darauf hindeuten, daß mit sk_1 im obigen Sinne bereits eine sekundäre Texturfläche vorliegt (in sk_1 -liegende Faltenformen).

Die Auffassung steht in engem Zusammenhang mit der Interpretation der Hybridgneise im Rahmen des Orthogneiskörpers. Die Beschränkung dieser auf den Kontaktfall von Magmen der Gang- und Lagerrotgneise gegen feinflasrige Zweiglimmer- (biotit)gneise führt einerseits zu vergleichenden Viskositätsabschätzungen der intrudierenden Rotgneismagmen sowie andererseits zur Postulierung unterschiedlicher Texturierungen in den Rahmengesteinen zum Zeitpunkt der Intrusion: Somit sollten Rahmengesteine, die mit Hybridisierung im Kontaktbereich der Rotgneismagmen reagieren, durch eine präintrusive Textur (Schieferung) gekennzeichnet sein, entlang der die Injektion des mikrogranitischen Materials der Gang- und Lagerrotgneissubstanz erfolgt. Diese präintrusive Deformation könnte strukturelle Anzeichen für eine gegenüber sk_1 ältere Flächenanlage (sk_0 ?) stützen. Gleichzeitig bedeutet dies aber, daß Gesteinsgruppen, die keine Hybridgneise im Rotgneismagmenkontakt bilden (Metagrauwacken, z. B. der Medenec-Folge im westlichen Kontaktbereich der Reitzenhainer Struktur, Anlage 3) von dieser älteren Deformation nicht betroffen waren.

In den tektonischen Karten sind außerdem dargestellt (Anlagen 2 und 4):

- rupturale Schieferungsflächen mit regionaler Verbreitung, jünger als sk_2 und stets ohne Kristallisation
- schieferungsartige Klüftung mit deutlich lokalem Bezug zu Störungszonen
- Faltenpiegel - ausschließlich von sk_1 -Falten - in exponierten (Engfaltenzonen) Ausschnitten des sk_1 -Faltenbaus und übereinstimmend mit Gebieten, in denen sk_2 Hauptteilbarkeit der Gesteine ist.
- Hauptkluftrichtungen in relativer Altersabfolge

Zur Raumorientierung der vermuteten sk_0 -Flächen können keine Angaben gemacht werden. Lediglich aus der Abfolge unterschiedlicher Hybridisierungstypen könnte auf Schuppenstruktur dieser sk_0 -Flächen geschlossen werden (Anlage 5).

3.1.2.2. Faltenbau

Gegenstand der die Regionalstruktur prägenden Faltung ist die ältere Kristallisationsschieferung (sk_1) - einschließlich aller älteren Flächenlagen. Diese Faltung erfolgt im Kernbereich um nach E-W tendierende NW-SE- und im westlichen Kontaktbereich deutlich NW-SE- gerichtete Achsen, ist im Kernbereich S- bis SW- vergent, dagegen im westlichen Kontaktbereich wechselnd, jedoch überwiegend N- bis NE- vergent (gegen den Strukturkern gerichtet - Anlagen 2, 4, 5). Mit dieser Faltung genetisch verbunden ist die Anlage der zweiten Kristallisationsschieferung (sk_2) als Achsenebenenschieferung und in deren weiteren Ausgestaltung auch die Bildung der Basalgranitoide sowie der Stengelgneise (vgl. Abs. 5.).

Die Wellenlänge dieser Faltung liegt zwischen 1 und 2 km. Neben häufig im Aufschluß oder Profil erkennbaren Faltungsstrukturen dieser Richtung können auch die Intensitätsverhältnisse (Dominanz, Haupttexturfläche) zwischen sk_1 und sk_2 sowie deren Schnittwinkeländerungen als Kartierungshilfen zur Klärung des Faltenbaus verwendet werden. Die Faltung ist stark asymmetrisch - die sk_2 -Flächen fallen durchschnittlich mit 30° ein - und hat eine ausgeprägte Tendenz zu Überschiebungen. Der Tiefgang der Überschiebungsflächen ist beträchtlich (~ 10 km), Faltung als begleitendes Deformationsmerkmal nur ein Element der oberen 2-5 (?) km.

Ausschlaggebend für das strukturelle Gesamtbild der Reitzenhainer Rotgneisstruktur ist eine Querfaltung (Abb. 3) des NW-SE-gerichteten Faltenbaus um NE-SW - streichende Achsen, in dessen Ergebnis die Reitzenhainer Rotgneisstruktur als Interferenzgebilde zweier Faltenachsenrichtungen ihren kuppelartigen Oberflächenanschnitt abbildet.

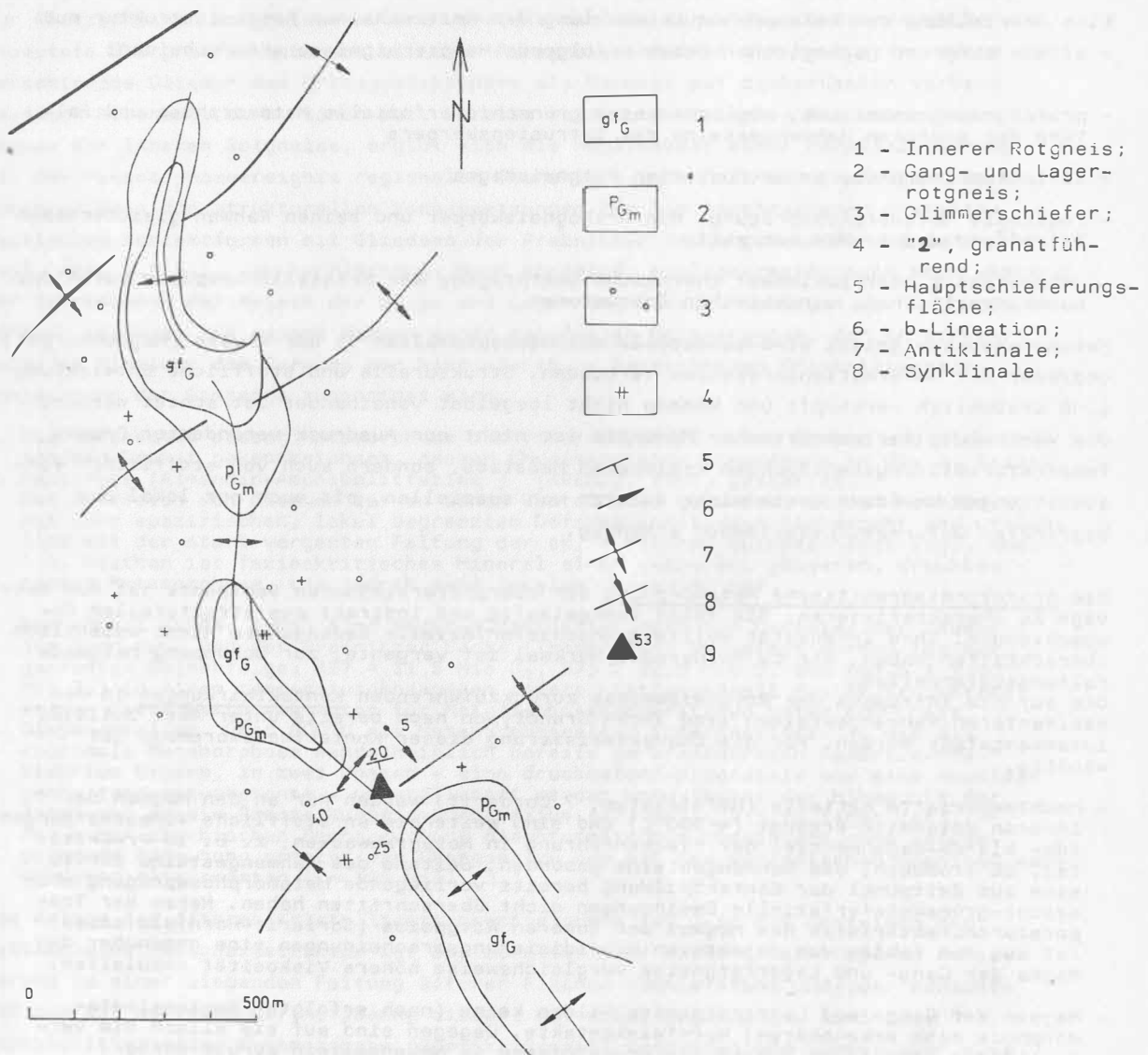


Abb. 3: Querfaltungsbeispiel im W-Rahmen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur, 2 km SW Königswalde

Die NE-SW-streichenden Faltenstrukturen ergeben sich einesteils nach Kleinfalten im dm- und m-Bereich, wobei an der NE-Flanke (Einflußbereich der Flöha-Synklinalzone) N-Falten und an der SW-Flanke der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Boden-Haßberg-Synklinalzone) SE-Falten dominiert, andererseits durch deutliche Absetzbarkeit der NW-SE - Strukturen. Nur lokal können jüngere, rupturale Schieferungsflächen zugeordnet werden. Die Querverfaltung hat offenbar eine größere Wellenlänge als die die Raumlage des Hauptflächeninventars bestimmende NW-SE-Faltung. Desgleichen sind mit dieser Faltung keine speziellen Deformationsformen mit zugeordneter Gesteinsbildung verbunden. Allerdings ist großflächiger Ausstrich von Stengelgneisen (bei NW-SE - gerichtetem Stengelunglinear) bevorzugt an Kreuzungsbereiche beider Achsenrichtungen gebunden (Interferenz).

3.1.2.3. Metamorphose

Eine Beurteilung der metamorphen Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur muß - allein aufgrund geologischer Daten - folgende Hauptereignisse unterscheiden:

- prärotgneisgranitische, möglicherweise grünschieferfazielle Metamorphose und Faltung der späteren Rahmengesteine des Intrusionskörpers
- Kontaktmetamorphose am intrudierten Rotgneismagma
- regionale Metamorphoseprägung, den Orthogneiskörper und seinen Rahmen gleichermaßen betreffend und sicher mehraktig
- Metamorphose oder zumindest thermische Überprägung der Kristallinkomplexe durch die postkinematischen, variszischen Intrusionen

Metamorphoseereignisse sind einesteils mit Wärmeanomalien in der Kruste (Magmenkörper) und/oder mit Deformationsprozessen verbunden. Strukturelle und stoffliche Entwicklung sind ursächlich verknüpft und können nicht losgelöst voneinander betrachtet werden. Die Verteilung fazieskritischer Minerale ist nicht nur Ausdruck veränderter Druck-Temperatur-Bildungsbedingungen regionalen Maßstabs, sondern auch von stofflichen Voraussetzungen im Edukt sowie nicht zuletzt von speziellen, oft auch nur lokal eng begrenzten Deformationszuständen abhängig.

Die prärotgneisgranitische Metamorphose der oberproterozoischen Sedimente ist nur sehr vage zu charakterisieren. Sie folgt zwangsläufig und indirekt aus strukturellen Beobachtungen. Ihre Intensität sollte grünschieferfazielle Bedingungen nicht wesentlich überschritten haben. Ein zu forderndes Merkmal ist vergente, zur Schuppung neigende Faltungsdeformation.

Die auf die Intrusion des Rotgneismagma zurückzuführenden Kontaktwirkungen in den sedimentären Rahmengesteinen sind ihren Grundtypen nach bereits unter Abs. 3.1.1.2. zusammengefaßt worden. Für die Charakterisierung dieser Kontaktmetamorphose ist wichtig,

- hochtemperierte Kontakte (Hornfelstyp, ? Corderit) werden nur an den Magmen der Inneren Rotgneise erzeugt ($> 500^{\circ}\text{C}$) und sind weiterhin an stoffliche Voraussetzungen (dm- bis cm-Lagenwechsel der Fleckenführung in Metagrauwacken, z. B. im Preßnitztal, SE Grumbach) des Rahmengesteins gebunden. Seitens des Rahmengesteins dürfte eine zum Zeitpunkt der Kontaktbildung bereits vorliegende Metamorphoseprägung eben seicht-grünschieferfazielle Bedingungen nicht überschritten haben. Neben der Temperaturcharakteristik des Magmas der Inneren Rotgneise (Corderit-Hornfelsfazies) ist aus dem Fehlen von injektiven Hybridisierungserscheinungen eine gegenüber dem Magma der Gang- und Lagerrotgneise vergleichsweise höhere Viskosität abzuleiten.
 - Magmen der Gang- und Lagerrotgneise bilden keine (nach erfolgter Regionalmetamorphose noch erkennbaren) Hornfelskontakte. Dagegen sind auf sie allein die verschiedenen injektiven Hybridisierungsprozesse im Nebengestein zurückführbar. Hieraus folgt zunächst vergleichsweise geringere Viskosität des Magmas und weiterhin aus dem Auftreten reiner Injektionen ohne Nebengesteinsaufnahme neben Assimilationserscheinungen (granatführende Gang- und Lagerrotgneise) eine grobe Temperaturabschätzung für dieses Magma ($> 500^{\circ}\text{C}$ bzw. $< 500^{\circ}\text{C}$).
- Unterschiedliche Hybridisierungsarten - lagenweise mm-Injektionen, Gangbildung bis Durchtrüierung und einfache Kalifeldspatblastese (Kalimetasomatose) ohne durchgreifende Gefügeveränderung - sind Ausdruck unterschiedlicher Deformationszustände des Rahmengesteins: Ein Modell dieser möglichen Gefügeunterschiede ist

zu den geologischen Schnitten (Anlage 5, Schnitt A-B) für die Fälle "lagenweise Injektion" und "Kalifeldspatmetasomatose" gegeben. Es versucht den Wechsel beider Typen auf die Hybridisierung entlang eines verschuppten Schieferungsflächensystems zu beziehen. Diesen Hybridisierungsformen steht die gangartige Durchtrümmung als offenbar einzige Kontaktform zwischen Gang- und Lagerrotgneisen und Metagrauwacken gegenüber, die mit dem Fehlen von Schieferungsflächensystemen zum Intrusionszeitpunkt (vgl. auch Hornfelskontakte eben da!) erklärt werden. Hieraus kann möglicherweise geschlossen werden, daß die vom Typ her lakkolithische Intrusion der Rotgneismagmen, die, ausgehend von strukturellen Merkmalen, für die Abfolge Innerer - Äußerer Rotgneis eine Differentiationsform mit relativ jüngerer und stärker selbständiger Intrusion der Gang- und Lagerrotgneismagmen darstellt, nicht entlang einer lithologischen, sondern entlang einer Metamorphosegrenze erfolgt ist, die prärotgneisgranitisch geschieferte (gefaltete und verschuppte Parakomplexe) von nichtmetamorphen, ungeschieferten Einheiten trennt.

Diese Betrachtungen leiten über zu Problemen der regionalmetamorphen Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur. Versteht man das durch das Kartierungsbild angedeutete Übergreifen unterschiedlicher Paragneiseinheiten der Preßnitzer Serie auf verschiedene Glieder des Orthogneiskörpers als Hinweis auf diskordanten Verband (südlich Rübenau), d. h. einer evt. bereits oberproterozoischen Intrusion des Magmas der Inneren Rotgneise, ergibt sich die Möglichkeit einer Parallelisierung mit dem Metamorphoseereignis regionalen Charakters innerhalb der Preßnitzer Serie, durch welches die strukturellen Voraussetzungen für die beschriebenen charakteristischen Kontaktformen mit Gliedern der Preßnitzer Serie geschaffen werden (vgl. Abs. 3.1.2.1. -sk₀ - Flächen). Nach Abschluß, möglicherweise auch noch während der Intrusionen der Magmen der Gang- und Lagerrotgneise, unterlagen der Orthogneiskörper gemeinsam mit seinem Rahmen einer regionalen Metamorphose, der in struktureller Hinsicht die Formung der hier als sk₁ - bezeichneten Kristallisations-schieferung der Gesteine zugeordnet wird.

Die Intensität dieser Metamorphose ist mineralfazial durch Biotit und almandinreichen Granat gekennzeichnet, dessen Chemismus eine Einordnung in die 1. Sillimanitzone (Almandin-Amphibolitfazies) (KRENTZ, 1985) gestattet. Das Auftreten von Disthen ist an einen Gesteinstyp gebunden, dessen Ausbildung mit sehr spezifischen, lokal begrenzten Deformationsformen einhergeht und ursächlich mit der stark vergenteten Faltung der sk₁ - Flächen zusammenhängt (vgl. Abs. 5.). Disthen ist fazieskritisches Mineral einer weiteren, jüngerer, druckbetonten Metamorphose, die jedoch sehr lokalen Charakter hat.

Von KRENTZ (1984, 1985) sind Rb/Sr-Altersdatierungen für Gesteine der Thumer-, der Jachymov- und der Preßnitzer Serie (Isochronen) vorgelegt worden (in der genannten Reihenfolge: 497 ± 11,5 Mio J., 573 ± 22,9 Mio J. und 447,6 ± 9,5 Mio J.) In einem temperaturabhängigen Interpretationsmodell des Rb/Sr-Systems werden diese Werte vom Autor für Metamorphosetemperaturen unter 600°C als Diagenesealter, über 600°C als Metamorphosealter interpretiert, so daß die regionale Metamorphose wahrscheinlich bereits im Grenzbereich Kambrium-Präkambrium begann, in zwei Phasen - eine druckbetont-progressiv und eine nachfolgende temperaturbetonte - untergliedert werden kann (wobei der Höhepunkt der letzteren an die Grenze Kambrium-Ordovizium (477 Mill. J.) zu legen ist). Mit einer thermischen Beanspruchung diaphoretischen Charakters ohne gefügeprägende Bedeutung erfolgt der Übergang zu den mit den variszischen Graniten verbundenen Alterswerten (~ 350 Mill. J.).

Die Anlage der älteren Kristallisationsschieferung (sk₁) in den Gesteinen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur ist aus struktureller Sicht (flachliegende Schieferung zu einer liegenden Faltung älterer Flächen (Schieferung und/oder Schichtflächen mit weitgehender Auflösung dieser) mit einer regionalen, zumindest amphibolitfazialen Metamorphose (Biotit, Granat) verbunden und jünger oder eben gleichzeitig mit der Platznahme der letzten Phasen (Magmen der Gang- und Lagerrotgneise) erfolgt und damit deutlich von der Anlage der jüngeren Kristallisations-schieferung (sk₂) verschieden. Letztere entsteht im Zuge einer stark vergenteten Faltung von sk₁, ist mit druckbetonter Metamorphose (Disthen) verbunden und hat nur lokalen Charakter (schmale Zonen, strukturell gekennzeichnet durch die Dominanz von sk₂ gegenüber sk₁). In Abhängigkeit von der Intensität (dem Krustenniveau)

der Deformation werden unterschiedliche Deformations- und Metamorphosestufen (Anatexite, Migmatite, Stengelgneise) gebildet (vgl. Abs. 5., Bild 16 und 18), die, im Kartenbild aufeinanderfolgend, unterschiedliche Anschnittniveaus einer Struktur bilden. Für die regionalmetamorphe Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur sind aus struktureller Sicht wenigstens drei Ereignisse zu unterscheiden:

- Anlage einer Schieferung, über deren zugehörige Metamorphoseintensität keine gesicherten Aussagen gemacht werden können (evt. grünschieferfaziell), in den liegenden Teilen der Preßnitzer Serie.
- regionale Metamorphose unter almandin-amphibolitfaziellen Bedingungen (1. Sillimanizone, Höhepunkt um 500 Mill. J., Temperaturabfall unter 600°C vor etwa 477 Mill. J. nach KRENTZ (1985), Anlage von sk_1).
- Faltung von sk_1 , Anlage von sk_2 und druckbetonte Metamorphose mit lokalem, zonalem Charakter (in Anhängigkeit von wechselnder Krustentiefe der Deformation mit Anatexis oder Stengelung (evt. (früh)variszisch).
- retrograde Metamorphose mit Bruchschieferungsanlage - evt. im Zusammenhang mit variszisch-postkinematischen Granitintrusionen.

3.1.3. Zusammenfassung

Die Reitzenhainer Rotgneishainer Rotgneisstruktur geht auf einen granitoiden, differenzierten Intrusionskörper zurück, dessen Platznahme auf einer Metamorphosegrenze innerhalb der Preßnitzer Serie erfolgte. Aus dieser Position resultieren verschiedene Kontaktformen, die teils auch grobe Temperaturabschätzungen des intrudierenden Magmas gestatten. Intrusionsrahmen und lakkolithischer Intrusionskörper unterlagen gemeinsam einer regionalen Metamorphose unter almandin-amphibolitfaziellen Bedingungen, der auch die Anlage einer älteren Kristallisationsschieferung zugeordnet ist (sk_1). Es gibt Hinweise, daß diese Deformationsfläche bereits Vorläufer hat. Die sk_1 -Fläche ist Gegenstand einer Faltung um zwei etwa senkrecht aufeinander stehende Achsen, wodurch kuppelartige Interferenzstrukturen entstehen. Die stark SW-vergente Faltung um E-W bis NW-SE-streichende Achsen im Kern der Struktur erzeugt spezielle Deformationsprodukte (Basalgranitoide), denen bei geringerer Deformationsintensität geformte R-Tektonite (Stengelgneise) entsprechen.

Eine gewisse Selbständigkeit, auch durch relativ jüngeres Alter betont, kommt den Magmen der Gang- und Lagerrotgneise zu. Nach geologischen Gesichtspunkten kann die Intrusion der Rotgneismagmen bereits in oberproterozoischer Zeit, also intrapräkambisch (Innerer Rotgneis) begonnen haben.

3.2. Saydaer Rotgneisstruktur

Grundlage der Ergebnisse zur Entwicklung der Saydaer Rotgneisstruktur sind Kartierungen (1 : 10 000 und 1 : 5 000) folgender Teilgebiete:

Saydaer Rotgneisstruktur

(Raum Obersaida-Olbernhau-Friedebach-Zethau)

Anlage 6 - Geologische Karte 1 : 25 000

Anlage 7 - Tektonische Karte 1 : 25 000

Grenzzone Reitzenhainer- gegen Saydaer Rotgneisstruktur

(Richtprofil Niederseiffenbach-Deutschkatharinenberg)

Anlage 8 - Geologische Karte 1 : 25 000

Anlage 9 - Tektonische Karte 1 : 25 000

Grenzzone Reitzenhainer- gegen Saydaer Rotgneisstruktur

(Richtprofil Neuhausen-Deutscheinsiedel)

Anlage 10 - Geologisch-tektonische Karte 1 : 25 000

3.2.1. Aufbau und Gliederung

Ortho-, Para- und Hybridgesteine der Saydaer Rotgneisstruktur sind die Hauptgesteinsgruppen, deren Erscheinungsbild die Überlagerung von Sedimentation und Magmatismus mit wiederholten Deformations- und Metamorphoseprozessen unterschiedlicher Intensität widerspiegeln.

Neben andersartiger Deutung der Variabilität der Orthogneisglieder ist gegenüber älteren Arbeiten vor allem die Einführung der Hybridgneise neu. Diese Gesteinsgruppe umfaßt große Teile der "mgn-Serien" auf den geologischen Spezialkarten, bzw. der "Gm-Gruppe" in der neueren Literatur und dort vor allem jene Anteile, für die wiederholt eine Ableitung von Tuff-Tuffit-Tonschiefer-Wechsellagerungen, auch unter Beteiligung rhyolithoider Vulkanite vermutet wurde (BEHR, 1968; WIENHOLZ, LOBST, MATHÉ, 1979).

3.2.1.1. Orthogesteine

Hauptverbreitungsgebiete der Orthogneise sind die drei in E-W-Richtung aufgereihten Kerne um die Ortslagen

Lippersdorf-Niedersaida
Obersaida-Dörnthal
Voigtsdorf-Friedebach-Sayda.

Deren Kern und gleichzeitig Ausgangspunkt der Orthogneisentwicklung ist der Saydaer Hauptgneis.

Der weiß- bis gelblichgraue Zweiglimmergneis mit Muskovitübermacht vor meist chloritisiertem, flasrigem Biotit hat in seiner Ausgangsform mengenmäßig nur geringe Verbreitung in diesen Orthogneiskernen. Sein charakteristisches Merkmal ist ein metatektisches Gefüge, das Ergebnis einer jüngeren Metamorphose ist. Das Gestein kann somit nicht als "Reliktgneis" (BEHR, 1968) gedeutet werden. Stets ist ein eindeutiger Lagenbau zu erkennen, der von der Anordnung der Glimmer in wenig zusammenhängenden Bahnen (mit reichlich deformiertem Granat) getragen wird. Zwischen diesen nicht scharf begrenzten, oftmals diffusen, absetzigen Glimmerbahnen sind Kalifeldspat, albitreicher Plagioklas und Quarz in Bändern zusammengefaßt, die mit ihrer Breite zwischen 1 mm und einigen Millimetern die Variationsbreite des Gesteins bedingen. Die Quarz-Feldspat-Bahnen des Gesteins sind teilweise - besonders hinsichtlich ihres Quarzanteils - rekrystallisiert, teils auch mylonisiert. Dieser Gefügeunterschied zwischen Glimmer- und Quarz-Feldspatlagen ist das wichtigste strukturelle Kennzeichen des Saydaer Hauptgneises.

Durch Deformation dieser Lagen~~textur~~entstehen aus dem Saydaer Hauptgneis eine Reihe von Varietäten, die mit steigender Deformationsintensität über gefaltete Typen mit fließenden Übergängen zu den Quarzaugen- bzw. Stengelgneisen überleiten, die solcherart Scheitelbereiche der Faltung des mit "sk₁" bezeichneten Flächensystems (Lagenbau) des Saydaer Hauptgneises anzeigen (Bild 11).

Diese ursächliche Bindung der Bildung der Quarzaugen-Stengelgneise mit der Faltung des Saydaer Hauptgneises verbietet eine Interpretation ersterer im Sinne einer relativ selbständigen, magmatischen Formation, wie sie von BEHR (1968) gegeben wurde.

Abb. 4 gibt einen Überblick der modalen Zusammensetzung der Hauptgesteinsgruppen der Saydaer Struktur.

Modalbestand geolog. Einheit	Quarz		Plagioklas		Kalifeldspat		Σ Feldspat		Muskovit		Biotit		Granat		Akzessorien					
	30	40	10	20	30	40	50	60	5	15	0	5	15	0	5	15	0	1	2	
Gang- und Lagerrotgneis																				
Saydaer Hauptgneis																				
Saydaer Hauptgneis sk ₁ -gefaltet																				
Saydaer Hauptgneis - Stengelgneis-																				

Abb. 4: Modalbestand der Haupteinheiten der Saydaer Rotgneisstruktur

Zusammen mit diesen Deformationsprodukten hat der Saydaer Hauptgneis den größten Anteil am Aufbau der Orthogneiskerne der Saydaer Rotgneisstruktur. Nur untergeordnet (Wolfgrund, SE-Rand des Orthogneiskerns von Obersaida-Dörnthal) ist er von einem langflaserigen Orthogneis umgeben, der in Analogie zum Bau der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Außerer Rotgneis) als Saydaer Randgneis bezeichnet wird.

Höhere Feldspat- und geringere Glimmergehalte (Biotit) kennzeichnen neben langflaseriger Textur das post-sk₁, d. h. nach der regionalen Metamorphose nicht veränderte Ausgangsgestein. In dieser Form ist der Saydaer Randgneis eine seltene Ausbildung. Als hochdeformierter Stengelgneis und auch als geplätteter s-Tektonit (Bild 12) jedoch, ist er ein weitverbreiteter Baustein. Aufgrund der intensiven Deformation ist die Zuordnung dieser Gesteine allerdings nicht zweifelsfrei möglich.

Die intrusive Reihe der Orthogneisentwicklung in der Saydaer Rotgneisstruktur endet mit den mikrogranitischen Saydaer Gang- und Lagerrotgneisen. Ihr Hauptverbreitungsgebiet sind die peripheren Bereiche der Orthogneisstruktur im Kontakt mit den Paraserien des Rahmens. Ihr Auftreten als zu sk₁ und sk₂ konkordante oder auch diskordante Gänge - meist geringer Mächtigkeit - belegt, zusammen mit den petrographischen Merkmalen, ihre auch zeitliche relative Selbständigkeit gegenüber den anderen Orthogneisgliedern.

Die zwischen plattigen, feinflaserigen, hellroten bis rotbraunen und weißgrauen, stärker massigen, bankigen Muskovitgneisen variierenden Saydaer Gang- und Lagerrotgneise sind generell kalifeldspatbetont. Reine Ausbildungen der Gang- und Lagerrotgneise sind eigentlich nur im Inneren der Rotgneisstruktur zu beobachten. In den peripheren Teilen der Kerne werden durch Injektion der Magmen der Gang- und Lagerrotgneise in alle auftretende Einheiten der Preßnitzer Serie weit verbreitet Hybridgneise gebildet. Lokal finden sich mit dem Auftreten bis stecknadelkopf-großen Granats Anzeichen für Assimilationen von Nebengestein. Extrem feinplattige, lamellierte Gneise könnten als Deformationsprodukte hier zuzuordnen sein.

In ihrer Verbreitung ausschließlich an NE-SW bis E-W-streichende Deformationszonen gebunden, treten in Form linsiger Körper geringer Dimensionen wiederholt richtungslos mittel- bis grobkörnige pegmatische Granitoide auf, deren Bildung aus unterschiedlichen Ausgangsgesteinen nur im Zusammenhang mit Deformationsprozessen verstanden werden kann (Abb. 5) und so nicht zum intrusiven Komplex der Orthogneise der Saydaer Struktur zu stellen sind.

Diese Granitoide sind durch ein zweiphasiges Gefüge gekennzeichnet: Grobkörnige, blauschwarze Quarze und weißgraue oder fleischrote

Feldspate mit hypidiomorpher Flächenentwicklung sowie taflige Glimmerpakete um 5 mm Stärke sind in eine feinstkörnige, kataklastische Grundmasse eingebettet. Vereinzelt sind reliktsche Paralleltextrurierungen noch erhalten, die im wesentlichen vom Glimmeranteil getragen werden. Jüngere kalimetasomatische Überprägung des Feldspatanteils ist in lokal unterschiedlichem Maße allgemein verbreitet. Häufig begleiten diese Granitoide blastomylonitische, rekristallisierte Granatglimmerschiefer, die als Restite zu den durch Deformationsprozesse gebildeten Granitoiden interpretiert werden. Der Bildungsprozeß dieser Gesteine entspricht dem der Basalgranitoide der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (vgl. Abs. 5.)

Die Amphibolschiefer des Wolfgrundes südöstlich Zethau werden aufgrund ihrer Verbandsverhältnisse und ihrer Bindung an die Strukturzone, in welcher in NE-SW-Richtung die Augengneise von Zethau entwickelt sind, als Orthobasite eingeordnet.

Die zweifach geschieferten, granatführenden Amphibol-Quarz-Plagioklasschiefer führen sekundären Zoisit. Mit den Granatglimmerschiefern ihres Rahmens, die hier durch ungewöhnlich grobkörnigen Granat (bis 1 cm Ø) auffallen, sind Durchdringungskontakte ausgebildet. Es ist wahrscheinlich, daß die Basitintrusion synkinematisch zu einer Deformation der Granatglimmerschiefer, jedoch vor Intrusion der Rotgneismagmen erfolgte.

Die Saydaer Rotgneisstruktur ist in weitaus stärkerem Maße als dies für die Reitzenhainer Rotgneisstruktur zutrifft durch den variszischen, postkinematischen Magmatismus überprägt worden. Häufige Gänge von untexturierten Mikrograniten, Pegmatiten und Quarzrhyolithen sind hierfür ebenso Ausdruck wie strukturell gebundene Kalimetasomatose.

3.2.1.2. Paragesteine

Die Paragesteinsserien in der Umrandung und im Verband der Saydaer Orthogneise sind hier nur soweit von Interesse, wie sie Rückschlüsse auf den Ablauf des Intrusionsprozesses der Magmen gestatten, die als Ausgangsstufe der Saydaer Orthogneise anzusehen sind. Nach HOTH u. a. (1983) handelt es sich bei den Paragesteinen in der Umrandung der Saydaer Orthogneise um Glieder der Měděnec- und Rusová-Folge (Preßnitzer Serie). Für die Beurteilung der Kontaktwirkungen hat sich eine Unterscheidung der Paragesteine in zwei Petrotypen - Metagrauwacken und biotitbetonte, zumeist feinflasrige Zweiglimmergneise - bewährt, die nicht gleichzeitig auch einer lithostratigraphischen Gliederung entsprechen muß. Zur Metagrauwackengruppe gehören (Wechselagerung):

- ungegliederte Metagrauwackenwechselagerung
- quarzitisches Metagrauwacken, massig, oft splittrig-dicht, glimmerarm mit psammitischem Charakter
- schiefrige Metagrauwacken, mit pelitischer Tendenz
- schiefrige, granatführende Metagrauwacken bis Granatglimmerschiefer, pelitische Tendenz mit erhöhten Al₂O₃, Fe-, Ca-Gehalten
- Kalksilikatgesteine
- feldspatarme Quarzitschiefer.

In der zweiten Gruppe wechselagern Zweiglimmer(biotit)gneise mit überwiegend granoblastischen Gefügen:

- ungegliederte Zweiglimmer(biotit)gneise, feinflasrig
- feinschiefrige bis plattige Zweiglimmer(biotit)gneise
- biotitschuppige, flasrige Zweiglimmergneise
- langflasrige bis plattig-feinflasrige Zweiglimmer(muskovit)gneise mit mylonitischer Tendenz, deren lithologische Relevanz nicht gesichert ist.

Durch Deformation entstehen aus diesen Petrotypen charakteristische Derivate: feinplattig-ebenschiefrige, geplättete, quarzitisches Metagrauwacken, partiell anatektische Granitoide. Diese belegen die Gleichartigkeit eines Teils der für die Entwicklung der Gesamtstruktur wesentlichen Deformationsprozesse für Magmatite und

Sedimentite.

3.2.1.3. Kontaktbildungen

Reitzenhainer- und Saydaer Rotgneisstruktur weisen - nach amphibolitfazieller Überprägung - die gleichen Kontaktanzeichen auf:

Die einen eigenen Lithotyp ebenso wie den Kontakt an einem speziellen Magma voraussetzende Fleckenbildung (vgl. Abs. 3.1.1.2.) ist vergleichsweise selten anzutreffen. Dies ist Ausdruck der nahezu lückenlosen Ummantelung des Saydaer Hauptgneises durch die Gang- und Lagerrotgneise bzw. durch einen Saum von hybriden Injektionsgneisen.

Hybridgneise werden, ausgehend von Injektionen der Gang- und Lagerrotgneismagmen mit allen angrenzenden Paragesteinen des Rahmens gebildet. Dies ist der wichtigste Unterschied zum Bau des Kontaktes der Reitzenhainer Struktur. Eine zu vermutende Deformation, die mit der Anlage eines (Schieferungs-) Flächensystems die strukturelle Voraussetzung für die Injektion schuf, hat im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Reitzenhainer Rotgneisstruktur alle Gesteine im Kontakt mit dem Saydaer Orthokörper betroffen.

Bei den Injektionshybriden handelt es sich um lagenweisen Wechsel von Gang- und Lagerrotgneisanteilen mit Paragesteinen im Bereich zwischen Meter und Millimeter bis zu Gesteinen, die zu schätzungsweise 95 % aus magmatischen Anteilen bestehen. Daneben ist Hybridisierung durch Nebengesteinsassimilation verbreitet, die in granatführenden Derivaten der Gang- und Lagerrotgneise zum Ausdruck kommt. Beide Typen kommen nebeneinander vor. Sie kennzeichnen unterschiedliche Temperaturen des intrudierenden Magmas ($\approx \sim 500^{\circ}\text{C}$).

Die gesamte Saydaer Rotgneisstruktur ist von den jüngeren, variszisch-postkinematischen Magmen überprägt worden (Mikrogranite, Quarzrhyolithe etc.). Neben diesen Gängen ist Kalimetasomatose deutlichster Ausdruck dieser Überprägung, die bezeichnenderweise am intensivsten im Kontakt der Rotgneismagmatite, aber auch in der südlichen Grenzzone zwischen Reitzenhainer- und Saydaer Rotgneisstruktur erscheint. Nach Art und Weise des Einbaus fleischroten Kalifeldspates werden verschiedene Gesteinstypen unterschieden, die sich aber alle auf oben zusammengefaßte Grundtypen zurückführen lassen. Das Spektrum reicht von kalifeldspatgeflamten, rotgneisinjezierten Hybridgneisen über kalimetasomatisch überprägte, reine Rotgneismagmatite bis zu feinflaserigen Paragneisen der Preßnitzer Serie, die lediglich durch Kalifeldspatierung nach Plagioklas ohne deutliche Gefügeänderung gekennzeichnet sind. Die diesen verschiedenen Hybridisierungsprozessen entsprechenden Grenzen verlaufen auf den geologischen Karten unabhängig von jeder lithostratigraphischen oder petrographischen Zonierung (Anlagen 6, 8, 10, 11). Sie sind nicht durchgangig zweifelsfrei darstellbar. Ihr Verlauf sollte zur Konturierung verdeckter magmatischer Körper in Beziehung stehen.

Diskordante Gänge unterschiedlichster Mächtigkeit und zugehörig der Gruppe der Gang- und Lagerrotgneise, sowohl die Paragesteine des Rahmens als auch die anderen Phasen des Orthogneiskörpers durchschlagend bzw. konkordant zu einer Kristallisationsschieferung, kennzeichnen die entsprechende Intrusion durch relative Eigenständigkeit und jüngeres Alter.

Die Kontaktbildungen der Saydaer Rotgneismagmen sind prinzipiell denen der Reitzenhainer Struktur gleich. Nur die Reichweite der Hybridisierung, die mit mm-ständiger Infiltration, im Kontaktbereich die gesamte Preßnitzer Serie erfaßt, kennzeichnet die unterschiedliche, präintrusive Prägung beider Strukturen.

3.2.2. Tektonik und Metamorphose

Die Saydaer Rotgneisstruktur ist in E-W-Richtung dreigeteilt. Die Strukturteile haben prinzipiell ähnlichen Aufbau: Kerne des Saydaer Hauptgneises und dessen Derivate werden von einem Saum der Gang- und Lagerrotgneise umgeben, welche ihrerseits in den Paragesteinsfolgen der Preßnitzer Serie einen charakteristischen Reaktionsraum ausbilden. Der innere Bau der Teilstrukturen ist ursprünglich etwa E-W gerichtet (Anlage 7).

Mit richtungslos-körnigen, pegmatitischen Granitoiden, Stengelgneisen und lamellierten s-Tektoniten (Plättung) sind exponierte Deformationszustände fixiert.

3.2.2.1. Flächengefüge

Die Gesteine der Saydaer Rotgneisstruktur sind mindestens zweifach geschiefert. Die ältere Fläche ist stets eine Kristallisationsschieferung (sk_1).

Ihr entspricht im Saydaer Hauptgneis jene überwiegend von Glimmer getragene, unregelmäßige Texturierung, die bahnenartig ein rekristallisiertes Quarz-Feldspatgefüge einschließt, so daß der auffallende Unterschied im Regelungsgrad der Teilgefüge des Gesteins auf eine metatektische Überformung eines älteren Flächensystems hinweisen könnte. Für diese Annahme, die das hier mit sk_1 bezeichnete Flächensystem bereits als Ergebnis einer älteren Deformation versteht, sprechen Beobachtungen in sk_1 -liegender Kleinfalten. Dieses ältere Flächensystem könnte (analog den Reitzenhainer Verhältnissen) Voraussetzung struktureller Art für die Bildung der Injektionsgesteine als typische Kon-takterscheinung gewesen sein.

Das als " sk_1 " bezeichnete - wahrscheinlich bereits auf eine wiederholte Deformation zu beziehende Flächensystem - unterlag später einer Faltung um E-W- als auch NNW-SSE- bis N-S-gerichtete Achsen.

In der Achsenebene der E-W-Faltung wird mit Annäherung an den Faltenscheitel eine zweite Kristallisationsschieferung bei eng gefalteter älterer Kristallisationsschieferung (sk_1) zur Haupttexturfläche des Gesteins (sk_2). Der Faltungsstil bedingt dabei die Mobilisation und Rekristallisation von Quarz in Weiterräumen parallel "B". Im Gelände ist diese Entwicklung in exemplarischer Form mit der Entwicklung vor allem des Saydaer Hauptgneises über lediglich sk_1 -gefaltete Zwischenstufen bis zu Quarzaugen-Stengelgneisen zu verfolgen. Stengelung ist dabei nicht auf Orthogesteine begrenzt, sondern tritt ebenso - wenn auch in Abhängigkeit vom Ausgangsgefüge mit wechselnder Intensität - in Paragneisen auf.

Stengelung, Plättung (Bilder 13 bis 15), Ausbildung der jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2) als Haupttexturfläche und damit im Zusammenhang stehende Kleinfaltung der sk_1 -Flächen bei gleichzeitigem großen Öffnungswinkel (um 90°) zwischen sk_1 und sk_2 sind sich gegenseitig bedingende Indikationen der Faltungsdeformation. Die Stengelgneise sind nicht als eigene Intrusionsphase der Rotgneismagmen zu verstehen und somit auch nicht auf Positionen der Intrusionsform beschränkt. Weitere Flächenbildungen tragen rupturrellen Charakter, sind als schieferungsartige Klüftung häufig an Störungsbereiche gebunden und grundsätzlich jüngeren Alters (Anlage 7).

3.2.2.2. Faltenbau

Die zur Ausbildung der älteren Kristallisationsschieferung (sk_1) führende Deformation kann eine liegende Faltung oder eine zweisecharige Scherung unter hochplastischen, fließnahen Bedingungen gewesen sein.

Die vorliegende Struktur wird im wesentlichen durch die Faltung dieser sk_1 -Flächen um E-W-gerichtete Achsen und deren Querfaltung um etwa N-S-Achsen geformt.

Die durch Merkmale wie Stengelung, Dominanz von sk_2 bei Engfaltung von sk_1 und Kleinfaltenachsen in Aufschlußdimension angezeigte Faltung von sk_1 ist stark asymmetrisch mit Überschiebungstendenz. Die Vergenzen weisen am Nordrand der Struktur nach Süden, am Südrand nach Norden, sind also zum Strukturzentrum gerichtet. Die Deformation der Gesteine erreicht nur selten die zur Anatexis notwendige Intensität bzw. entspricht dem angeschnittenen Krustenniveau (vgl. Reitzenhainer Rotgneisstruktur).

Die auffällige Absetzbarkeit der die E-W-Faltung anzeigenden Merkmale an meridionalen Richtungen, auf Faltenachsenundulationen hinweisende, wechselnd E- oder W-fallende Faltenachsen und Kleinfaltenachsen im Aufschlußbereich mit Wellenlängen im dm- bis m-Bereich weisen auf eine Querfaltung hin, deren Achsen um N-S-Richtungen schwanken. Die Vergenzen dieser Querfaltung sind offensichtlich vom Strukturzentrum weg gerichtet.

3.2.2.3. Störungen

Die Saydaer Rotgneisstruktur ist insgesamt stark gestört. Folgende Störungstypen sind zu unterscheiden:

- Störungszonen mit komplexer, langlebiger Entwicklung und speziellen Deformations- und Metamorphosekennzeichen
 - . Flöha-Synklinalzone (SW-Grenze der Saydaer Rotgneisstruktur)
 - . Augengneiszone von Zethau-Voigtsdorf in der NE-Flanke der Saydaer Rotgneisstruktur
 - . Grenzzone Reitzenhainer- gegen Saydaer Rotgneisstruktur
- ENE-WSW - streichende, flach liegende Störungszonen mit spezieller Deformationsentwicklung - Schuppung (tektonische Melange)
 - . Tännigt-Zone (südöstlich Dörnthal, nordöstlich Pfaffroda)
 - . Bärenbach-Zone, nordöstlich Olbernhau
- steilstehende Bruchstörungen um NE-SW-, NW-SE- und N-S- Richtungen.

Die Flöha-Synklinalzone ist neben die Deformationsintensität anzeigenden Disthengranuliten (geringe Mächtigkeit) und ihre Tiefenreichweite kennzeichnenden Ultrabasiten durch die charakteristische Flammengneisentwicklung (nicht nur) in Paragneisen ausgezeichnet.

Im Bereich der Ortslagen Pfaffroda, Hallbach und nördlich Olbernhau berührt das Kartierungsgebiet die Flammengneisentwicklung in der Flöha-Synklinalzone (Anlage 6). Diese Entwicklung verläuft stufenweise - ausgehend bei Pfaffroda von einer Metagrauwackenwechsellagerung - über eine Zone metatektischer Gneise zu vereinzelt geflammt, feinflasrigen Biotitgneisen zu den eigentlichen Flammengneisen. Darin enthaltene Linsen quarzitisch-dichter Metagrauwacken belegen, daß diese Entwicklung eine spezielle Textur voraussetzt, andererseits läßt sich mit deren Hilfe der an die NW-SE-Richtung gebundene, zu den lithostratigraphischen Grenzen diskordante Verlauf der Flammengneisentwicklung belegen. Dessenungeachtet ist die Flammengneisentwicklung nicht ausschließlich an NW-SE-Richtungen gebunden. Fingerartig greift sie bei Pfaffroda nach Norden in die Paraserien ein, folgt auch Störungen in NE-SW-Richtung und ist im Bereich der Überprägung durch Kalimetasomatose seitens granitischer Magmenintrusionen auch an den E-W-gerichteten Strukturplan gebunden. Die Flammengneisentwicklung ist an die Faltungsdeformation der älteren Kristallisationsschieferung (sk_1) gebunden. Die syngenetische Bildung der Flammen beginnt entlang sk_1 und wird in die Lage der sich bildenden sk_2 -Fläche abgelenkt (Abb. 5).

MATHE, BERGER (1977) erklären die Flammenbildung durch partielle Anatexis ohne wesentliche Beteiligung metasomatischer Stoffzufuhren. Als Bildungsbedingungen fordern sie ein regionales p/T-Feld von etwa 700°C und 5-6 kbar.

Im Gebiet östlich und südöstlich Pfaffroda überlagern sich Flammengneisentwicklung und spät- bis postkinematische, variszische Kalimetasomatose entlang der alten Kontaktzone um die prävariszischen Orthogneiskerne in Form des Einbaus von fleischrotem Kalifeldspat als Flammen und Schlieren in der von feinflasrigen Paragneisen ausgehenden Entwicklung. Diese Kalimetasomatose kann alle Stufen der Flammengneisentwicklung betreffen, ist also jüngeren Alters. Damit unterscheiden sich die Deformationsprodukte in der Synklinale deutlich von denen der Antiklinale.

Zwischen Zethau und Voigtsdorf entwickelt sich aus den langflasrigen Zweiglimmerparagneisen des Orthogneisrahmens in einem schmalen, NW-SE-streichenden Zug der Augengneis von Zethau, welcher in auffälliger Weise die um etwas steiler NNW-SSE-streichenden Achsen eng verfaltete Wechsellagerung von Amphibolschiefern, Granatglimmerschiefern sowie Gang- und Lagerrotgneisen bei Wolfgrund flankiert.

Den Augengneiszug charakterisiert symmetrisch-zonaler Aufbau mit einer Entwicklung von lediglich mylonitischen, langflasrigen Zweiglimmergneisen als Außenzone über zunächst einzelaugige Zweiglimmergneise, die unter zunehmender Dichte der Augenführung zu den eigentlichen Augengneisen des Zonenkerns überleiten. Diese Zonalität verweist auf eine von einer (NW-SE-streichenden) Struktur kontrollierten, kalimetasomatischen Bildung des Augengneises. In diesem Zusammenhang sollte für die Amphibolschiefer von Wolfgrund magmatische Ableitung anzunehmen sein.

Die metasomatische Bildung der Augengneise von Zethau ist älter als die mit der Faltung von sk_1 verbundenen Deformationserscheinungen - evtl. eine Folge der Intrusion rotgneisgranitischer Magmen.

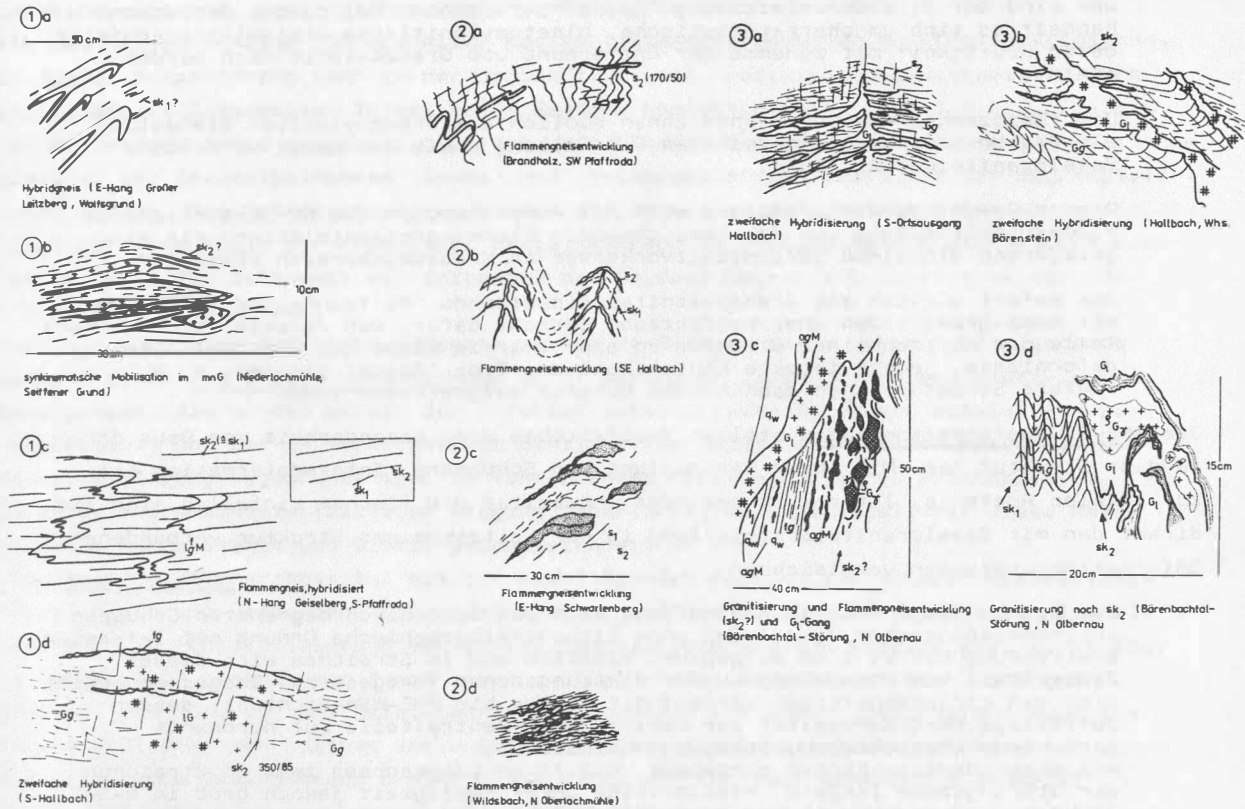


Abb. 5: Strukturbeispiele aus dem Bereich der Saydaer Rotgneisstruktur für
 1 - prä- sk_1 -Texturen und Hybridisierung, 2 - Flammengneisentwicklung,
 3 - mehrfache Hybridisierung und Granitisation

Schon das fingerartige Verzappen der Entwicklungsvarietäten deutet auf eine Querdeformation des Augengneiszuges hin, die nördlich Voigtsdorf am augenfälligsten ist, indem Deformationskennzeichen (Stengelung, Plättung, lokale Migmatisierung und Kataklyse) den Zonenbau des Augengneises nahezu rechtwinklig schneiden. Die Entwicklung des Augengneiszuges von Zethau zeigt Anklänge an die der Flöha-Synklinalzone.

Die Grenze zwischen Reitzenhainer und Saydaer Rotgneisstruktur bildet etwa bis Olbernhau die NW-SE-streichende Flöha-Synklinalzone. Südlich Oberneuschönberg jedoch schneidet die Flöha-Synklinalzone die sich nach Osten weiter fortsetzende Reitzenhainer Rotgneisstruktur, so daß das Permokarbon von Brandov (ČSSR) etwa über dem Schnittpunkt der Flöha-Synklinalzone mit der Reitzenhain/Sayda-Grenze liegt.

Entlang zweier kartierter Querprofile (Anlagen 8-11) ist das Grenzgestein ein Ultramylonit, der keinem Ausgangsgestein mehr zuordenbar ist. Dieser Grenzmylonit bildet die SE-Flanke eines rotgneishybriden Paragneiszuges, der sich keilartig in NE-SW-Richtung zwischen Reitzenhainer- und Saydaer Struktur einschneidet und zum Kreuzungspunkt mit der Flöha-Synklinalzone auskeilt. Er streicht in beiden Richtprofilen zwar etwa NE-SW und ist an NW-SE-streichenden Bruchstörungen versetzt, seine Internstruktur jedoch scheint nach kleintektonischen Daten (Faltenachsen, sk_1 und sk_2) auf eine quergefaltete E-W-Einformung hinzuweisen. Bei generellem S- bis SE-Einfallen der Haupttexturfläche des Grenzmylonites wird seine Mächtigkeit nur wenig mehr als etwa 10 m betragen.

Spezielle Deformationen, die mit der Formung des Grenzmylonites in Zusammenhang zu bringen wären, treten in Form linsiger Einlagerungen (oder zonenartig auffälligerweise in den hybriden Paraserien nördlich des Grenzmylonites auf

und sind der Strukturentwicklung "Sayda" zuzuordnen. Bei diesen Gesteinen handelt es sich um charakteristische, blastomylonitische Gneisglimmerschiefer, deren Häufigkeit mit zunehmender Entfernung vom Grenzmylonit nach Norden abnimmt.

Die "Reitzenhain-Seite" kennzeichnen südlich des Grenzmylonites Stengelung als Ergebnis einer quergefalteten E-W-Faltung sowie die damit verbundene Basalgranitoidentwicklung.

Dieser Gesamtbau der Grenzzone wird mit Annäherung an die NW-SE-streichende Flöha-Synklinalzone von der bezeichnenden Flammengneisentwicklung mit eingelagerten einzelnen Serpentinivorkommen im Kreuzungsbereich überlagert.

Die sofort südlich des Grenzmylonites einsetzende "Reitzenhainer Entwicklung" mit Basalgranitoiden ohne Kontaktzone spricht dafür, daß relativ strukturtiefe Teile der Reitzenhainer Struktur an eine zwar im Sinne des Grenzmylonites deformierte, jedoch intakte Kontaktzone des Typs "Sayda" grenzen, d. h. tiefere Strukturetagen nach Norden höheren aufgeschoben sind.

Die ENE-WSW-Deformationszonen stellen zweifelsohne eine Besonderheit des Baus der Saydaer Struktur dar. Mit ihrer Verknüpfung von Schuppung, Interndeformation bis zur lokalen Anatexis, lateral wechselnder Intensität und flachem Einfallen sind sie direkt den mit Basalgranitoidentwicklung in der Reitzenhainer Struktur verbundenen Deformationsprozessen vergleichbar.

Ein bis zu 500 m breiter Zentralteil wird aus tektonisch begrenzten Schuppen unterschiedlichster Petrotypen ohne lithostratigraphische Ordnung mit lateraler Erstreckung bis zu 1 km aufgebaut. Randlich und im Streichen wird dieser Zentralteil von Stengelungs- oder Plättungszonen fortgesetzt. Insgesamt ergibt sich ein girlandenartiger Verlauf mit NE-SW- bis ENE-WSW-Richtung, dessen auffällige Nord-Konvexität der verschuppten Zentralteile auf nordwärts gerichtete Überschiebungsbewegungen hindeutet.

Als phakoidartige Körper eingebaut, mit ihren Längsachsen zwar im Streichen der Störungszone liegend, hinsichtlich ihrer Häufigkeit jedoch grob in N-S-Richtung aufgereiht, treten partiell anatektische, teils pegmatitische, richtungslos-körnige Granitoide auf, deren Bildungsmechanismus analog dem der Basalgranitoide in der Reitzenhainer Struktur verstanden wird (vgl. Abs. 5.).

3.2.2.4. Metamorphose

Die metamorphe Entwicklung der Saydaer Rotgneisstruktur ist der der Reitzenhainer Struktur sehr ähnlich. Mit der Intrusion der Rotgneismagmen verbundene Kontakterscheinungen in den Paragesteinen der Preßnitzer Serie sind:

- Hybridisierung durch Injektion mikrogranitischer Magmen in die Paragesteine des Rahmens
- Hybridisierung der Magmen der Gang- und Lagerrotgneise durch Nebengesteinsassimilation
- Flecken bevorzugt in "quarzitisch-dichten" Metagrauwacken als metamorph überprägte Knotenbildungen
- Kalimetasomatose

Hybridisierungskontakte sind nur mit Paragesteinen im Kontakt mit der Gesteinsgruppe der Gang- und Lagerrotgneise, Fleckenführung nur im Kontakt mit Gesteinen des Saydaer Hauptgneises ausgebildet. Die im Fall "Sayda" auffällig geringe Verbreitung fleckenführender Gesteine wird durch die nahezu lückenlose Ummantelung der Strukturkerne durch Gang- und Lagerrotgneise bedingt.

Über weite Kontaktbereiche ist Kalimetasomatose - vor allem gegen feinflasrige Zweiglimmergneise - verbreitet. Hier ist zu unterscheiden zwischen metasomatischer Plagioklasverdrängung ohne Veränderung des Gefüges und zusätzlichem Einbau von Kalifeldspat in Form von Flammen und Augen. Die Zuordnung dieser metasomatischen Prozesse ist nicht eindeutig faßbar: Veränderungen, die gefügewirksam werden und zugleich auch makroskopisch durch Einbau fleischroten Feldspats gekennzeichnet sind, können mit dem

postkinematischen, variszischen Magmatismus im Zusammenhang stehen.

Ein wichtiges Problem ist das Alter der Kontaktmetamorphose an den Orthogneismagmen. In diesem Zusammenhang kann in der Beobachtung, daß Hybridisierungskontakte in Form engständiger, lagenweiser Injektion im Saydaer Kontakthof mit a l l e n Gliedern der Preßnitzer Serie ausgebildet werden, ein Hinweis auf unterschiedliche Deformationszustände der Intrusionsrahmen "Sayda" und "Reitzenhain" zum Zeitpunkt der Magmenplatznahme liegen. Die Metamorphosegrenze, der die Intrusion der Reitzenhainer Magmen folgte, liegt dort innerhalb der Preßnitzer Serie, während im Saydaer Rahmen die gesamte Preßnitzer Serie zum Zeitpunkt der Intrusion der Saydaer Magmen von einer ähnlichen Deformation betroffen war.

Nach der Intrusion der Rotgneismagmen in die Preßnitzer Serie unterlag der gesamte Verband einer regionalen Metamorphose unter zumindest almandinamphibolitfaziellen Bedingungen, die in den Kernen der Struktur metatektische Tendenzen aufwies (temperaturbetont) und der in struktureller Hinsicht die Anlage der älteren Kristallisationsschieferung zugeordnet ist. Im Rahmen wurde dabei ein älteres Flächensystem (eventuell grünschieferfazieller Prägung) überformt. Mineralfaziell ist diese Metamorphose durch Granat und Biotit gekennzeichnet.

Eine weitere Metamorphose ist mit der nachfolgenden Faltung der älteren Kristallisationsschieferung verbunden. Diese Deformation bedingt einesteiils retrograde Mineralumwandlungen (Chloritisierung von Biotit, Serizitisierung von Plagioklas), führt aber in strukturell exponierten Zonen lokal zu Quarz-Feldspatmobilisationen (Stengelgneisen) und auch zu Anatexis. Sehr wahrscheinlich ist dieser Deformation auch das lokale Auftreten von Disthen sowie Strukturentwicklungen mit Plättungscharakter zuzuschreiben. Die E-W-Richtung dieser Deformation spricht nach BANKWITZ & BANKWITZ (1982) für eine alte Strukturanlage, das Deformationsniveau sollte jedoch ein höheres sein als das zur Anlage von sk_1 nötige.

In der Durchtrümerung der Saydaer Rotgneisstruktur mit mikrogranitischen Gängen sowie in kalimetasomatosen Erscheinungen, die besonders kräftig an NW-SE-gerichteten Zonen und entlang der alten Kontakte der Rotgneismagmen auftreten, kommt die metamorphe Überprägung seitens der variszisch-postkinematischen Magmen zum Ausdruck. Danach sollten ganz allgemein die postkinematischen Granite unter dem Rotgneiskomplex der Saydaer Struktur in geringerer Tiefe als unter der Reitzenhainer Struktur zu erwarten sein. Altersdiskussionen zur Metamorphoseentwicklung sind nur auf der Basis der bereits im Zusammenhang mit den Gesteinen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur zitierten Daten und Interpretationen möglich (vgl. Abs. 3.1.2.3.).

3.2.3. Zusammenfassung

Die Entwicklung der Saydaer Rotgneisstruktur ist der der Reitzenhainer sehr ähnlich. Das Saydaer Rotgneismagma intrudiert (nur zweiphasig differenziert) als Lakkolith zeitlich nach einer ersten, vermutlich grünschieferfaziellen Metamorphose, welche - im Unterschied zur Reitzenhainer Struktur - die gesamte Preßnitzer Serie mit der Anlage eines Schieferungsflächensystems betroffen hatte. Dabei werden mit unterschiedlichen Hybridisierungsformen und Knotenbildungen (Hornfelskontakte), deren jeweiliges Erscheinen sowohl vom intrudierenden Magma als auch von stofflich-strukturellen Eigenschaften des Nebengesteins abhängig ist, Intrusivkontakte in Paragesteinen der Preßnitzer Serie gebildet. Eine in den Strukturkernen temperaturbetonte almandin-amphibolitfazielle Regionalmetamorphose betrifft nachfolgend Intrusionskörper und Rahmen gleichermaßen und führt zur Anlage einer älteren Kristallisationsschieferung (sk_1). Mit einer zur Überschiebung in nördliche Richtungen neigenden, stark

vergerten Faltung dieser Flächen sind Deformationsmerkmale wie Stengelung, Plättung und lokal partielle Anatexis in Verbindung mit tektonischer Verschuppung auf Überschiebungsbahnen verbunden. Mit dieser sk_1 - Faltung ist auch die Flammengneisentwicklung in der Flöha-Synklinalzone verbunden, während andererseits Deformationsmerkmale dieser Faltung die Augengneisentwicklung von Zethau nahezu rechtwinklig schneiden.

Neben den metasomatischen Überprägungen durch die Intrusion der Rotgneismagmen ist die gesamte Struktur **seitens der variszisch spät-** bis postkinematischen Magmen stärker kalimetasomatisch überprägt als die Reitzenhainer Struktur.

3.3. Schwarzenberger Augengneis

Im westlichen Erzgebirge tritt an der Ostflanke der variszisch-postkinematischen Granite von Eibenstock und Kirchberg mit deutlichem Bezug zur NW-SE-verlaufenden Strukturzone von Gera-Jáchymov ein Augengneis als unmittelbare Umrandung des ebenfalls zu den variszisch postkinematischen Intrusiva gehörenden Schwarzenberger Granites auf. Älteren Arbeiten folgend sah FIEDLER (1967) auf Grund kleintektonischer Studien im Schwarzenberger Augengneis "eine spät- bis postassyntische Intrusion mit eventuell noch spätassyntischer Vergneisung und variszischer Formung einer NW-SE-streichenden, flach gewölbten Kuppelstruktur, in deren Kern variszisch postkinematisch der Schwarzenberger Zweiglimmergranit intrudierte".

3.3.1. Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten im Bereich der Schwarzenberger Augengneisstruktur

Die lithostratigraphische Gliederung der Gesteinsserien in der Umrandung des Schwarzenberger Augengneises nach HOTH & LORENZ (1964, 1966) stützt sich in erster Linie auf die Assoziation von - zumeist verskarnten - Karbonatgesteinshorizonten mit Glimmerschiefern in den Raschauer Schichten, die als liegender Teil der Keilberg-Serie und der oberproterozoischen Preßnitzer- und Niederschlagser Serie aufliegend die Schwarzenberger Augengneisstruktur mit ihrem variszischen Granitkern konzentrisch umschließen.

Während die zum Paläozoikum (Unterkambrium) gestellten Raschauer Schichten an der Westflanke des Augengneises bzw. des Granites unmittelbar an diese anschließen, schiebt sich nach HOTH & LORENZ (1966) auf der Ostflanke ein möglicherweise oberproterozoisches Schichtpaket ein, dessen Skarnlager (Hohes Rad) auf Grund seiner litho-petrographischen Einformung mit dem Skarnhorizont von Kupferberg (Měděnec) verglichen wird. Eine lithostratigraphische Gliederung dieses isolierten Vorkommens von Preßnitzer Serie beschrieben die genannten Autoren als primär nicht vorhanden oder durch starke Kontaktmetamorphose nur schwer erkennbar. Die lithostratigraphische Position für den Skarnhorizont von Měděnec, wie sie auch für die Kalksilikatgesteine vom Hohen Rad gelten müßte, ist Grenzfläche zwischen "migmatitischen Zweiglimmergneisen (vom "Gm-Typ") und Muskovit-Granatglimmerschiefern oder Muskovitglimmerschiefern, jedoch noch innerhalb der Zweiglimmergneise" (LORENZ & HOTH, 1966).

Diese Darstellung der geologischen Situation um den Schwarzenberger Augengneis läßt dessen intrusive Ableitung als Orthogneis mit einer Intrusion auf der Grenze Preßnitzer Serie - Raschauer Schichten (Präkambrium-Kambrium) möglich erscheinen.

Die dieser Arbeit beigegebene Neukartierung des Schwarzenberger Augengneises (Anlagen 12-13) ist nicht primär auf lithostratigraphische Fragen - wie die in diesem Zusammenhang auftauchende Frage nach der Natur der Präkambrium-Kambrium-Grenze - ausgerichtet gewesen, sondern konzentrierte sich auf die Beziehungen des Schwarzenberger Augengneises zu seinem zweifellos paragenen Rahmen.

Das ausgewählte Kartierungsgebiet (Anlage 12) erreicht in seinem südlichsten Teil am Nordhang des Pöhlwassers, aber auch an der Westflanke der Struktur, noch das Niveau der Raschauer Schichten mit dem Karbonatgesteinshorizont von Pöhla-Raschau-Stolzenhain (HOTH & LORENZ, 1966).

Das Hauptgestein dieser Einheit sind Glimmerschiefer, überwiegend muskovit-

betont, verbreitet granatführend (bis Granatglimmerschiefer), sehr häufig auch quarzknauerig und lokal in charakteristischer Weise punktig struiert (Albitblastese). Diesen pelitischen Gesteinen sind vereinzelt quarzitische Lagen und Kalksilikatgesteine in karbonatischer Umgebung eingelagert.

Von diesen Glimmerschiefern ausgehend, entwickelt sich der Schwarzenberger Augengneis nahezu stufenlos im Übergang zu Gneisglimmerschiefern - Zweiglimmergneisen - zunächst in diesen isoliert einsetzender Augenführung bis zu den Schwarzenberger Augengneisen des Kerns der Struktur durch zunehmende Feldspatgehalte, Biotitbetonung und Ausbildung granoblastischer Gefüge (Abb. 6). Damit sind die auf der geologischen Karte dargestellten Grenzen nicht lithostratigraphischen, sondern petrotektonischen Charakters. Diese Vermutung wird durch eine Reihe weiterer Beobachtungen gestützt:

- Der Rahmen des Schwarzenberger Augengneises zeigt keinerlei prämetamorphe Kontakterscheinungen, wie sie etwa von den Intrusionsstrukturen "Reitzenhain" oder "Sayda" bekannt wurden. Vielmehr sind fließende Übergänge kennzeichnend.
- Die Kalksilikatgesteinslinsen vom Hohen Rad treten bei N-S-streichenden Linsenachsen in unterschiedlichen petrotektonischen Einheiten auf, in glimmerschiefernahen Gneisglimmerschiefern, Gneisglimmerschiefern, Zweiglimmergneisen und auch im Schwarzenberger Augengneis (Vogelherd) und schneiden die Grenzen zwischen diesen Typen.
- Auf lithostratigraphische Differenzierungen hinweisende Ausbildungen wie quarzitische Tendenz oder schiefrige Tendenz sind wie die Kalksilikatgesteinslinsen auch bis in den Schwarzenberger Augengneis verfolgbar. Grundsätzlich könnte auch eine E-W-gerichtete Lithologie in der Verteilung karbonatischer, psammitischer und pelitischer Tendenzen zu diskutieren sein.
- Kleintektonische Gegebenheiten lassen sich ebenfalls in diesem Sinne zur Erklärung der Struktur interpretieren (vgl. Abs. 3.3.2.).

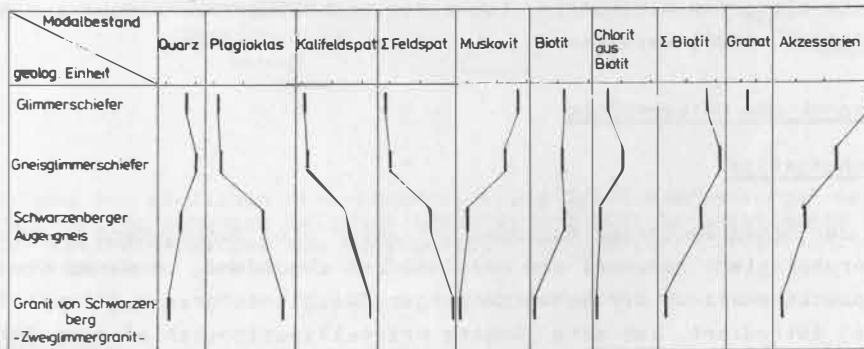


Abb. 6: Modalbestand der Hauptgesteine der Schwarzenberger Augengneisstruktur

Mit dem Hauptargument des Fehlens von Kontakterscheinungen und dem Übergangscharakter seiner Entwicklung aus flasrigen, granoblastischen Zweiglimmergneisen begründet, kann der Schwarzenberger Augengneis kein auf eine Intrusion zurückzuführender Orthogneis sein. Das Beobachtungsmaterial spricht für eine kalimetasomatische Bildung in der Überlagerung einer Wärmeanomalie mit einer Deformationsform, angelegt vor der Intrusion des postvariszischen Granites in den Strukturkern.

Aus diesem Modell ergeben sich zwangsläufig lithostratigraphische Probleme, ausgelöst durch den Bezug der Augengneisentwicklung auf den Ausgangspunkt der Glimmerschiefer, deren lithostratigraphische Position nach HOTH & LORENZ (1966) mit der Zuordnung zu den Raschauer Schichten (liegende Teile der Keilberg-Serie) als Unterkambrium die Annahme postunterkambrischer, also etwa kambroordovizischer Augengneisbildung (Metasomatose) bedingt. Wenn die Zuordnung der Kalksilikatgesteine am Hohen Rad zum Skarnhorizont von Médéac

zutreffend ist, stellt sich die Frage nach der Abgrenzung zwischen Preßnitzer Serie und Keilberg-Serie westlich des Pöhlwassers, wo im wesentlichen petrotektonische Übergänge die Gesteinsfolge zu gliedern scheinen und eventuell lithologische Differenzierung in E-W-Richtung kreuzen. (Diese E-W-Richtung wird auch in der Häufigkeit wie dem metallogetischen Inhalt der Skarnvorkommen deutlich:

Häufung von Skarnvorkommen an der N- und der S-Flanke der Schwarzenberger Struktur bei Buntmetallbetonung im Norden und Magnetitbetonung im Süden, Abb. 2 in HOTH & LORENZ, 1966).

Versteht man andererseits die Grenze Präkambrium-Kambrium mit konzentrischem Verlauf um den Schwarzenberger Augengneis und festgelegt etwa durch die Zuordnung der Kalksilikatgesteine vom Hohen Rad, ist man gezwungen, den - eigentlich doch petrotektonischen - Übergang von Glimmerschiefer zu Zweiglimmergneis zu benutzen, ohne auffallende lithologische Unterbrechung bzw. Anzeichen von Strukturformung nachweisen zu können. Hier könnten allerdings vereinzelt auftretende Metavulkanite (Basite) im Bereich dieser Glimmerschiefer-Gneis-Grenze (z. B. westlich Grünstädtel) für diese Grenze sprechen (siehe Metabasite im Grenzbereich Präkambrium-Kambrium im Schwarzburger Antiklinorium; BANKWITZ, 1970).

Mit der Frage, ob sich der Schwarzenberger Augengneis metasomatisch aus Oberproterozoikum oder Unterkambrium entwickelt, ist eng die Beurteilung anderer vermeintlicher "Orthogneis"körper, besonders in der Phyllithülle des Erzgebirges, verbunden.

LORENZ & HOTH (1964) beschrieben derart bereits den Wiesenthaler Gneis als Produkt einer metasomatischen Granitisierung. Da diese Metasomatose jedoch in deutlichem Bezug zu einer Deformation steht, bzw. syn- bis präkinematisch erfolgte, ist die Frage nach der lithostratigraphischen Einstufung der metasomatisch überformten Paragesteinskomplexe schon von wesentlicher Bedeutung. Die sich so ergebende Problematik lithostratigraphischer Gliederung in diesem Bereich wird auch durch die radiometrischen Datierungsergebnisse von KRENTZ (1985) unterstrichen (Thumer- und Preßnitzer Serie: 477 bis 500 Mill. J. und Jachymov-Serie: 573 Mill. J.). Desweiteren sei nochmals auf die bereits zitierten Äußerungen tschechoslowakischer Bearbeiter zum Bau des Erzgebirges (FIALA, 1988) verwiesen.

3.3.2. Tektonik und Metamorphose

3.3.2.1. Flächengefüge

Die Gesteine der Schwarzenberger Augengneisstruktur sind durchgehend mehrfach geschiefert. Morphologisch dominant und die Antiform abbildend, in deren Kern variszisch, postkinematisch der Schwarzenberger Zweiglimmergranit (Gruppe der Älteren Granite) intrudiert, ist eine jüngere Kristallisationsschieferung (sk_2), in deren Bahnen eine ältere Kristallisationsschieferung (sk_1) eng und z. T. isoklinal gefältelt ist (Anlagen 13, 14).

Der Haupttexturfläche (sk_2) parallel verlaufen die petrotektonischen Grenzen der Entwicklung zum Schwarzenberger Augengneis. Weiterhin ist diese Haupttexturfläche (sk_2) Gegenstand einer um ENE-WSW-Achsen quergefalteten NW-SE-Faltung, durch die der Raum für die variszische Granitintrusion geschaffen wurde. Diese Faltung hat Wellenlängen von mehreren Kilometern und erzeugt keine regional durchhaltenden Flächen mehr (rupturelle Schieferungen, s_3).

Schichtungsanzeichen sind für Homogenitätsbereiche im m-Bereich als Materialwechsel häufig nachweisbar, haben jedoch für eine regionale Rekonstruktion der Schichtlagerung auf Grund der erlittenen Mehrfachdeformation nur wenig Bedeutung.

Die etwa E-W gerichteten Häufungszonen karbonatischer Einlagerungen mit Linsenform (vor allem an der E-Flanke der Struktur) könnten Abbild einer in sk_2 liegenden Schichtfaltung sein, indem mit der Verbindungslinie der Linsenenden ein Äquivalent eines Faltenspiegels angezeigt ist. In ähnlicher Weise ließen sich auch die Verbreitung psammitischer Tendenzen in der Glimmerschiefer-Gneis-Entwicklung deuten (Abb. 7). Die Lagebeziehung zwischen Schichtung (ss) und älterer Kristallisationsschieferung (sk_1) bleiben unbekannt - Parallelität zwischen beiden ist wahrscheinlich.

Eine dritte Schieferungsfläche (s_3) ist nicht durchgängig ausgebildet, trägt ausschließlich rupturrellen Charakter, streicht etwa konstant E-W bei wechselndem Einfallen nach N bzw. S und ist derart auf die Auffaltung von sk_2 zu beziehen (Anlage 13).

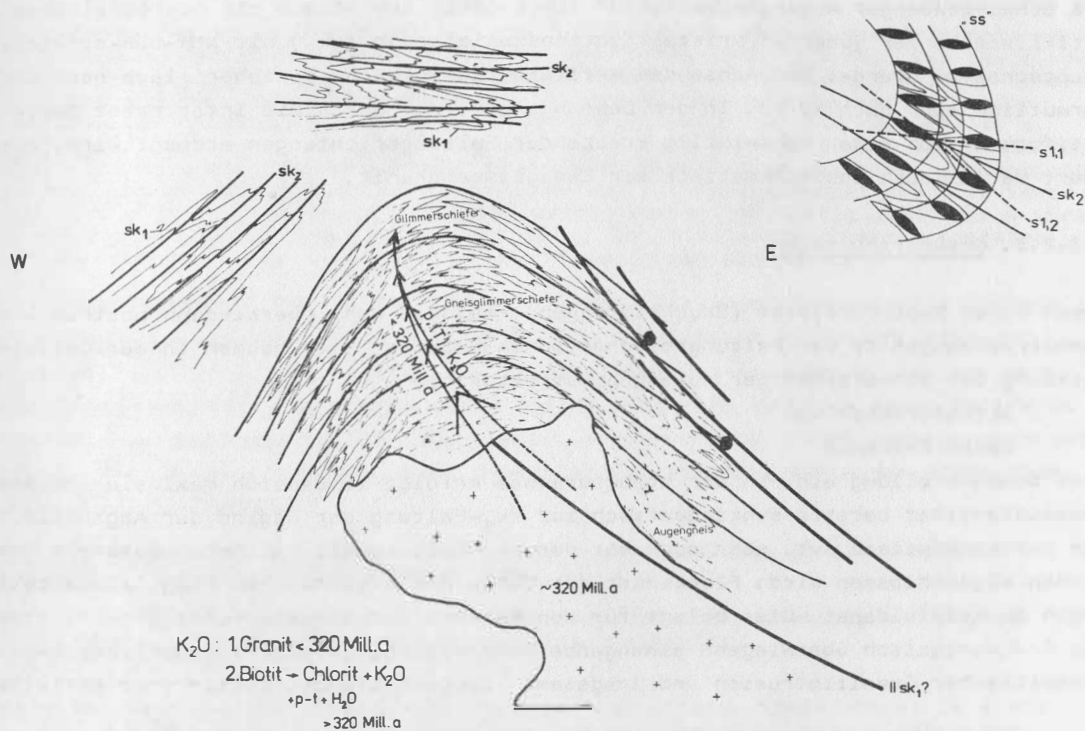


Abb. 7: Schema der möglichen Strukturentwicklung des Schwarzenberger Augengneises nach den Beziehungen zwischen Schicht- und Schieferungsflächen und Modelle der Kalimetasomatose zum Augengneis; volle Punkte: Ultramylonite auf Bewegungsbahnen (Erklärung im Text).

3.3.2.2. Faltenbau

Nach feldgeologischen Daten sind zwei Faltungsereignisse ganz sicher voneinander zu trennen:

- Faltung einer älteren Kristallisationsschieferung (sk_1), die zur Anlage einer jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2) führt. Die Faltung ist in Scheitelbereichen sehr eng und isoklinal und schafft mit Dehnung in den Faltenscheiteln der Einzelformen bereits den Raum für die spätere Feldspatblastese. Es ist nicht zu unterscheiden, in welchem Umfange die gemeinsam mit sk_1 verfaltete Schichtung (ss) vorher bereits einer Deformation unterlegen war.

Die aus dem Verbreitungsbild der Kalksilikatgesteinslinsen abgeleiteten Hinweise auf E-W gerichtete Faltenpiegeläquivalente verweisen auf nahezu senkrechten Schnitt von Schichtungsanzeichen mit petrotektonischen Metamorphosegrenzen in den Strukturflanken.

Im Handstückbereich ist die "ss-mit- sk_1 -Faltung" allgegenwärtig. Sie ist isoklinal, wird von sk_2 in der Achsenebene geschiebt und schafft die räumlichen Voraussetzungen für die Augenbildung im Schwarzenberger Augengneis (Strukturscheitel), die mit Quarz-Feldspatmobilisaten in den Dehnungsbereichen der Faltenscheitel unter zunehmender mikroboudinartiger Ausformung beginnt.

- Faltung der jüngeren Kristallisationsschieferung mit einer Wellenlänge im km-Bereich um NW-SE- bis NNW-SSE-streichende Achsen, in deren Folge eine nicht durchgängig beständige rupturale Schieferung (s_2) etwa in ac-Position angelegt wird. Flache Ost- und steile Westflanke der Antiform verweisen auf deren Westvergenz, die auch durch die westwärts-asymmetrische Position des spätvariszischen Granitkörpers unterstrichen wird. Diese Faltung ist in NE-SW- bis ENE-WSW-Richtung quergefaltet. Ihre Wellenlänge ist etwa um die Hälfte geringer als die der NW-gerichteten Faltung.

Die Schwarzenberger Augengneisstruktur liegt damit tektonisch ein quergefaltetes Antiklinorium der jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2) mit NNW-SSE-streichender Hauptachse zu Grunde. Die Achse des Antiklinoriums taucht peripher flach nach SE und vermutlich auch nach NW ab. In den Dehnungsraum, der durch die Interferenz zweier Antiformen sich etwa rechtwinklig kreuzender Faltungsrichtungen erzeugt wird, intrudiert variszisch; postkinematisch ein Zweiglimmergranit.

3.3.2.3. Diskontinuitäten

Neben einem Rupturensystem (Bruchstörungen), welches wohl überwiegend posthum und symmetriebezogen zu den Faltungsdeformationen angelegt ist, nehmen in der Gesamtentwicklung der Schwarzenberger Augengneisstruktur die

Strukturachse und
deren E-Flanke

eine Sonderstellung ein. In der Strukturachse erfolgt im Bereich maximaler Metamorphoseintensität bereits synkinematisch zur sk_1 -Faltung der Beginn der Augenbildung, die postkinematisch evt. aber noch mit der sk_2 -Faltung mit Kalimetasomatose im wesentlichen abgeschlossen wird: Fleckenartiger Umbau des albitreichen Plagioklasanteils der Augen zu Kalifeldspat. Dies belegt für den Bereich der Strukturachse prävariszisch bis frühvariszisch überwiegend einengende Deformation, gefolgt von variszisch-postkinematischer Granitintrusion und insgesamt langanhaltende, pulsierende Aktivität.

Die E-Flanke der Schwarzenberger Augengneisstruktur sollte mit der Grenze "Gneis" gegen "Glimmerschiefer" die Präkambrium-Kambrium-Grenze enthalten und fällt so mit einer Metamorphosegrenze zusammen. In diesem Grenzbereich treten Kalksilikatgesteine in Gemeinschaft mit Metabasiten (Metavulkaniten) (lithologische Grenzen evt. winklig zu den petrotektonischen) aber auch mylonitische Gesteine parallel sk_2 auf.

Diese mylonitischen Gesteine können makroskopisch bis zu pseudotachylitischen Gesteinstypen reichen! Unter dem Mikroskop wird ein Quarz-Feldspat-Bahnenbau durch dünne Lagen kryptokristallinen Gruses, z. T. opak, teils auch feinsten Glimmerfilz zerfasert, wobei der Quarz-Feldspatanteil im Kontakt des variszischen Granites vollständig rekristallisiert ist. Die Position solcher Ultramylonite ist auf Abb. 7 mit dicken, vollen Punkten gekennzeichnet.

Diese Gesteine kennzeichnen den Formungsprozess von sk_2 mit überschiebenden (nach West) Bewegungen, deren Intensität im Grenzbereich Glimmerschiefer - Gneis (petrotektonisch) und (?)_Kambrium - Präkambrium (lithostratigraphisch) ihr Maximum erreicht.

3.3.2.4. Metamorphose

Mit der durch fließende Obergänge gekennzeichneten Entwicklung von peripheren Glimmerschiefern über feinschiefrige zu feinflaserigen Gneisen im Kern ist die Schwarzenberger Augengneisstruktur ein gutes Beispiel prograder Metamorphoseentwicklung.

Mineralfaziell ist diese Entwicklung, vermutlich auf Grund stofflicher Gegebenheiten, weniger deutlich darstellbar: Charakteristisch ist die zum Kern der Struktur zunehmende Dunkelglimmerbetonung auf Kosten der Hellglimmer. Wesentlicher jedoch sind die gefügefazialen Kennzeichen: Getragen durch die Blastese von Feldspäten und Glimmern, werden in der Reihenfolge schiefrig-schuppige Glimmerschiefer - ebenschiefer-

rige Gneise - feinflasrige Gneise zunehmend granoblastische Gesteinsgefüge ausgebildet.

Diese Entwicklung geht mit einer Faltung der älteren Kristallisationsschieferung einher. Die beschriebenen Metamorphosegrenzen liegen parallel der dabei gebildeten jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2), was sich besonders eindrucksvoll im Bereich der Glimmerschiefer zeigen läßt.

Vergleicht man diese Situation mit den Flächenbeziehungen in der Reitzenhainer- oder Saydaer Struktur, ergibt sich, daß das "Schwarzenberger- sk_2 " dem "Reitzenhainer- bzw. Saydaer- sk_1 " - bezüglich der Wichtung der Prozeßergebnisse - entsprechen sollte, so daß weiterhin dem "Reitzenhainer- und Saydaer- sk_2 " (mit den Basalgranitoiden) in der Schwarzenberger Struktur nur ein rupturales s_3 entsprechen würde, d. h. sowohl Charakter als auch Intensität der verglichenen Deformation stark unterschiedlich wären. Auch daraus folgt die stark eingeschränkte Möglichkeit der regionalen Korrelation von Flächenelementen, die fast immer nur ohne direkten Zeitbezug angegeben werden können und häufig außer durch ihre relativzeitliche Unterschiedlichkeit nur durch Intensitätskriterien getrennt werden, die aber sehr stark von lokalen Bedingungen abhängen.

Bereits mit der Faltung von sk_1 beginnt die Formung der Augen des späteren Schwarzenberger Augengneises in Form von Quarz-Feldspatmobilisaten in Faltenscheiteln. Abgeschlossen wird diese Entwicklung mit der großräumigen Faltung von sk_2 und der kalimetasomatischen Überprägung des Kerns der sk_2 -Antiform im Sinne einer Kalifeldspatmetasomatose nach albitreichem Plagioklas. Dieser letzte Prozeß kann postkinematisch zur Faltung von sk_2 erfolgt sein, weil der Kalifeldspatanteil der Augen nicht nochmals deformiert erscheint.

Für die Quelle des zur Augengneisbildung nötigen Kaliums sind prinzipiell zwei Möglichkeiten zu diskutieren (Abb. 7).

1. K_2O -Zufuhr im Zusammenhang mit einer tiefsitzenden, granitischen Magmenaktivierung in den Scheitelbereich einer Faltenform oder
2. K_2O -Zufuhr aus den Abbauprodukten einer retrograden Metamorphose im Sinne beispielsweise einer Faltungsdeformation von biotitbetonten Paragneisen als Folge der Chloritisierung von Biotit. Nimmt man hierzu eine Paragesteinsserie mit Biotitgehalten um 20-30 %, sowie einen K_2O -Gehalt des Biotits von erfahrungsgemäß ca. 10 % an, können nach groben Schätzungen die zur Verfügung stehenden K_2O -Mengen den vorliegenden Umfang der Kalimetasomatose in den Augengneisen ermöglichen. Der Hinweis auf ältere Faltungsdeformationen ist in diesem Zusammenhang vor allem für die Rahmengesteine der Reitzenhainer- und Saydaer Granitintrusionen von Interesse, da diese mit Schieferungsanlage für den speziellen Kontakttyp der injektiven Hybridisierung zu fordern sind.

Eine sichere Entscheidung zwischen beiden Interpretationsvarianten ist nicht zu treffen: Augengneisentwicklungen sind auch im Kontaktbereich der Reitzenhainer Rotgneisstruktur charakteristisch, - ein tieferer Orthogneiskörper in Schwarzenberg nicht ausgeschlossen.

3.3.3. Zusammenfassung

Das Fehlen jeglicher Kontakterscheinungen und eine gleitende Entwicklung aus Glimmerschiefern über Gneisglimmerschiefer und Gneise zu den Schwarzenberger Augengneisen sprechen gegen dessen intrusive Platznahme als Orthogestein. Die Augengneisentwicklung erfolgt im Kern einer quergefalteten NW-SE-streichenden Antiform, die eine jüngere Kristallisationsschieferung (sk_2) zum Gegenstand hat und der auch die petrotektonischen Grenzen zunehmender Metamorphoseintensität parallel liegen und unterstützt durch eine kalimetasomatische Überprägung des Scheitelbereiches. Mit dieser Darstellung ergibt sich das Problem der Grenze Präkambrium-Kambrium, die nach traditioneller Darstellung parallel einer Metamorphosegrenze - etwa Glimmerschiefer gegen Gneis - verlaufen würde. Dementgegen ist nach strukturellen Überlegungen,

gestützt durch Verteilungsmuster charakteristischer Einlagerungen, auch ein zu den petrotektonischen Metamorphosegrenzen winkliger Verlauf schichtungsäquivalenter Faltenpiegel (mehrfach deformierte Schichtung) möglich. Für die erst relativ spät im Formungsprozeß der Augengneise anzusetzende Kalimetasomatose sind als stoffliefernde Vorgänge neben granitischen Intrusionen auch retrograde Metamorphoseereignisse (Faltungsdeformation mit Schieferung) denkbar.

Die Entwicklung der Schwarzenberger Augengneisstruktur kennzeichnet die Tiefenzone von Gera-Jáchymov in altpaläozoischer Zeit als Einengungszone mit westvergenter Asymmetrie.

3.4. Augengneis von Selb

Südlich von Bad Brambach berührt das Territorium der DDR den kristallinen Kern der Fichtelgebirgischen Antiklinalzone, der in weiterer Verbreitung durch die postvariszische Granitintrusion gefüllt wird. Nach der synklinalen Strukturzone, in deren NW-SE-verlaufenden Achse die variszischen Granite von Kirchberg und Eibenstock zentral intrudieren, stellt die Fichtelgebirgische Antiklinalzone die strukturelle Fortsetzung oder Wiederholung der Erzgebirgischen Antiklinalzone dar (gleichfalls mit nach NE ansteigender Achse).

Am Aufbau der asymmetrischen Fichtelgebirgsantiklinale sind im Kern neben den weit überwiegenderen postvariszischen Graniten mit den Kristallinvorkommen von Selb, Marktretz und der Wunsiedler Bucht auch prävariszische Komplexe beteiligt, die der Arzberger Serie zugerechnet werden. Von WURM (1935) zunächst auf Grund der Karbonatführung, die im belegten Kambrium des Frankenwaldes nicht auftritt, als Präkambrium, später von v. GAERTNER (1944) mit dem Kambrium des Lausitzer Schiefergebirges verglichen, kam auch RICHTER (1963) zu dem Schluß einer Einstufung ins Unterkambrium. In dieser Schichtenfolge der Arzberger Serie tritt neben Phylliten, Quarziten, Kalken und gelegentlich graphitführenden Lagen die als "Epigneise" bezeichnete Gesteinsgruppe auf, deren Verbreitung nach RICHTER (1964) stratigraphisch noch bis ins Niveau der Phycodenserie (Arenic) hinaufreicht.

Unter dem Begriff "Epigneise" ist eine vielgestaltige Gesteinsgruppe (magmatischer Ableitung) zusammengefaßt. Die Variationen reichen von Serizitgneisen mit quarzitischer Tendenz über stark verschieferte Gneise bis zu Augengneisen, die als vergleichsweise geringste Deformationsstufe der in Form von Lagergängen unterschiedlicher Möglichkeit eingeformten prävariszischen Magmatite angesehen werden. Beleg für die magmatische Ableitung von Teilen der Epigneise, vor allem der "Nichtaugengneistypen" waren Nachweise von Schieferereinschlüssen sowie Beobachtungen von graphophyrischen Primärverwachsungen zwischen Quarz und Feldspat, Quarzdihexaedern sowie mit Grundmasse gefüllter Korrosionsschläuche (extrusiver Anteil), während der Nachweis statischer Kontakterscheinungen substantieller Art immer wieder Schwierigkeiten bereitete (SCHÜLLER, 1934, 1936) oder nicht schlüssig erscheint (RICHTER, 1963).

Nach STETTNER (1980) umfaßt das Kambrium nur den mittleren und oberen Teil der Arzberger Serie v. GAERTNER's, der untere, bunte Teil wird zum Präkambrium gestellt und das verbleibende Kambrium als "Warmensteinacher Serie" bezeichnet. Auf der derart gezogenen Grenze zwischen Präkambrium und Kambrium liegt nach dieser Konzeption der Orthogneis (analog zu den Verhältnissen im Spessart). Orthogneise (als Augengneise) und Epigneise deutete STETTNER (1980) als auf den Schieferungsvorgang zu beziehende Metablastite bzw. Blastokataklasite, die auf Sedimente zurückzuführen sind.

Das das Territorium der DDR mit seinen östlichen Ausläufern tangierende Kristallinvorkommen von Selb ist zweifellos mit seiner Augengneisentwicklung nicht ein typischer Vertreter der fichtelgebirgischen Epigneise. Bearbeitungen speziell dieses Vorkommens sind aus jüngster Zeit nur aus dem tschechoslowakischen Gebiet (SKVOR, 1962) publiziert. Der recht geringe DDR-Anteil an diesem Vorkommen beeinflußt sicher die Zuverlässigkeit zu gewinnender Daten und Ergebnisse.

3.4.1. Lithostratigraphische Gliederung

Der Kristallinkomplex ist auf dem Territorium der DDR allseitig von den variszisch-postkinematischen Zweiglimmergraniten des Fichtelgebirges umgeben, bzw. ist in

diesen als Schollen unterschiedlicher Größe eingeschlossen, so daß grundsätzlich deutliche stoffliche Beeinflussung zu erwarten ist. Nach der Darstellung bei SKVOR (1962) liegt der Kristallinkomplex auf der Grenze zwischen Fichtelgebirgsgranit und kambrischen Glimmerschiefern (**Arzberger Serie** oder **Keilberg-Serie**, wobei der variszische Granit nach Norden unter den Kristallinkomplex untertaucht und letzterer selbst präkambrisches Alter hat (STETTNER, 1980).

Eine Neukartierung des Kristallinvorkommens zwischen Bad Brambach und Schönberg (Anlage 15) ergab eine Zweigliederung in den Augengneis von Selb und den Hohendorfer Gneis.

Auf Abb. 8 ist die modale Zusammensetzung der Hauptgesteinsgruppen dargestellt.

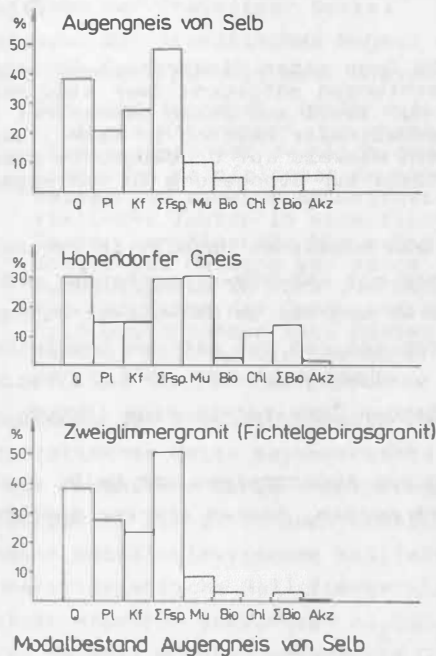


Abb. 8: Modalbestand der Gesteinsgruppe für den Komplex "Augengneis von Selb"

Der Augengneis von Selb ist ein weißgrauer, meist nur leicht hellrot getönter, grobflaseriger bis augiger Zweiglimmergneis, dessen makroskopisch wohl deutlichstes Kennzeichen seine allgegenwärtige Tendenz zum Stengelgneis ist. Mikroskopisch sind Kalifeldspat und Quarz als deutlich jüngere Phase der Augenstruktur des Gefüges die charakteristischen Merkmale des Gesteins (granodioritische Zusammensetzung). Sie schließen ein offenbar älteres, wenn auch im Kontakthof des variszischen Granits vollständig rekristallisiertes, wesentlich feinkörnigeres Gefüge inselartig ein. Der Kalifeldspat ist überwiegend als Mikroclin ausgebildet. In den gestengelten Typen sind Anzeichen für isoklinale Reliktfalten, in deren Achsenebene die Haupttexturfläche und die Augen entwickelt werden, häufig. Bereichen extremer Parallelität dieser beiden zeitlich unterschiedlichen Texturflächen (Flanken der Isoklinalfalten) entsprechen der langflaserigen Texturvariante des Augengneises von Selb. Es gibt keine Gesteinstypen, die als Differentiationsprodukte zu interpretieren wären.

Der Hohendorfer Gneis ist mit Einlagerungen von Kalksilikatlagen (mit reliktilischen Isoklinalfalten, zu denen die Haupttexturfläche Achsenebenschieferung darstellt) und quarzitischen

Horizonten wohl zweifellos ein Paragesteinskomplex. Hauptgestein ist ein feinkörnig-schiefriger, glimmerreicher Zweiglimmergneis, häufig mit zumeist völlig verglimmertem Andalusit, der nur selten in frischem Erhaltungszustand auftritt, jedoch keineswegs an die thermische Überprägung an den variszischen Magmen gebunden ist, sondern zum typusdeformierten Gefügealtbestand zählt und den Aluminiumreichtum der Schicht des Hohendorfer Gneises abbildet. Die Altersdarstellung des Hohendorfer Gneises ist aus der Situation nicht diskutierbar, kambrisches Alter jedoch wahrscheinlich.

3.4.2. Strukturelle Position

Für den Hohendorfer Gneis kann ein Schichtcharakter als erwiesen gelten. Es handelt sich um eine lagenweise wechselnd aluminiumreiche, pelitische Paraserie mit Einschaltungen karbonatischer und quarzitischer Horizonte, die den Rahmen der Augengneisentwicklung darstellt und nicht als eine spezielle Kontaktentwicklung der Augengneise gegen den variszischen Fichtelgebirgsgranit zu verstehen ist (letztere ist in der Rekristallisation des Gefüges (auch der Augengneise, Biotitblasten (taflig) und

Kalifeldspatprossung zu sehen).

Die Entscheidung für Ortho- oder Paraableitung der Augengneise ist nicht schlüssig zu treffen: Nur an einer Lokalität (vgl. Anlage 15, Legenden-Nr. 12) konnten mit lagenweisem Wechsel (mm- bis cm-Dimension) mikrogranitischer und schiefriger (pelitischer) Zusammensetzung Gesteine nachgewiesen werden, die Kontaktbildungen der Reitzenhainer oder Saydaer Orthogneise (Injektionsgneise) ähnlich sind.

An allen anderen Positionen ist die Grenze Augengneis - Hohendorfer Gneis unvermittelt und frei von Anzeichen intrusiver Verbandsverhältnisse, lediglich durch die linsige Verbreitung einer stärker langflasrigen Variante des Augengneises gekennzeichnet. Wichtig ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung, daß der die Edukte des Hohendorfer Gneises mit Aluminiumreichtum kennzeichnende Andalusit von den hauptgefügeprägenden Ereignissen erfaßt wurde, also prä- bis synkinematisch gebildet wurde, so daß durchaus die Möglichkeit einer Andalusitentstehung im Intrusivkontakt der Augengneise (Orthogneise) bestünde.

Einer Diskussion der Andalusitbildung im Zuge einer Niederdruck-Regionalmetamorphose stehen die strukturellen Beobachtungen entgegen: Zwar sind Anzeichen für Stengelgefüge im Hohendorfer Gneis nur lokal auf Zonen beschränkt verbreitet, aber gemeinsam mit Anzeichen isoklinaler Faltung in Kalksilikateinschaltungen und Paragneisen ebenso ein Hinweis auf druckbetonte Einengungsdeformation wie die allgegenwärtige Tendenz zur Stengelung in den Augengneisen.

Aus den strukturellen Beobachtungen ergibt sich ein mögliches Modell, in dem der Augengneis den Kern einer spezialgefalteten Antiform mit ENE-WSW-streichender und nach E einfallender Achse bildet (Wellenlänge ca. 1-2 km und die um NNW-SSE-streichende Achsen (Wellenlänge 1 km, W-vergent?) quergefaltet ist, so daß mit dem bearbeiteten Raum der Faltenschluß der ENE-WSW-Hauptstruktur vorliegt, der mit um N-S streichenden Flächen (sk₂) bereits auf dem westlich anschließenden ČSSR-Territorium (ŠKVOR, 1962) in Richtungen um E-W umbiegt (Anlagen 16, 17).

Der Feldbefund favorisiert eine paragene Deutung des Augengneises von Selb, - stoffliche Daten, wie sie später im Abs. 6. diskutiert werden, deuten stärker auf orthogene Ableitung hin.

3.4.3. Zusammenfassung

Das Kristallin in der Achse der Fichtelgebirgsantiklinalzone südlich Bad Brambach und Schönberg ist in den Augengneis von Selb und den Hohendorfer Gneis zu gliedern. Während für letzteren Gesteinskomplex hinreichend sichere Belege für dessen sedimentäre Ableitung erbracht werden können, sind die Argumente für die Orthonatur des Augengneises von Selb nicht widerspruchsfrei. Vor allem die Ausbildung der Kontakte sowie strukturelle Merkmale (Augengneis, charakterisiert durch Stengelung im Kern einer Antiform, Texturformung durch sehr junge Kalifeldspatblastese sowie fehlende Variabilität und Ganggefölgenschaft) sind Argumente, die auch für eine Paranatur des Augengneises im Sinne eines metasomatischen Hybridgneises sprechen können.

Der Augengneis steckt im Hohendorfer Gneis, für den kambrisches, möglicherweise auch oberproterozoisches Alter angenommen werden kann.

Im Sinne eines intrusiven Orthogesteins ist der Augengneis von Selb dem Saydaer Hauptgneis physiographisch ähnlich. Als hybrider Metasomatit im Kern einer quergefalteten Antiformstruktur wäre er genetisch dem Schwarzenberger Augengneis vergleichbar.

3.5. Orthogneis von Oberschöna-Oederan

Westlich Oberschöna wird die Grenze zwischen Paragneisen der Preßnitzer Serie, altpaläozoischen Glimmerschiefern und Phylliten auf der Linie Memendorf-Hartha-Bräuns-

dorf durch ein Gneisvorkommen nachgezeichnet, welches in seiner Entwicklung in vielen Zügen Ähnlichkeiten mit den Reitzenhainer Orthogneisen aufweist und auch geologisch mit diesen gleichgestellt wurde (PIETZSCH, 1963). Im Ergebnis einer Neukartierung des Vorkommens (Abb. 9 und 10) bestätigt sich diese Ähnlichkeit der Entwicklung, allerdings unter modifizierten Bedingungen.

3.5.1. Aufbau und Gliederung

Wesentlich für die Interpretation des Vorkommens als deformierter Intrusivkomplex ist der Nachweis von Kontakterscheinungen in Form von Injektionen mikrogranitischen Charakters in Paragesteinsserien. Dieser Kontakttyp ist in der Ausbildung mm- bis cm-ständigen Lagenwechsels mikrogranitischer und stärker pelitischer Zusammensetzung identisch mit den Bildungen am Kontakt der Orthogneise von Reitzenhain und Sayda in den Paragesteinen der Preßnitzer Serie.

Die Intrusion der granitischen Magmen erfolgte auf der Grenzfläche Glimmerschiefer - Gneis und offenbar nur mit zwei Phasen:

Ein langfläsriger, teils augiger Metagranit entspricht weitgehend dem Typ der "Äußeren Rotgneise" des mittleren Erzgebirges. In dem mittelkörnigen Zweiglimmergneis mit deutlich den serizitisierten, feinkörnigen Plagioklas überwiegenden Kalifeldspat in mehreren Generationen ist kurzfläsriger Biotit selten und zumeist chloritisiert. In den augigen Typen wird die charakteristische Textur im wesentlichen durch Kalifeldspatblastese erzeugt. Dieser langfläsrige bis augige Typ wird randlich gegen Glimmerschiefer bzw. Gneise des Rahmens von einem feinkörnigen, plattigen, kalifeldspatbetonten Muskovitgneis in Form von Bändern oder Linsen umschlossen, dessen Ähnlichkeit mit den Typen der Gang- und Lagerrotgneise der Strukturen Sayda und Reitzenhain unübersehbar ist. Dieses mikrogranitische Magma ist hier wie dort dasjenige, welches die charakteristischen Injektionskontakte in den Rahmengesteinen bildet (Hybridgneise).

Die Ausbildung der Intrusivkontakte des Metagranits von Oberschöna-Oederan ist in charakteristischer Weise asymmetrisch: Im Osten - gegen die katazonalen Zweiglimmergneise der Preßnitzer Serie - überwiegen körnig-schuppige, albitblastische Glimmerschiefer, die z. T. auch deutlich blastomylonitische Züge tragen. In ihnen tritt neben poikiloblastischem Kalifeldspat (teils auch in den Kernen von Muskoviten) jener charakteristische Hellglimmerfilz auf, wie er nach der retrograden Metamorphose der kontaktmetamorph gebildeten Al_2SiO_5 -Modifikation entsteht.

Im Westen dagegen - gegen mesozonale Glimmerschiefer - sind hybride Gesteine (Injektionsgneise) für den Kontaktbereich charakteristisch.

Diese in der Kontaktausbildung angedeutete Asymmetrie zeigt sich auch im Internbau des Orthogneiskörpers:

Den Kern des langfläsrigen Metagranits bildet eine zu partiell anatektischen, grobkörnigen Metagraniten (Typ "Basalgranitoide") führende Entwicklung, deren höchste Intensität und im Sinne der "Basalgranitoide" charakteristischste Entwicklung an der E-Flanke des Orthogneiskörpers, an seiner Grenze gegen die Zweiglimmergneise der Preßnitzer Serie erreicht wird, während in westlicher Richtung die Intensität der Anatexis mit dem Übergang zu fläsrigen Typen (Übergangsgneisen) abnimmt und langfläsrige sowie aplitische Metagranite im "Normalprofil" gegen die - vermutlich kambrischen - Glimmerschiefer folgen.

Mit dieser Asymmetrie und der typischen Basalgranitoidentwicklung ist die Deutung dieser Gesteine als Deformationsprodukte verbunden (Abs. 5.). Deformationsprodukte stellen offenbar auch die Begrenzung der anatektischen Metagranite in linsiger Verbreitung nachzeichnenden, blastomylonitischen Glimmerschiefer dar (Restite).

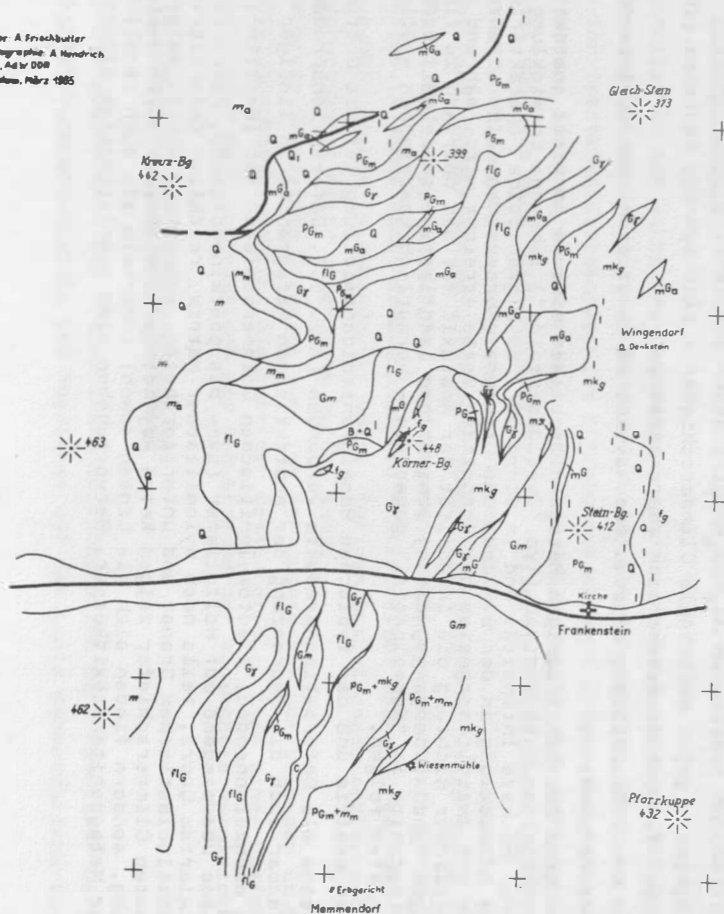
Diese überwiegend auf Hellglimmer (syn- bis postkinematisch), rekristallisiertem Quarz, teils noch mylonitischer Matrix, reichlich deformiertem, poikiloblastischem Granat und untergeordnetem, schuppigem Biotit aufgebauten Glimmerschiefer zeigen keine Asymmetrie hinsichtlich ihrer Verbreitung, sondern finden sich als Linsen sowohl innerhalb als auch randlich der Metagranitanatexitkörper. Hervorzuheben sind xenolithartige Einschlüsse

Metagranit von Oberschöna-Oederan

Geologische Karte

1:25 000

Autor: A. Frischbutter
Kartographie: A. Henschrich
ZiPE, Ad. v. DDB
Potsdam, März 1985



Orthogesteine

- 1 PG_m aplitischer Metagranit; Typ Gang- und Lagerrotgneis
- 2 flG Metagranit, langflasrig, z. T. augig; Typ äußerer Rotgneis
- 3 mG Metavulkanit

Hybride Gesteine

- 4 G_m Injektionen von 1 in 5

Paragesteine

- 5 m Glimmerschiefer, dunkelgrün bis -braun, albitblastisch; (m_a - granatführend)
- 6 m' Muskovitglimmerschiefer, hellbraun bis rotbraun, mit Quarzitlagen
- 7 mk_g Gneisglimmerschiefer, körnig-schuppig
- 8 fg feinflasriger Zweiglimmer-(Biotit)gneis
- 9 c kristalliner Kalkstein

Deformationsprodukte

- 10 G_r Metagranit, partiell anatektisch; Typ Basalgranitoid
- 11 m^E Glimmerschiefer, blastomylonitisch (m_{Ga} - granatführend)

Sonstige

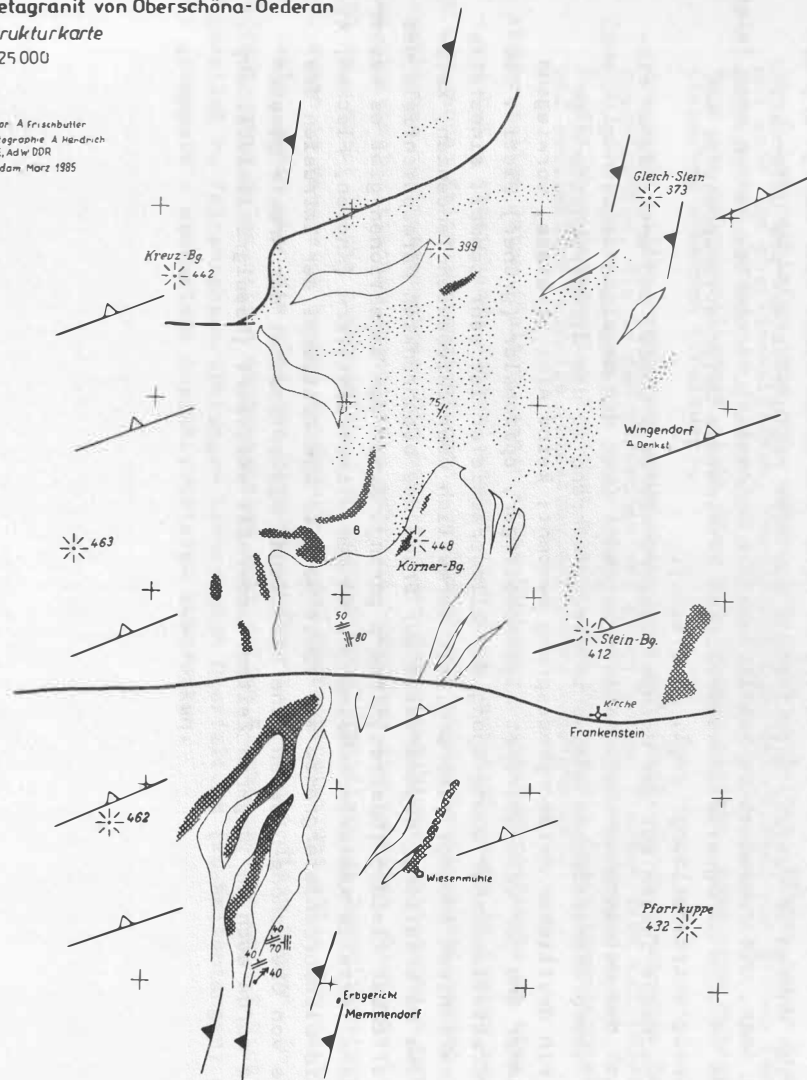
- 12 Q Gangquarz
- 13 B mineralisierte, z. T. vererzte Störungsbelege, brekziiert
- 14 I, I, I Kataklaste

Abb. 9: Metagranit von Oberschöna-Oederan
Geologische Karte

DOI: <https://doi.org/10.2312/zipe.1990.069>

Metagranit von Oberschöna-Oederan
Strukturkarte
 1:25 000

Autor: A. Frischbutter
 Kartographie: A. Handrich
 ZiPE, AdW DDR
 Potsdam, März 1985



- 2. Kristallisationsschieferung (sk_2)
- 2. Schieferung (s_r)
- rapturelle Schieferung bei gleichzeitigem $sk_2(s_r)$
- Striemung auf sk_2
- Deformationsbahnen
 a-Faltenachsen (?) - ältere
 b-Scherflächen - jüngere
- "Anatexite"
- Glimmerschiefer (Deformationsprodukt)
- Stengelung
- vererzte Quarzbrekzie (Störungsbelege)

Abb. 10: Metagranit von Oberschöna-Oederan
 Strukturkarte

in Linsenform (Boudins) mit wenigen cm-Längsachsen, bestehend aus idiomorph rekristallisierter Hornblende, zerbrochenem, poikiloblastischem Granat und rekristallisiertem Quarz, die Hinweise auf (tuffitische?) Basitderivate sein könnten und solcherart auf den Grenzbereich Präkambrium-Kambrium verweisen. Tektonisch eingeschuppte, oder gänzlich als Tektonite, Mylonite einzuordnende Gesteine, die sowohl auf (?rhyolithische) Metavulkanite als auch grauackon-ähnliche Sedimente zurückführbar sind, gehören ebenfalls zu dieser Gesteins-einheit.

Die Bildung injektiver Intrusionskontaktsäume der Metagranitentwicklung gegen die westlich angrenzenden Glimmerschiefer, die Einbeziehung vermutlich kambrischer Metavulkanite und Kalke in die spätere Deformationsentwicklung (Basalgranitoidtyp) läßt postkambrische Intrusion sowie Deformation wahrscheinlich werden.

Die Kalke von Memmendorf liegen südlich Frankenstein direkt an der Unterkante des Orthogneiskomplexes, auf der Grenze zu seinem Kontaktsaum. Es handelt sich um stark kataklastisch deformierte, brekziöse Kalke, auch mit quarzitischer Mylonitmatrix, deren Position sehr wahrscheinlich tektonischer Natur ist, was auch durch eine schiefrige Randausbildung des Körpers zu belegen ist.

3.5.2. Strukturelle Position

Kleintektonische Messungen stehen aus dem kartierten Gebiet nur in spärlichem Umfang zur Verfügung, belegen jedoch analoge Verhältnisse in Kalken und Orthogneisen, woraus auf gemeinsam erlittene, hauptgefügeprägende Prozesse zu schließen ist, was vor allem die Basalgranitoidentwicklung betrifft (Abb. 10).

Eine ältere Kristallisationsschieferung (sicher nicht die erste) mit ENE-WSW-Richtung wird von einer NNE bis fast NNW pendelnden rupturrellen Fläche geschnitten. Letztere ist dabei jüngeren Alters als die Deformation des Basalgranitoidtyps, denn sie betrifft auch die anatektischen Metagranite. Der Entwicklung anatektischer Metagranitoide mit der zuzuordnenden Formung blastomylonitischer Glimmerschiefer entspricht unter Bedingungen geringerer Krustentiefe zonale Stengelumg. Aus dem strukturellen Gesamtbild ist eine Bildung durch Interferenz zweier unterschiedlicher Deformationsrichtungen bei Dominanz von NNE-SSW denkbar.

Die Metamorphoseentwicklung des Gesamtkomplexes ist mehrphasig: Vermutlich erfolgt die kontaktmetamorphe Prägung an den intrusiven Edukten der Orthogneise bereits in einem deformierten Rahmen (Preßnitzer Serie) im Osten und einem nicht oder nur gering deformierten Rahmen im Westen. Anschließend muß eine regionalmetamorphe Deformation erfolgt sein, die zumindest amphibolitfazielle Intensität erreichte. Danach erst folgt das, das heutige Gefügebild im wesentlichen bestimmende Deformationsereignis vom Typ "Basalgranitoidbildung" (vgl. Abs. 5.0.).

Die Orthogneise liegen auf der Grenze Glimmerschiefer - Gneis, und entsprechen hinsichtlich des Metamorphose-Deformationszustandes (vor der Basalgranitoidentwicklung) dem der oberproterozoischen Gneise im Osten, während zu den Glimmerschiefern im Westen ein deutlicher Metamorphosesprung besteht: keine Albitblastese, vorwiegend Hellglimmer und nur untergeordnet kleinscheitiger, epizonaler (grüner) Biotit. Die Zone kontaktmetamorpher Oberprägung der Glimmerschiefer ist sehr schmal; einesteils sicher tektonisch bedingt (Störung, mit vermutlich überschiebenden Tendenzen, kataklastische Deformation), andererseits auf Grund des beschränkten Wärmepotentials des primär offenbar kleinen (Spalten)Körpers gering. Außer den Injektionen gibt es keinerlei mineralfazielle Kontakterscheinungen in den Glimmerschiefern (Knoten, Flecken, etc.). Die Gneis-Glimmerschiefergrenze muß somit bereits zum Zeitpunkt der Intrusion des Granites von Oberschöna-Oederan eine bedeutende Diskontinuität der Kruste gewesen sein und wurde auch in jüngeren Zeiten wiederholt aktiviert (Basalgranitoidbildung).

3.6. Augengneise in den Kristallinschollen im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes

Im Bereich des Westsächsischen Synklinoriums zwischen Granulitgebirge im NW und Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischer Antiklinalzone im SE, treten, eingebettet in eine paläozoische Sedimenthülle mit spezifischer Entwicklung (bayrische Fazies) verschiedene Kristallinschollen auf, die zunächst allochthon- als Reste einer von Süden transportierten Schubmasse - später als autochthone Klippen (SCHWAN, 1974) gedeutet wurden. Während der altpaläozoischen Entwicklung fungieren diese Kristallinmassive als Schwellen zwischen Trögen mit Tiefseesedimentation und werden schließlich sudetisch herausgepreßt. Diese Kristallinmassive sind (von W nach E): Münchberger-, Hirschberger-, Wildenfels- und Frankenberger Zwischengebirge und haben jenseits der Elbe im Kristallin der Sowie Gory ein Äquivalent.

Das Kristallin des Frankenberger Zwischengebirges wird seit den Arbeiten SCHEUMANNs und seiner Schüler in den dreißiger Jahren im wesentlichen zweigeteilt: in eine von intrusiven magmatischen Gesteinen abzuleitende, den "Rotgneisen" des Erzgebirges vergleichbare Gesteinsgruppe und deren Schieferhülle (Hornblende-Chloritglimmerschiefern), - eine Gliederung, die auch in neueren Bearbeitungen grundsätzlich übernommen wurde (KURZE, 1966; SCHWAN, 1974). Damit verknüpften sich auch alle weiteren Schlüsse bezüglich der zeitlichen und geotektonischen Einordnung der Gesteine.

3.6.1. Augengneise von Mobendorf-Cunnersdorf (Abb. 11)

Das Kristallinareal von Mobendorf-Cunnersdorf stellt das westliche und größte Ausstrichsgebiet des Frankenberger Gneiskomplexes dar. Es ist mit seiner NE-SW-gestreckten Augenform allseitig von Störungen gegen permische, karbonische und devonische Sedimente und Magmatite begrenzt.

Gut aufgeschlossen ist der Kristallinkörper entlang des Striegistales.

Die Kartierung ergibt einen etwa E-W-gerichteten Wechsel von eigentlich nur drei Gesteinsgruppen, tektonisch eingerahmt von NE-SW- bis E-W-streichenden Störungen gegen Hainicher Schichten (Karbon) und Rotliegend-Konglomerate. Diese Gesteinsgruppen sind

- Glimmerschiefer
- kleinaugiger, roter Gneis und
- Mylonite daraus (Augengneise).

Die Glimmerschiefer sind eng, nahezu isoklinal verfaltet, führen neben Granat und syn- bis postkinematischem, faserig-nadligem Hellglimmer nur grünen (epizonalen) Biotit sowie in unterschiedlichem Umfang blastischen Albit. Das Gefüge ist rekristallisiert, läßt aber noch vorangegangene, intensive Mylonitisierung erkennen (?Faltung).

Aus diesen Glimmerschiefern entwickeln sich einesteils durch zunehmende Feldspatblastese, die in den Kernzonen vor allen Dingen fleischroten Kalifeldspat betrifft, und andererseits unter steigender Intensität kataklastischer, mylonitischer Deformation zunächst kleinaugige Gneise bis Gneisglimmerschiefer und schließlich Mylonite (blastomylonitische Augengneise).

Mit strukturellen Daten (Faltung einer Kristallisationsschieferungsfläche um etwa E-W - und N-S - streichende Achsen) ergibt sich eine Gesteinsbildung im System zweier sich kreuzender Faltenachsenrichtungen, verbunden mit sich selektiv auswirkender synkinematischer Kalimetasomatose. Die parallel der E-W-streichenden Faltenachsen gebildeten blastomylonitischen Augengneise gehen im Streichen (nach Westen, Richtung Cunnersdorf) in - meist leicht gestengelte - albitblastische, feinflaserige Zweiglimmergneise über, denen im Vergleich zu den Augengneisen des Striegistales vor allem der Kalifeldspat fehlt, sonst aber die gleichen Deformationskennzeichen wie diese tragen. In dieser Zonalität sowie gelegentlich nachweisbaren rupturrellen Flächenscharen um N-S-Richtung und parallel zu Faltenachsenrichtungen könnte sich Querfaltung (km-Wellenlängen) und damit gekoppelt - wechselnde Anschnittstiefen ausdrücken.

- 1 mg Gneisglimmerschiefer, körnig-schuppig: (Mobendorfer Gneis)
 - 2 mq quarzitische Einlagerungen
 - 3 mw Metagrauwacken
 - 4 amg kleinaugiges, albitblastische Gneisglimmerschiefer
 - 5 og kleinaugiger, roter Gneis
 - 6 amg Mylonite aus 5
 - 7 akg körnig-schuppige Gneise in 5 (Metatuffite?)
 - 8 bmg Stengelgneise aus 1
 - 9 mg feinflasrige Zweiglimmergneise, mylonitisch, Entwicklung aus 4
 - 10 k Quarzkeratophyr und Grünschiefer (K')
 - 11 ck Kulm (Basiskonglomerat)
 - 12 cw Kulm (Grauwacken)
 - 13 cs Kulm (Tonschiefer)
 - 14 TT Tertiär
-
- "sk₁"
 - "s₂" (r)
 - b_Lsk₁"
 - FAL "sk₁" mit Vergenz
 - Antiform bzw. deren überkippte Flanke
 - Störungen
 - Brekzierung

Augengneis Mobendorf
 Geologisch-tektonische Skizze
 1 : 25 000

Auler A Fritschbutter
 Kartographie A Hendrich
 ZIPE AdW DDR
 Potsdam April 1985



Abb. 11: Augengneis Mobendorf, geologisch-tektonische Skizze 1:25 000

Nach diesen Beobachtungen sind die Augengneise von Mobendorf-Cunnersdorf kaum als Glieder einer intrusiven Entwicklungsreihe zu deuten, zumal ihren Rahmgesteinen, den Glimmerschiefern, jegliche Anzeichen von Kontaktüberprägungen fehlen.

Die Augengneisentwicklung erfolgt durch eine intensive, mylonitische Deformation im Zuge einer abscherenden Faltung der Hauptkristallisationsschieferungsfläche um etwa E-W-streichende Achsen und synkinematischer Kalimetasomatose in strukturell vorgezeichneten Bereichen. Ausgangsgestein dieser Entwicklung ist eine Glimmerschieferserie, in der stärker pelitische und quarzitische Anteile wechsellagern und möglicherweise auch vulkanisch-sedimentäre Einheiten enthalten sind. Die Mylonitisierung überdauert zeitlich die Kalimetasomatose oder ist mehraktig.

3.6.2. Augengneise von Frankenberg-Sachsenburg (Abb. 12)

In südwestlicher Fortsetzung der Augengneise von Mobendorf-Cunnersdorf streichen unmittelbar am NE-Stadtrand von Frankenberg und gegen Sachsenburg kristalline Gesteine aus, die teils von klastischen Rotliegend- und Kulmsedimenten bedeckt, teils auf die Grünschiefer bei Sachsenburg nach NW aufgeschoben sind (Sachsenburger Überschiebung). Am nordöstlichen Stadtrand von Frankenberg ist im Stadtpark entlang des Lützelbaches ein instruktives Profil aufgeschlossen:

Das Profil beginnt im Süden mit mylonitischen, einzelaugigen (K-Feldspat)-Augengneisen, die denen von Mobendorf durchaus vergleichbar sind, wenn auch hier wechselnde Deformationsintensitäten (Mylonitisierungsgrad und Blastenverteilung) stärkere Gesteinsvariationen bedingen. Grundsätzlich handelt es sich um Zweiglimmergneise, deren gebleichter, chloritisierter Biotit intensiv von Opaknädelchen durchsetzt ist und deren Kalifeldspat augen mylonitisches Grundgewebe einschließt, ohne selbst übermäßig intensive Deformationszeichen aufzuweisen.

In nordöstlicher Richtung gehen diese blastomylonitischen Augengneise unter Kornverkleinerung und vermehrten Anzeichen mylonitischer Deformation zunächst in quarzitisches-dichte, mylonitische Gneisglimmerschiefer und schließlich Gneisglimmerschiefermylonite über. Am Emilientempel ist eine Wechsellagerung überwiegend quarzitisches-dichter Gneisglimmerschiefer um etwa E-W-streichende Achsen isoklinal gefaltet, wodurch die Haupttexturfläche (sk_2) entsteht. Die Faltung ist südvergent.

Nach den mikroskopischen Beobachtungen sind mehrere Mylonitgenerationen in den Gesteinen enthalten. Die Striemung auf den sk_2 -Flächen ist deutlich kannelliert und geht bis zur Stengelung. Blastomylonitische Tendenzen sind lagenweise und mit unterschiedlicher Körnung entwickelt.

Prinzipiell ähnlich aufgebaut ist das Kristallinvorkommen des Kuchwaldes, südlich der Sachsenburger Überschiebung:

In eine Gneisglimmerschieferserie, deren Variabilität durch unterschiedliche Intensität der Mylonitisierung (flasrig - quarzitisches-dicht) bestimmt wird, sind Lagen, Bänke blastomylonitischer Augengneise (auch als Stengelgneise) eingebettet. Die Augenbildung, neben albitreichem Plagioklas überwiegend mit Kalifeldspat, ist jünger als die Mylonitisierung. Sie geht offenbar mit einem Rekrystallisationsprozeß einher, dessen Ergebnis nur noch von schwächeren, kataklastischen Deformationen betroffen wurde.

Mit Annäherung an die Überschiebungsfläche nehmen Stengelung- sowie Mylonitisierungsintensität zu, - im Überschiebungsbereich kommt es zur mechanischen, kataklastischen Vermischung von Gesteinen mit unterschiedlichen Deformationsgraden und auch zur Verknetung angrenzender Einheiten mit NW-vergenter Tektonik bis in den mikroskopischen Bereich (im übrigen ist der Faltenbau um ENE-WSW-Achsen überwiegend S-vergent).

Strukturell gebunden erfolgt die Entwicklung der skizzierten Gesteinstypen parallel einer jüngeren Kristallisationsschieferungsfläche (sk_2), die über weite Gebiete die Hauptteilbarkeit bzw. dominante Texturfläche ist. Der Flächenbildung - im Zusammenhang mit einer sk_2 -Faltung - entspricht eine Mylonitisierung, gefolgt von unvollständiger Rekrystallisation und Kalifeldspatblastese (teilweise nach Plagioklas) bei generell schwächerer, jedoch anhaltender kataklastischer Deformation und abschließend NW-vergenter Überschiebungstektonik.

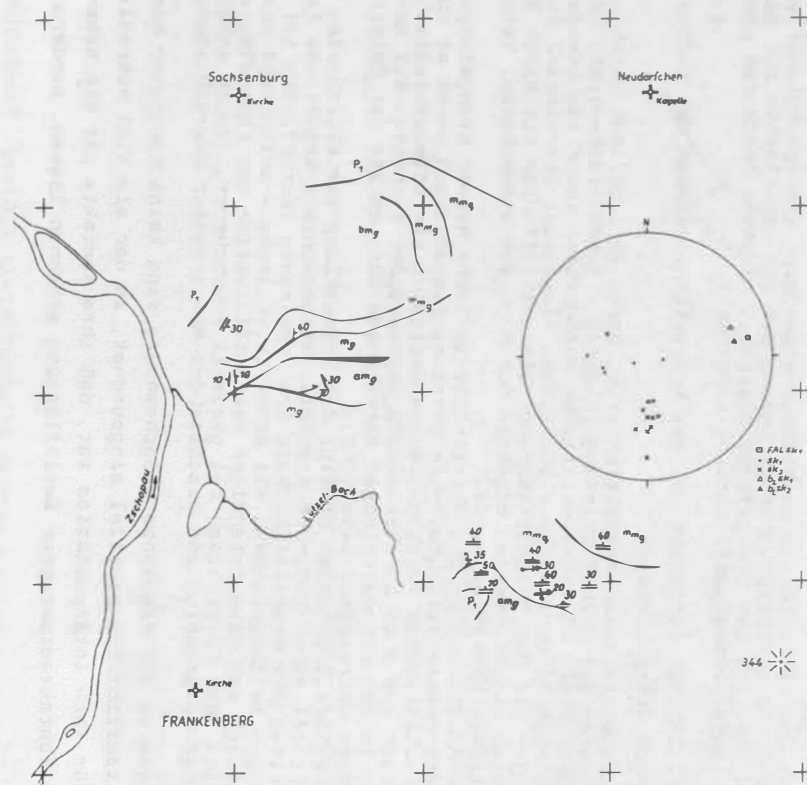
Die Augengneise von Frankenberg-Sachsenburg sind keine homogenen Körper, sondern lagig, einer Tektonitabfolge parallel eingeordnet, in der sie sich mehrmals wiederholen können. Wichtig für ihre Interpretation ist, daß ihre Kontakte mit den Nebengesteinen keine Anzeichen kontaktmetamorpher Beeinflussung erkennen lassen, sondern vielmehr in eine

Augengneis von Frankenberg-Lützeltal-Sachsenburg

Geologisch-tektonische Skizze

1:25 000

Autor: A. Frischbutter
 Kartographie: A. Henrich
 ZIPE, AdW DDR
 Potsdam, April 1995



- | | |
|--|--|
| | Gneisglimmerschiefer (Mylonite) |
| | Gneisglimmerschiefer, quarzitisch (Mylonite) |
| | feinfläsrig-körnige Gneise (Mylonite) |
| | Augengneise (Mylonite) |
| | Augengneise, gestengelt |
| | Permokarbon |
| | sk ₁ |
| | sk ₂ |
| | s ₂ (r) |
| | FAL sk ₁ mit Vergenz |
| | b _L sk ₁ |
| | b _L sk ₂ |

Abb. 12: Augengneis von Frankenberg, geologisch-tektonische Skizze, 1: 25 000

Intensitätsskala kataklastisch-mylonitischer Deformation einordenbar sind, in der sie durch Kalifeldspatblastese (Metasomatose) ausgezeichnet sind.

Als Beleg für die Orthonatur der Augengneisanteile des Frankenger Kristallins wird - SCHEUMANN (1924) und HENTSCHEL (1932) folgend - der grobkörnige Biotitgranit der Hammermühle südlich Frankenberg als Relikt einer variszisch-präkinematischen Intrusion in Analogie zu den Vorkommen bei Deutscheinsiedel und speziell auch an der Talsperre nördlich Most in der ČSSR angesehen. KURZE u. a. (1984) glauben mit Hilfe zirkonstatistischer Ergebnisse diese orthogonetische Einstufung untermauern zu können. Für den Verfasser handelt es sich um eine anatektische, jüngere Entwicklung vom Typ der "Basalgranitoide" (vgl. Abs. 5.), wobei auch KURZE u. a. (1984) den Anteil anatektischer Prozesse bei der Bildung der Hammermühlen-Gesteine auf Grund ihrer zirkonstatistischen Untersuchungen betonen.

3.6.3. Zusammenfassung

Nach diesen Ergebnissen muß die zuerst durch HENTSCHEL (1932) erfolgte Zuordnung der Augengneise in den Kristallinschollen im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes zu prävariszischen Granitoidintrusiva in Frage gestellt werden. Einesteils fehlen Anzeichen für kontaktmetamorphe Bildungen, wie sie an prävariszischen Orthogneisen im Erzgebirge nachgewiesen sind, andererseits besteht eine enge Bindung an Deformationsgefüge, überlagert von syn- bis postkinematischer Kalimetasomatose. Die Augengneise in den Kristallinschollen des Zentralsächsischen Lineamentes bei Mobendorf und Frankenberg sind hinsichtlich ihrer Entwicklung dem Schwarzenberger Augengneis vergleichbar.

Als Edukt dieser epizonalen bis mesozonalen Mylonite und Blastomylonite kommen von der Substanz her grauwackennahe Gesteine, dem Alter nach oberproterozoische ebenso wie auch kambrische Bildungen in Betracht. Ein Festpunkt der Entwicklung ist mit der spätsudetischen Überschiebung des Kristallins auf schwach oder nicht metamorphes Devon bis Unterkarbon gegeben. Desweiteren haben die Kristallinzüge bereits die variszische Beckensedimentation als Schwellenregionen (oberordovizischer Döbra-Sandstein, Mittel- bis Oberdevon- und Dinant-Schwellenkalke) hinsichtlich der faziellen Entwicklung als auch mit von den Kristallinschwellen in die benachbarten Furchen abgeglittenen Schollen beeinflusst.

Die Kristallinformung ist somit zu variszischer Zeit im wesentlichen schon abgeschlossen gewesen. Die Augengneisbildung durch vermutlich an grob N-S-orientierte Strukturen gebundene Kalimetasomatose erfolgt in einem bezüglich der mesozonalen Deformation späten (syn- bis postkinematischen) Stadium, möglicherweise variszisch, präsudetisch. Für die Herkunft des zur Augengneisbildung nötigen Kaliums sind entsprechend den Schwarzenberger Verhältnissen analoge Möglichkeiten zu diskutieren (vgl. Abs. 3.3.).

3.7. Augengneise von Bieberstein-Dittmannsdorf (Abb. 13)

Zwischen den Ortslagen Bieberstein - Neukirchen - Dittmannsdorf folgt innerhalb der oberproterozoischen Niederschlag Serie dem Streichen der Mittelsächsischen Störung zwischen dem Gabbro von Siebenlehn und dem W-Rand des Tharandter Vulkanitmassivs ein heterogen aufgebauter Augengneiszug, dessen maximale Ausstrichbreite etwa einen Kilometer beträgt.

Der Augengneiskörper besteht aus einem WNW-ESE- bis E-W-konturierten Wechsel feinflaseriger, grauer bis rotbrauner, biotitbetonter, feinflaseriger bis kleinaugiger Zweiglimmergneise, denen einerseits ihre allgemeine Tendenz zur zonenhaften Stengelung parallel der Verbreitungsgrenzen gemeinsam ist, die sich andererseits aber offensichtlich durch den Umfang des Einbaus von Kalifeldspat in den kleinaugigen Blasten parallel der Stengelungsachsen unterscheiden. Die rotgefärbten, kalifeldspatreicheren Partien sind bevorzugt im Zentrum des Augengneiszuges angeordnet.

- m Zweiglimmerschiefer (Mylonite)
 - g5 Quarzitschiefer
 - mg feinschiefriger Muskovitgneis (Mylonit)
 - sg schiefrige Zweiglimmergneise
 - fg feinflasrige Zweiglimmergneise
 - kg körnige Zweiglimmergneise
- Augengneise von Bieberstein
- bg graue Biotitgneise
 - rbg rote Biotitgneise
 - rbfg rote Biotitgneise, feinflasrig (mylonitisch)
 - pgm Gang- und Lagerrotgneis
 - A Flasergabbro von Siebenlehn
 - vvv Rhyolithgang
 - K Känozoikum
 - xxxxx Stengelung
 - ////// Mylonite
 - ∨ sk₁
 - ∕ sk₂
 - ↗ b_Lsk₁
 - ↘ b_Lsk₂
 - ↔ Winkel zwischen zwei Texturflächen

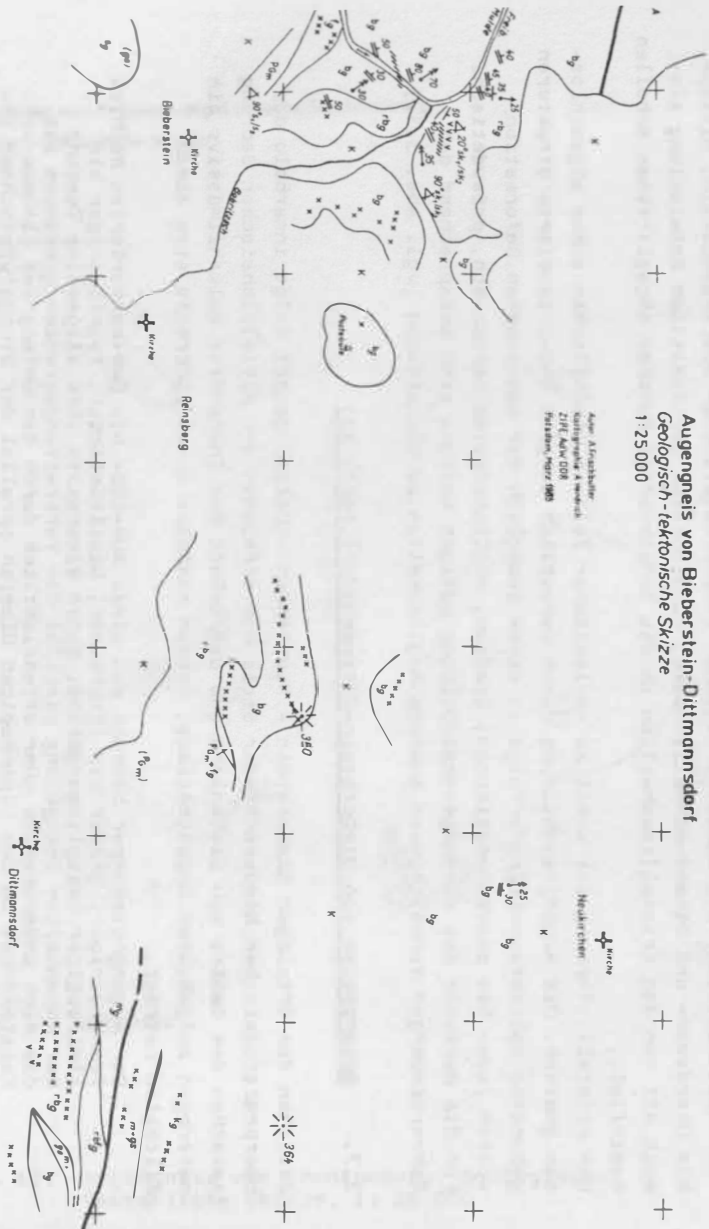


Abb. 13: Augengneis von Bieberstein-Dittmannsdorf, geologisch-tektonische Skizze, 1:25 000

Den Rahmen des Augengneiskörpers bilden Zweiglimmergneise, deren Textur sich in Richtung auf den Augengneiskörper von schiefriegen über feinflaserige zu körnig-schuppigen Typen (NE Dittmannsdorf) entwickelt. Dabei ist das Fehlen von Anzeichen kontaktmetamorpher Erscheinungen an der im Gegenteil stärker Übergangscharakter tragenden Grenze zwischen der Augengneisfolge und deren Zweiglimmergneisrahmen zu unterstreichen.

Für die Einordnung der Augengneise ist deren strukturelle Position wesentlich:

Die petrographische Entwicklung erfolgt in gerichteter Weise zu den zentral positionierten roten Augengneisen und etwa parallel zur Raumlage einer jüngeren (mindestens zweiten) Kristallisationsschieferung, die einer Achsenebenenschieferung zur engen Faltung einer älteren Kristallisationsschieferung entspricht, mit der auch die zonenhafte, zum Kern der Augengneisfolge an Intensität zunehmende Stenglung parallel verläuft.

Damit kann die deformationsgebundene Entwicklung der Gneis-Augengneisabfolge hinreichend belegt werden. Für die Kennzeichnung des lokalen Deformationszustandes ist die Beobachtung phakoidaler Gesteinszerlegung (Boudinierung) im wesentlichen entlang der sk_2 -Flächen von Bedeutung.

Solche Beispiele finden sich in den Aufschlüssen im Tal der Freiburger Mulde, im Bereich der Papierfabrik nördlich Bieberstein (Abb. 14). Die Boudingrenzen verlaufen dabei nicht streng parallel sk_2 und sind besonders in jenen Abschnitten mit spitzen Winkeln zu sk_2 in charakteristischer Weise durch granitische Gefügeentregelung (2132 Abb. 14) und dazu basale Ultramylonitlagen (2133 Abb. 14), jeweils stark schwankender Mächtigkeiten, ausgezeichnet.

Die mit dieser Deformation verbundenen Texturformungen sind in deutlicher Weise mit stofflichen Veränderungen gekoppelt. Das feinschuppig-gefältelte Rahmengestein ist gegenüber der in diesem Sinne unbeeinflussten Ausgangsgruppe der grauen Biotitgneise (Zweiglimmergneise), bereits in deutlichem Maße an Muskovit (unter den Akzessorien) und Quarz verarmt und vor allem an Feldspat (Plagioklas) und Biotit angereichert. Aus diesen Plagioklas-Biotit-Gneisen

(2131 Abb. 14) entwickeln sich unter Gefügeentregelung Gesteine mit granitisch-körniger Tendenz (2132 Abb. 14), erhöhten Quarzgehalten, auf Kosten von Plagioklas erhöhten Kalifeldspatgehalten (metasomatisch nach Albit) aber gleichbleibend geringen Muskovitanteilen, jedoch teilweise chloritisiertem Biotit.

Deren Basis wiederum bilden häufig geringmächtige Lagen von feinkörnig-dichten, dunklen graublauen Ultramyloniten (2133 Abb. 14) meist linsiger phakoidartiger Konfiguration, deren stoffliche Veränderungen gegenüber den textuellen unbedeutend sind. In einem mikroskopisch deutlich erkennbaren Lagenbau unterschiedlich stark zerriebener Körner wechseln Bahnen nahezu kryptokristallinen Glimmer-Feldspat-Filzes (z. T. mit amöboid verschmolzenen Quarzbahnen) mit Lagen, in denen bis max. 0,5 mm große zerriebene Körner von Feldspäten, polykristallinen Quarzaggregaten und Quarz-Feldspat-Verwachsungen in feinstkörniger bis filziger Matrix eingebettet sind.

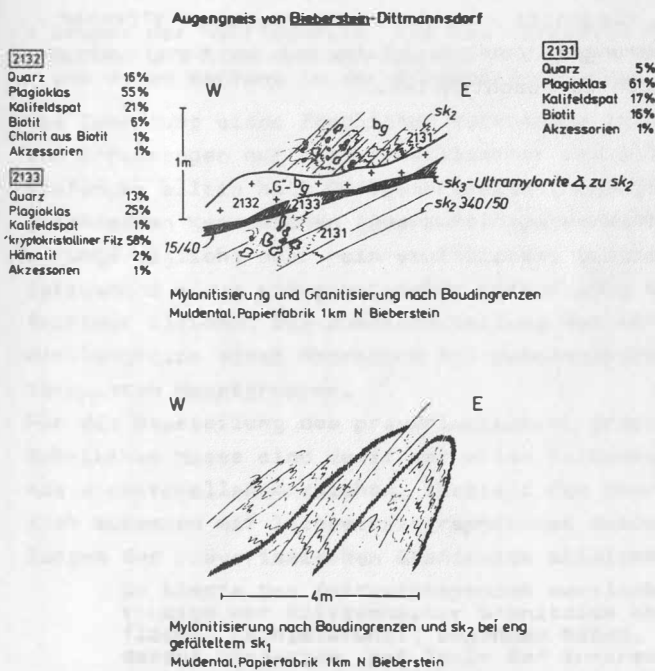


Abb. 14: Deformationsgesteuerte Gesteinsbildungen im Augengneis von Bieberstein

wenn die Augengneise mit sehr hoher Wahrscheinlichkeit nicht auf intrusive Bildungen zurückzuführen sind, so sind doch mit mikrogranitischen, muskovitbetonten Zweiglimmergneisen im weiteren Gesteinsverband (z. B. NE Bieberstein) Gesteinstypen vertreten, deren Orthonatur zwar nicht durch spezielle Kontaktwirkungen belegt werden kann, deren petrographische und strukturelle Ähnlichkeit mit dem Typ der Gang- und Lagerrotgneise des zentralen Erzgebirges jedoch offensichtlich ist.

Ein Vorkommen nördlich Bieberstein (Abb. 13) liegt parallel der deformationsbedingten Augengneiskonturierung. An seiner NE-Flanke wird es von Gangquarz und gestengelten feinflaserigen Zweiglimmer (biotit)gneisen eingerahmt. Die feinkörnig-feinflaserigen, hellrotgrauen Gesteine sind mehrfach geschiefert und glimmerarm (bei dominierendem Muskovit und untergeordnetem, chloritisiertem Biotit).

Blastischer Kalifeldspat ist die jüngste Phase und verdrängt auch metasomatisch den weitgehend serizitisierten Plagioklas.

Zusammenfassend: Die Augengneise von Bieberstein-Dittmannsdorf sind nichtintrusiv und strukturell gebunden sowie im Ergebnis einer Kalifeldspatblastese gebildet worden und entsprechen so dem Typ "Schwarzenberg", womit gleichzeitig auch mögliche Kaliumquellen umrissen sein sollen. Die Augengneise entsprechen dem Kern einer, im Zuge der Faltung einer älteren Kristallisationsschieferung zunehmenden Intensitätsentwicklung der Deformation, die sich neben Texturmerkmalen (u. a. Stengung) und Kalimetasomatose des Kernbereiches auch in zunehmender SiO_2 -Verarmung ausdrückt. Weitergeführt wird dieser Faltungsprozeß durch eine phakoidale Zergleitung nach NNE-fallenden Flächen mit intensiven kataklastischen Deformationen auf den Grenzflächen der Phakoide (Ultramytonite) und mit Silifizierung und Kalifeldspatisierung gekoppelter Gefügeentreglung der Augengneise.

Der auf geologischen Karten dargestellte an N-S-streichende Störungen gebundene markante Versatz des Augengneiskörpers ist, allein von diesem ausgehend, nicht zwingend, - Vorkommen bei Neukirchen könnten auch einer selbständigen Parallelstruktur entsprechen.

Die Mittelsächsische Störung folgt im Abschnitt Mohorn-Siebenlehn damit offenbar einer jüngeren Kristallisationsschieferungsfläche (sk_2), was bei der Konstruktion von Streichlinienkarten für Flächenlagen zu beachten ist.

4. Vergleichende Zusammenfassung zu den Ergebnissen der Spezialuntersuchungen

Nach den Ergebnissen der Kartierungen sind die Vorkommen "prävariszischer Granitoide" des westlichen und nördlichen Erzgebirges verschiedenen Genesemodellen zuzuordnen, die in ihren Produkten allerdings vielfach zu Konvergenzen sowohl hinsichtlich Stoff als auch Gefüge führen können,

- Gruppe der intrusiven Bildungen: Der Zugehörigkeitsnachweis ist in erster Linie durch Kontaktbildungen erbracht. Xenolithe sind nur in einzelnen Fällen bekannt. Hierzu gehören:

- . Orthogneise der Reitzenhainer Struktur
- . Orthogneise der Saydaer Struktur
- . Orthogneise von Oberschöna-Oederan
- . Pluton von Coswig

- Gruppe der Bildungen in kalimetasomatisch überformten Deformationsformen (Blasto-kataklastite) - i. w. Augengneise (verbunden mit dem Gefügemerkmal "Stengelung") in Interferenzen der Maxima von Faltenformen zweier etwa senkrecht aufeinander stehender Achsenrichtungen.

Hierzu zählen:

- . Augengneise der Schwarzenberger Struktur
- . Augengneise der Kristallinaufbrüche im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes
- . Augengneise von Bieberstein-Dittmannsdorf

Für den Augengneis von Selb ist die Zuordnung nicht sicher zu treffen: Den für eine Zuordnung zur Gruppe der kalimetasomatischen Augengneise sprechenden Gefügemerkmalen widersprechen die allerdings nur vereinzelt vorhandenen Kontaktanzeichen. Der begrenzte Gebietsanteil ist für eine Entscheidung hier nicht ausreichend - nach ŠKVOR (1962), STETTNER (1980) ist es ein Intrusivkörper.

- Gruppe der anatektischen, jüngeren Granitoide, die im Zusammenhang mit Deformationen entlang flachliegender Deformationsbahnen aus verschiedensten Edukten gebildet werden (Basalgranitoidtyp, vgl. Abs. 5.).
- Gruppe der Hybridgneise, die als spezielle Kontaktform (Injektionsgneise) gebildet wurden und hier nur auf Grund ihres engen Bezugs zu der Gruppe der "Gm-Gneise" und deren Wertung in der Erzgebirgsgeologie angefügt werden.

Die Zuordnung eines fraglichen Vorkommens in eine dieser Gruppen ist nach den gesammelten Erfahrungen nur nach detaillierter und allseitiger Bearbeitung möglich. Einstufungen allein nach Gefügemerkmalen (Augengneise zu Orthometamorphiten), petrographischen Kennzeichen (Quarz-Feldspatverwachsungen sind auch metamorphen Ursprungs möglich) oder rein stofflichen, geochemischen Kriterien (welche nur den Istzustand einer polygenetischen Entwicklung kennzeichnen können) werden immer anfechtbar bleiben. Die Zusammenstellung der Abb. 15 gibt unter Kennzeichnung des Entwicklungstyps einen Überblick der durchschnittlichen modalen Zusammensetzung der untersuchten Hauptgruppen.

Für die Beurteilung des prävariszischen, granitoiden Magmatismus am Nordrand der Böhmisches Masse sind damit vor allem Vorkommen der ersten Gruppe von Interesse. Aus strukturellen Anzeichen, speziell den charakteristischen Kontaktbildungen, lassen sich zusammen mit lithostratigraphischen Beobachtungen Hinweise auf Niveauentwicklungen der prävariszischen Granitoide ableiten (Abb. 16):

So könnte der Intrusionsprozeß westlich der Flöha-Synklinale mit der Intrusion der Reitzenhainer Granitoide entlang flachliegender Deformationsflächen (Schieferung?) begonnen haben, wobei die Verhältnisse bei Rübenau darauf hindeuten, daß Teile der Inneren Rotgneise bereits prä-Preßnitzer Serie, d. h. prä-Natzschung-Schichten, intrudierten. Der Hauptteil des Reitzenhainer Körpers jedoch intrudierte vermutlich in Preßnitzer Serie bis zur Strukturdiskordanz Rusová- gegen Měděnec Folge, d. h. zum Zeitpunkt der Intrusion war Rusová- aber nicht Měděnec Folge von einer notwendigerweise flachen, stark vergenteten Faltung deformation betroffen, in deren Folge ein flachliegendes Schieferungsflächensystem angelegt wurde, welches einschließlich der Strukturdiskordanz Rusová-Měděnec als Intrusionsbahn diente.

In etwa nördlicher Richtung wanderte mit abnehmendem Alter eben diese Deformation

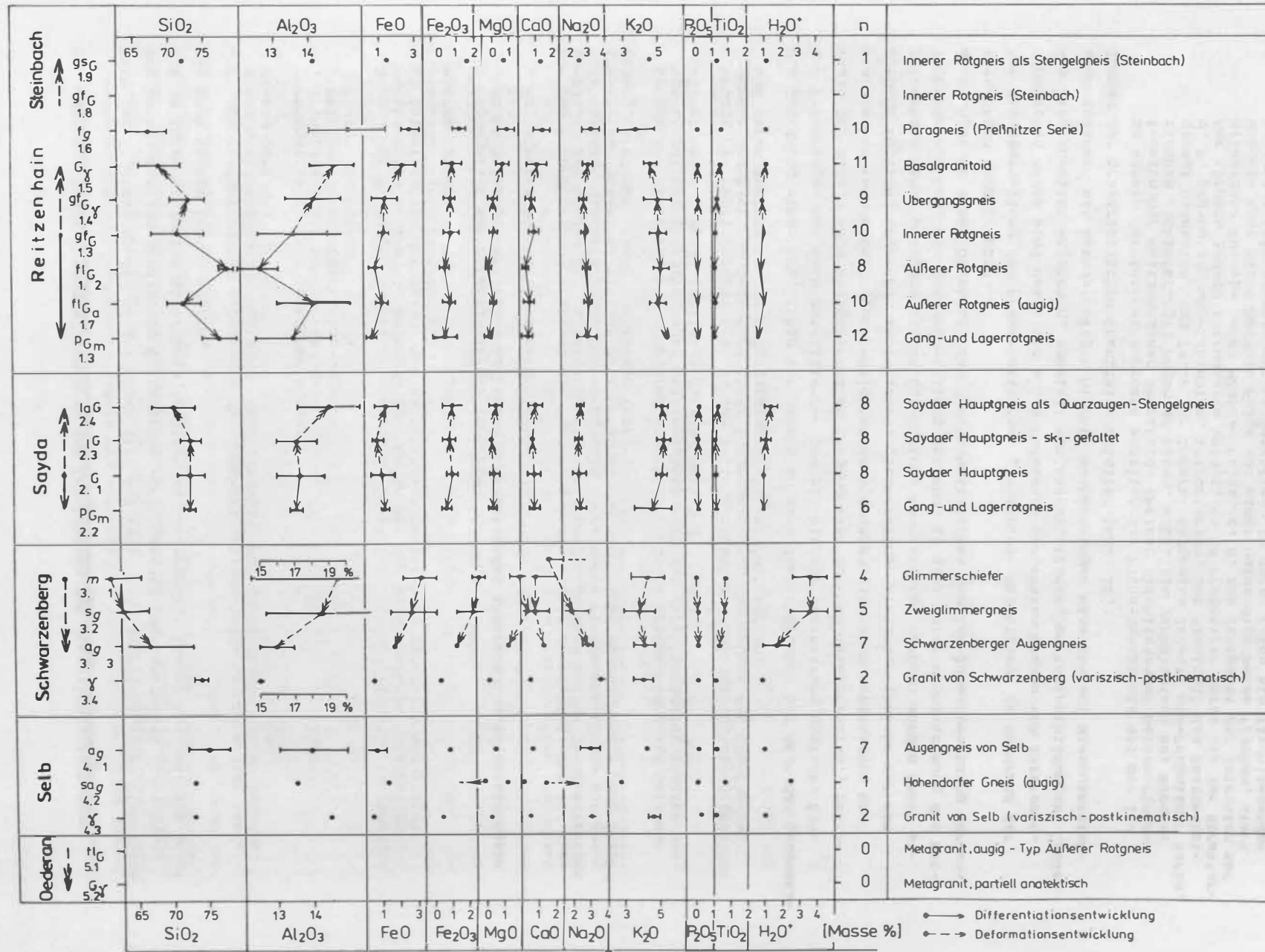


Abb. 15: Modalbestand der auch geochemisch untersuchten Vorkommen (Mittelwerte und Streuung). Die Bezeichnung der Gruppen erfolgte mit der Symbolik der geologischen Karten und der im Abs. 6.3. benutzten Verschlüsselung

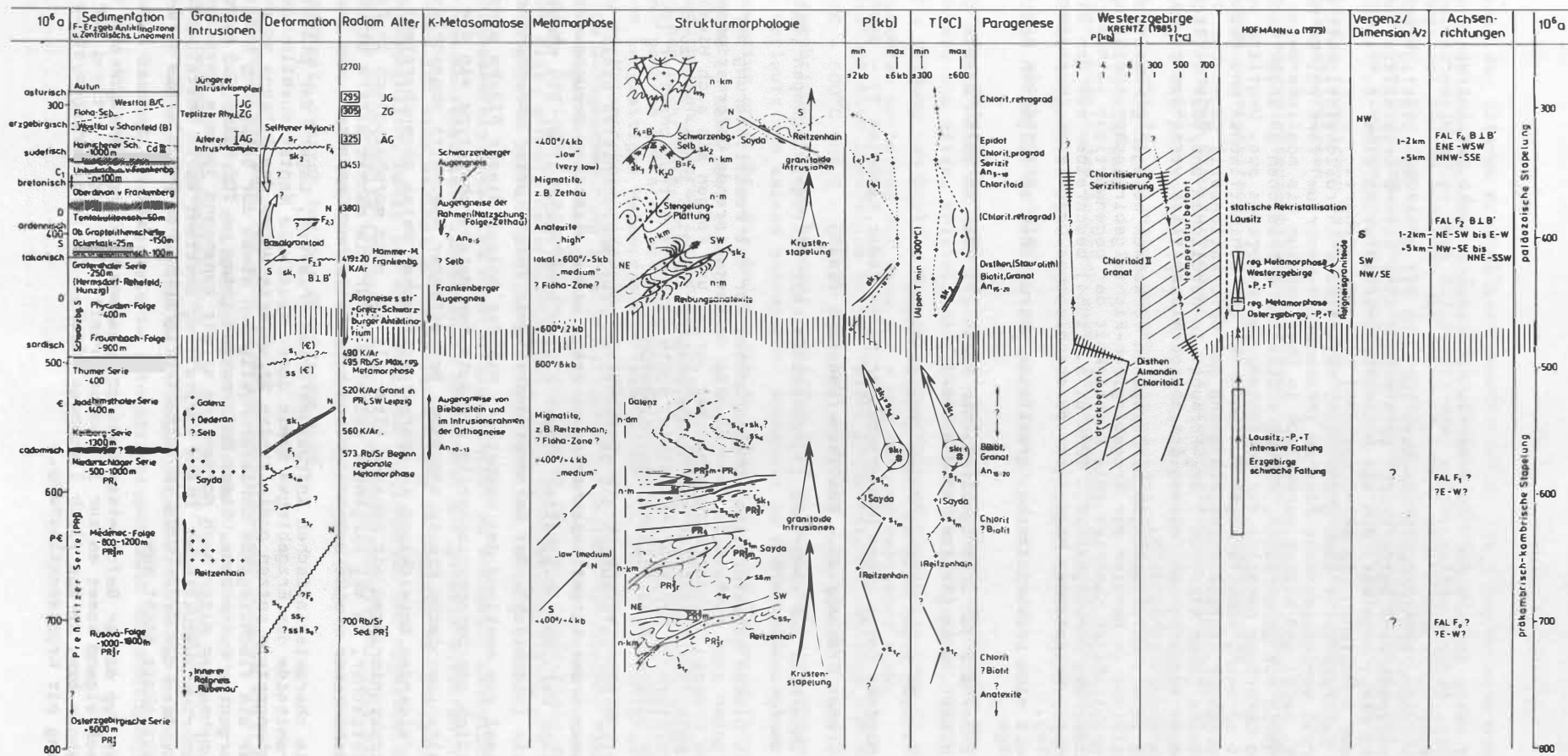


Abb. 16: Schema der granitoiden, magmatischen Entwicklung als paläozoische Wiederholung eines präkambrisch-kambrischen Stapelungsprozesses am N-Rand des Böhmisches Massiv

und hatte östlich der Flöha-Synklinale zum Zeitpunkt der Intrusion der Saydaer Edukte bereits Měděnec-Folge (wahrscheinlich aber nicht Niederschlagser Serie) erfaßt.

Im Grenzbereich Präkambrium-Kambrium wird mit einer den plattig-lagigen Intrusionsverband betreffenden Deformation eine ältere Kristallisationsschieferung (sk_1) angelegt, die als Achsenebenenschieferung einer z. T. noch relik-tisch erhaltenen (in sk_1 -liegenden) Faltung zugehört.

Im Kambrium setzt sich granitoide, magmatische Intrusionstätigkeit auf struk-turell vorgezeichneten Flächen (Präkambrium-Kambrium) fort (z. B. Oederan, evt. Selb) und klingt vermutlich im Oberkambrium bis möglicherweise unterem Ordoviz mit gangartigen, mikrogranitischen Intrusionen geringer Mächtigkeit und bevorzugt parallel der Schichtung des Kambriums aus. Deutlich verändert ist mit offenen, sinusförmigen Faltenformen der Schichtflächen und dazugehöriger dominanter Achsenebenenschieferung der Deformationsstil gegenüber der offenbar älteren (oder tieferen) sk_1 -Formung. In nördlichen und/oder östlichen Rich-tungen ausklingende Faltung ist ebenso wie zeitlich verschiedene Deformations-phasen wahrscheinlich.

Die in die Untersuchungen einbezogenen Vorkommen belegen granitoide magmatische Aktivität im Bereich der Erzgebirgisch-Fichtelgebirgischen Antiklinalzone bis einschließlich Kambrium (die Richtigkeit der gegenwärtigen lithostratigraphischen Gliederung vorausgesetzt). BEHR u. a. (1964) beschreiben aus dem Osterzgebirge von prävariszischen Magmatiten durchschlagenes Ordovizium (Hermsdorf-Rehe-feld).

Somit sind prävariszische, granitoide Intrusionen in folgenden Positionen er-folgt:

- innerhalb der Osterzgebirgischen Serie (?) oder an deren Grenze gegen Preß-nitzer Serie (Reitzenhain/Rübenau)
- Rusovà- gegen Měděnec Folge (Reitzenhain)
- Měděnec Folge gegen Niederschlagser Serie (oder Kambrium ?) - Sayda
- Grenze Präkambrium - Kambrium (Oederan, ?Selb)
- innerhalb des Kambriums (?Ordoviziums) mit Mikrogranitgängen (Galenz, Eppen-dorf) ausklingend.

Aus diesen strukturellen Anhaltspunkten für die Positionierung der Intrusionen ergeben sich einesteils zwangsläufig zu postulierende Deformationsereignisse an den Grenzen lithostratigraphischer Serien und Folgen als auch Hinweise auf ma-ximale Intrusionsalter der Rotgneismagmen (jeweils jünger als zugehörige, kon-trollierende Strukturereignisse) sowie minimale Intrusionsalter (durch Anlage der älteren Kristallisationsschieferung).

Hinsichtlich der Deformation des betrachteten Krustenabschnittes stellt die Anlage der älteren Kristallisationsschieferung (sk_1) einen wichtigen Bezugspunkt in der Entwicklung dar. Das Anlagealter dieser Fläche kann nicht älter als Niederschlagser Serie sein (cadomisch). Das Deformationsereignis reicht unter abnehmender Intensität bis maximal zum Ausklang des Kambriums. Mit der Anlage dieser Fläche wird sowohl hinsichtlich des Deformationsstils als auch des Metamorphosetyps ein die protero-zoisch-altpaläozoische Kruste insgesamt betreffender Abschnitt abgeschlossen, der der nachfolgenden Entwicklung in charakteristischer Weise gegenübersteht.

Strukturierungen mit höherem Alter als sk_1 sind morphologisch in Form re-likttischer, in sk_1 liegender Falten nur für die nächst ältere Strukturierung nachweisbar - alle weiteren haben hypothetischen Charakter.

Die charakteristischen Intrusionsformen (Platten, Lager) der prävariszischen Granitoide des Erzgebirges sowie deren spezielle Kontaktausbildungen mit dem Nebengestein setzen präintrusive Strukturierungen des Rahmens voraus - vorstell-bar als flachliegende Schieferungsflächen eines zur Schuppung neigenden, vergenteten Faltenbaus. Diese Deformation (etwa um 700 Mill. J.) wandert mit abnehmendem Alter nach Norden und erfaßt zunehmend jüngere Gesteine um etwa im Kambrium auszuklingen. Diese Vorstellung entsteht durch ansteigende Intrusions-position der Granitoide im lithostratigraphischen Profil. Sie schließt Ab-setzigkeit nicht aus.

Der Typ dieser Deformation bedingt Krustenstapelung. Zeitlich und räumlich nachfolgend kommt es zur Intrusion granitischer Magmen entlang der Stapelungs-bahnen bzw. in die flach liegenden Flächen des Schieferungssystems im Zusammen-hang mit Krustenentlastung.

Mit der Faltung der älteren Kristallisationsschieferung (sk_1) könnte eine Wiederholung dieser Krustenentwicklung eingeleitet werden:

Gemeinsam ist beiden Abläufen die Tatsache, daß - unabhängig von zeitlichen Beziehungen - der Stapelung von Krustenteilen infolge vergenter Faltung die Intrusion von Graniten in Entlastungssituationen der Kruste folgt. Die jungpaläozoische Wiederholung unterscheidet sich von ihrem Vorläufer durch:

- fehlenden räumlichen Bezug zwischen nachgewiesenen Stapelungs- und Intrusionsbereichen,
- nicht lager-plattenförmige Intrusionen, sondern Stöcke, batholithisch,
- fehlende, übergreifende Abschlußdeformation des Gesamtpaketes.

In dieser verschiedenen Strukturbindung - die prävariszischen Granitoide an eine Schieferungslage, die postvariszischen Granite an Bruchsysteme, offenbar ohne direkten Bezug zur Schieferungslage - besteht ein wesentlicher, struktureller Unterschied beider Entwicklungen.

Es wäre denkbar, hierin den Ausdruck eines angestiegenen Konsolidierungsgrades zu sehen. Weiterhin suggeriert ein Vergleich mit der Zeitskala eine Beschleunigung des Ablaufes mit abnehmendem Alter.

Ebenso wie für den Deformationsablauf ist für die Metamorphoseentwicklung des betrachteten Raumes die ältere Kristallisationsschieferung ein Festpunkt. Ihr zuzuordnen ist die Bildung von Biotit, Granat (Almandin) und Plagioklas (An_{20}), die in den untersuchten Gesteinen für eine p-T - Abschätzung maßgebend sind.

Hierbei handelt es sich zweifellos um das Metamorphoseereignis, welches von KRENTZ (1985) mit 500 - 600°C und 5 - 6 kbar bestimmt wurde und nach gleichem Autor an der Wende Präkambrium-Kambrium beginnt, zunächst über eine druckbetonte Phase im Kambrium (?) verläuft und seinen thermischen Höhepunkt um 600°C an der Wende Kambrium-Ordovizium erreicht. Die Anlage von sk_1 sollte vor dem Temperaturmaximum, evt. ausklingend im Kambrium, einzuordnen sein.

Den wiederholten Deformationsereignissen im Zeitraum Präkambrium-Altpaläozoikum entsprechen nicht notwendigerweise jeweils diskrete Metamorphoseereignisse, vielmehr gehören mehrere, vergleichsweise kurzzeitige Deformationsereignisse zu einem langzeitigen Metamorphoseprozeß (BANKWITZ, 1981). Die Mehrphasigkeit eines Metamorphoseprozesses hinsichtlich der Deformationsereignisse wird durch die Gefügeschwächung infolge metamorph bedingter, dynamischer Rekristallisation versetzungsfreier und auch bevorzugt taflicher Körner bzw. Minerale begünstigt. Geringe Korngrößen der neugebildeten Minerale begünstigen zusätzlich diese erhöhte Deformierbarkeit, indem Korngrenzgleitung vor der energieintensiven intrakristallinen Deformation den Vorrang hat.

Ältere Metamorphoseereignisse sind mineralfaziell nicht zu erfassen. Lediglich aus der Tatsache von Knotenschieferkontakten im Kontakthof der jeweils ältesten Rotgneis-intrusionsphasen ist eine maximal grünschieferfazielle Intensität der Ereignisse "prä- sk_1 " wahrscheinlich. Damit ist metatektische Mobilisation und Migmatisierung der überstapelten Krustenteile (?Biotit) schon in oberproterozoischer Zeit nicht auszuschließen, wenn auch die für die Platznahme der Rotgneismagmen wesentlichen Deformationsmerkmale typisch für die Oberkruste sind.

Die jüngeren Metamorphose nach der etwa kambrischen Anlage der älteren Kristallisationsschieferung betrifft ein weitgehend konsolidiertes Krustensegment. Die vergente Faltung von sk_1 bedingt Schuppentektonik und b-axiale Gefüge (Stengelung). Sie hat den Charakter einer B \downarrow B'-Tektonik. Die zugehörige Metamorphose erreicht lokal über durch Disthen charakterisierte Intensitätstypen auch die Bedingungen der Anatexis (Basalgranitoide, vgl. Abs. 5.).

Für die genauere zeitliche Einstufung dieser Metamorphose gibt es wenig Anhaltspunkte. Sie muß jünger als sk_1 sein und älter als die Platznahme des Älteren Intrusivkomplexes. Radiometrische Alterswerte, wie die für den Frankenberger Gneis von der Hammermühle oder den Gneis von der Brüderriese bei Deutscheinsiedel (HAAKE, 1972; HOFMAN u. a. 1979) sind geeignet, dieses jüngere Metamorphoseereignis zu datieren (~ 420 (- 320) Mill. J.). Sehr wahrscheinlich ist ein frühvariszisches Alter.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich zusammenfassend folgendes Bild der Deformations- und Metamorphoseentwicklung im mittleren und westlichen Erzgebirge (Abb. 17): Die polystadiale Metamorphose beginnt offensichtlich mit einem Deformationsereignis älter als die Intrusion der Rotgneismagmen (D1), welches teils aus strukturellen Feldbeobachtungen, teils aus spezifischen Kontaktformen der Intrusivkörper abgeleitet wird. Das strukturelle Ergebnis von D1 ist eine flach liegende Schieferung, -die Intensität der zugehörigen Metamorphose sollte um die Biotit-Isograde, wahrscheinlich darunter gelegen haben. Nach der Intrusion der Rotgneismagmen unterlag der gesamte Komplex einer Deformation (D2), in deren Ergebnis die ältere Kristallisationsschieferung (sk_1) entstand. Die zugehörige Metamorphose erreicht Intensitäten oberhalb der Almandin-Isograden, doch nicht das Stabilitätsfeld von Kyanit. Wahrscheinlich werden bereits hier in exponierten Positionen Migmatite gebildet. Entsprechende Faltenstrukturen (zu denen beispielsweise die Brander Falte zählen könnte) sind vorwiegend N-vergent.

Das sk_1 -Flächengefüge ist Gegenstand der D3-Deformation, die strukturell durch die überwiegende S-Vergenz ihrer Falten und die Anlage einer jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2) gekennzeichnet ist. Die zugehörigen Metamorphoseintensitäten sind nachweislich vom jeweils angeschnittenen Krustenniveau als auch der betrachteten Strukturposition abhängig: Punkt D3.1 gibt die Bedingungen für B-Tektonite in Faltenstrukturen (evt. in Bereichen oberhalb 5 km Krustentiefe), Punkt D3.2 beschreibt die gleiche strukturelle Position, allerdings in Krustentiefen > 5 km (Schätzwert), hier durch die Bildung anatektischer Schmelzen ausgezeichnet (vgl. Abs. 5.0). Zwischen beiden Positionen ist die Bildung metatektischer, migmatitischer Gneise möglich. Der weitverbreitete Normalfall dürfte jedoch eine Intensität vergleichbar der von D2 sein. D_{cy} beschreibt eine Intensitätsstufe der Metamorphoseentwicklung im unmittelbaren Vorfeld der Basalgranitoidbildung (D3.2). Nach den Ergebnissen thermobarometrischer Untersuchungen (vgl. Abs. 5.3) klingt die Metamorphoseentwicklung mit einem retromorphen Ereignis unter hydrothermalen Bedingungen (D4), korrelierbar mit der Faltung von sk_2 (Schwarzenberg) bzw. der Anlage eines rupturrellen Flächensystems aus.

Mit der Abb. 18 wird der Versuch unternommen, die aus den Rotgneisarbeiten abgeleiteten Ergebnisse für Aussagen zur Zeitlichkeit der Deformations- und Metamorphoseentwicklung im Erzgebirge zu nutzen: Grundlage sind die publizierten, verfügbaren physikalischen Datierungen sowie die zeitlichen Extrapolationen im Zusammenhang mit der lithostratigraphischen Gliederung des Präkambriums im S-Teil der DDR (HOFMANN, FRISCHBUTTER, 1989):

Im Süden (Reitzenhainer Struktur) folgt die Intrusion der Rotgneismagmen einem Deformationsereignis D1, welches noch nicht Médéne Folge betrifft. Östlich der Flöha-Synklinale (Saydaer Struktur) betrifft D1 die gesamte Preßnitzer Serie und im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes könnte D1 die Präkambrium-Kambrium - Grenze erreichen bzw. in nördlicher Richtung ausklingen. Das D2-Alter für die Reitzenhainer Struktur ist durch die feldgeologischen Hinweise für eine möglicherweise bereits intraoberproterozoische Intrusion der ältesten Phasen der Reitzenhainer Rotgneismagmen gestützt. Entsprechend jüngere Alter ergeben sich nach Norden bis ins Zentralsächsische Lineament. In einer Krustenentlastungsphase zwischen beiden Deformationsereignissen intrudieren, jeweils zeitlich versetzt, die Rotgneismagmen. Das D3-Ereignis - darstellbar in unterschiedlichen Intensitätsstufen - ist zeitlich mit den physikalischen Altersbestimmungen der "Reliktgranite" zu erfassen: Für Reitzenhain/Jöhstand (im Süden) schwanken die Werte zwischen 420 und 490 Mill. J., für den Frankenberger Gneis von der Hammermühle (im Norden)

wurde 420 Mill. J. bestimmt (KURZE, 1984).
 Hieraus ergibt sich zusammenfassend das Bild einer von Süd nach Nord wellen-
 artig wandernden Folge von Deformation, Metamorphose und Intrusionsaktivität
 bezüglich der prävariszischen Krustenentwicklung.

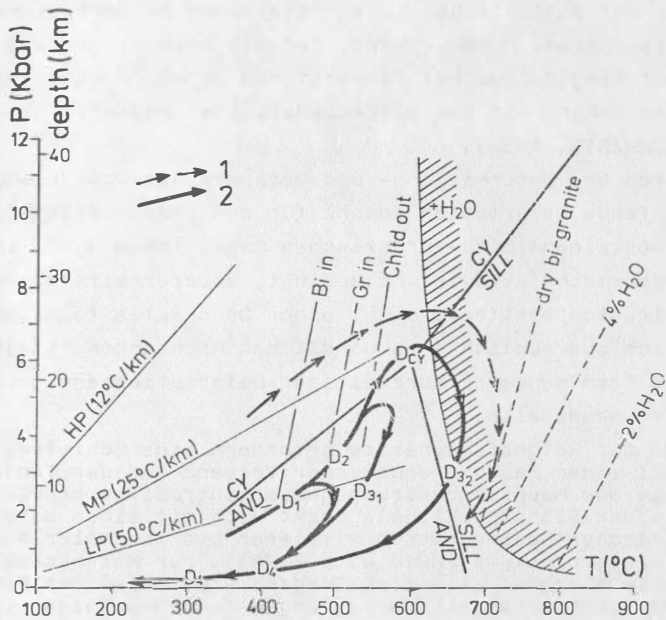


Abb. 17: Druck-Temperatur-
 Pfade für die Meta-
 morphoseentwicklung
 in der Erzgebirgischen
 Antiklinalzone (unter
 Nutzung von Daten aus
 KRENTZ, 1987; HOFMANN,
 1974)
 1: Metamorphosepfad
 "Osterzgebirge", 2:
 Metamorphosepfad "West-
 erzgebirge", D1 bis D4:
 Deformationsereignisse
 nach geologischen und
 thermobarometrischen
 Untersuchungsergebnissen,
 Erläuterungen im Text!

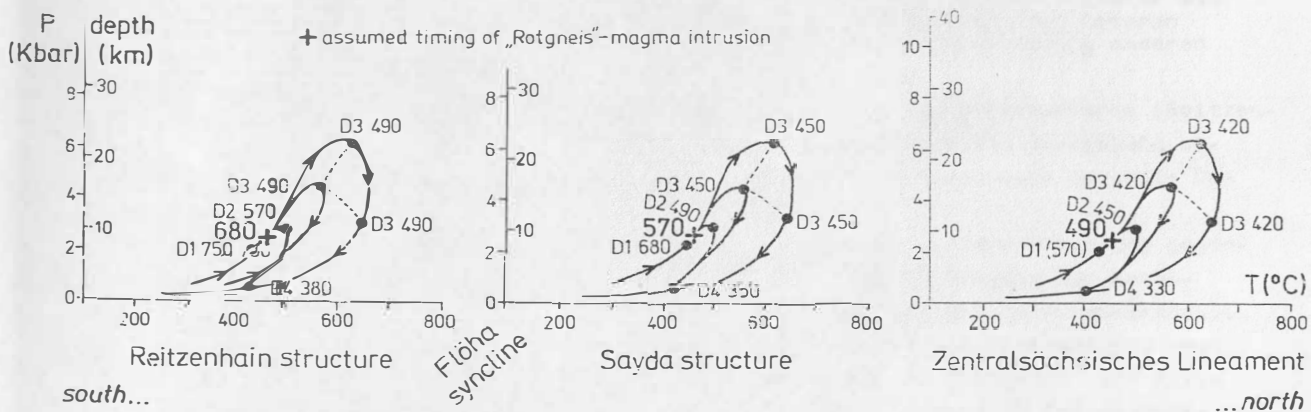


Abb. 18: Zeitschema der von Süd nach Nord wandernden Deformations- und Metamorphose-
 welle im Erzgebirge, bezogen auf den Zeitpunkt der Intrusion der Rotgneis-
 magmen

Die kuppelartigen Strukturformen des Erzgebirges sind Ergebnis einer Querfaltung ($B \perp B'$). Im Fall "Schwarzenberg" ist der Gegenstand dieser $B \perp B'$ - Faltung erst die im Ergebnis der Faltung von sk_1 entstandene jüngere Kristallisationsschieferung (sk_2), wobei in der Interferenz zweier Antiformen mit etwa senkrecht aufeinander stehenden Achsen der Raum für die variszisch-postkinematische Intrusion des Schwarzenberger Granites auf der Bruchzone von Gera-Jáchymov geschaffen wird. Mit diesem Faltungsprozeß, der möglicherweise mit der variszischen Krustenstapelung zu korrelieren ist, verbindet sich eine (ältere) retrograde Metamorphose, der mit Chloritisierung von Biotit bzw. Serizitisierung der Plagioklase bei Temperaturen um 400°C eine jüngere, retrograde Überprägung im Zusammenhang mit dem postkinematischen Magmatismus (K/Ar-Alter um 350 Mill. J.) folgt (KRENTZ, 1985).

Zusammenfassend ist hinsichtlich der Deformations- und Metamorphoseentwicklung zu unterstreichen, daß die vorlaufende Deformation sowohl für den prävariszischen Granitmagmatismus als auch für den postkinematisch-variszischen Magmatismus durch ihren Typ (Stapelung) einesteils die magmatische Aktivierung bedingt, andererseits aber auch die Form der nachfolgenden Intrusion bestimmt, d. h. einer Druckwelle folgt die Temperaturwelle und dies vermutlich aus südlichen zu nördlichen Richtungen mit abnehmendem Alter verschoben und in Form mehrerer kurzzeitiger Deformationsereignisse im Rahmen einer langanhaltenden Wärmeanomalie.

Die Intrusionsformen der Rotgneismagmatite erfordern eine Schiefergebirgs- bis Phyllittektonik mit einer Faltung deutlicher Vergenz und der Tendenz zu monoklinaler Schuppung. Das Hauptverbreitungsgebiet intrusiver prävariszischer Granitoide beiderseits der Flöha-Synklinale deckt sich mit einem Bereich durchgehend kontinuierlicher Sedimentation mittlerer bis maximaler Mächtigkeit während des Oberproterozoikums (HOTH u. a. 1983). Für Měděnec-Folge und Niederschlager-Serie zeichnet sich eine Trogachse parallel der Flöha-Synklinale ab, während die Mächtigkeitsverteilung der Rusovà-Folge diese Zone in NE-SW - Richtung schneidet. Auch räumlich gehen der Intrusion der prävariszischen Granitoide maximale Sedimentsmächtigkeiten voraus:

- max. 2 000 m Rusovà-Folge (Reitzenhainer Struktur); \varnothing 1 600 m,
- max. 1 000 m Měděnec-Folge (Saydaer Struktur); \varnothing 900 m,
- max. 1 000 m Niederschlager Serie (Orthogneise im paläozoischen Rahmen des Erzgebirgskristallins); \varnothing 500 m,

so daß hohe Sedimentsmächtigkeiten zusammen mit Kompression (Krustenstapelung) die Voraussetzungen granitoider Mobilisation in der tieferen Kruste schaffen.

5. Intrakristalline Deformationsprozesse - Ergebnisse der Faltung einer älteren Kristallisationsschieferung in unterschiedlichen Krustentiefen

Bereits durch Arbeiten von SCHEUMANN in den dreißiger Jahren sind unter den Petrotypen prävariszischer Granitoide richtungslos körnige Gesteine bekannt geworden, die seit dieser Zeit als von der Vergneisung verschont gebliebenen Relikte interpretiert wurden. Es konnten Argumente gefunden werden, die einer solchen Interpretation widersprechen und eine Interpretation als anatektische Bildungen infolge Friktionswärmeproduktion auf flachen Bewegungsflächen favorisieren (Basalgranitoid) (FRISCHBUTTER, 1982, 1985, 1988). Die wichtigsten Kennzeichen sind:

- Linsige Form, perlschuppenartiges Auftreten parallel der Faltenachsen und deutlicher Bezug zum vergenteten Faltenbau der älteren Kristallisationsschieferung - gebildet an der Basis einer intrakristallinen Decke und davon abgeleitet der Name: "Basalgranitoid".
- Strukturell exponierte Position im sk_1 -Faltenbau, ausgedrückt durch Engfaltung von sk_1 und daraus resultierend sk_2 als Hauptteilbarkeitsfläche in der Nachbarschaft der Basalgranitoide.
- Ausbildung eines randlichen "Übergangsgneises" zu den Basalgranitoiden, gekennzeichnet durch kataklastisch-mylonitische Gefüge und das auf diese Gesteine begrenzte Auftreten von Kyanit.
- Geringe Mächtigkeit sowohl der Basalgranitoide als auch der Übergangsgneise (bei 100 m Längserstreckung nicht wesentlich über 10 m mächtig).

Dieses waren die Hauptgründe, die zu der Hypothese führten, die Basalgranitoide (ein grobkörnig - ungleichkörniges Gestein (Bilder 16 und 17) mit charakteristisch bläulichem Quarz und auffallender Zähigkeit) hinsichtlich ihrer Bildung dem Faltungsprozeß der älteren Kristallisationsschieferung genetisch zuzuordnen und in energetisch exponierten Positionen eines vergenteten Faltenbaus, parallel der jüngeren Kristallisationsschieferung (sk_2), anzusiedeln. Aus dem flachen Einfallen der sk_2 -Flächen folgt der vergentete Faltenbau, dieser wiederum stützt die Interpretation der Basalgranitoidformung als Weiterführung einer Faltung mit monoklinalem Schuppenbau. Die zur anatektischen Formung der Basalgranitoide notwendigen Druck-Temperaturzustände werden danach in dem beschriebenen, volumenmäßig sehr begrenzten Umfang durch Friktionswärme erreicht.

Dieses Modell der Anatexis durch Friktionswärme ist zunächst speziell in der Reitzenhainer Rotgneisstruktur und dort auch speziell für den Fall der Inneren Rotgneise aufgestellt worden. Später konnten analoge Verhältnisse sowohl für andere Gesteinstypen als "Innere Rotgneise" in der Reitzenhainer Struktur als auch in der Saydaer Rotgneisstruktur und dem Orthogneisverband von Oederan u. a. kartiert werden, bzw. der Ablauf als solcher auch unter völlig anderen Zeit-Raum-Stoffbedingungen wiedererkannt werden.

Aus der Beobachtung, daß Basalgranitoidvorkommen jeweils an die Strukturkerne (Reitzenhain, Sayda) gebunden sind und diese zur Peripherie durch zonenhafte Stengelung abgelöst werden, folgt der Schluß auf durch unterschiedliche Krustentiefe bedingte Deformationsunterschiede (Abb. 19).

Mit der Deformation zu Stengelgneises ist keine signifikante Stoffverschiebung gegenüber dem Ausgangsgestein (Innerer Rotgneis) verbunden. Die Entwicklung zum Basalgranitoid jedoch bedingt eine deutliche relative Basifizierung des Ausgangsmaterials, die nicht nur in ausgewählten Spurenelementen, sondern bereits im Modalbestand deutlich erkennbar ist (Abb. 20). Der Basalgranitoid ist somit ein "Restit". Die mylonitisch betonte Zwischenstufe der Übergangsgneise zeichnet sich durch Feldspatverglimmerung aus.

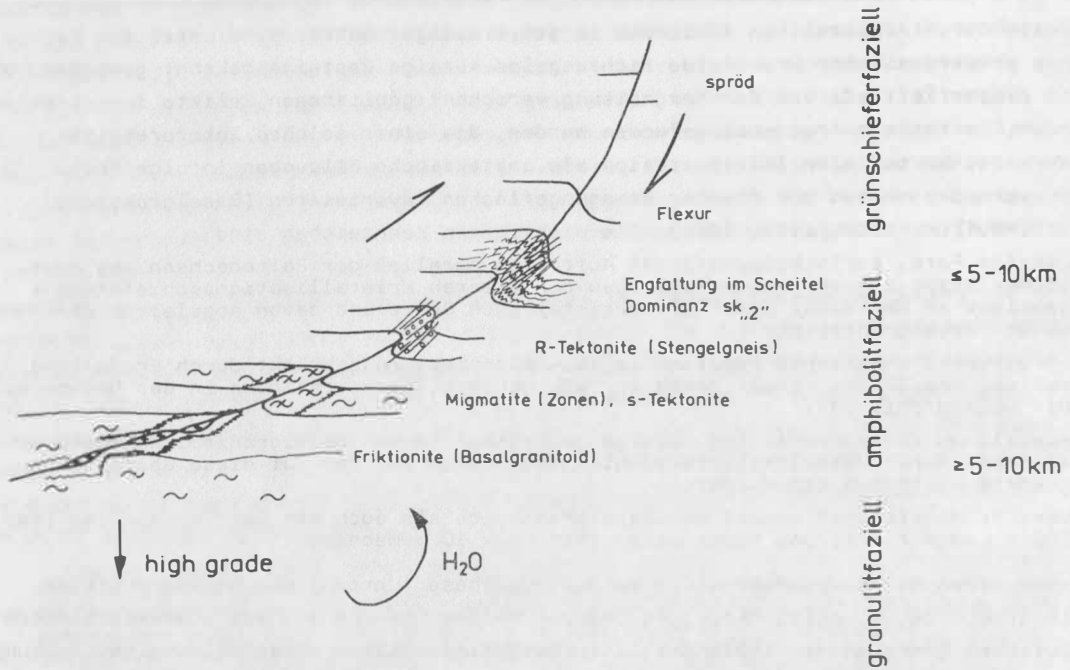


Abb. 19: Deformationsergebnisse in einem Krustenprofil an einer listrischen Fläche

	%				ppm									
	a) Kalifeldspat	a) Biotit	Σ Feldspat	Σ Glimmer	Pb	Sn	Zr	Co	Ni	Cu	Ti	1600	2600	
	b) Plagioklas	b) Muskovit			20 30	6 8	120 160	2 3 4	5 8	10 20				
	c) Quarz				Li	Rb	Mn	V	Cr					
20 30	5 10	45 55	15 20	40 60	200 220	250 300	25 35 45	15 30						
Innerer Rotgneis	a b c	a b			Li Pb	Sn Rb	Mn Zr	Co V	Ni Cr	Cu Ti				
(Kataklaste)														
Übergangsgneis														
(Anatexis)														
Basalgranitoid														

Abb. 20: Stoffentwicklung im Prozeß der Basalgranitoidbildung (restitische Entwicklung, relative Basifizierung).

5.1 Modell der Granitoidbildung durch Friktionswärme (Koautor: Dipl.-Phys. Dr. rer. nat. Mathias HANISCH)

Typische Basalgranitoide sind auf dem Territorium der DDR nur in Form von Lesesteinen zu studieren. Aufschlüsse, in denen die Entwicklung von Basalgranitoiden geringer Mächtigkeit über die Vorstufe der Übergangsgneise sowohl aus dem Typ "Innerer Rotgneis" als auch aus Zweiglimmerparagneisen zu studieren ist, befinden sich am Stausee nördlich Most auf tschechoslowakischem Gebiet. Es handelt sich um die gleichen Aufschlüsse, die bereits von SCHEUMANN (1938) erwähnt wurden und als Beispiel für "reliktische Rotgneise" dienten. Die Randzonen der Basalgranitoide sind in diesen Aufschlüssen neben Übergangsgneistypen auch durch Stengelungsbereiche (Stengelungsachse etwa 5° W-fallend) geringer Mächtigkeit ausgezeichnet.

An der N-Spitze des Stausees wurde in einer kleingaugigen, flasrigen Varietät des Inneren Rotgneises (Randfazies des Inneren Rotgneises) anlässlich einer gemeinsamen Exkursion mit Dr. J. HOLUBEK (AdW ČSSR, Prag) ein Xenolith gefunden, der die intrusive Natur des Gesteinskörpers unterstreichen könnte.

Der Xenolith unterscheidet sich von seinem Wirtsgestein durch Feinkörnigkeit und Texturmerkmale. Das Fehlen von Muskovit im Xenolith, der auch im Wirtsgestein nur selten auftritt, muß kein zwingender Unterschied sein. Generell jedoch ist die Glimmermenge des Einschlusses deutlich geringer. Die Kontaktzone beider Phasen ist ein durchschnittlich 5 mm breites, biotitreiches Band (Glimmersaum). Die Größe des Einschlusses beträgt etwa 8×5 cm.

Die Bildungsbedingungen der Basalgranitoide sind durch mineralfazielle Daten aus den Übergangsgneisen (Kyanit, Biotit, Granat) bezüglich ihrer Vorstufe einzuengen (Abb. 17). Auf der Abb. 21 ist das geologische Modell der Basalgranitoidbildung für einen Fall aus der Reitzenhainer Struktur schematisch dargestellt.

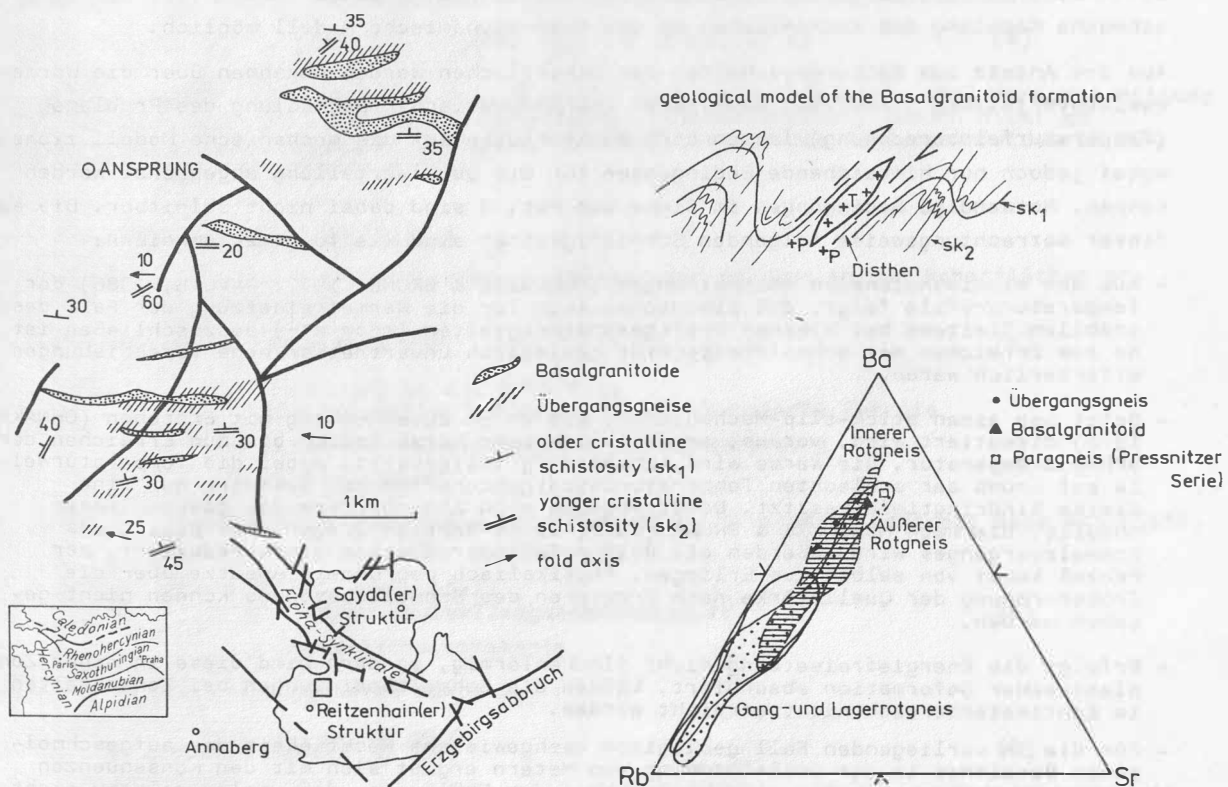


Abb. 21: Geologisches Modell der Basalgranitoidbildung an einem Beispiel aus der Reitzenhainer Rotgneisstruktur

Zum Problem der Reibungswärmeproduktion an Scherflächen und der damit verbundenen eventuellen Aufschmelzung von Teilbereichen sind in den letzten Jahren mehrere Arbeiten veröffentlicht worden (McKENZIE & BRUNE, 1972; BREWER, 1979; PAVLIS, 1986). Auf geologischer Grundlage diskutierten STETTNER u. a. (1971, 1972) sogar die Gesamtheit der plattenförmigen Rotgneismagmatite als Produkte auf planaren Scherzonen - eine Hypothese, die aus physikalischen Gründen sicher nicht zu halten ist - da, wie gezeigt werden kann, die derart erschmelzbaren Volumina vergleichsweise gering sein müssen.

Ausgangspunkt sind analytische Lösungen der eindimensionalen Fourierschen Differentialgleichung der Wärmeleitung, die zum Teil zur Erfassung des Schmelzvorganges an numerische Lösungsverfahren angekoppelt wurden (McKENZIE & BRUNE, 1972). Der Vorteil dieser analytischen Lösungen besteht darin, daß sich sehr gut Parameterstudien durchführen lassen und das geologisch mögliche und physikalisch sinnvolle Feld eingrenzbar wird. Numerische Lösungen der Wärmetransportgleichung bieten dagegen den Vorteil einer hohen Flexibilität bezüglich der einzuhaltenden Rand- und Nebenbedingungen. Insbesondere lassen sich Phasenumwandlungsprozesse a priori in den Formalismus einbeziehen. Als leistungsfähige Varianten sind Bilanz- und Differenzenverfahren sowie die Methode der finiten Elemente verfügbar. Mit dem Einsatz eines numerischen Verfahrens ist zwar der Weg zu einer komplexen Lösung geebnet, es verbleibt jedoch nach wie vor das Problem, ein glaubwürdiges, physikalisches Modell zu finden. Hierzu gehören:

1. Anschluß des mechanischen Modells an das thermodynamische.
2. Erfassung der Temperaturabhängigkeiten der Materialeigenschaften.
3. Erfassung des Einflusses der thermischen auf die mechanischen Materialeigenschaften.

Eine rigorose Lösung müßte von einer echten Kopplung des thermischen und mechanischen Zustandsverhaltens ausgehen. Im Rahmen der Möglichkeiten dieser Arbeit ist nur eine schwache Kopplung des mechanischen an das thermodynamische Modell möglich.

Aus dem Ansatz zum Reibungsverhalten der Scherflächen werden Annahmen über die Wärmequellenverteilung getroffen. Aus dieser thermodynamischen Behandlung des Problems (Temperaturfeldberechnung) lassen sich Rückschlüsse auf das mechanische Modell ziehen, wobei jedoch nur hinreichende Bedingungen für die Quellverteilung abgegrenzt werden können. Notwendige Bedingungen im Sinne von Pkt. 3 sind dabei nicht ableitbar. Die aus dieser Betrachtungsweise folgenden Schwierigkeiten sind wie folgt zu umreißen:

- Aus den eindimensionalen Abschätzungen (McKENZIE & BRUNE, 1972; PAVLIS, 1986) der Temperaturprofile folgt, daß als Mechanismus für die Wärmefreisetzung der Fall des stabilen Gleitens bei kleinen Driftgeschwindigkeiten ($\sim \text{cm a}^{-1}$) auszuschließen ist, da zum Erreichen der Schmelztemperatur geologisch unverträglich hohe Verschiebungen erforderlich wären.
- Setzt man einen stick-slip-Mechanismus, wie er im Zusammenhang mit Erdbeben (OHNAKA, 1978) diskutiert wird, voraus, ergeben sich sehr kurze Zeiten bis zum Erreichen der Schmelztemperatur. Die Wärme wird schockartig freigesetzt, wobei die Temperaturwelle auf Grund der schlechten Temperaturleiteigenschaften des Gesteins nur eine kleine Eindringtiefe besitzt. Damit ergeben sich Zonenbreiten des geschmolzenen Anteils, die nach McKENZIE & BRUNE (1972) im mm-Bereich liegen. Mit Beginn des Schmelzvorganges wird außerdem die Reibungswärmeproduktion stark reduziert, der Prozeß kommt von selbst zum Erliegen. Physikalisch begründete Ansätze über die Größenordnung der Quellstärke nach Erreichen des Schmelzzustandes können nicht gegeben werden.
- Erfolgt die Energiefreisetzung nicht flächenförmig, sondern wird diese in einer Zone plastischer Deformation absorbiert, können die Schmelzbedingungen bei Zonenbreiten im Zentimeterbereich nicht erreicht werden.
- Für die im vorliegenden Fall geologisch nachgewiesene Mächtigkeit des aufgeschmolzenen Bereiches in der Größenordnung von Metern ergibt sich mit den Konsequenzen aus dem oben Gesagten als eine Möglichkeit der Erklärung, daß viele, relativ dicht benachbarte Flächen zeitgleich oder zeitlich versetzt als Scherflächen wirken und einem stick-slip-Prozeß unterworfen sind. Der Spannungsabbau erfolgt nach dieser

Vorstellung kaskadenartig, wobei der Schmelzvorgang von einem Triggermechanismus gesteuert wird und ein Aktivieren möglicher, benachbarter Scherflächen verursacht. Die Mächtigkeit des aufschmelzbaren Bereiches wird dabei durch jenen energetisch günstigen Teil der vergenteten Faltenstruktur vorbestimmt, in dem gefaltete (ältere) und durch den Faltungsprozeß neugebildete Flächen (jüngere) parallel liegen (Wandepunktbereich).

- Letztere Hypothese, die sich zunächst aus rein thermodynamischen Gründen ergibt, bedarf einer Verifizierung vom mechanischen Standpunkt aus, die jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht gegeben werden kann. Es wird daher nur der Versuch unternommen, aus den aus Variantenrechnungen sich ergebenden Temperaturprofilen, Rückschlüsse auf eine thermodynamisch notwendige Quellverteilung zu ziehen. Eine echte Koppelung im Sinne von Pkt. 3 erfolgt nicht.

5.1.1. Physikalisches Modell

5.1.1.1. Grundgleichungen

Zur Beschreibung der Temperatursausbreitung in festen Körpern steht die Fouriersche Differentialgleichung zur Verfügung, die in ihrer allgemeinen Form durch

$$\rho c \frac{\delta T}{\delta t} + \rho c \vec{v} \text{grad } T = \text{div } \lambda \text{ grad } T + \dot{q}(\vec{r}, t) \quad (1)$$

gegeben ist und unter den Grenzbedingungen

$$T(\vec{r}, t=0) = f_1(\vec{r}) \quad (2)$$

$$\vec{n} \lambda \text{ grad } T|_{\vec{r}_w} = f_2(T, t, \vec{r}_w) \quad (3)$$

integriert werden muß. In Gleichung (1) bedeuten

ρ : Dichte	\dot{q} : Quellstärke	\vec{v} : Geschwindigkeit
c : spezifische Wärmekapazität	t : Zeit	\vec{n} : Normalenvektor
λ : Wärmeleitkoeffizient	T : Temperatur	\vec{r} : Ortsvektor

Im Weiteren wird von der zweidimensionalen Form in karthesischen Koordinaten

$$\rho c \frac{\delta T}{\delta t} T(x, y, t) = \frac{\delta}{\delta x} \lambda x \frac{\delta T}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta y} \lambda y \frac{\delta T}{\delta y} + \dot{q}(x, y, t) \quad (4)$$

ausgegangen, wobei der konvektive Term $\vec{v} \text{ grad } T$ vernachlässigt wird. (Die Berücksichtigung dieses Gliedes führt zu zusätzlichen numerischen Schwierigkeiten, jedoch nicht zu qualitativ anderen Aussagen, da lediglich eine Deformation des Temperaturfeldes in Bewegungsrichtung hervorgerufen wird).

5.1.1.2. Modell der Quellverteilung

Die flächenspezifische Energiefreisetzung infolge der Reibung an den Scherflächen ergibt sich aus der Beziehung

$$\dot{q}(x, y, t, T) = \eta(x, y, t, T) \bar{v} \sigma \quad (5)$$

Dabei bedeuten: η : Wirkungsgrad für $0 \leq \eta \leq 1$,
die Umwandlung mechanischer in thermische Energie
 \bar{v} : mittlere Geschwindigkeit der Verschiebung
 σ : Scherspannung

Für einen stick-slip-Vorgang ergibt sich die mittlere Slipgeschwindigkeit nach AKI (1979) aus

$$\bar{v} = \frac{2}{\nu} \frac{\Delta \sigma}{g^2 \beta} \quad \text{mit } \Delta \sigma: \text{ Spannungsabfall} \quad (6)$$

β : Transversalwellengeschwindigkeit
 ν : numerische Konstante

Gleichung (6) in (5) eingesetzt führt auf

$$\dot{q}(x, y, t, T) = \eta(x, y, t, T) \frac{2}{\nu} \frac{\Delta \sigma \cdot \sigma}{g^2 \cdot \beta} \quad (7)$$

Mit der Einführung des Wirkungsgrades wird die Temperatur-, Zeit- und Ortsabhängigkeit der Quellverteilung simuliert:

$$\eta(T, t, x, y) = \varepsilon(T, t) \cdot \omega(x, y) \quad (8)$$

Dabei wird so vorgegangen, daß bis zum Erreichen der Temperatur T_I zunächst eine Fläche ($\Delta x_0; \Delta y_0$) mit einer Flächenquelle belegt wird (Regime I: $t \leq t_{Ph}$) und für das sich anschließende Regime II ($t > t_{Ph}$) folgende Varianten bzw. auch Kombinationen zugelassen werden:

- a) Quelle wird um den konstanten Faktor ε_{II} ($0 \leq \varepsilon_{II} \leq 10^{-3}$) vermindert. Bei Unterschreitung von T_I wird wieder ε_I verwendet.
 b) Die nächste Fläche ($\Delta x_1; \Delta y_1$) wird aktiviert.

Für die Temperaturabhängigkeit im Regime I werden die Ansätze

$$\varepsilon_I(T) = 1 \quad (a); \quad \varepsilon_I(T) = \frac{1}{a+bT} \quad (b); \quad \varepsilon_I(T) = c_1 \exp(c_2/T) \quad (c); \quad \varepsilon_I(T) = \frac{T_I - T}{T_I - T_0} \quad (d)$$

verwendet, wobei die Konstanten aus den Bedingungen der Anfangstemperatur T_0

$$\varepsilon_I(T_0) = 1$$

und der Temperatur T_I bestimmt werden.

$$\varepsilon_I(T_I) = \varepsilon_{II}$$

5.1.1.3. Erfassung des Phasenüberganges

Die Erfassung des Phasenüberganges erfolgt anhand des Konzeptes der äquivalenten Stoffwerte (BONACINA & COMINI, 1973). Die Idee besteht darin, die Phasenumwandlungsenthalpie Δh_{Ph} in die Kapazitätsdichte $\tilde{c} = \rho c$ einzurechnen, also mit im Phasengebiet stark temperaturabhängigen Stoffwerten zu rechnen. In Abb. 22 ist dieser Zusammenhang schematisch dargestellt.

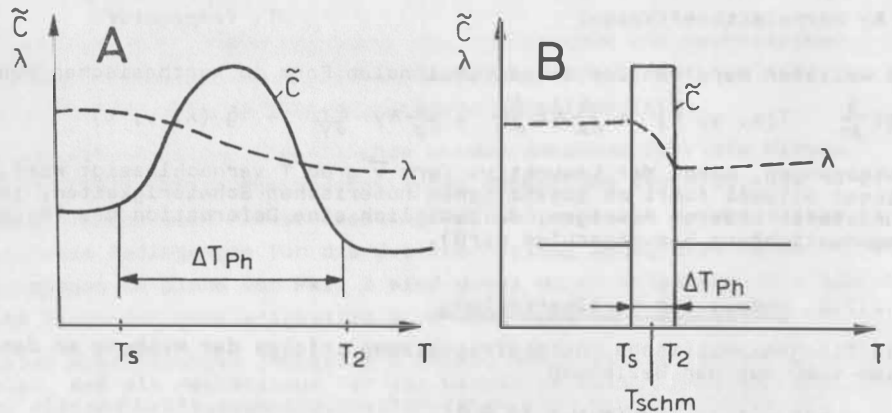


Abb. 22: Phasenumwandlungsenthalpie Δh_{Ph} für kontinuierlichen (A) und sprunghaften (B) Phasenübergang

Während der Verlauf der Stoffwerte beim kontinuierlichen Phasenübergang sich nur aus Messungen ermitteln läßt, kann der sprunghafte Phasenübergang über die Werte der Schmelzenthalpie und der reinen Phasen dargestellt werden:

$$\tilde{c} = \begin{cases} \tilde{c}_s & \text{für } T < T_{Schm} \\ \frac{\Delta T_{Ph}}{\Delta T_{Ph}} + \frac{\tilde{c}_s + \tilde{c}_l}{2} & \text{für } T_{Schm} - \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \leq T \leq T_{Schm} + \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \\ \tilde{c}_l & \text{für } T > T_{Schm} \end{cases}$$

$$\lambda = \begin{cases} \lambda_s & \text{für } T < T_{Schm} \\ \lambda_s - \frac{\Delta T_{Ph}}{2} & \text{für } T_{Schm} - \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \leq T \leq T_{Schm} + \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \\ \lambda_l & \text{für } T > T_{Schm} \end{cases}$$

$$\lambda \left\{ \begin{array}{l} \lambda_s + \frac{\lambda_s + \lambda_1}{\Delta T_{Ph}} \left[T - (T_{Schm} - \frac{\Delta T_{Ph}}{2}) \right] \text{ für } T_{Schm} - \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \leq T \\ \lambda_1 \text{ für } T > T_{Schm} + \frac{\Delta T_{Ph}}{2} \end{array} \right.$$

Für die numerischen Rechnungen wird das Modell des sprunghaften Phasenüberganges gewählt, wobei die Festlegung der Stoffwerte infolge fehlender Meßwerte problematisch ist. Insbesondere ist der aus der Arbeit von KASPAR, PEEHS & HÖPFEL (1984) entnommene Wert der Schmelzenthalpie für Granit mit Sicherheit zu hoch, da er bei Umgebungsdruck gemessen wurde.

Folgende Parameter werden den Berechnungen zu Grunde gelegt:

$$\begin{array}{ll} \lambda_s = \lambda_1 = 2,93 \text{ W/(mK)} & T_{Schm} = 700^\circ\text{C} \\ \rho = 2750 \text{ kg/m}^3 & \Delta T_{Ph} = 10 \text{ K, } 100 \text{ K} \dots \\ \tilde{c}_s = \tilde{c}_l = 2,93 \cdot 10^6 \text{ J/(kgK)} & T_I = T_{Schm} + \Delta T_{Ph}/2 \\ \Delta_{Schm}^h = 165,7 \text{ kJ/kg} & \end{array}$$

5.1.1.4. Mathematische Approximation

Die Lösung der Fourierschen Differentialgleichung erfolgt mit Hilfe der Methode der finiten Elemente. Den Ausgangspunkt für dieses Verfahren bildet die Formulierung eines zur Dgl äquivalenten Variationsprinzips, welches näherungsweise durch RITZ'sche Ansatzfunktionen über Teilgebieten (den finiten Elementen) gelöst wird. Für den stationären Fall lautet das zu limitierende Funktional (FISCHER u. a., 1985),

$$\mathcal{X} = \int_V \frac{1}{2} \left[\lambda_x \left(\frac{\delta T}{\delta x} \right)^2 + \lambda_y \left(\frac{\delta T}{\delta y} \right)^2 + 2 T \dot{q} \right] dV + \iint_A (\dots) dA \quad (9)$$

wobei der Oberflächenterm $\iint \dots dA$ die Randbedingungen einschließt. Die Durchführung des Variationskalküls führt auf die Lösung eines algebraischen Gleichungssystems der Form

$$[k] \{T\} = \{F\} \quad (*)$$

in der der Vektor $\{T\}$ die gesuchten Temperaturen in den Knotenpunkten der Elemente enthält. Die Matrix $[k]$, die Leitfähigkeitsmatrix, enthält im wesentlichen die Anteile der Wärmeleitung, während in den Restvektor $\{F\}$ die Beiträge der Quellen und Randbedingungen eingehen. Instationäre Vorgänge werden durch ein sukzessives Abarbeiten stationärer Zustände erfaßt, wobei ein Gleichungssystem der Form

$$[c] \frac{d}{dt} \{T\} + [k] \{T\} = \{F\} \quad (10)$$

entsteht, welches in der Kapazitätsmatrix $[c]$ den Speicheranteil berücksichtigt und das nach erfolgter Zeitintegration wieder auf den Grundtyp $(*)$ reduziert wird.

Die numerische Berechnung wurde mit dem FORTRAN-Programm T 84 (FISCHER, 1985) durchgeführt. Diesem Programm liegen Dreieckselemente mit quadratischen Ansatzfunktionen zu Grunde. Das vernetzte Grundgebiet besteht aus einem äquidistanten Gitter mit maximal 200 Dreieckselementen und ist in Abb. 23 ausschnittsweise dargestellt

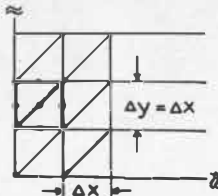


Abb. 23: Vernetzungsprinzip des Grundgebietes

Als Zeitintegration wird ein implizites Einschrittverfahren verwendet. Als Richtwert für die Zeit- und Ortsdiskretisierung wird das BINDER-SCHMIDT-Kriterium

$$\Delta t \leq \frac{\rho c (\Delta x)^2}{2 \lambda} \quad (11)$$

gewählt. Die Iterationen bezüglich der Temperaturen erfolgen innerhalb jeden Zeitintervalls direkt.

Das Gleichungssystem wird nach der Front-Lösungsmethode gelöst.

5.1.2. Ergebnisse

Aus der Vielzahl von Berechnungsvarianten, die sich für den Fall des stabilen Gleitens vor allem aus den Grenzbedingungen und der Gesamtverschiebung ergeben, für den stick-slip-Vorgang jedoch aus der Quellverteilung (die Grenzbedingungen spielen wegen der kleinen Eindringtiefe der Temperaturwelle keine Rolle), werden einige charakteristische Ergebnisse dargestellt. Vereinfachte physikalische Annahmen, unsichere Stoffdaten und zu schließende Kompromisse für einen vertretbaren Rechenaufwand prägen den Charakter von numerischen Experimenten auf, aus denen sich eine exakte Quantifizierung nicht vornehmen läßt, wohl aber Tendenzen und Möglichkeitsbereiche ableitbar sind.

5.1.2.1. Stabiles Gleiten

Auf Abb. 24 (a) sind Temperaturprofile für eine 10 km mächtige Granitplatte dargestellt, die sich bei unterschiedlichen Rand- und Anfangsbedingungen ergeben. Die Scherfläche befindet sich in einer Tiefe von 5 km, die Geschwindigkeit beträgt 5 cm/a. Die nachstehende Tabelle stellt die Grenzbedingungen zusammen:

Kurve-Nr.	Anfangstemp.	Randtemp.		Gesamtverschiebung D/km
	$T_0/^\circ\text{C}$	$T(z=0)$	$T(z=10)$	
1	0	0	-	25
2	0	-	-	25
3	linear (0,300)	0	300	25
4	0	-	-	100

Die Fälle, in denen die Randtemperaturen nicht fixiert sind, entsprechen einer adiabatischen Berandung, d. h. der Wärmestrom wird Null gesetzt.

Aus den Kurven 2 und 4 wird deutlich, daß in den Scherzonen nur ein geringer lokaler Temperaturzuwachs zu verzeichnen ist. Die absolute Höhe des Temperaturmaximums in der Scherzone hängt dabei von den angelegten Randbedingungen und von der Anfangstemperatur ab. Kurve 3 legt als Anfangstemperatur einen geothermischen Gradienten von $30^\circ\text{C}/\text{km}$ zu Grunde.

Aus den Temperaturverläufen wird ersichtlich, daß für geologisch vertretbare Verschiebungen der Mechanismus des stabilen Gleitens nicht zum Erreichen der Schmelzbedingungen führt.

5.1.2.2. Stick-slip-Mechanismus

Im Gegensatz zum Fall des stabilen Gleitens, wo die Anfangs- und Randbedingungen wesentlich das Temperaturprofil beeinflussen, spielen diese Bedingungen für den stick-slip-Vorgang keine Rolle, da die Energiefreisetzung schockartig erfolgt und die Möglichkeit der Ausbreitung der Temperaturwelle nicht gegeben ist. Zur Abschätzung des Zeitregimes und der zu erwartenden Verschiebungen dient die eindimensionale analytische Lösung, die in MCKENZIE & BRUNE (1972), AKI (1979) angegeben ist und auf

$$t \approx \left(\frac{v \cdot T_{\text{Schm}}}{0,646 \cdot R \cdot \Delta T} \right)^2 \pi \lambda \rho c \quad (12)$$

führt. In der Tabelle 1 sind die nach dieser Abschätzung berechneten Zeiten, Verschiebungen D und Quellstärken \dot{q} ($\eta = 1$) für das Erreichen der Schmelztemperatur von $T_{\text{Schm}} = 700^\circ\text{C}$ zusammengestellt.

Tabelle 1: Eindimensionale Abschätzung des Zeitregimes für stick-slip-Mechanismus

$\Delta\sigma$ /MPa	0,1	0,5	1
\bar{w}_s /cm	0,7	3,5	7
σ_R /MPa			
10	$\dot{q} = 7 \cdot 10^4 \text{ W/m}^2$ $t = 2\,697 \text{ s}$ $D = 18,9 \text{ m}$	$3,5 \cdot 10^5 \text{ W/m}^2$ 108 s $3,8 \text{ m}$	$7 \cdot 10^5 \text{ W/m}^2$ 27 s $1,9 \text{ m}$
50	$\dot{q} = 3,5 \cdot 10^5 \text{ W/m}^2$ $t = 108 \text{ s}$ $D = 0,75 \text{ m}$	$1,75 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ $4,3 \text{ s}$ $0,15 \text{ m}$	$3,5 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ $1,1 \text{ s}$ $17,55 \text{ cm}$
80	$\dot{q} = 5,6 \cdot 10^5 \text{ W/m}^2$ $t = 42,1 \text{ s}$ $0,29 \text{ m}$	$2,8 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ $1,7 \text{ s}$ $5,9 \text{ cm}$	$5,6 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$ $0,42 \text{ s}$ $2,95 \text{ cm}$

Aus der Parameterzusammenstellung wird deutlich, daß mit zunehmendem Spannungsabfall die Zeit bis zum Erreichen der Schmelzbedingungen sehr klein wird und sich lokal sehr begrenzte Schmelzgebiete ergeben. Für die numerische Simulation wird der eingerahmte Parametersatz verwendet. Anhand der Bedingungen aus der eindimensionalen Abschätzung können Schlußfolgerungen für Tendenzen anderer Parametersätze gezogen werden. Im Bild 24 (b) sind Temperaturprofile über einer Scherfläche zu unterschiedlichen Zeitpunkten dargestellt. Die obere Hälfte zeigt die Verteilungen bis zum Erreichen der Schmelztemperatur für konstanten Wirkungsgrad (Kurve 1) und exponentiell von der Temperatur abhängigen Wirkungsgrad (Kurve 2). Im unteren Teil ist die Auswirkung des Zeitregimes II dargestellt. Die Kurven 3a und 3b zeigen das Abklingverhalten ($\epsilon_{II} = 0$ für $T \leq T_{Schm}$), während die Kurve 4 einen Triggermechanismus simuliert:

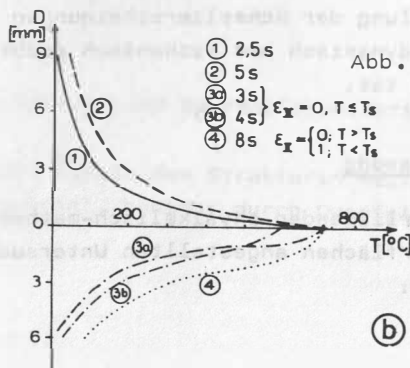
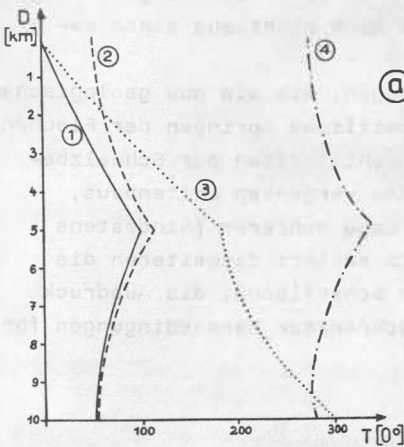
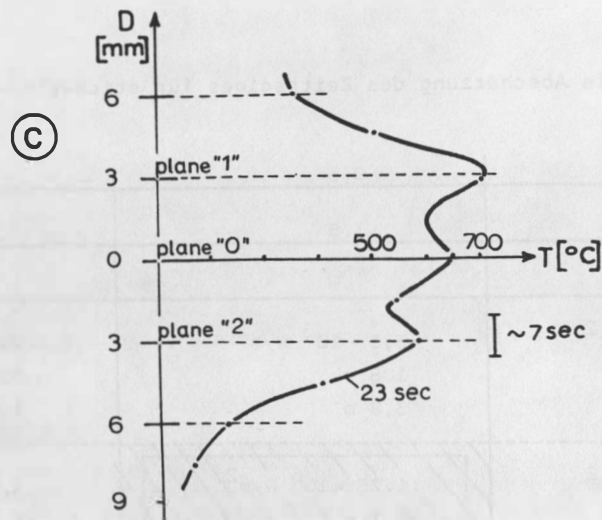


Abb. 24: Simulationsergebnisse für die Ansätze "stabiles Gleiten" (a); "stick-slip" (b) und Interpretationsversuch mit einem Triggermechanismus im überkippten Faltenschenkel (c) (Abb. 24c, S. 72)



$$\varepsilon_{II}=0 \text{ für } T > T_{\text{Schm}} \text{ und } \varepsilon_{II}=1 \text{ für } T < T_{\text{Schm}}.$$

Die Temperaturverläufe zeigen, daß ein Schmelzgebiet im Millimeterbereich um die Scherfläche liegt. Zur Erklärung relativ breiter Schmelzzonen und bei Beibehaltung des stick-slip-Mechanismus muß davon ausgegangen werden, daß unmittelbar benachbarte Flächen in den Prozeß einbezogen werden und sich die Energiefreisetzung kaskadenartig durch Überspringen auf benachbarte Flächen fortsetzt, ein Mechanismus, auf dessen geologische Relevanz bereits BANKWITZ (1980) mit dem Verweis auf Störungsvolumina aufmerksam machte.

Auf Abb. 24 (c) ist ein solcher Vorgang für drei beteiligte Flächen, die sich in einem Abstand von 3 mm voneinander befinden, dargestellt. Nach Erreichen der Phasentemperatur an der Fläche 0 wird die Fläche 1 aktiviert und mit dem Beginn des Schmelzens an die Fläche 1 setzt Fläche 2 ein. Für die Temperaturabhängigkeit des Wirkungsgrades wird der Ansatz "d" verwendet, da sich mit diesem Ansatz exakt die Bedingung $\eta = 0$ für $T = T_L$ erfüllen läßt. Als Phasentemperaturspanne werden $\Delta T_{\text{Ph}} = 100 \text{ K}$ gewählt.

Der aufgezeigte Weg führt zu verbreiterten Schmelzzonen und könnte vom thermodynamischen Standpunkt aus als Wirkungsmechanismus angesehen werden. Allerdings erfolgt das Aktivieren der benachbarten Flächen willkürlich und kann nicht aus einem mechanischen Modell zwingend abgeleitet werden.

Das vorgeschlagene Modell entspricht durchaus Vorstellungen, wie sie aus geologischen Beobachtungen abzuleiten sind. Dies trifft sowohl das zeitliche Springen der Flächenaktivierung als auch die Korrelation der beobachteten Mächtigkeiten der Schmelzbereiche mit derjenigen der energetisch günstigen Zonen des vergenteten Faltenbaus, nämlich den überkippten Faltenschenkeln mit paralleler Lage mehrerer (mindestens jedoch zweier) Kristallisationsschieferungen. Das Modell erklärt desweiteren die sporadische Verteilung der Schmelzerscheinungen auf der Scherfläche, die Ausdruck geologisch, thermodynamisch und mechanisch recht eingeschränkter Randbedingungen für die Schmelzbildung ist.

5.1.3. Zusammenfassung

Aus dem mit dem vorliegenden physikalisch-mathematischen Modell der Reibungswärmeentbindung an Scherflächen angestellten Untersuchungen lassen sich folgende Schlußfolgerungen ziehen:

- Der Mechanismus des stabilen Gleitens scheidet für den geologisch vorliegenden Fall als Wirkprinzip aus. Die erreichbaren Temperaturen liegen für vertretbare Verschiebungen weit unterhalb der Schmelztemperaturen.
- Stick-slip-Mechanismen führen in sehr kurzen Zeiten zum Schmelzbeginn und können als mögliches Wirkprinzip angesehen werden. Die sich ergebende Mächtigkeit der Schmelzzone liegt je Fläche jedoch im Millimeterbereich.
- Breitere Schmelzonen lassen sich durch ein kaskadenartiges Wandern der Bewegung benachbarter Scherflächen erklären, wobei die Aktivierung der einzelnen Flächen gleichzeitig oder relativ dicht nacheinander erfolgen kann. Dieser Triggermechanismus läßt sich gut mit Ergebnissen geologischer Beobachtungen (mehrflächige, springende Aktivierung von Deformationsstrukturen, sporadische Verteilung der Schmelzbereiche auf der Scherfläche, gute Korrelation der Schmelzmächtigkeit mit der Mächtigkeit der Zone struktureller Exponierung im überkippten Faltschenkel) stützen.
- Die mit dem Modell vorgenommene willkürliche Quellverteilung, die vom thermischen Standpunkt aus auf breitere Schmelzonen führt, bedarf einer Verifizierung durch ein geeignetes mechanisches Modell, das insbesondere auch die Temperaturabhängigkeit der Materialeigenschaften berücksichtigt.

5..2. B-axiale Rotationsgefüge (Stengelgneise);
 Koautor: Dipl.-Phys. Dr. sc. Klaus Feldmann

Während im Fall der Basalgranitoidbildung in Krustentiefen um > 5 km durch Friktionswärme die vergente Faltung von sk_1 zur fleckenartigen Anatexis auf flacheinfallenden Bahnen führt, ergibt die gleiche Faltung von sk_1 in höheren Krustenbereichen (< 5 km) lediglich rotationale Gefüge, ohne daß neben der charakteristischen Gefügeprägung einschneidende Veränderungen im Bestand fazieskritischer Minerale oder auch in Spurenelementgehalten gegenüber dem Ausgangszustand feststellbar wären (Abb. 25).

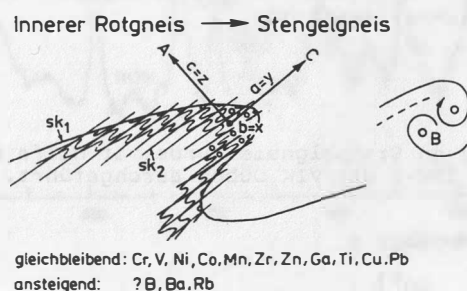


Abb. 25: Strukturelle Position der Stengelgneise und Spurenelementvariationen gegenüber dem Ausgangszustand

Die Verbreitung der Stengelgneise ist nicht nur in den Strukturen Reitzenhain und Sayda (Anlagen 1-7) primär zonenhaft, erscheint, bedingt durch Querfaltung, jedoch verbreitet auch flächig.

Stengelung als strukturelles Merkmal ist häufig im Entwicklungsvorfeld von Augengneisen zu beobachten (Schwarzenberger Augengneis, Augengneise von Bieberstein), so daß diese Augengneise - zumeist bei fehlenden Anzeichen für intrusive Kontakte mit dem Nebengestein und prä- bis postkinematischer Blastese - genetisch als kalimetasomatisch überprägte Faltenscheitel (sicher von Fall zu Fall unterschiedlicher Deformationsetappen) zu interpretieren sind.

Im Rahmen von Arbeiten zur Weiterentwicklung der geologischen Gefügeanalyse mittels Verfahren der Neutronenstrahlbeugung (MATZ u. a., 1981; BANKWITZ u. a., 1986; FRISCHBUTTER u. a., 1986) wurde als Beispiel hochsymmetrischer Gefüge das Quarzteilgefüge eines Stengelgneises der Reitzenhainer Struktur untersucht (vgl. Abs. 1.).

Das Untersuchungsobjekt ist ein Innerer Rotgneis der Reitzenhainer Struktur (aufl. Steinbruch, ca. 1 km östlich Jöhstadt, unmittelbar an der Staatsgrenze zur CSSR).

Bei der untersuchten Probe (Bild 18) handelt es sich petrographisch um ein Gestein mit etwa granodioritischer Zusammensetzung bei folgendem Modalbestand:

Quarz 34 %; Plagioklas 44 %; Kalifeldspat 5 %; Biotit 6 %; Muskovit 11 %; Akzess. (Granat, Apatit, Opake 1 %). Eine röntgenographische Phasenanalyse (Analytiker: Dipl.-geol. LUCKERT) ergab damit etwa übereinstimmende Werte. Die chemische Vollanalyse ergab (Analytiker: E. KRAMER & Dr. G. SCHETTLER):

SiO_2 : 71,9; Al_2O_3 : 14,1; Fe_2O_3 : 1,3; FeO : 1,2; CaO : 1,3; MgO : 0,7; Na_2O : 2,5; K_2O : 4,6; TiO_2 : 0,3; CO_2 : 0,07; H_2O : 1,15 (in %).

Die Spurenelementmatrix wurde mittels ICP-Technik (Analytiker: Dr. VOGLER) bestimmt: Zn: 35; Ni: 4; Co: 8,7; Mn: 177; Ti: 1 643; Cr: 7,5; V: 17,7; Be: 3,0; Sc: 3,4; Y: 33,3; La: 23,8; Cu: 7,7; Sr: 71,4; Ba: 420; Li: 49,4; Rb: 225,8 (in ppm).

Im Gegensatz zum Deformationsablauf, der dem gleichen Prozeß zugeordnet, jedoch in tieferen Krustenniveaus zur Bildung von Reibungsanatexiten in den Faltenflanken führt, verläuft die Stengelgneisbildung ohne bedeutende stoffliche Verschiebungen bezüglich des Eduktes. (Während die Reibungsanatexis zu einer relativen Basifizierung des Ausgangsmaterials führt, indem saure Anteile bzw. granitophile Elemente abgepreßt werden (FRISCHBUTTER, 1985), ist die Stengelgneisbildung nur durch geringfügiges Ansteigen der Rb, Ba und (?)B-Gehalte (metasomatisch bedingte Feldspatblastese) bei sonst unverändertem Chemismus gekennzeichnet (Abb. 25).

5.2.1. Experiment

Die Gefügeanalyse (Texturanalyse) an Stengelgneis wurde mit Hilfe der Neutronenflugzeitdiffraktion am Impulsreaktor IBR-2 des VIK Dubna durchgeführt. Einige wichtige Parameter des Experimentes sind:

Gesamtflugstrecke: $L_1 + L_2 = 34,2 \text{ m}$

Detektoren bei:	$2\theta_1 = 80^\circ$	} Durchstrahlfall	
	$2\theta_2 = 100^\circ$		
	$2\theta_1 = 140^\circ$		} Rückstrahlfall
	$2\theta_2 = 100^\circ$		

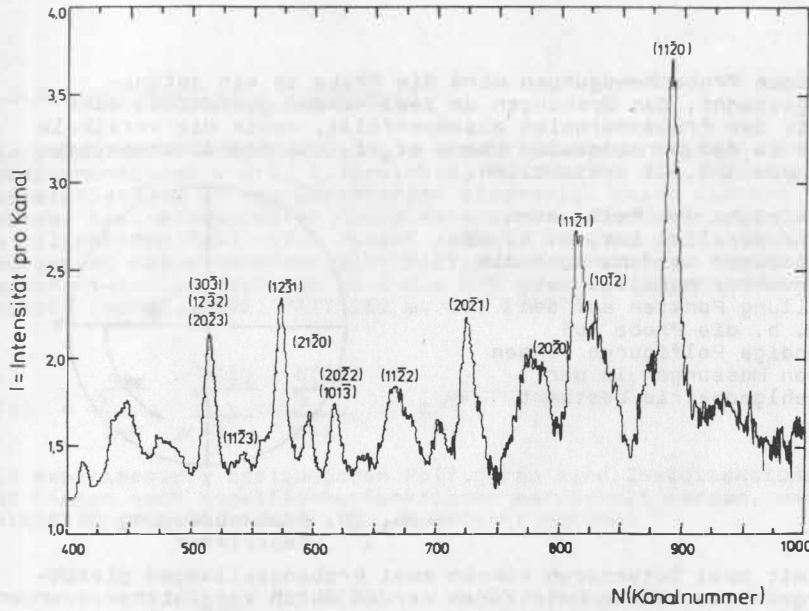
Strahldurchmesser: $D = 5 \text{ cm}$

Probenabmessungen: $x + y + z = 20 \times 10 \times 1 \text{ cm}$

Meßzeit pro Spektrum: $t = 2 \text{ h}$.

In Abb. 26 sind Flugzeitspektren der Probe, normiert auf konstantes, wellenlängenunabhängiges Neutronenangebot, abgebildet. Das gesamte Spektrum wird gleichzeitig bei fester Streugeometrie gemessen. Die Kanalzahlen sind der Neutronenwellenlänge proportional. Zur Bestimmung einer Polfigur (Gefügediagramm) (hkl) wird die Intensität des entsprechenden Braggreflexes in Abhängigkeit von der Probenstellung bzgl. des Streuvektors verfolgt (Abb. 27). Es tragen stets die Gitterebenen zur Streuung bei, deren Normalen parallel zum Streuvektor sind (\vec{k}_0 und \vec{k} sind die Neutronenwellenvektoren (parallel Strahlrichtung) des primären und des gestreuten Strahls).

Beugungsspektrum B 190/1 $2\theta = 80^\circ$



Beugungsspektrum B 190/1 $2\theta = 100^\circ$

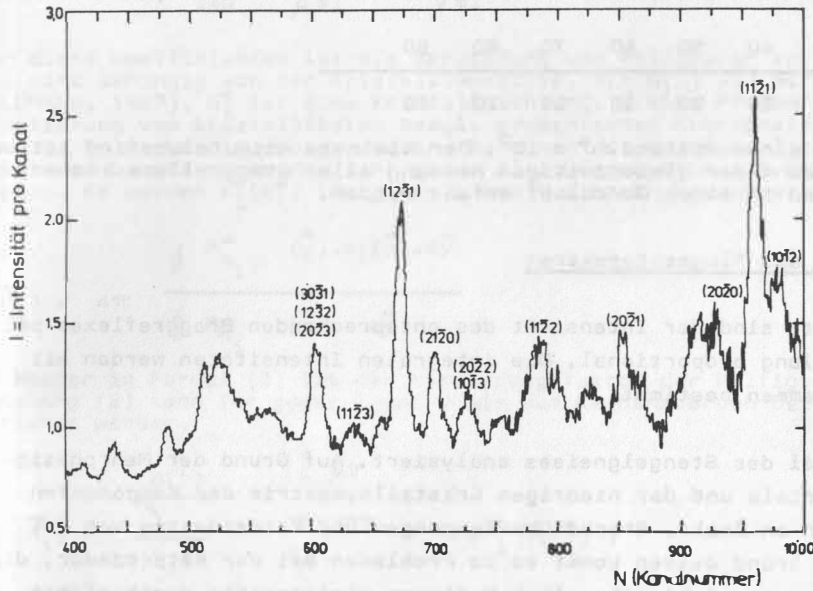


Abb. 26: Beugungsspektren (Flugzeit-spektren) für Stengelnis 3 190/1, normiert auf konstantes, wellenlängen-unabhängiges Neutronenan-gebot für $2\theta = 80^\circ$ und $2\theta = 100^\circ$

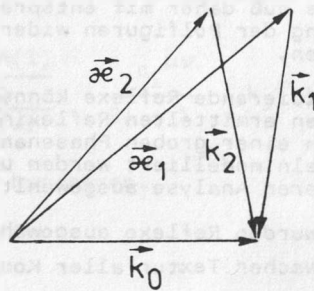


Abb. 27: Streuung im reziproken Gitter

Zur Realisierung der notwendigen Probenbewegungen wird die Probe in ein automatisches Texturgoniometer eingespannt, das Drehungen um zwei Achsen gestattet: eine horizontale ψ -Achse, die mit der Probennormalen zusammenfällt, sowie die vertikale Achse. Der Streuprozeß findet in der horizontalen Ebene statt. Das Koordinatensystem der Probe im Streuprozeß ist aus Abb. 25 ersichtlich.

Das Zentrum der Polfigur entspricht dem Fall, wenn die z -Achse dem Wellenvektor parallel ist, d. h. es muß in Reflektionsstellung gemessen werden. Wenn die x - bzw. y -Achse dem Wellenvektor parallel ist, entspricht die jeweilige Stellung Punkten auf dem Polfiguräquator (Abb. 28), d. h. die Probe muß durchstrahlt werden. Vollständige Polfiguren können also nur durch Kombination von Messungen in der Durchstrahl- und der Rückstrahlgeometrie bestimmt werden.

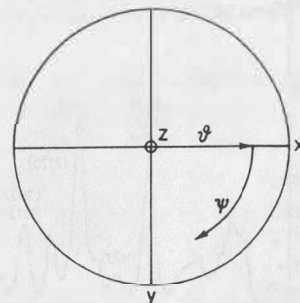


Abb. 28: Probenbewegung im Experiment

Durch gleichzeitige Messung mit zwei Detektoren können zwei Probenstellungen gleichzeitig erfaßt werden. Die Ergebnisse beider Detektoren werden durch Vergleichsmessungen gegenseitig normiert. Es wurden "verdünnte" Polfiguren, ähnlich einem "equal area scan" in konzentrischen Kreisen bei jeweils konstantem ψ gemessen. Die Belegungsdichte der Kreise mit experimentellen Punkten ändert sich dabei von Kreis zu Kreis. (siehe Tabelle!)

ψ	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
$\Delta \psi$	46	30	36	30	24	20	18	15	10	10

Die const- ψ -Kreise haben einen Abstand $\Delta\psi = 10^\circ$. Der kleinste Azimutalabstand ist auf dem Äquator $\Delta\psi = 10^\circ$. Auf Grund der gleichzeitigen Messung aller Braggreflexe können alle analysierten Polfiguren in einem Durchlauf erfaßt werden.

5.2.2. Polfigurbestimmung aus Flugzeitspektren

Die Werte der Polfigurpunkte sind der Intensität des entsprechenden Braggreflexes bei der zugehörigen Probenstellung proportional. Die integralen Intensitäten werden mit Hilfe von Computerfitprogrammen bestimmt.

Es wurde nur der Quarzanteil des Stengelgneises analysiert. Auf Grund der Mehrphasigkeit des untersuchten Materials und der niedrigen Kristallsymmetrie der Komponenten ist das Spektrum sehr reich an Peaks. Starke Überlappungen und Koinzidenzen von Reflexen sind die Folge. Auf Grund dessen kommt es zu Problemen bei der Fitprozedur, die abschnittsweise für Gruppen von nicht mehr als 5 Reflexen gleichzeitig durchgeführt werden kann:

- Es ist in reflexreichen Gebieten z. T. unmöglich, zuverlässige Stützstellen zur Untergrundkorrektur zu finden. Es muß daher mit entsprechenden Fehlern gerechnet werden, die sich in der Normierung der Polfiguren widerspiegeln und in der Regel eine zu scharfe Textur vortäuschen.
- Sehr dicht überlappte bzw. koinzidierende Reflexe können mit der Fitprozedur nicht getrennt werden, so daß man in den ermittelten Reflexintensitäten Fremdanteile anderer Phasen erwarten muß. Nach einer groben Phasenanalyse ($\approx 5\%$ Phasenanteil) können die Flugzeitspektren einzeln modelliert werden und auf Grund dessen wenig "verunreinigte" **Reflexe** zur weiteren Analyse ausgewählt werden.

In der vorliegenden Gefügeanalyse wurden Reflexe ausgewählt, deren Fremdanteil $< 30\%$ betrug. Unter der Voraussetzung schwacher Textur aller Komponenten kann der entstehende Fehler als gering angenommen werden.

5.2.3. Mathematische Grundlagen

Die sogenannte "dreidimensionale Orientierungsverteilungsfunktion" (OVF) $f(g)$ (dreidimensional - drei Eulerwinkel) beschreibt die Orientierungsverteilung der Einzelkristalle in der Gesamtprobe eindeutig. Beide Systeme werden durch kristallfestes- bzw. probenfestes Koordinatensystem charakterisiert. Leider ist die OVF im allgemeinen Fall nicht direkt meßbar. Es sind eine Anzahl von Methoden zu ihrer Bestimmung aus experimentellen Polfiguren entwickelt worden. In der hier verwendeten Reihenentwicklungsmethode wird die OVF nach verallgemeinerten Kugelfunktionen entwickelt (BUNGE, 1982; MATTHIES u. a., 1987).

$$f(g) = \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{\mu=1}^{M(l)} \sum_{\nu=1}^{N(l)} c_1^{\mu\nu} \cdot T_1^{\mu\nu}(g^{-1}) \quad (1)$$

Die experimentell bestimmbaren Polfiguren sind Zweidimensionale Projektionen der OVF und können nach Kugelflächenfunktionen entwickelt werden, wobei die gleichen Reihenentwicklungskoeffizienten $c_1^{\mu\nu}$ benutzt werden:

$$P_{h_i}^{\vec{y}}(\vec{y}) = 4\pi \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{\mu=1}^{M(l)} \sum_{\nu=1}^{N(l)} \frac{c_1^{\mu\nu}}{2l+1} \cdot k_1^{\mu}(\vec{h}_i) \cdot k_1^{\nu}(\vec{y}) \quad (2)$$

Über diese Koeffizienten ist die Verbindung von Polfiguren zur OVF hergestellt. Die $M(l)$ sind abhängig von der Kristallsymmetrie, die $N(l)$ von der Probensymmetrie (FELDMANN, 1987), $h_i^{\vec{y}}$ ist eine Kristallrichtung, \vec{y} eine Probenrichtung und g sind Orientierung von kristallfestem bezgl. probenfestem Koordinatensystem. Wenn vollständige Polfiguren gemessen wurden, kann man die Orthogonalität der Kugelflächenfunktionen benutzen, um das sehr große Gleichungssystem (2) bezgl. l und ν zu entkoppeln. Es werden $F_1^{\nu}(h_i^{\vec{y}})$ für jedes l und ν einzeln berechnet

$$F_1^{\nu}(h_i^{\vec{y}}) = 4\pi \frac{\oint P_{h_i}^{\vec{y}}(\vec{y}) \cdot k_1^{\nu}(\vec{y}) \cdot d\vec{y}}{\oint P_{h_i}^{\vec{y}}(\vec{y}) \cdot d\vec{y}} \quad (3)$$

Der Nenner in Formel (3) ist der Normierungsfaktor der Polfigur bezgl. Regellosigkeit. Gleichung (2) kann für jedes l und ν bis zum Reihenabbruch bei $l = l_{\max}$ einzeln umgeschrieben werden:

$$F_1^{\nu}(h_i^{\vec{y}}) = \sum_{\mu=1}^{M(l)} \frac{c_1^{\mu\nu}}{2l+1} \cdot k_1^{\mu}(h_i^{\vec{y}}) \quad (4)$$

Dieses Gleichungssystem wird unter Verwendung von mehr als $M(l_{\max})$ Polfiguren mit Hilfe der Methode der kleinsten Quadrate gelöst, um den Einfluß der experimentellen Fehler zu verringern. Wenn die $c_1^{\mu\nu}$ bekannt sind, können mit Gleichung (1) die OVF, mit (2) beliebige Polfiguren berechnet werden. Wenn man statt $h_i^{\vec{y}}$ eine Probenrichtung \vec{y}_j fixiert, kann man mit Hilfe von

$$R_{\vec{y}_j}^{\vec{h}}(\vec{h}) = 4\pi \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{\mu=1}^{M(l)} \sum_{\nu=1}^{N(l)} \frac{c_1^{\mu\nu}}{2l+1} \cdot k_1^{\mu}(\vec{h}) \cdot k_1^{\nu}(\vec{y}_j) \quad (5)$$

die zugehörige inverse Polfigur berechnen.

5.2.4. Gütekontrolle der experimentellen Polfiguren

Die Qualität der derart ermittelten experimentellen Polfiguren muß vor der mathematischen Texturanalyse geprüft werden. Gegenwärtig stehen folgende Kriterien zur Verfügung:

- Wenn die eingegebenen experimentellen Polfiguren mit den nach Gleichung (2) rückgerechneten entsprechenden Polfiguren übereinstimmen, sind die Polfiguren miteinander verträglich (vorläufig visuelle Kontrolle).
- Für den Entwicklungsgrad $l=2$ ist $H(1)=1$, d. h. $c_2^1 v$ kann für jede Polfigur einzeln berechnet werden. Andererseits müssen die $c_2^1 v$ für alle Polfiguren gleich sein, sofern **fehlerfrei gearbeitet wurde. - Die gegenseitigen Abweichungen sind ein Gütekriterium.**
- In beliebigen rückgerechneten Polfiguren (Gleichung (2)) dürfen keine Negativbereiche auftreten (physikalisch sinnlos).

Verletzungen der beiden letztgenannten Bedingungen können durch Addition oder Subtraktion eines konstanten Untergrundes zu einzelnen (fehlerhaften) Polfiguren in gewissem Maße korrigiert werden (Abb. 29).

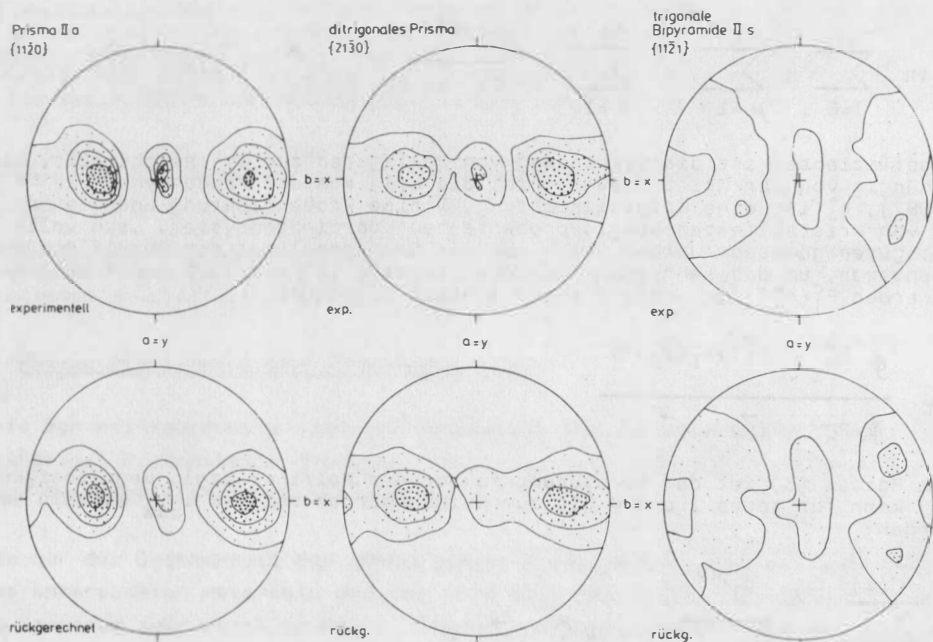


Abb. 29: Experimentelle und rückgerechnete Polfiguren, deren Übereinstimmungsgrad als Gütemaß des Experimentes zu werten ist.

5.2.5. Ergebnisse

Es sind aus den Flugzeitspektren 10 Polfiguren experimentell bestimmt worden. Sechs von ihnen wurden für die weitere Rechnung benutzt. Nach der Polfigurbestimmung zeigte es sich, daß in der $x=b/y=a$ - Ebene eine Symmetrieebene um 20° gegen die $x=b$ -Achse verdreht liegt. Diese Drehung, die in den begrenzten Möglichkeiten der Probenpräparation begründet ist, wurde bei den dargestellten Polfiguren ausgeführt. Eine weitere Drehung der $z=c$ -Achse um die neue $y=a$ -Achse (etwa 10°) ist nicht ausgeführt worden. Danach würden entsprechende Polfiguren sehr gut orthorhombische Symmetrie zeigen.

Neben den experimentell bestimmten Polfiguren wurden die Polfiguren für die morphologischen Grundformen des Quarzes aus der berechneten OVF zurückgerechnet (Abb. 30). Von diesen zeigt die Polfigur für die Basisfläche (0001) ein hochbelegtes Maximum um

$a=y$ bei sehr schwacher Tendenz einer Gürtelbildung in $ac=yz$. Zur Kontrolle der Ergebnisse des Diffraktionsexperimentes ist auf lichtoptischem Wege die Probe auf dem U-Tisch vermessen worden (200 Quarzachsen in einem $ac=yz$ - Schnitt). Das Ergebnis ist auf Abb. 30 dargestellt und gestattet einen qualitativen Vergleich der aus dem Beugungsspektrum zurückgerechneten Basisflächenpolfigur mit dem Quarzachsendiagramm.

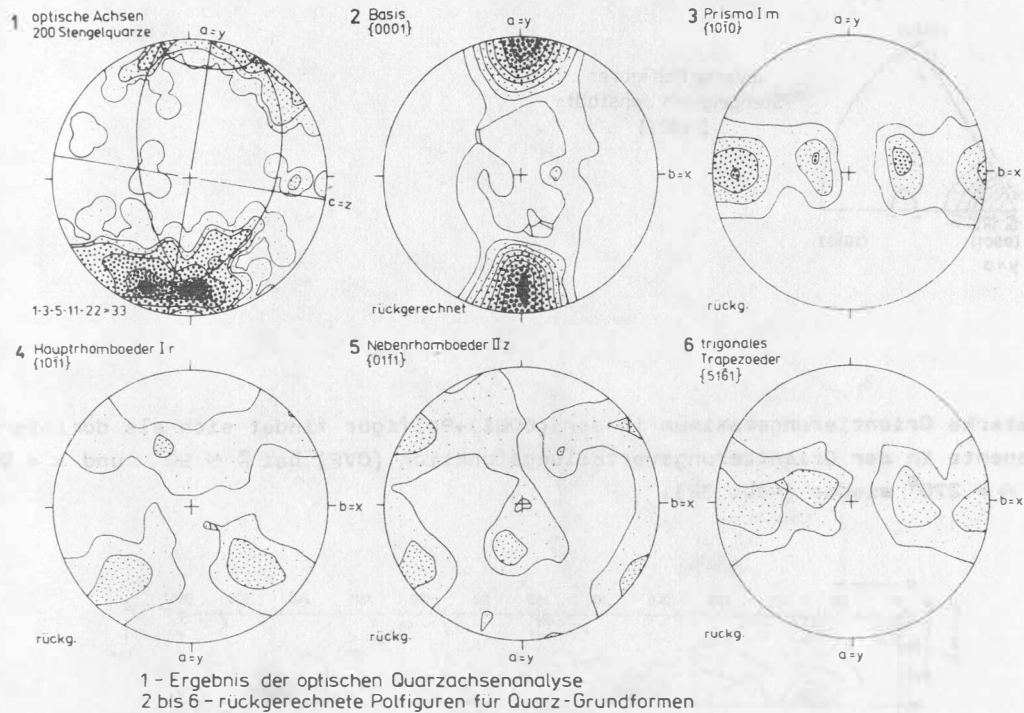


Abb. 30: Stengelgneis Jöhstadt: Ergebnis der optischen Quarzgefügeanalyse (1) und zurückgerechnete Polfiguren der morphologischen Grundformen des Quarzes (2-6) nach dem Beugungsexperiment

Bei grundsätzlich sehr guter Übereinstimmung der auf unterschiedlichem Wege gewonnenen Ergebnisse fehlt dem U-Tisch-Ergebnis die Tendenz zur Gürtelbildung um $ac=yz$, während andererseits eine Aufspaltung des Maximums um $a=y$ deutlich wird, die das Beugungsexperiment nicht ergibt. Hierbei ist zu beachten, daß für die U-Tischvermessung nur Quarzkörner in Stengeln benutzt wurden, während Quarz in der Grundmasse infolge sehr geringer Korngröße sowie extrem niedrigen Anteilen unberücksichtigt blieb, jedoch im Beugungsexperiment zum Ergebnis beiträgt.

Der bereits durch die Basisfläche angezeigte Regelungstyp der Probe kommt auch in den inversen Polfiguren zum Ausdruck (Abb. 31).

Hierbei handelt es sich um eine Häufigkeitsverteilung von Netzebenenlagen in ausgewählten Richtungen des Proben- bzw. tektonischen Koordinatensystems. Während die inverse Polfigur der $z=c$ -Achse keine ausgeprägten Texturkomponenten zeigt, konzentriert sich in der inversen Polfigur der $x=b$ -Achse die Intensität entlang der Äquatorlinie von (1010) nach (0110) und in der inversen Polfigur der $y=a$ -Richtung findet man ein ausgeprägtes Maximum bei (0001) .

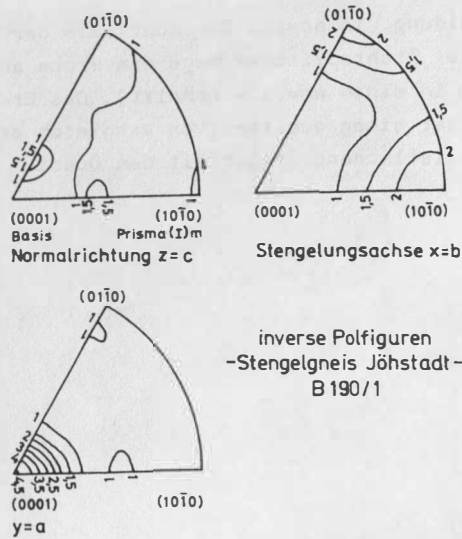


Abb. 31: Inverse Polfiguren zum Experiment "Stengelgneis Jöhstadt"

Das starke Orientierungsmaximum in der (0001)-Polfigur findet sich als dominierende Komponente in der Orientierungsverteilungsfunktion (OVF) bei $\beta \approx 90^\circ$ und $\alpha = 90^\circ$ bzw. $\alpha = 270^\circ$ wieder (Abb. 32).

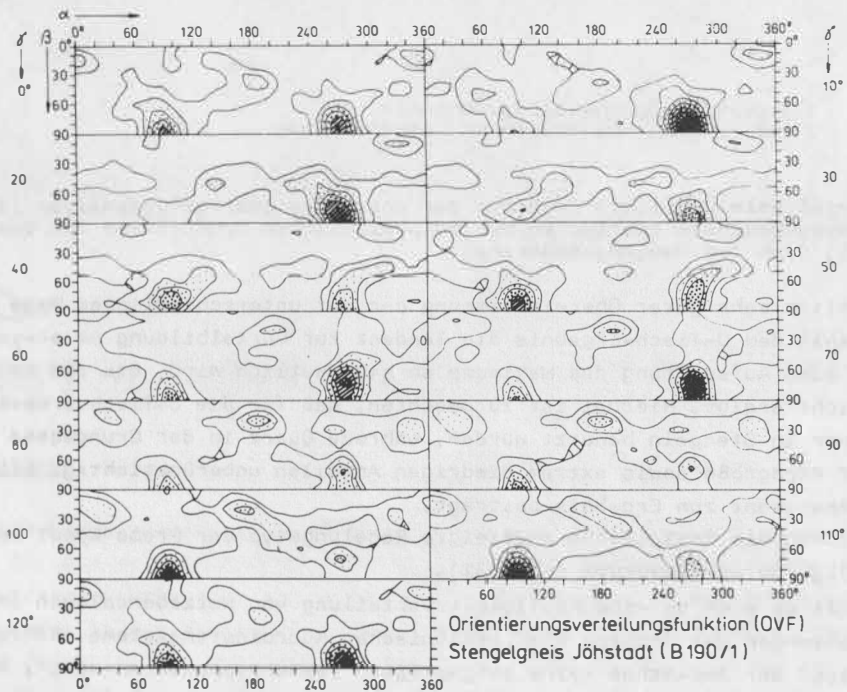


Abb. 32: Orientierungsverteilungsfunktion (OVF) zum Experiment "Stengelgneis Jöhstadt"

Die OVF enthält aus physikalischer Sicht die vollständige Information über die Textur der untersuchten Probe. Sie beschreibt die Häufigkeitsverteilung von Kristallorientierungen bezüglich eines probenfesten (tektonischen) Koordinatensystems. Diese Orientierungen werden mit Hilfe der drei Eulerschen Winkel dargestellt. Die OVF bietet somit prinzipiell die Möglichkeit, petrophysikalische Anisotropien auf der Grundlage der Probentextur abzuschätzen.

In Abb. 33 ist die gleiche OVF in isometrischer Projektion in Form von Skelettlinien der Maximaentwicklungen dargestellt.

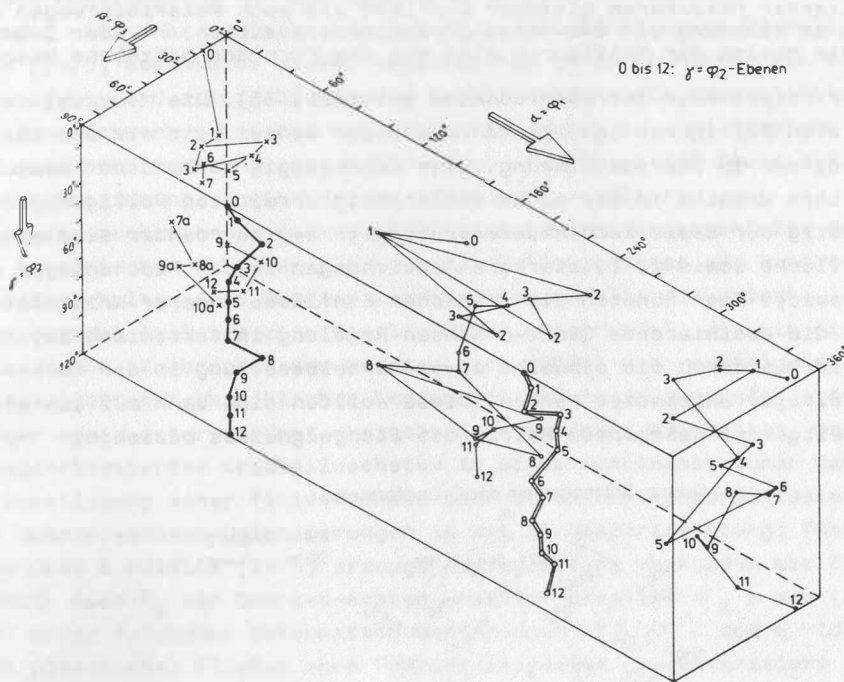


Abb. 33: Orientierungsverteilungsfunktion (OVF) zur Texturanalyse des Stengelgneises B 190/1 in isometrischer Projektion der Skelettlinien von Hauptkomponenten

Der Verlauf der Hauptmaxima der OVF ist in Abb. 34 mit deren Intensität in Abhängigkeit von γ dargestellt. An die Maxima dieser Skelettlinien sind Ideallagenindizierungen angeschrieben. Es wurden immer die Intensitätsmaxima aufgetragen, auch wenn ihre Lage, speziell in der Nähe von $\gamma = 60^\circ$ zu kleineren β -Winkeln verläuft. Dieser Effekt dürfte seine Ursache in der nicht vollständig erreichten Probeneymmetrie (vgl. oben) haben.

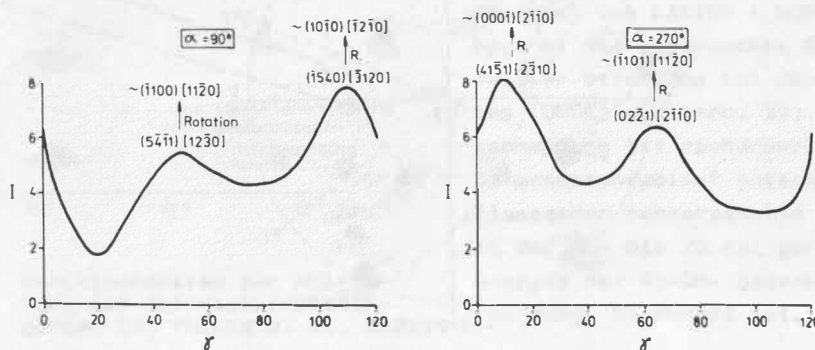


Abb. 34: Intensität der Hauptmaxima über γ und Ideallagenindizierungen

Somit wäre im vorliegenden Fall eines sehr einfachen und dominanten Regelungstyps die Kristallitorientierung schon mit maximal 3 Polfiguren zu bestimmen. Im Ergebnis liegen also die Mehrzahl der Quarzkristallite wie folgt zum tektonischen Koordinatensystem orientiert:

- tektonisch $a=y$ nach $[0001]$
- tektonisch $b=x$ nach $[01\bar{1}0]$ bzw. $[0\bar{1}10]$
- tektonisch $c=z$ nach $[2\bar{1}\bar{1}0]$ bzw. $[\bar{2}110]$.

Der für den Stengelgneis sowohl neutronographisch als auch optisch übereinstimmend bestimmte Regelungstyp der Quarzphase entspricht der Maximum I - Regelung SANDERS, kombiniert mit einer schwachen Tendenz zur Ausbildung einer Gürtelbildung in $ac=yz$. HOFMANN (1975) beschreibt diesen Regelungstyp in einer Hierarchie der Entwicklung des Quarzteilgefüges der Erzgebirgischen Antiklinalzone als Charakteristikum des höheren Kristallinstockwerkes und der Schieferhülle, wobei er eine Regelung unter dominierender ein- oder mehrschariger Scherung in $ab=yx$ (hier auf Grund der Resultate der optischen Bestimmung: zweischariger Scherung) postuliert.

Als Regelungsmechanismen triaxialer Regelungstypen werden infolge des Einflusses sowohl tektonischer Faktoren als auch der Gefügegenossen zur Beschreibung des Deformationsverhaltens des Quarzes verschiedene Modelle diskutiert.

Im vorliegenden Fall ist dies die "fracture hypothesis", die ein gitterorientiertes, kataklastisches Zerbrechen des Quarzes nach $[0001]$ und nachfolgende Rotation der von kristallographischen Flächen begrenzten Nadeln in $a=y$ infolge dominanter ein-schariger sowie untergeordnet zweischariger Scherung beinhaltet. Desweiteren kommt spannungsorientiertes Kristallwachstum im Sinne synkinematischer Rekristallisation unter Beteiligung einer fluiden Phase oder durch Festkörperdiffusion in Betracht, die zu Quarz-c-Achsen-Orientierungen in $a=y$ (Transportrichtung) führen.

Nach NICOLAS & POIRIER (1976) erzeugt Basisgleitung verbunden mit Externrotation von $[0001]$ nach σ_1 ein Quarz-c-Achsen -Maximum parallel $\sigma_1 = a=y$ (Maximum I nach SANDER) unter folgenden Deformationsbedingungen: $T \approx 500^\circ\text{C}$ und $\dot{\epsilon} \sim 10^{-5} \text{s}^{-1}$ (Abb. 36), wodurch plastisches Fließen ohne Rekristallisation charakterisiert ist. Die Ausbildung von Gürtelregelungsbildern wird auf kombinierte Basis- und Prismengleitung zurückgeführt, wobei zunehmender Anteil prismatischer Gleitung sich in wachsenden Öffnungswinkeln der Gürtel niederschlägt. Höhere Temperaturen ($T \gtrsim 800^\circ\text{C}$) und geringere Strainraten bedingen zunehmenden Anteil prismatischer Gleitung.

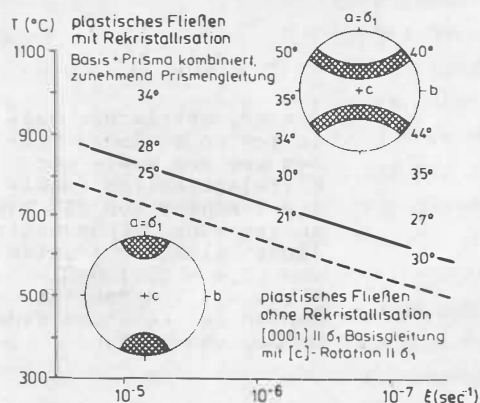


Abb. 36: Vergleichsdaten zur Ableitung der Deformationsbedingungen (n. TULLIS u. a., 1973)

In diesem Zusammenhang ist darauf zu verweisen, daß im Quarzeinkristall die Richtung des maximalen Elastizitätsmoduls parallel der kristallographischen c-Achse liegt, woraus auf Grund des vorliegenden einfachen Regelungsbildes im untersuchten Stengelgneis entsprechende Abschätzungen zumindest hinsichtlich des Quarzteilgefüges ($\epsilon_{\max} \parallel a=y$) möglich sein sollten.

Nach Modellrechnungen (TAYLOR-BISHOP-HILL - Theorie) von LISTER & HOBBS (1980) entspricht die untersuchte Textur dem Fall axialer Streckung mit dem Hauptgleitsystem $(0001) [a]$ (Abb. 37). In diesem Zusammenhang ist nachdrücklich auf die den Deformationsablauf entscheidend beeinflussenden Wassergehalte zu verweisen, die in der 10- bis 20 mal geringeren Bindungsenergie der Si-OH- gegenüber der Si-O - Bindung begründet ist, wodurch z. B.

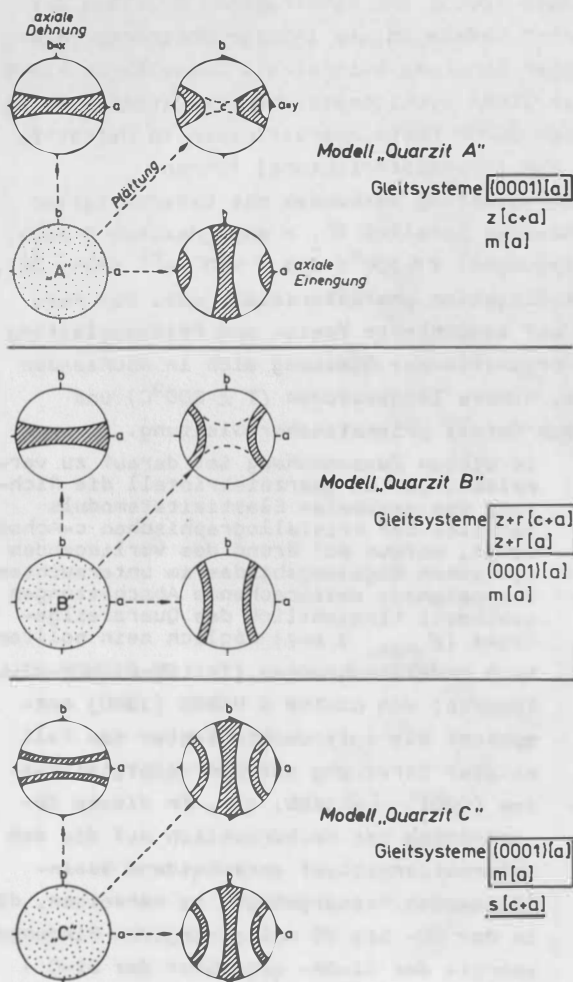
der Übergang von Prisma I - zu Prisma II - Gleitung nach $[0001]$ bei einem Verhältnis von $8,8 \times 10^{-3} \text{H/Si}$ bereits bei einer Temperatur von $\approx 380^\circ\text{C}$ erreicht wird (GRIGGS, 1967; BLACIC, 1975).

5.3. Ergebnisse thermobarometrischer Untersuchungen: Koautor: Dipl.-Min. Dr.sc. Rainer THOMAS; Dipl.-Phys. Franz TAUBER

5.3.1. Methodik

Die thermobarometrischen Untersuchungen wurden an beidseitig polierten, ca. 0,5 mm starken Gesteinsdickschliffen durchgeführt. Die Bestimmung der CO_2 -Dichte von Einschlüssen mit über 95 Vol.-% CO_2 erfolgte über die Teilhomogenisierungstemperatur im Temperaturbereich von -60 bis $+32^\circ\text{C}$ mit einer Meßgenauigkeit von $\pm 0,2^\circ\text{C}$ auf einem Mikroskopkühltisch bei einer 250- bis 600-fachen Vergrößerung. Anhand der ermittelten CO_2 -Dichte (KORMUSIN, 1982) wurde nach den P-T-Daten für CO_2 nach KENNEDY (1954) die jeweilige CO_2 -Isochore berechnet.

Zur Messung der Homogenisierungstemperatur der Zweiphasen-Einschlüsse (Lösung + Dampfblase) diente ein bis 650°C ausgelegter Mikroskopheiztisch. Die geeichte Meßanordnung - Heiztisch-Ni/CrNi-Thermoelement-Kleinthermostat-Meßinstrument - ermöglichte die Durchführung der Messungen mit einer Genauigkeit von $\pm 5^\circ\text{C}$ bei 650°C .



Unter Annahme einer NaCl-Konzentration von 5 Ma-%¹⁾ wurden aus den Homogenisierungstemperaturen die Isochoren nach der von THOMAS (1979) angegebenen Methode (siehe hierzu auch LEEDER u.a., 1987) näherungsweise berechnet.

1) Aus kryometrischen Messungen an analogen Proben aus dem West- und Mittelerzgebirge resultiert anhand von 110 Messungen eine durchschnittliche Salzkonzentration von $(5,4 \pm 1,8)$ NaCl-Aquiv.-%. Die Hauptkomponenten der Lösungen sind NaHCO_3 und NaCl.

Abb. 37: TAYLOR - Modellierungsergebnisse zur Einordnung der gemessenen Textur

Aus den Schnittpunkten der CO₂-Isochoren mit den jeweiligen H₂O-NaCl-Isochoren erhält man die Bildungstemperatur und den Bildungsdruck kogenetischer Einschlüßpaare (NACKEN, 1921).

Für Einschlüsse, die mit kritischen Erscheinungen homogenisieren, entspricht der Bildungsdruck zur Zeit der Einschlüßbildung dem kritischen Druck, der in guter Näherung anhand der Daten von SOURIRAJAN & KENNEDY (1962) für das System H₂O-NaCl bestimmt werden kann.

Die Ermittlung des Schmelzbeginns der silikatischen Schmelzphasen-Einschlüsse erfolgte mit der Quenching-Technik (LEEDER et al., 1987).

5.3.2. Meßergebnisse

Die Ergebnisse der Bestimmungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz sind in Tab. 2 zusammengestellt. Die untersuchten Proben enthalten in der Regel eine Vielzahl von Einschlüssen auch unterschiedlicher Generationen, wodurch eine zweifelsfreie Zuordnung von CO₂-Einschlüssen zu notwendigerweise syngenetischen Einschlüssen mit wässriger Phase für die Druckabschätzung nicht immer möglich ist. Die Bestimmungsergebnisse an CO₂-Einschlüssen für die Abschätzung der Bildungsbedingungen der untersuchten Quarze sind in Tab. 3 zusammengefaßt.

Neben Flüssigkeits- und CO₂-Einschlüssen wurden in den Proben B 41 und B 47 (Basalgranitoid) und B 182 (Übergangsgneis) Reste von Schmelzeinschlüssen gefunden, deren Bildungsbedingungen infolge sekundärer Veränderungen mit den Methoden der Thermobarometrie nur annähernd rekonstruiert werden können. Als Schmelzbeginn wurde ein Wert von 730°C ermittelt.

Zwei der untersuchten Proben führten Einschlüsse mit z. T. extrem hohen Salzkonzentrationen (B 176 - Stengelgneis aus Innerem Rotgneis: 34 Ma-% NaCl).

Einschlüsse, die mit kritischen Erscheinungen (Blasensieden etc.) homogenisieren (Boiling), sind in den Proben B 41, B 47 (Basalgranitoid), B 176 (Stengelgneis aus Innerem Rotgneis) und B 182 (Übergangsgneis) beobachtet worden.

5.3.3. Interpretation

Die gemessenen Homogenisierungstemperaturen verteilen sich auf einen Bereich zwischen 122 und 419°C bei normalem (5 M.-%) Salzgehalt. Hierbei handelt es sich um die minimal möglichen Formierungstemperaturen. Die Verteilung der Homogenisierungstemperaturen zeigt Maximallagen bei Mittelwerten um 389, 346, 267, 205 und (133)°C (Abb. 38), ohne daß ein deutlicher Bezug der Verteilung der Temperaturen zur genetischen Gesteinsgruppierung zu bestehen scheint.

Vor allem der Basalgranitoid enthält das gesamte Einschlüßspektrum der bestimmten Homogenisierungstemperaturen.

Unter Berücksichtigung verschiedener Kriterien, wie Form und Anordnung der Einschlüsse sowie nachgewiesenem Zusammenhang zwischen CO₂-Dichte und Homogenisierungstemperatur $d_{CO_2} = f(T_H)$ wurden Werte für die Bildungstemperatur T_B und den zugehörigen Bildungsdruck P_B nach der Isochoren-Schnitt-Methode bestimmt (Tab. 4) und in Abb. 39 dargestellt. Die Werte sind mit hoher positiver Korrelation auf zwei Regressionsgraden gruppiert, die sich durch ihren unterschiedlichen Anstieg in den Temperaturbereichen 400 - 600°C und 100 - 400°C unterscheiden. In dieser Form reflektieren die Werte einen mit einer Zeitlichkeit verknüpften, gerichteten Entwicklungsprozeß, der nach dem beschriebenen Modell in der Faltung einer Kristallisationsschieferung zumindest amphibolitfazieller Prägung besteht.

In Abhängigkeit von der unterschiedlichen Krustentiefe der Deformation entstehen Reibungsanatexite bzw. Stengelgneise. Ausgangs- und Zwischenstufen dieser Entwicklung können mit ihrer Einschlüßbildungsbedingungen in den jeweiligen Endstufen der Entwicklung konserviert sein. Unter der Voraussetzung, daß der Quarz des Inneren Rotgneises während der amphibolitfaziellen Deformation (Anlage der älteren Kristallisationsschieferung) vollständig rekristallisierte, d. h. keine Einschlüsse mehr enthält, die auf die Bildungsbedingungen seiner Intrusion als magmatischer Körper verweisen, spiegelt Punkt A der Abb. 39 die Ausgangsbedingungen des Inneren Rotgneises

Tabelle 2: Homogenisierungstemperaturen von Flüssigkeitseinschlüssen im Quarz

Probenbezeichnung	Homogenisierungstemperatur	Zahl der Messungen	Homogenisierungsdruck
B 19 Innerer Rotgneis	$T_{Hfl.} = (268 \pm 19)^{\circ}C$	15	
	$T_{Hfl.} = (340 \pm 10)^{\circ}C$	30	
B 41 Basalgranitoid	$T_{Hfl.} = (133 \pm 11)^{\circ}C$	20	
	$T_{Hfl.} = (199 \pm 18)^{\circ}C$	45	
	$T_{Hfl.} = (269 \pm 17)^{\circ}C$	20	
	$T_{Hfl.} = (356 \pm 10)^{\circ}C$	30	
	$T_{HG/fl.} = (400 \pm 12)^{\circ}C$	21	$285 \times 10^5 \text{ Pa}$
B 47 Basalgranitoid	$T_{HG/fl.} = (386 \pm 5)^{\circ}C$	10	$250 \times 10^5 \text{ Pa}$
B 108 Innerer Rotgneis	$T_{Hfl.} = (200 \pm 5)^{\circ}C$	10	
	$T_{Hfl.} = (273 \pm 12)^{\circ}C$	19	
	$T_{Hfl.} = (343 \pm 10)^{\circ}C$	17	
	$T_{Hfl.} = (372 \pm 2)^{\circ}C$	10	
B 176 Stengelgneis aus Innerem Rotgneis	$T_{Hfl.} = (217 \pm 12)^{\circ}C$	25	
	$T_{Hfl.} = (307 \pm 9)^{\circ}C$	24	
	$T_{HG/fl.} = (385 \pm 5)^{\circ}C$	10	$246 \times 10^5 \text{ Pa}$
	$T_{S/NaCl} = 620^{\circ}C$		
	$T_{Mfl.} = 620^{\circ}C$	4	$(71,3 \text{ Ma-}\%NaCl)$
B 182 Übergangsgneise aus Innerem Rotgneis	$T_{Hfl.} = (260 \pm 10)^{\circ}C$	10	
	$T_{Hfl.} = (379 \pm 18)^{\circ}C$	15	
	$T_{HG/fl.} = (412 \pm 7)^{\circ}C$	7	$320 \times 10^5 \text{ Pa}$
	$T_{S/NaCl} = 275^{\circ}C$		
	$T_{Hfl.} = 334^{\circ}C$	5	$(34,4 \text{ Ma-}\%NaCl)$

$T_{Hfl.}$ - Temperatur der Homogenisierung in der flüssigen Phase

$T_{HG/fl.}$ - Temperatur der Homogenisierung mit kritischen Erscheinungen (Boiling)

$T_{S/NaCl}$ - Lösetemperatur der Halit- (Salz) - Phase

Tabelle 3: Teilhomogenisierungstemperaturen und Dichte der CO_2 -Einschlüsse

Probenbezeichnung	Teilhomogenisierungstemperatur ($^{\circ}C$)	Zahl der Messungen	CO_2 -Dichte (Mittelwert)
B 41	$T_{HG} = (20,6 \pm 0,3)$	10	$0,20 \text{ g/cm}^3$
	$T_{HG/fl.} = 30,6$	4	$0,47 \text{ g/cm}^3$
	$T_{Hfl.} = (20,2 \pm 0,9)$	48	$0,78 \text{ g/cm}^3$
B 176	$T_{HG} = (21,9 \pm 0,5)$	12	$0,21 \text{ g/cm}^3$
	$T_{Hfl.} = (21,2 \pm 0,2)$	12	$0,76 \text{ g/cm}^3$

$T_{Hfl.}$ - Homogenisierung in der flüssigen CO_2 -Phase

$T_{HG/fl.}$ - Homogenisierung mit kritischen Erscheinungen

T_{HG} - Homogenisierung in der CO_2 -Gas-Phase

wider. Hier enthaltene Werte für "Übergangsgneise" und "Basalgranitoide" wären als ererbte, dort erhaltene ältere Einschlußgenerationen in jüngeren Entwicklungsstufen zu interpretieren. Mit steigenden Druck-Temperaturbedingungen der Einschlußbildung wird bis zum Punkt C der Korrelationsgraden im Schnitt mit der solidus-liquidus - Kurve granitischer Systeme sowie der Geraden der α - β -Umwandlung des Quarzes der Faltungsprozeß der älteren Kristallisationsschieferung unter steigenden P-T-Bedingungen abgebildet. Mit dem Erreichen der Bildungsbedingungen partieller Schmelzen auf der Abscherbahn (Punkt C) kommt es zu einem kombinierten Spannungs-Temperaturabfall zum Punkt D. Hier sind die Mehrzahl der Einschlüsse in Quarzen der Basalgranitoide, der Übergangsgneise und auch von Stengelgneis anzutreffen, welche charakteristischerweise durch Einschlüsse gekennzeichnet sind, die mit kritischen Erscheinungen homogenisieren (Boiling). Für die Bildung der Stengelgneise in einem vergleichsweise höheren Krustenniveau erfolgt die Druckentlastung (Einsetzen von Gefügerotation) zum Punkt D offenbar bereits deutlich vor Annäherung an die liquidus-Kurve (Punkt C) vom Punkt B aus. Weiterhin kann das Fehlen von Einschlüssen mit Bildungsbedingungen der Ausgangssituation "A" in den Stengelgneisen auf die weitgehende Umkristallisation der Stengelquarze unter den Bedingungen "B" bis "E" hinweisen. Auf die Entlastungssituation der Bildungsbedingungen der Quarzeinschlüsse vor allem in den Stengelgneisen aber auch in den Übergangsgneisen verweisen darüber hinaus auch die nur auf diese Gesteine beschränkten extrem hohen Salzkonzentrationen (Tab. 2). In den Proben B 19, B 47 (Basalgranitoid) und B 182 (Übergangsgneis) sind bezeichnenderweise Schmelzeinschlüsse nachgewiesen worden, die nur auf die partielle Anatexis des Inneren Rotgneises zurückgeführt werden können, da für das intrusive Ausgangsgestein zumindest hinsichtlich der Quarzphase vollständige metamorphe (Anlage sk₁) Umkristallisation angenommen werden kann.

Bereits für deutlich schwächer metamorphe Parametamorphite des Westerzgebirges (Glimmerschiefer, Phyllite) kommen KRENTZ & THOMAS (1982) zu der Schlußfolgerung, daß die Mehrzahl der Quarze vollständig metamorph umkristallisiert ist.

Sekundäre Überprägungen der Schmelzeinschlüsse, vermutlich im Zusammenhang mit jüngeren Überprägungen entlang der Oberschiebungsbahnen, erschweren eine genaue Rekonstruktion ihrer Bildungsbedingungen. Der ermittelte Wert für den Schmelzbeginn $\approx 730^{\circ}\text{C}$ entspricht jedoch hinreichend genau den im Modell verwendeten Annahmen.

Daraus folgt nach dem Diagramm von KOGARKO & RJABCIKOV (1978) ein Wassergehalt der Basalgranitoidschmelze von etwa 4 - 5 % sowie eine Bildungstiefe der Schmelze von ca. 5 km nach dem Diagramm von JOHANNES (1984) (Abb. 48).

Der Spannungsabfall im Zusammenhang mit drastischer Gefügeumbildung von B bzw. C nach D beträgt nach den thermobarometrischen Untersuchungsergebnissen etwa 2 kbar. Abgeleitet aus den Registrierungen seismischer Ereignisse werden Spannungsabfälle von einigen 10 bar diskutiert, wobei für den betrachteten Fall zu

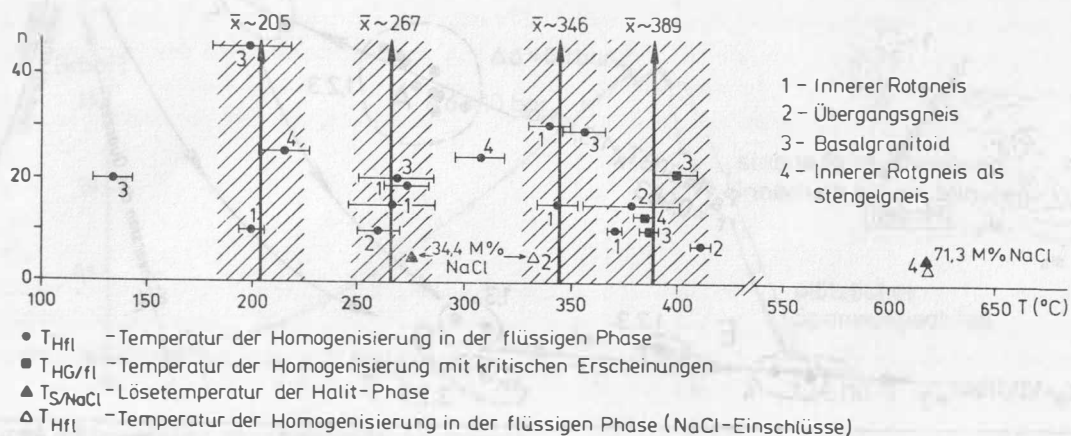


Abb. 38: Homogenisierungstemperaturen in Quarzeinschlüssen

Tabelle 4: Abschätzung der Bildungstemperatur T_B und des Bildungsdruckes P_B nach der Isochoren-(Schnitt)-Methode

Probenbezeichnung	T_B [°C]	$P_B \times 10^5$ Pa
B 19 Innerer Rotgneis	297	425
	429	1900
	447	2100
	600	2645
	634	2975
B 41 Basalgranitoid	143	180
	218	300
	298	425
	399	585
	431	1910
	450	2120
	643	2835
B 47 Basalgranitoid	386	250
B 108 Innerer Rotgneis	303	435
	418	615
	440	1950
	459	2165
	688	2680
	641	2830
B 176 Innerer Rotgneis als Stengelgneis	239	330
	342	495
	517	2285
	543	2555
B 182 Übergangsgneis aus Innerem Rotgneis	288	410
	412	1830
	430	2025

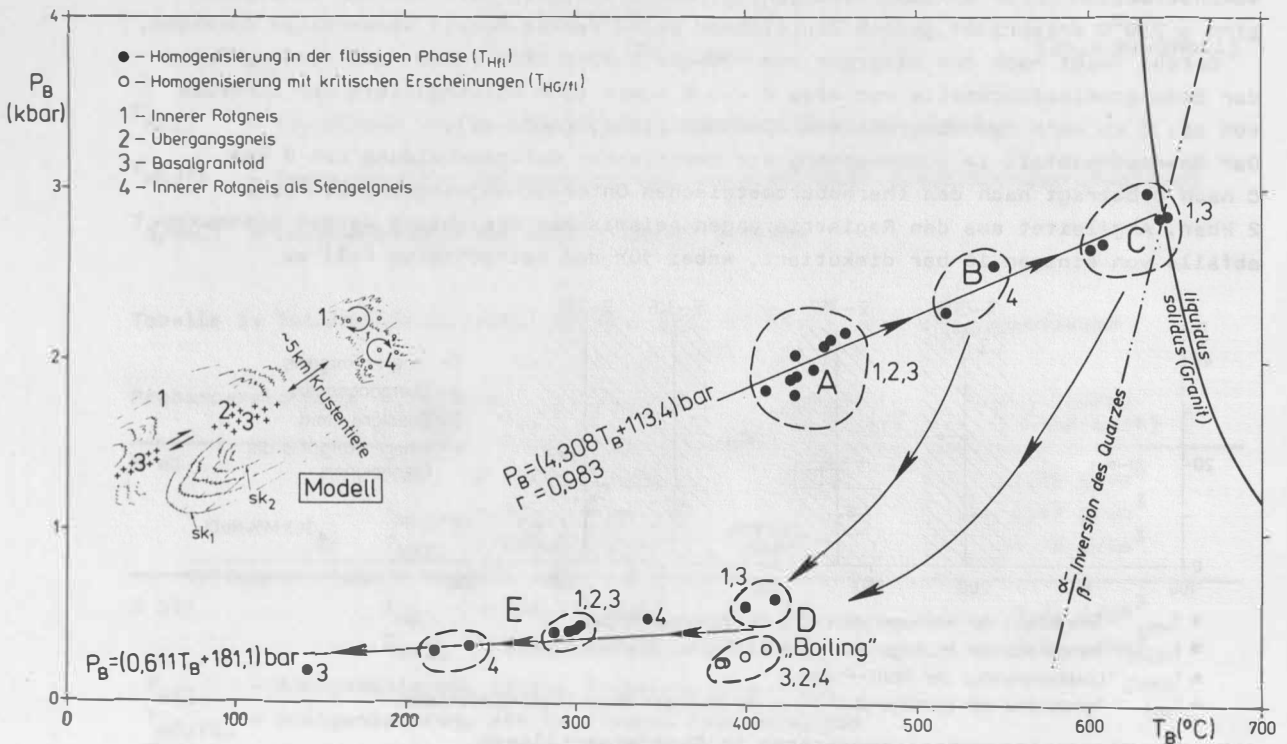


Abb. 39: Druck-Temperatur-Diagramm und Interpretation der Bildungsbedingungen für die untersuchten Gesteine

berücksichtigen ist, daß die seismisch freigesetzte Energie eines Ereignisses nur etwa 10 % des Gesamtenergieumsatzes beträgt.

In Laborexperimenten an Gesteinsproben, in denen eine vom hydrostatischen Zustand ($\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$) abweichende Spannungsverteilung in Abhängigkeit vom äußeren Belastungsregime durch Verformungsprozesse in Richtung auf den hydrostatischen Zustand verändert wird, verringert sich die größte Hauptnormalspannung σ_1 in Abhängigkeit von Seitendruck $\sigma_2 = \sigma_3$ (confining pressure) und Belastungsregime mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten sowohl plötzlich als auch langsam. Abb. 40 zeigt den Abfall der Scherspannung (shear stress drop) durch einen Schervorgang auf vorbereiteten Schwächeflächen in Granitproben in Abhängigkeit vom Seitendruck für zwei verschiedene Winkel α der Schwächefläche zur Richtung der Hauptnormalspannung. Bei konstantem Seitendruck

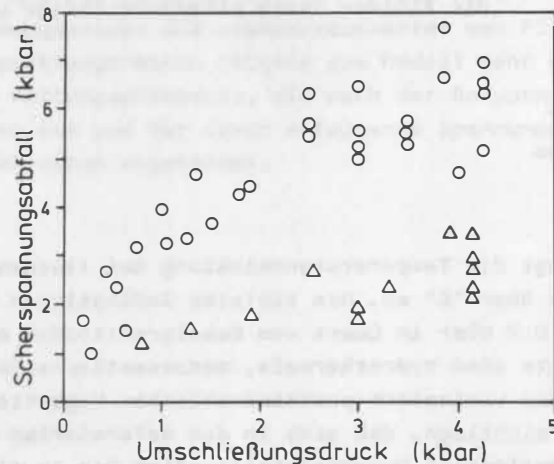


Abb. 40: Spannungsabfall an vorbereiteten Flächen; $\circ - \alpha = 45^\circ$; $\Delta - \alpha = 30^\circ$

läßt sich aus dem Scherspannungsabfall der Abfall der größten Hauptnormalspannung $\Delta\sigma_1$ berechnen, der für die gegebenen Lagen der Scherflächen etwa doppelt so groß wie der Scherspannungsabfall ist:

$$\Delta\sigma_1 = \frac{2\Delta\tau}{\sin 2\alpha}$$

Somit ergeben sich für die Bedingungen $\sigma_2 = \sigma_3 = 2$ kbar Werte zwischen 3 und 10 kbar. Der Entlastungsvorgang äußert sich in diesen Versuchen als "stick-slip"-Vorgang, was ebenfalls mit den angesetzten Modellvorstellungen in Einklang ist.

Entlastungsvorgänge in geologischem Material mit langsam ablaufender Verformung ohne Abstrahlung seismischer Energie sind in Abb. 41 und 42 dargestellt. Abb. 41 zeigt den Verlauf eines einaxialen Bruchversuches ($\sigma_2 = \sigma_3 = 0$) an Granit, durchgeführt unter einer versteiften Presse.

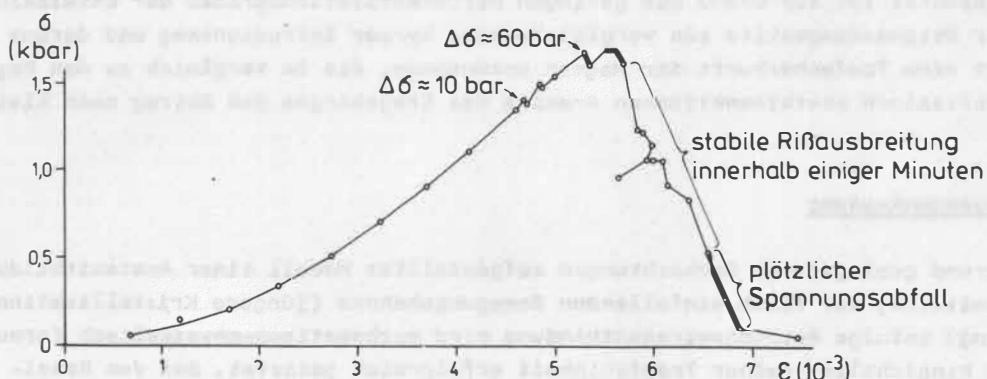


Abb. 41: Einaxialer Bruchversuch an Granit

Neben einigen plötzlichen "stress drops" um etwa 60 bar vor dem Erreichen der maximalen Axialbelastung tritt nach dem Bruchbeginn ein langsamer Spannungsabfall um etwa 1 kbar auf, der einige Minuten dauert und mit stabiler RiBausbreitung verbunden ist. Unter höheren Seitendrücken sind entsprechend größere Spannungsabfälle möglich.

Das morphologische Ergebnis eines Entlastungsvorganges in einem kristallinen Schiefer ist in Abb. 42 dargestellt. Bei einem Seitendruck von etwa 5 kbar sank die größte Hauptnormalspannung von etwa 10 kbar unter Bildung einer Zone plastischer Faltung (Knickung) um einige kbar ab.



Abb. 42: Texturmorphologie eines Entlastungsversuches an einem kristallinen Schiefer

Die angeführten Ergebnisse zum Deformationsverhalten von granitischen Gesteinen unter verschiedenen Versuchsbedingungen zeigen, daß der diskutierte Spezialfall durchaus mit Werten vergleichbarer Größenordnung belegt werden kann, allerdings ist zu berücksichtigen, daß alle Versuche sich nur auf die Gesteinsmatrix beziehen, der Einfluß der fluiden Phase unberücksichtigt bleibt.

Vom Punkt D (Abb. 39) klingt die Temperaturentwicklung bei flachem Druckabfall unter hydrothermalen Bedingungen über "E" ab. Die tiefsten Indikationen sind bei Bildungstemperaturen um 140°C und 0,2 kbar in Quarz von Basalgranitoiden nachgewiesen. In diesem Entwicklungsabschnitt sind hydrothermale, metasomatische Überprägungen der Entwicklungsreihen durch den variszisch-postkinematischen Magmatismus enthalten. Es ist aus der Darstellung ersichtlich, daß sich in den deformierten Gesteinstypen "Basalgranitoid" und "Stengelgneis" Quarzkristallisation bis in niedrigthermale Bereiche fortsetzt, während in den undeformierten oder schwächer deformierten Gliedern der Entwicklung die Quarzkristallisation offenbar schon früher endet.

Der bestimmte Bildungsdruck (P_B) entspricht dem Flüssigkeitspartialdruck und liegt somit deutlich unter dem Gesamtspannungszustand der Gesteinsentwicklung, die etwa durch das Auftreten von Kyanit in den Übergangsgneisen charakterisiert ist.

Für den Punkt "C" als Übergangsbereich von plastischer zu viskoelastischer Deformation, d. h. von Faltungsdeformation zur partiellen Anatexis, ergibt sich aus der Bestimmung des Bildungsdruckes P_B eine Oberlagerungsmächtigkeit von etwa 11 km. Dieser Wert entspricht etwa einer Krustentiefe des betrachteten Deformationsvorganges und stimmt in der Größenordnung auch sehr gut mit aus geologischen Überlegungen abgeleiteten Vorstellungen überein. Er hat jedoch keine Beziehung zur Tiefanherkunft der granitischen Rotgneismagmen.

Dessenungeachtet ist auf Grund des geringen Differentiationsgrades der Entwicklungsstufen der Rotgneismagmatite ein vergleichsweise kurzer Intrusionsweg und daraus abgeleitet eine Tiefenherkunft der Magmen anzunehmen, die im Vergleich zu den Magmen der variszisch postkinematischen Granite des Erzgebirges dem Betrag nach kleiner ist.

5.4. Zusammenfassung

Ein auf Grund geologischer Beobachtungen aufgestelltes Modell einer Anatexitbildung (Basalgranitoide) auf flach einfallenden Bewegungsbahnen (jüngere Kristallisations-schieferung) infolge Reibungswärmeentbindung wird mathematisch-physikalisch formuliert und hinsichtlich seiner Tragfähigkeit erfolgreich getestet. Bei den Basalgranitoiden, die in früheren Arbeiten stets als "reliktische Rotgneise" beschrieben

wurden, handelt es sich damit um gegenüber den Rotgneisintrusiva jüngere Bildungen, die in den überkippten Flanken des Faltenbaus einer älteren Kristallisationsschieferung nicht nur aus Rotgneismagmatiten entstanden sind.

Die Testrechnungen ergeben, daß unter Annahme eines gekoppelten stick-slip- und Triggermechanismus, die erforderlichen Bedingungen unter geologisch vertretbaren Parametern erreicht werden können. Damit ist ein weiterer Beleg für krustenstapelnde Prozesse, möglicherweise variszischen Alters, vorhanden.

Dem gleichen Deformationsprozeß entspricht in höheren Krustenbereichen die Formung von R-Tektoniten. Aus einem Neutronenstrahlbeugungsexperiment an einem Stengelgneis ergeben sich aus dem Regelungstyp die Deformationsbedingungen $T \sim 500^{\circ}\text{C}$ und $\dot{\epsilon} \sim 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ bei axialer Streckung und dem Hauptgleitsystem (0001) [a].

Die Ableitung von Bildungsdruck- und -temperaturwerten von Flüssigkeitseinschlüssen in Quarzen beider Entwicklungsreihen stützen das Modell sehr gut. Sowohl der Druck-Temperaturanstieg des Faltungsprozesses, als auch der Entspannungsfall mit der Bildung der Basalgranitoidschmelzen und der davor erfolgende Spannungsabfall zu den Stengelgneisen ist durch diese Daten abgebildet.

6. Zur stofflichen Entwicklung der bearbeiteten Gesteine

Stoffliche Untersuchungen an metamorphen Gesteinen haben zu berücksichtigen, daß - ähnlich wie mit dem Datum geophysikalischer Messungen - mit dem Analyseergebnis der rezente Istzustand wiedergegeben ist. Vor allem beim Studium metamorpher Gesteine interessieren - wie hier bei den prävariszischen Magmatiten - einestells die Stoffcharakteristik der Ausgangsgesteine, als auch die Geochemie der Deformations- und Metamorphoseprozesse selbst.

Kompliziert werden solche Untersuchungen durch die Austauschbarkeit sowohl der Ausgangszustände als auch der Ergebnisse einschließlich der zu diesen führenden Prozesse. Damit erfordert die Diskussion der stofflichen Entwicklung metamorpher Gesteine immer ein geologisches Entwicklungsmodell, bereits als Grundlage für die Probenahme. Dies ist auch der Grund dafür, daß der Verfasser davon abgesehen hat, den durch Laborkapazitäten begrenzten Analysenumfang durch publizierte Daten prävariszischer Magmatite zu erweitern. Die vielfach unternommenen Versuche, Ortho- und Paragesteine allein auf der Grundlage von chemischen Daten voneinander zu unterscheiden, sind wenig erfolgreich gewesen. Der Verfasser bestreitet auf Grund seiner diesbezüglichen Erfahrungen im Saxothuringikum eine solche Möglichkeit grundsätzlich.

Die Zielstellungen der stofflichen Untersuchungen an dieser Stelle konzentrieren sich auf Beiträge zu den Problemen:

- Charakteristik der prämetamorphen Ausgangsgesteine, speziell der Rotgneismagmatite und deren vergleichende Einordnung,
- stoffliche Besonderheiten von Deformationsprozessen,
- Charakteristik der Kontaktform "Hybridgneise".

Das dem Kapitel zugrunde liegende Datenmaterial ist in Form von Übersichten auf den Anlagen 18 und 19 und der Abb. 43 zusammengestellt.

6.1. Hauptelemente

Zur Darstellung des Hauptelementchemismus der untersuchten Gesteinsgruppen wurde der Verrechnungsvorschlag von DE LA ROCHE u. a. (1980) gewählt, welcher den Vorzug hat, alle Hauptkationen, den Grad der SiO_2 -Sättigung sowie mineralogische Merkmale einzuschließen. Mit diesen Diagrammen (Abb. 44) ist der rezente Zustand, nach z. T. unterschiedlichen Entwicklungswegen, dargestellt:

Zur Erinnerung wird das zugrundegelegte, geologische Modell der Gliederung noch einmal zusammengefaßt:

- metamorph überprägte Intrusionsentwicklungen sind:
(Reitzenhainer) Innerer Rotgneis - Äußerer Rotgneis - Gang- und Lagerrotgneise und Saydaer Hauptgneis - Saydaer Gang- und Lagerrotgneis, sowie - als Einzelgruppen: Zweiglimmergranit von Schwarzenberg und Fichtelgebirgsgranit, die letzteren aus dem variszisch-postkinematischen Zyklus.
- aus diesen, im weiteren Sinne durch Deformation hervorgegangene Entwicklungen sind: (Innerer Rotgneis) - Übergangsgneise - Basalgranitoide, (Saydaer Hauptgneis) - Saydaer Hauptgneis (sk_1 -gefaltet) - Saydaer Hauptgneis als Quarz-Augen-Stengelgneis und die Entwicklung des Schwarzenberger Augengneises von Glimmerschiefer - Zweiglimmergneis - zum Augengneis von Schwarzenberg.
- Für die Augengneise von Selb ist ein geologisches Modell infolge des geringen Beobachtungsausschnittes nicht sehr sinnvoll. In der Literatur wird der Augengneis von Selb als orthogener Rotgneis beschrieben, dem Verfasser scheint eine zum Schwarzenberger Augengneis analoge Bildungsgeschichte ebenfalls möglich.

Das Variationsdiagramm nach DE LA ROCHE ergibt für alle untersuchten Gesteinsgruppen eine recht eng begrenzte Konzentration auf das Granitfeld mit kalkalkalischem Differentiationstrend, eine Entwicklung der orthogenen Reihen im Granitfeld nach steigenden SiO_2 -Gehalten und steigenden R_1 -Werten, was in diesem sauren Außenfeld des Diagramms eigentlich nur quarzgerichtete Entwicklung bedeutet.

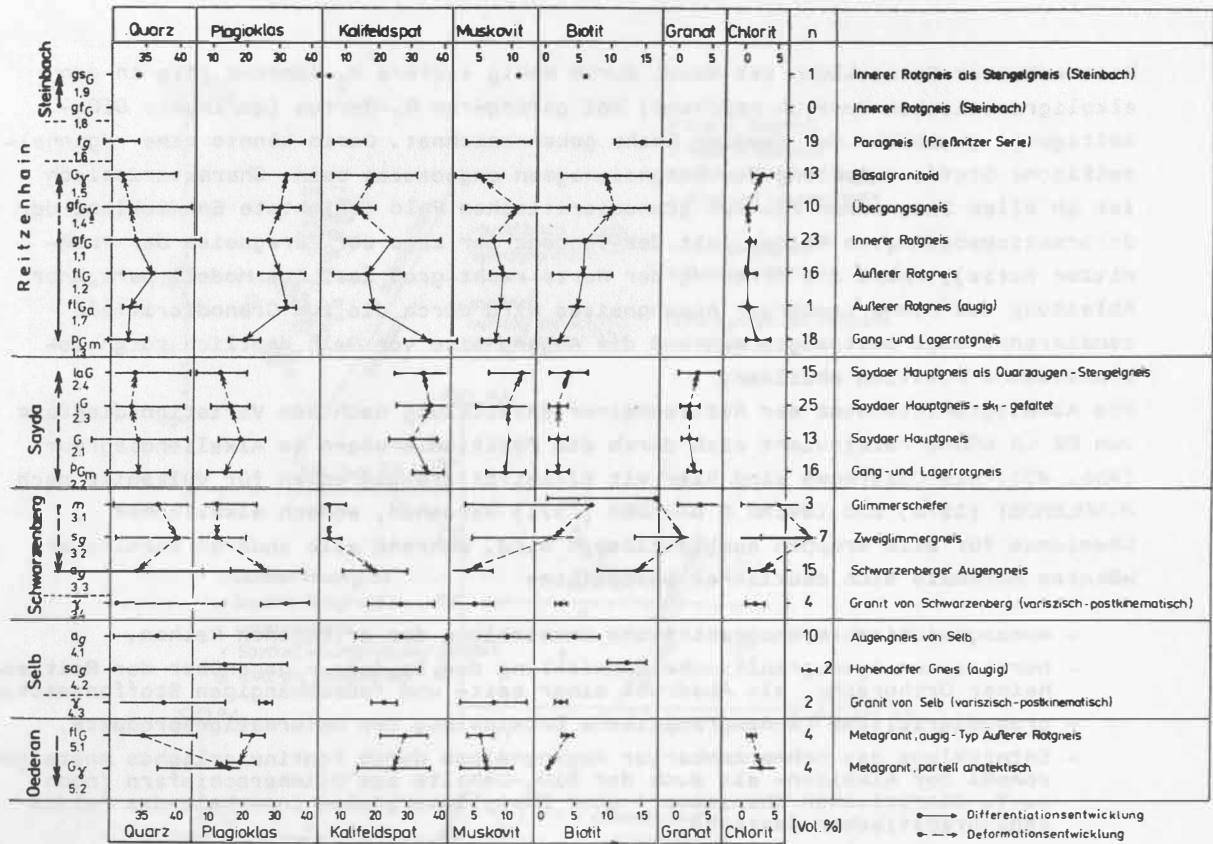


Abb. 43: Modalbestand (Mittelwerte und Streuung) der bearbeiteten Gesteinskomplexe

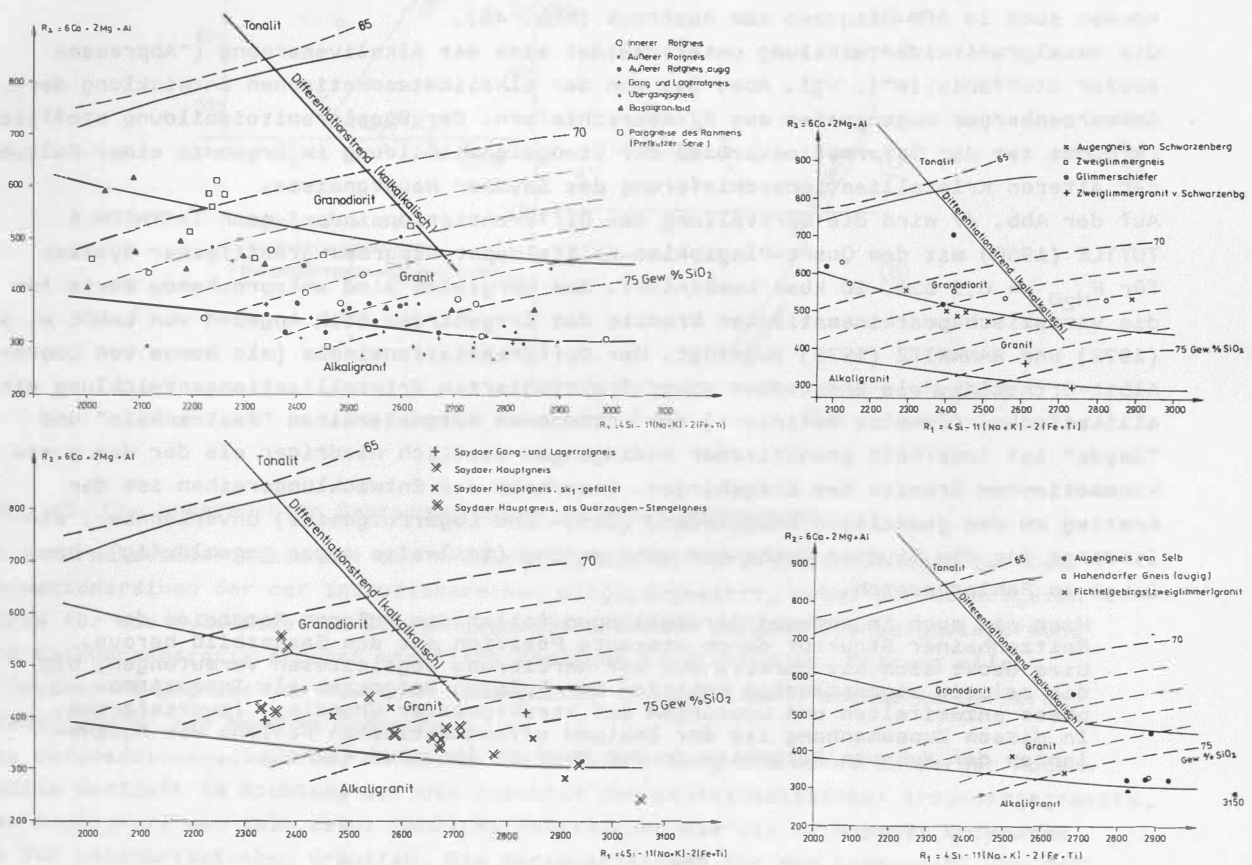


Abb. 44: Hauptelementchemismus im R_1/R_2 -Diagramm nach DE LA ROCHE

Reitzenhainer Entwicklung ist dabei durch wenig tiefere R_2 -Tendenz (bis in den alkaligranitischen Bereich reichend) bei geringeren R_1 -Werten (geringere SiO_2 -Sättigung) gegenüber der Saydaer Reihe gekennzeichnet. Darin könnte eine regional-zeitliche Stoffentwicklung der Rotgneismagmen angedeutet sein. Charakteristisch ist in allen Diagrammen die zum granodioritischen Feld gerichtete Entwicklung der deformationsbedingten Reihen (mit der Tendenz zur Lage der Paragneise der Preßnitzer Serie), wobei die Streuung der Werte recht groß ist. Das Modell paragoner Ableitung des Schwarzenberger Augengneises wird durch die zum Granodioritfeld tendierende Lage bestätigt, während die Augengneise von Selb deutlich rotgneisgranitische Position abbilden.

Die Alkaligranittendenz der Reitzenhainer Entwicklung nach dem Variationsdiagramm von DE LA ROCHE relativiert sich durch die Positionierungen im Alkaliendiagramm (Abb. 45). Die Diagramme sind hier mit Klassifizierungsgrenzen für Vulkanite nach MIDDLEMOST (1972) und IRVINE & BARAGER (1971) versehen, wonach alkalischer Chemismus für alle Gruppen ausgeschlossen wird, während alle anderen bereits erwähnten Merkmale sich deutlicher bestätigen:

- monzogranitisch-syenogranitische Entwicklung der orthogenen Reihen,
- bereits nur syenogranitische Entwicklung der Saydaer - gegenüber der Reitzenhainer Orthoreihe, als Ausdruck einer zeit- und raumabhängigen Stoffentwicklung,
- granodioritische (monzogranitische Entwicklung der Deformationsprodukte,
- Entwicklung des Schwarzenberger Augengneises durch kontinuierliches Ansteigen sowohl der Alkalien- als auch der SiO_2 -Gehalte aus Glimmerschiefern (noch z. T. dioritischen Chemismus') über Zweiglimmergneise innerhalb des Feldes monzogranitischer Gesteine,
- syenogranitische Position des Augengneises von Selb.

Diese Merkmale, vor allem aber die Besonderheiten der Deformationsentwicklungen, kommen auch im AFM-Diagramm zum Ausdruck (Abb. 46).

Die Basalgranitoidentwicklung unterscheidet sich mit Alkaliverarmung ("Abpressen saurer Stoffanteile"), vgl. Abs. 5., von der alkalimetasomatischen Entwicklung der Schwarzenberger Augengneise aus Glimmerechiefern. Der Basalgranitoidbildung stofflich verwandt ist der Deformationsprozeß der Stengelgneisbildung im Ergebnis einer Faltung der älteren Kristallisationsschieferung des Saydaer Hauptgneises.

Auf der Abb. 47 wird die Darstellung des Differentiationsindex' nach THORNTON & TUTTLE (1960) mit dem Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Diagramm granitischer Systeme für $P_{H_2O} = 0,5$ bzw. 10 kbar kombiniert. Zum Vergleich sind entsprechende Werte für die variszisch-postkinematischen Granite des Erzgebirges nach Angaben von LANGE u. a. (1972) und BANKWITZ (1978) zugefügt. Der Differentiationsindex (als Summe von Quarz-Albit-Orthoklas, als Endstadium einer fraktionierten Kristallisationsentwicklung einer silikatischen Schmelze definiert) der orthogenen Rotgneisreihen "Reitzenhain" und "Sayda" ist innerhalb granitischer Bedingungen deutlich niedriger als der der postkinematischen Granite des Erzgebirges. Innerhalb der Entwicklungsreihen ist der Anstieg zu den jeweiligen Endgliedern (Gang- und Lagerrotgneise) unverkennbar, allerdings für die Saydaer Reihe nur sehr gering (teilweise sogar gegenläufig), bzw. liegt im Fehlerbereich.

Hier wie auch in anderen Darstellungen fallen die Äußeren Rotgneise der Reitzenhainer Struktur durch aberante Position aus dem Gesamtbild heraus. Dies deckt sich mit bereits aus der Kartierung abgeleiteten Vermutungen, die die relativ eigenständige Position der Äußeren Rotgneise als Intrusionsphase anzweifeln und Deutungen auf struktureller Grundlage favorisierten. In diesem Zusammenhang ist der Umstand offensichtlichen Fehlens von Äquivalenten der Äußeren Rotgneise in der Saydaer Struktur wichtig.

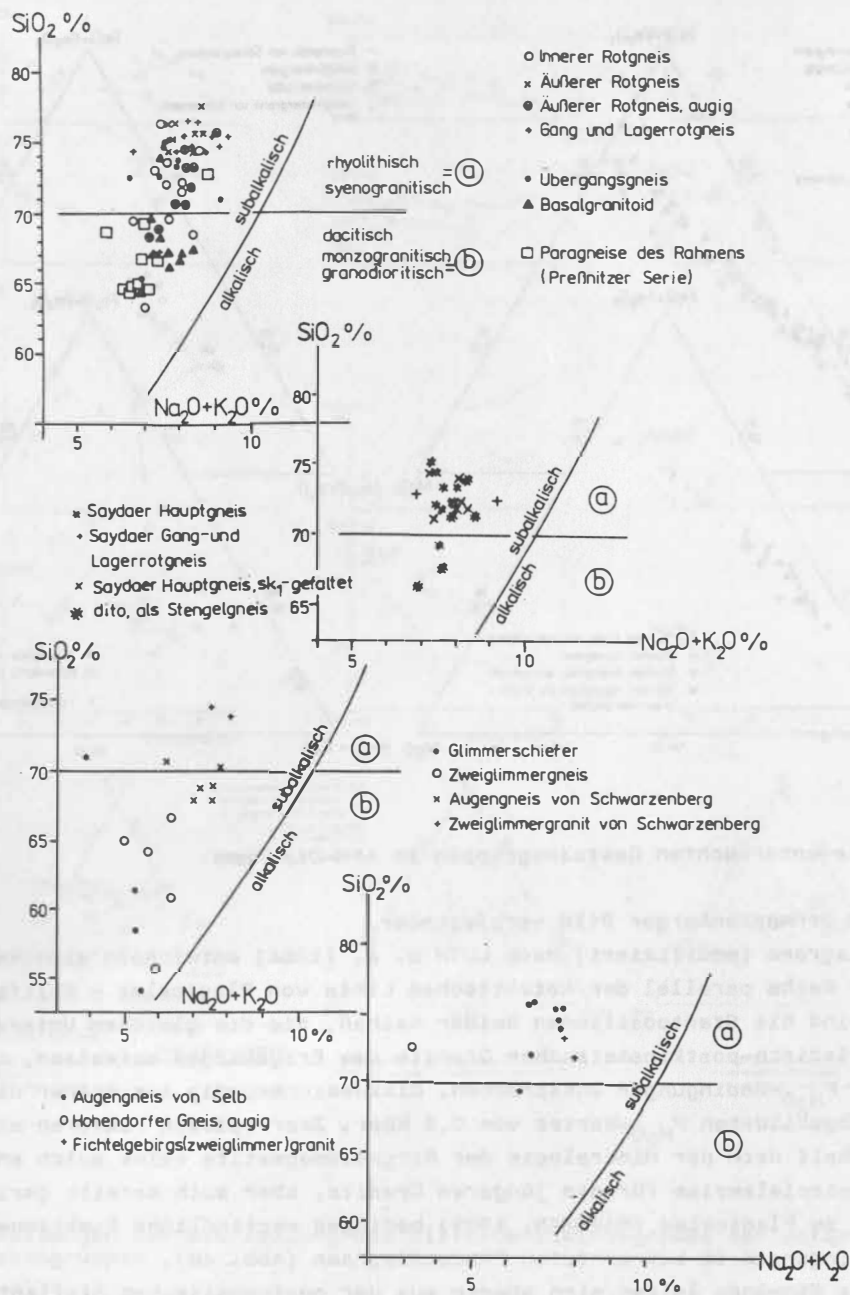


Abb. 45: Die untersuchten Gesteinsgruppen im Alkaliendiagramm

In eindrucksvoller Weise ist die Entwicklung des Differentiationsindex' der Deformationsreihen der der Intrusionsreihen entgegengesetzt, wobei die niedrigsten Werte für die mylonitischen Übergangsgneise erreicht werden. Stengelgneisformung und Reibungsanatexis ergeben stofflich ähnliche Entwicklungen. Faltung allein ("Saydaer Hauptgneis" zu "Saydaer Hauptgneis, sk₁-gefaltet") ergibt im Differentiationsindex nur geringe Änderungen.

Die deformationsgesteuerte, metasomatische Entwicklung der Schwarzenberger Augengneise verläuft in Richtung auf die Zustände der postkinematischen Erzgebirgsgranite. Der Augengneis von Selb zeigt ähnliche Beziehungen wie die orthogenen Rotgneise zu den postvariszischen Graniten. Die Werteverteilung für den Augengneis von Selb

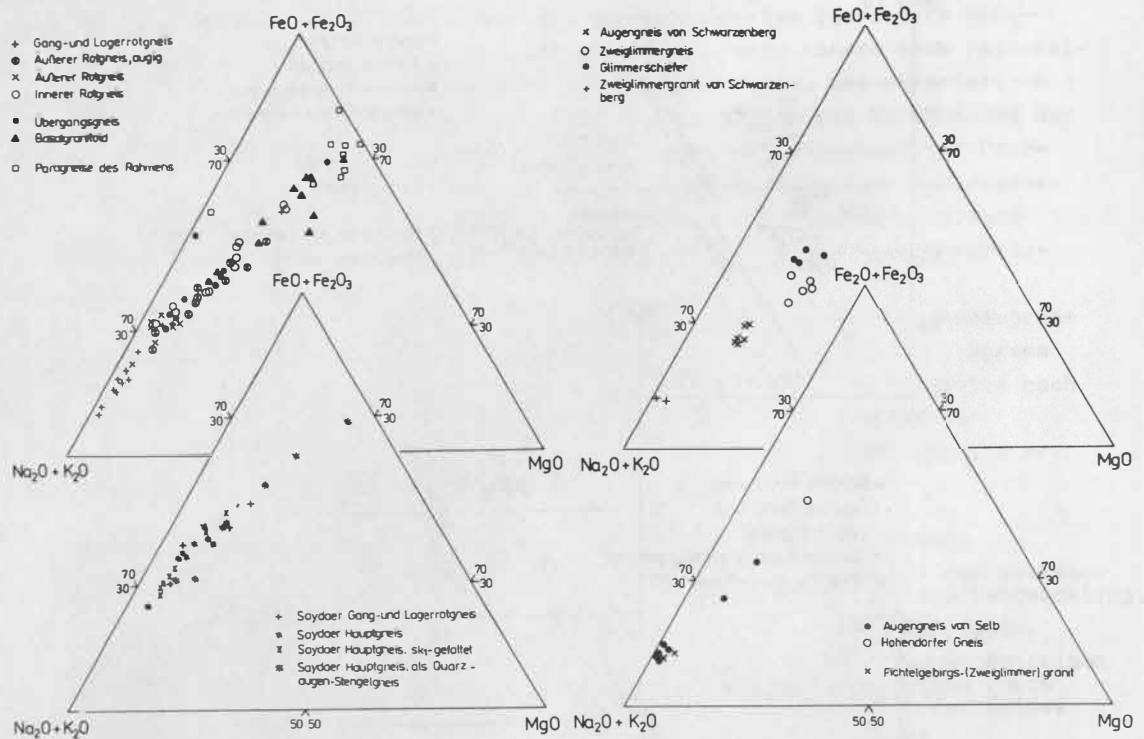


Abb. 46: Die untersuchten Gesteinsgruppen im AFM-Diagramm

ist mit dem Schwarzenberger Bild vergleichbar.

Im Phasendiagramm (modifiziert) nach LUTH u. a. (1964) entwickeln sich Reitzenhainer- und Saydaer Reihe parallel der kotektischen Linie von Plagioklas - Kalifeldspat. Auffällig sind die Startpositionen beider Reihen, die die gleichen Unterschiede wie die der variszisch-postkinematischen Granite des Erzgebirges aufweisen, nur daß sie niedrigeren P_{H_2O} -Bedingungen entsprechen. Diskussionswürdig ist sicher die absolute Größe des abgebildeten P_{H_2O} -wertes von 0,5 kbar. Zwar spielen Faktoren wie Fluor- oder CO_2 -Gehalt nach der Mineralogie der Rotgneismagmatite keine solch entscheidende Rolle wie beispielsweise für die jüngeren Granite, aber auch bereits geringe Anorthitkomponenten im Plagioklas (BATEMAN, 1985) bedingen empfindliche Reaktionen der Gleichgewichtsbedingungen im betrachteten Phasendiagramm (Abb. 48).

Diese Einwände leiten sich ebenso aus der postgenetischen Stoffentwicklung der Rotgneismagmatite (Regionalmetamorphose, Metasomatose etc.) ab. Da gerade diese jedoch alle prävariszischen Magmatite in annähernd gleicher Weise betroffen haben, ist wohl die absolute Größe des Unterschieds zu den postkinematischen Graniten hinsichtlich P_{H_2O} , aber nicht die Tatsache des Unterschiedes und der charakteristischen Zuordnung Reitzenhain-Älterer Komplex bzw. Sayda-Jüngerer Komplex zu diskutieren.

In den unterschiedlichen Ausgangspositionen beider Reihen drücken sich Unterschiede in Bildungsniveau, Wassergehalt und Chemismus etc. der Schmelzen ab (BANKWITZ, 1978), während die niedrigeren P_{H_2O} -Werte für die Rotgneismagmen auf ein im Vergleich zu den postkinematischen Magmatiten höheres Intrusionsniveau hinweisen. Eine Abschätzung für $P_{H_2O} = 0,5$ kbar und $\rho = 2,8$ g/cm³ ergibt eine Krustentiefe von nur etwa 1 800 m, - ein Wert, der aus den oben genannten Gründen vielleicht zu niedrig ist, in der Tendenz jedoch wohl zutrifft. Aus dem angezeigten P_{H_2O} -Wert folgt nach dem Diagramm druckabhängiger Wasserlöslichkeit in granitischen Schmelzen (DINGWELL u. a., 1984) ein H_2O -Gehalt der Rotgneisschmelzen von etwa 2 Gew.% bei 800°C. Dieser geringe

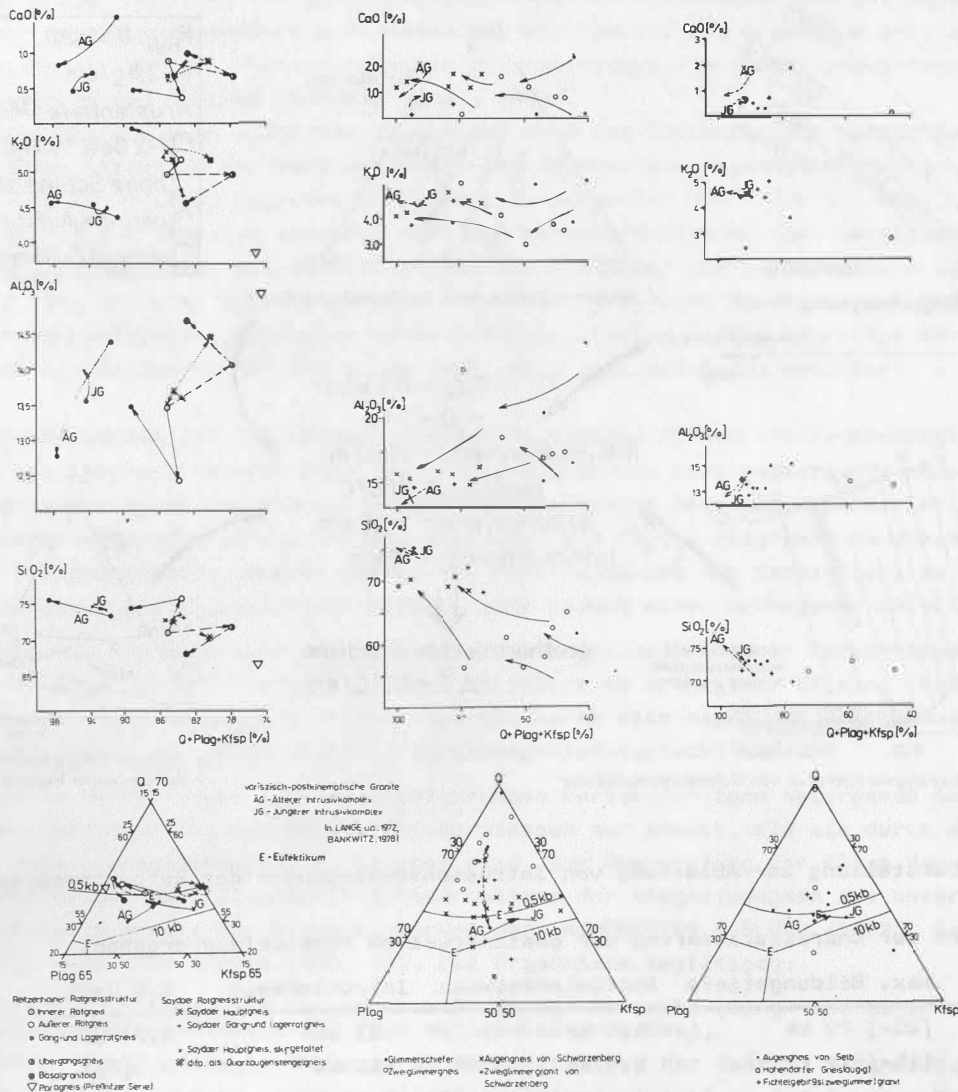


Abb. 47: Darstellungen zur Beurteilung des Differentiationsgrades der untersuchten Gesteinsgruppen

Gehalt wiederum bedingt sowohl vergleichsweise hohe Schmelztemperaturen als auch geringe Aufstiegsfähigkeit der Schmelzen und damit geringe Differentiationsmöglichkeit. Weiter folgt damit die Notwendigkeit eines zur Schmelzbildung ausreichenden Wärmepotentials in wenig größeren Krustentiefen, erzeugbar entweder durch einen hohen geothermischen Gradienten, bzw. geringe Krustenmächtigkeit überhaupt oder anormale Wärmeflußzustände auch in Verbindung mit strukturbildenden Ereignissen, worauf die schichtförmige, lakkolithische Form der Intrusionskörper mit hindeutet. Unterstrichen wird der geringe Wassergehalt der Rotgneisschmelzen durch das Fehlen pegmatitischer Systeme. Die von THOMAS & TISCHENDORF (1987) auf der Grundlage thermobarometrischer Untersuchungen veröffentlichten Daten zu den variszisch-postkinematischen Graniten gestatten auf dieser Grundlage zumindest eine abschätzende Extrapolation für die Rotgneismagmen. Thermobarometrische Untersuchungen an Rotgneismagmatiten (vgl. Abs. 5.3.)

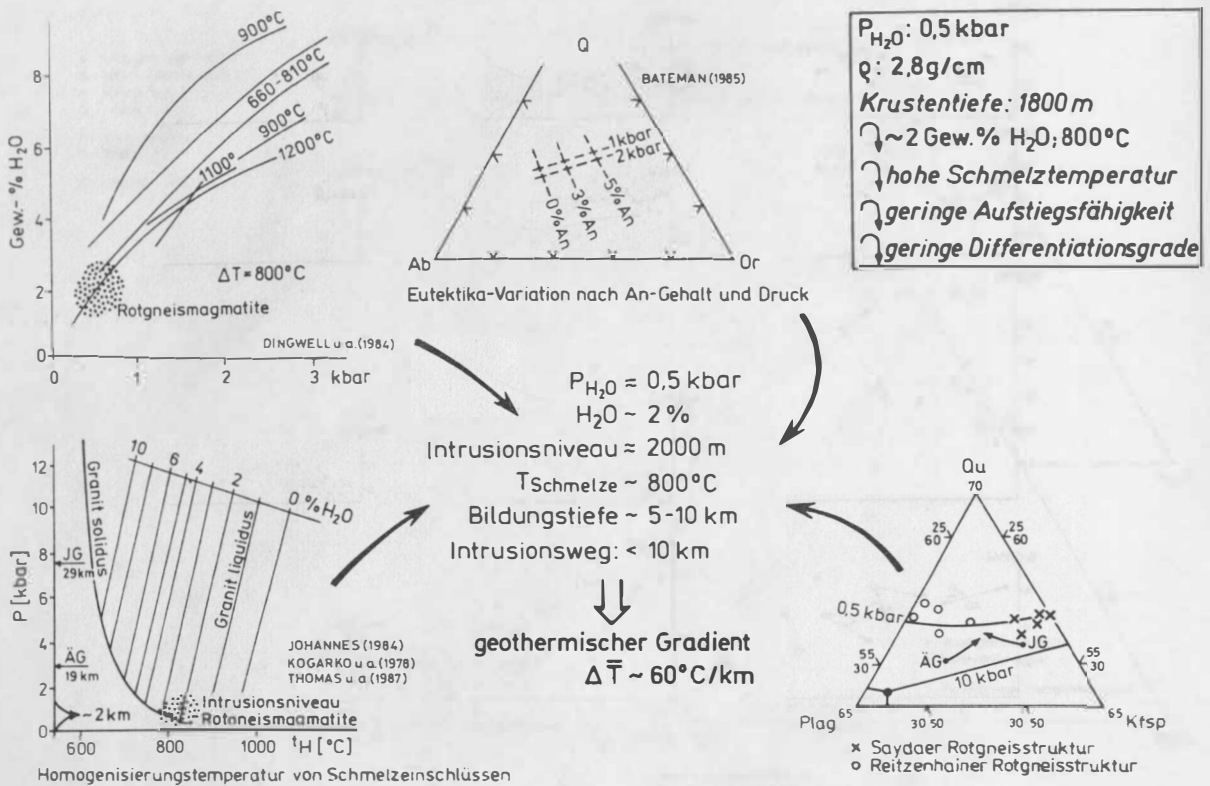


Abb. 48: Darstellung zur Ableitung von Intrusionsbedingungen der Rotgneismagmen

haben Daten zur Charakterisierung der postintrusiven Entwicklung ergeben.

Komplex	max. Bildungstiefe	Intrusionsniveau	Intrusionsweg	H ₂ O Gew%
JG	(20-) 29 km	6,0 km	23 km	4,2±0,5
AG	(16-) 19 km	8,4 km	11 km	4,3±0,7

Der rechtbedeutende Unterschied im Intrusionsweg zwischen Jüngerem und Älterem Granitmagmen ist danach nicht wesentlich vom Wassergehalt der Schmelze beeinflusst. Berücksichtigt man die vergleichsweise geringen Wassergehalte der Rotgneismagmen sollte deren Intrusionsweg dann deutlich unter 10 km gelegen haben, woraus nach dem Gesagten Bildungstiefen um 5-10 km wahrscheinlich werden. In dieser Spanne können Variationen zwischen Reitzenhainer- und Saydaer Entwicklung proportional denen zwischen Älterem und Jüngerem Intrusivkomplex enthalten sein.

Aus den Darstellungen der Druck-Temperatur-H₂O-Gehalt-Abhängigkeiten ergeben sich für die Rotgneismagmen Temperaturen um $\geq 800^{\circ}\text{C}$, geht man in das bei THOMAS & TISCHENDORF (1987) nach JOHANNES (1984) und KOGARKO & RJABCIKOV (1978) zusammengestellte Diagramm. Aus diesen teils abgeleiteten, teils durch Vergleich gewonnenen Daten für die Schmelzen der Rotgneismagmatite:

$P_{\text{H}_2\text{O}} \approx 0,5 \text{ kbar}$

Wassergehalt der Schmelze: $\sim 2 \text{ Gew.}\%$

Intrusionsniveau: ca. 2 000 m

Temperatur der Schmelze: $\geq 800^{\circ}\text{C}$

Bildungstiefe der Schmelze: 5 - 10 km

Intrusionsweg: $< 10 \text{ km}$

läßt sich in grober Näherung ein geothermischer Gradient abschätzen, der bei $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$ liegt. Dieser Wert korrespondiert auffallend gut mit den auf der Grundlage kritischer Mineralparagenesen für die Metamorphosebedingungen des Erzgebirgskristallins errechneten Werten zwischen 55 und $70^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (HOFMANN u. a., 1979).

Am Ende dieser Überlegungen steht der Schluß auf eine zum Zeitpunkt der spätpräkambrisch-altpaläozoischen Intrusion der Reitzenhainer- und Saydaer Rotgneismagmen geringmächtige (10 - 15 km) Kruste, begrenzt durch eine Isograde von 800°C und $3,5$ kbar, unterhalb der hinsichtlich der Azidität nur noch plagiogranitische bzw. dazitische Schmelzen zu erwarten sind. Die auffällige Beziehung Älterer Intrusivkomplex - Reitzenhainer Serie bzw. Jüngerer Intrusivkomplex - Saydaer Serie wird durch die auf Grund geologischer Beobachtungen gewonnenen Daten einer zeitlichen Aufeinanderfolge der Saydaer - auf die Reitzenhainer Intrusion (vgl. Abs. 3.1. und 3.2.) gestützt.

Die Variationsdiagramme für den Schwarzenberger Augengneis können mit kontinuierlicher Entwicklung aus Glimmerschiefern über Zweiglimmergneise die nichtmagmatische Ableitung stützen. Charakteristisch ist die im Streubereich konstante CaO - und K_2O -Entwicklung bei zunehmender Feldspatbetonung, während die SiO_2 - und Al_2O_3 -Diagramme durchaus im Sinne einer Differentiation deutbar wären. Die Positionierung der Entwicklung im Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Dreieck widerspricht jedoch einer orthogenen Ableitung.

Für den Augengneis von Selb sind die Darstellungen hinsichtlich einer Entscheidung "orthogen - paragen" widersprüchlich, tendieren jedoch zu orthogener Bildung (hoher DI-Wert). Dagegen spricht eigentlich nur, daß die Werte sich nicht der Reitzenhainer-Sayda-Trennung fügen, sie somit nicht "Rotgneismagmatit-typisch" sind.

Die abgeleiteten Überlegungen und Schlußfolgerungen berücksichtigen naturgemäß Auswirkungen von Deformations- und Metamorphoseprozessen nur soweit, als sie durch das geologische Modell eingegeben, d. h. bekannt sind. Zur Überprüfung vor allem der Aussagen hinsichtlich des Differentiationsverhaltens der Rotgneismagmen ist unter Nutzung mobiler Elemente die Klassifizierung nach WINCHESTER & FLOYD (1977), SiO_2 gegen Zr/TiO_2 , verwendet worden (Abb. 49). Die Ergebnisse bestätigen:

- die monzogranitische (Innerer Rotgneis) bis syenogranitische (Gang- und Lagerrotgneis) Differentiationsentwicklung (der Reitzenhainer Reihe),
- die an anderer Stelle bereits diskutierte Sonderstellung der Äußeren Rotgneise,
- die betont syenogranitische, geringe Differentiationsentwicklung der Saydaer Reihe; mit kaum erkennbaren Unterschieden zwischen Saydaer Hauptgneis und Saydaer Gang- und Lagerrotgneis im Grenzbereich monzo- und syenogranitisch,
- die kontinuierliche Stoffentwicklung des Schwarzenberger Augengneises aus Glimmerschiefern dioritischen Chemismus',
- den syenogranitischen Chemismus des Augengneises von Selb,
- die monzogranitisch/granodioritisch, in Richtung des Stoffbestandes der Paragneise der Preßnitzer Serie verlaufende Deformationsentwicklung sowohl der Basalgranitoide (Reitzenhain) als auch der Stengelgneise (Sayda) - relative Basifizierung bei erwartungsgemäß breiter Streuung der Werte.

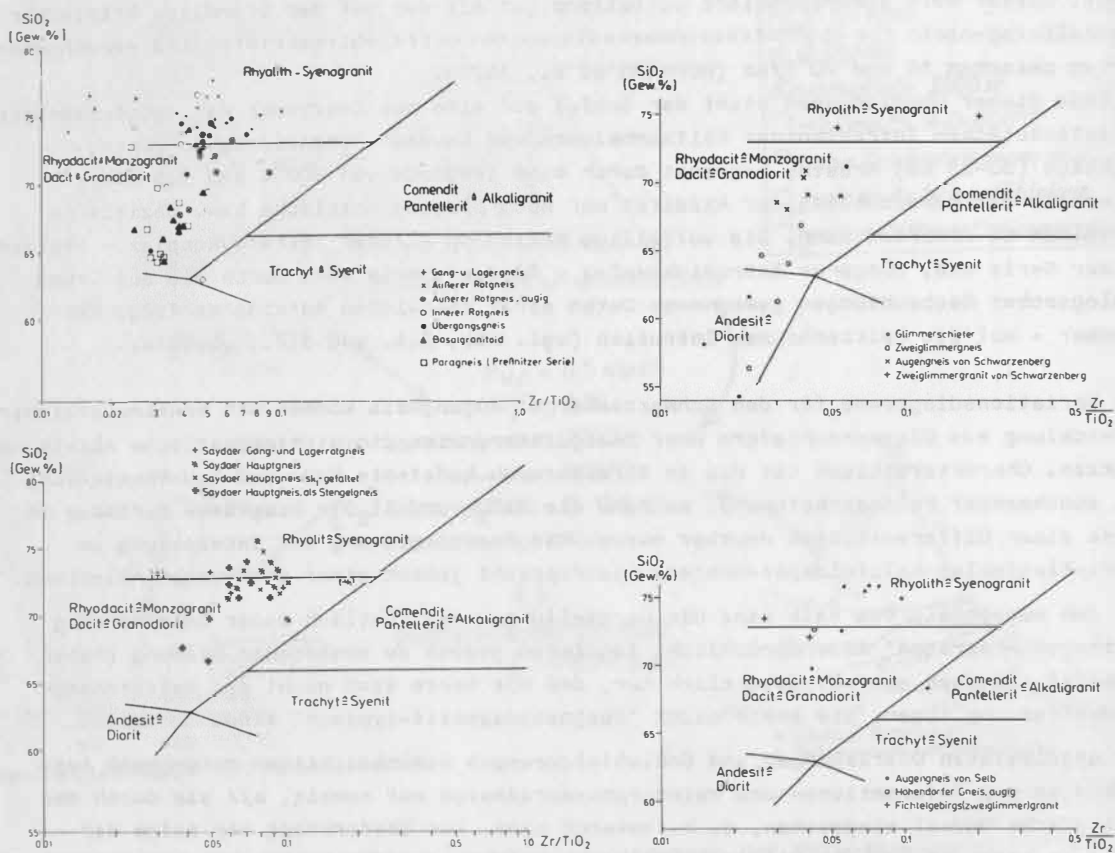


Abb. 49: Klassifizierung unter Verwendung immobilere Elemente nach WINCHESTER & FLOYD (1977)

6.2. Spurenelemente

Mittelwerte und Streuung der bestimmten Spurenelemente (Anl. 18) im Vergleich mit entsprechenden Durchschnittswerten für die Lithosphäre (VINOGRADOV, 1962) und für Granite (TISCHENDORF u. a., 1972) sind auf der Anlage 19 zusammengestellt. Damit ist die Möglichkeit einer einordnenden Diskussion der untersuchten Gesteinsgruppen gegeben. Die deutlichen Unterschiede zwischen den Stoffbeständen der Ortho- und Paragesteinskomplexe schließen eine *insitu*-Mobilisation der Rotgneismagmen aus ihren Rahmengesteinen (Preßnitzer Serie) und auch der Osterzgebirgischen Serie aus.

Reitzenhainer- und Saydaer Orthogneisreihe sowie bezeichnenderweise auch der Augengneis von Selb sind im Vergleich mit den Durchschnittswerten für Granitoide (TISCHENDORF u. a., 1972) an granitophilen Elementen (SiO₂, K₂O, Rb, B, Sn) angereichert und entsprechend an granitophoben und intermediären Elementen verarmt. Die Mittelwerte für die Entwicklungsreihe des Schwarzenberger Augengneises sind von diesen deutlich verschieden und zeigen Ähnlichkeiten mit Werten für die Paragneise der Preßnitzer Serie, indem letztere als Vergleichswert, teils für den vermeintlichen Ausgangszustand (Glimmerschiefer), teils aber auch für den Endzustand (Schwarzenberger Augengneis) charakteristisch ähnlich sind:

- Paragneise der Preßnitzer Serie entsprechen dem Schwarzenberger Augengneis für: SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, Ni, Cu, B, Pb, Sn.

- Paragneise der Preßnitzer Serie entsprechen den Glimmerschiefern (Schwarzenberg) für: Zn, Ba.
- Paragneise der Preßnitzer Serie entsprechen dem Schwarzenberger Augengneis und sind in der Schwarzenberger Entwicklung nahezu konstant: Zr, P_2O_5 , (K_2O) .
- Für alle anderen Elemente liegt der Wert für Preßnitzer Serie in der Entwicklungslinie der Schwarzenberger Reihe.

Betrachtet man die Entwicklung innerhalb der Schwarzenberger Reihe, ergibt sich folgende Charakteristik:

- In der Entwicklung zum Augengneis fallend: Al_2O_3 , FeO, Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 , Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Cu, Li, Rb, B, Pb, Sn.
- Dito - steigend: SiO_2 , CaO, Na_2O , Sr, Ba.
- Gleichbleibend bzw. indifferent: Zr, P_2O_5 , K_2O .

Diese Vergleiche allein der Mittelwertentwicklungen zeigen schon die Paragneisverwandtschaft des Schwarzenberger Augengneises und seine Feldspat- und Quarz-abhängige Entwicklung, die nur im Sinne einer Zuführung (Metasomatose) und damit relativer Verarmung (Verdünnung) des granitophoben, eigentlich stabilen, "unveränderlichen" Anteils in der Entwicklung verständlich ist. Diese Vorgänge können dann eigentlich nur mit Voluminaänderungen verbunden sein - siehe auch zunehmende Trocknung in der Entwicklung (H_2O^+) - deren Bilanz im Zusammenhang mit den strukturell geschaffenen Möglichkeiten zu überprüfen wäre.

Rb/Sr-Verhältnisse zwischen 1 und 10 (Abb. 50) sprechen für betont krustale Entwicklungsmerkmale der untersuchten Gesteine. Mit Maximalwerten von 50 für die Reitzenhainer Gang- und Lagerrotgneise und etwa 100 für den Augengneis von Selb werden im Bereich monzo- bis syenogranitischer Entwicklung (TISCHENDORF u. a., 1985) inkompatibles Rb- und kompatibles Sr-Verhalten (Krustentrend) deutlich. Bemerkenswert ist die auf Werte zwischen 1 und 6 begrenzte Rb/Sr-Entwicklung für die Saydaer Reihe sowie das Mischungsbild für die nichtmagmatische Formung des Schwarzenberger Augengneises mit zunächst fallenden, dann aber wiederum steigenden Rb/Sr-Verhältnissen in der Entwicklung Zweiglimmergneis-Augengneis unter zunächst regionalmetamorpher Deformation und weiterführender Kalifeldspatblastese in den Interferenzkernen zweier etwa senkrecht aufeinander stehender Faltungsstrukturen (vgl. Abs. 3.3.2.2.).

Die vergleichsweise geringere Entwicklungsneigung der Saydaer - gegenüber der Reitzenhainer -, orthogenen Reihe kommt auch im Rb-Ba-Sr-Diagramm (Abb. 51) zum Ausdruck. Beide Reihen entwickeln sich danach deutlich nach dem Rb/Ba-Verhältnis, während die fallende Tendenz der Sr-Gehalte die Positionierungen entlang der Rb-Ba-Linien nur gering beeinflußt. Diesem orthogenen Typ, speziell der Reitzenhainer Reihe, entspricht auch die Positionierung des Augengneises von Selb! Die paragene Entwicklungsreihe des Schwarzenberger Augengneises auf der Ba-Sr-Seite des Dreiecks ist deutlich von der orthogenen verschieden:

Ergibt die Metamorphoseentwicklung zu den Zweiglimmergneisen zunächst nur eine Verbreiterung der Streuungsbreite, so ist mit der Augengneisbildung eine Wertekonzentration sowie geringfügige Verlagerung im Sinne verstärkter Ba-Betonung auf Kosten der Sr-Gehalte erkennbar. Nach den Diadochiebeziehungen auf der Grundlage der Ionendaten kommt hierin kalifeldspatgesteuerte, orthogene Entwicklung (K, Rb, (Ba)) gegenüber plagioklasgesteuerter paragener Entwicklung ((Ba), Sr, Ca, Na) zum Ausdruck.

Deformationsgesteuerte Entwicklungen (Basalgranitoide, Stengelgneise, in geringerem Maße auch die des Schwarzenberger Augengneises) sind hinsichtlich der betrachteten Elemente den orthogenen Entwicklungstendenzen entgegen gerichtet:

- Erniedrigung des Rb/Sr-Verhältnisses,
- nicht zunehmende Rb-, sondern Ba-Betonung.

Die Wertepositionen für die Entwicklung des Orthogneises von Oberschöna sind mehrdeutig, ohne gegen das verwendete Modell zu sprechen (vgl. Abs. 3.5.).

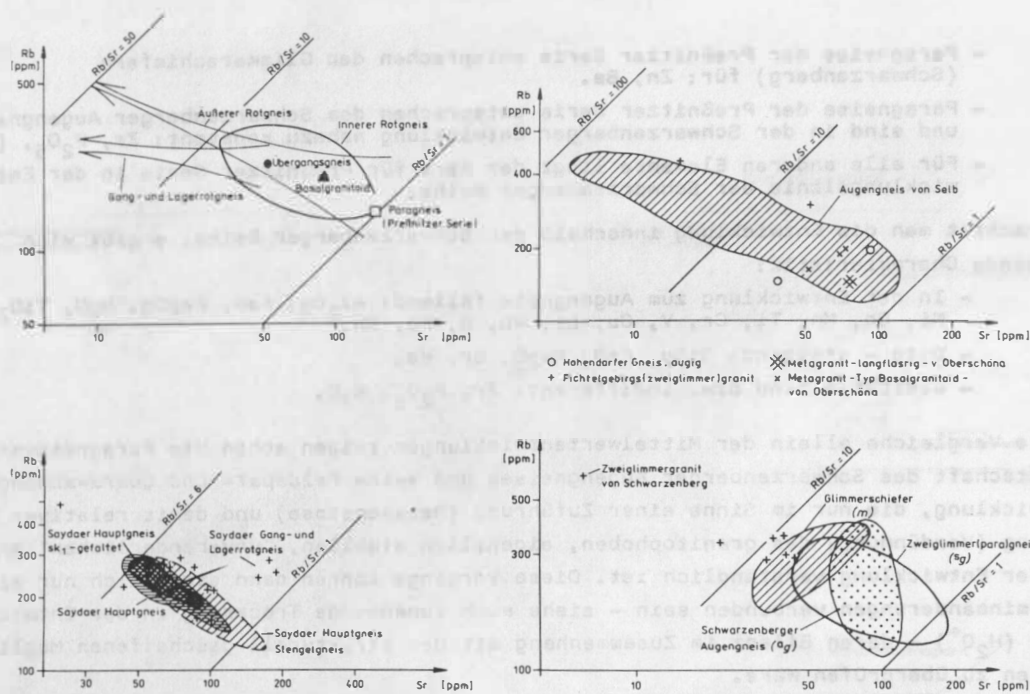


Abb. 50: Rb/Sr-Korrelationsdiagramme der untersuchten Gesteinsgruppen

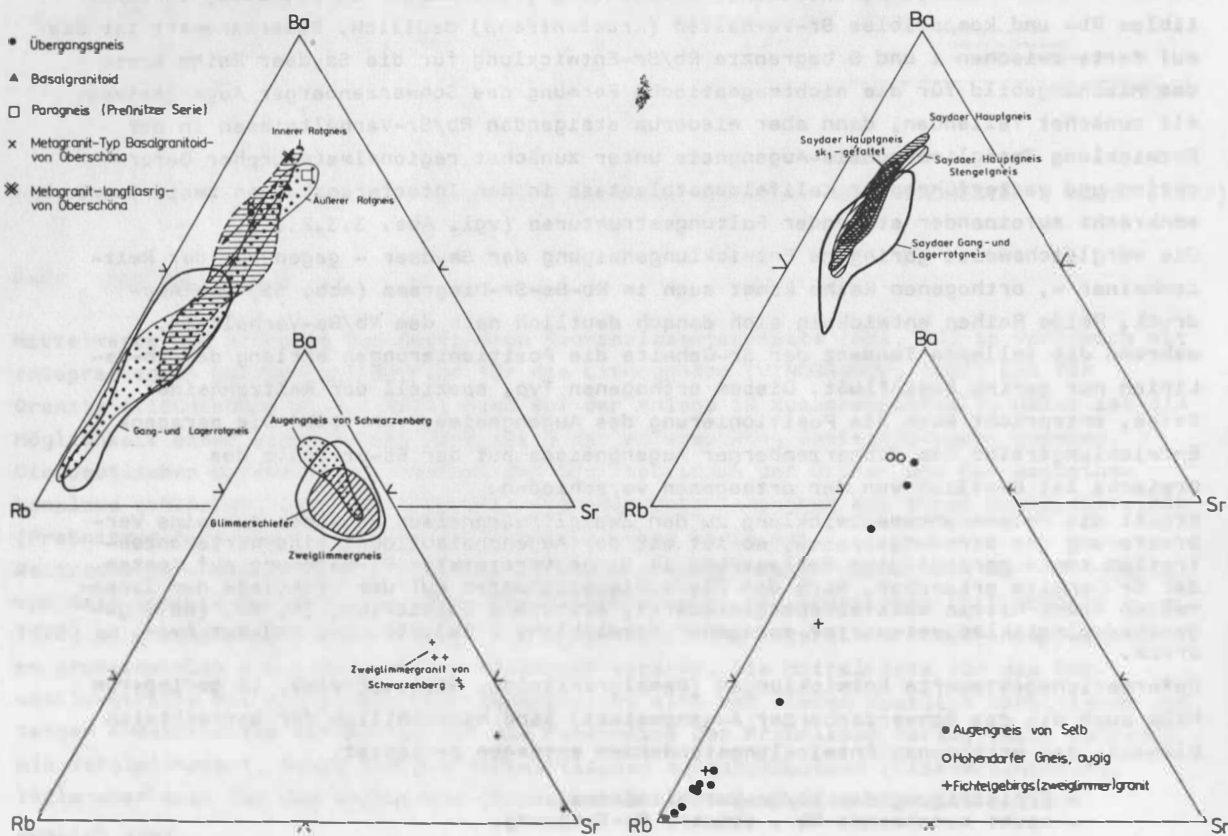


Abb. 51: Rb-Ba-Sr-Diagramme der untersuchten Gesteinsgruppen

Kompatibles oder inkompatibles Verhalten von Elementen während Differentiationsprozessen ist die Grundlage für die Nutzung verschiedener Elementverhältnisse zur Charakterisierung des Differentiationsgrades einer Schmelzenentwicklung. Solche häufig benutzten Verhältnisse sind: K/Rb, Ba/Sr, Ba/Li, Rb/Ba, Rb/Sr, Zr/Ti u. a. Bis auf letzteres sind diese Verhältnisse jedoch alle auf Grund der hohen Mobilität der Partner während postmagmatischer Prozesse (Metamorphose, Deformation, variszische Kontaktmetamorphose usw.) im gegebenen Fall ungeeignet. Das potentiell geeignete Verhalten der inertesten Elemente Zr und Ti wiederum ist in granitischen Systemen auf Grund der niedrigen Gehalte nur bedingt aussagefähig. Da beide Elemente bereits in den Frühkristallisaten festgelegt werden, sollte mit steigendem Differentiationsgrad ihr Verhältnis etwa konstant bleiben und ihre Korrelation positiv sein. Dies ist für die Orthogneisreihen der Fall, -

Reitzenhain Zr/Ti	Innerer Rtg.	Außerer Rtg.	Gang- u. Lagerrtg.
	$6,6 \times 10^{-2}$	$6,3 \times 10^{-2}$	$8,7 \times 10^{-2}$
Sayda Zr/Ti	Saydaer Hptgn.	Saydaer Gang- u. Lagerrtg.	
	0,13	0,12	

- jedoch nicht für die Entwicklungsreihe des Schwarzenberger Augengneises, wo die Zr-Werte bei fallenden Ti-Werten zum Augengneis konstant bleiben:

	Glimmerschiefer	Zweiglimmergneis	Augengneis
Zr/Ti	$4,3 \times 10^{-2}$	$5,4 \times 10^{-2}$	$7,9 \times 10^{-2}$

Von LEUTWEIN (1972) ist das Ba/Sr-Verhältnis für die Entwicklung der Kalkalkaligranite von Granodioriten über Zweiglimmergranite zu Muskovitgraniten als Kennwert für den Differentiationsgrad eines Magmas benutzt worden.

Das Verhältnis beschreibt Relationen zwischen Kalifeldspat und Glimmer gegen Plagioklas mit fallenden Ba- bei etwa konstanten Sr-Gehalten unter fortschreitender Differentiation und ist damit deformations- und metamorphosevariabel.

Auf der Grundlage eines umfangreichen Datenmaterials bezeichnet LEUTWEIN gering differenzierte Magmen mit einem Ba/Sr-Verhältnis von 3 bis 8 und hochdifferenzierte, lagerstättenhöfliche Magmen mit Werten zwischen 0,8 und 2. Unterstrichen wird die metallogenetische Bedeutung dieses Verhältnisses, indem der Autor zeigt, daß selbst saure, leukokrate Granite und Pegmatite mit niedrigen Rb/Sr-Verhältnissen, welche vielfach am Anfang einer Tektogenentwicklung stehen, in metallogenetischer Hinsicht steril sind, jenes Ba/Sr-Verhältnis " > 3 " aufweisen.

Unter diesem Aspekt werden hier - trotz der zu beachtenden Einschränkungen hinsichtlich postgenetischer Veränderungen des Verhältnisses - die entsprechenden Werte für die Orthogneisreihen angeführt:

Reitzenhain: Ba/Sr	:	Innerer Rtg. 5,5	Außerer Rtg. 4,2	Gang- u. Lagerrtg. 3,8
Sayda Ba/Sr	:	Saydaer Hptgn. 7,3	Saydaer Gang- und Lagerrtg. 4,6	

Zur metallogenetischen Einschätzung hinsichtlich der Sn-Mineralisation ist die Darstellung der Verhältnisse Rb/Sr gegen Mg/Li (nach TISCHENDORF, 1985) verwendet worden. Keine der untersuchten Gesteinsgruppen ist danach den Sn-Graniten vergleichbar, Ausreißerpositionen sind sicher in postgenetischen Überprägungen begründet (Abb. 52). Der Anstieg der Korrelationsgraden für die orthogenen Entwicklungsreihen von Sayda und Reitzenhain liegt etwa bei -1 , während für die Schwarzenberger Reihe der Anstieg ∞ ist, letzterem Typ entspricht die Tendenz der Basalgranitoidentwicklung "Reitzenhain", jedoch nicht die Stengelgneisbildung "Sayda". Dem orthogenen Fall

entspricht auch die Werteverteilung des Augengneises von Selb. Somit ist die Entwicklung von Differentiations- und Metasomatose-reihen möglicherweise durch das Mg/Li-Verhältnis unterscheidbar.

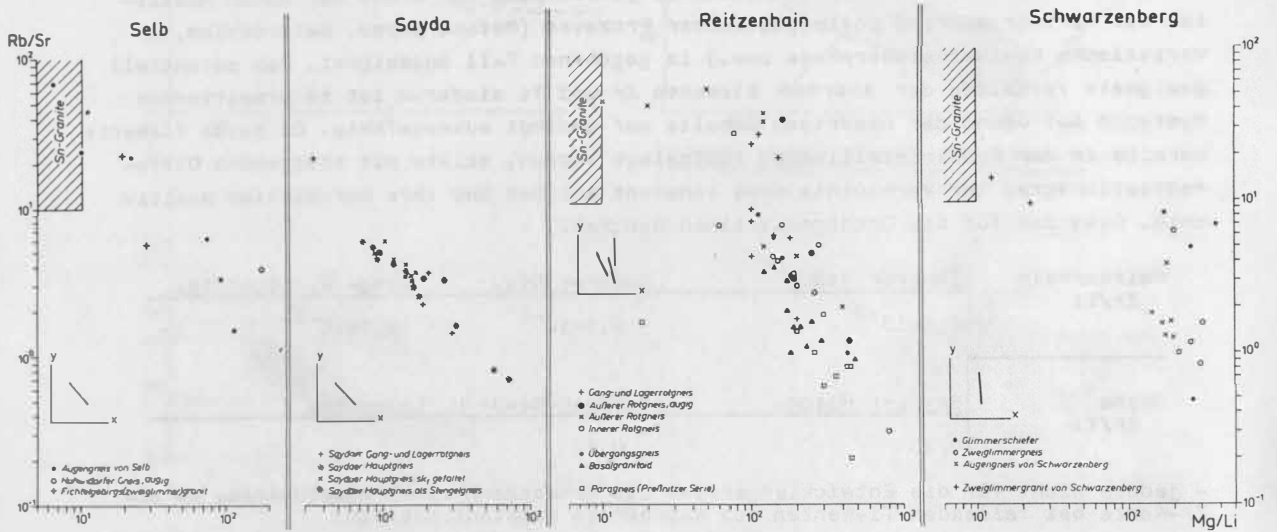


Abb. 52: Vergleich der untersuchten Gesteinsgruppe mit Sn-Graniten

Resultate des Vergleichs von Hauptelementbeziehungen zwischen Rotgneismagmatiten und variszisch-postkinematischen Graniten des Erzgebirges verwiesen auf Ähnlichkeiten zwischen orthogener Reitzenhainer Reihe und Älterem Intrusivkomplex sowie Saydaer orthogener Reihe und Jüngerem Intrusivkomplex (vgl. Abs. 6.1.), woraus ein Entwicklungsmodell ableitbar ist, welches in Obereinstimmung mit Ergebnissen geologischer Überlegungen in den variszisch-postkinematischen Granitoiden der Erzgebirgischen Antiklinalzone eine Wiederholung des prävariszischen Granitmagmatismus nach erneuter Krustenstapelung sieht. Geringerer stofflicher Entwicklungsgrad der Kruste generell, geringere Krustenmächtigkeit und kürzerer Aufstieg der Rotgneismagmen - den Differentiationsgrad mitbestimmend - bedingen in erster Linie die Unterschiede. Ein Vergleich mittlerer Elementgehalte (Hauptelemente in %, Spurenelemente in ppm) zwischen Älterem - und Jüngerem Intrusivkomplex (Daten nach TISCHENDORF u. a., 1987) sowie Saydaer- und Reitzenhainer Orthogneisen kann diese These mit dem Verhalten vor allem der granitophoben Elemente stützen, während das Verhalten granitophiler Elemente infolge postgenetischer Prozesse diesbezüglich nicht aussagekräftig sein kann. Auch der Grad der Unterschiedlichkeit - gering in den prävariszischen, stärker in den postvariszischen Granitoiden - entspricht den Erwartungen:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺
Reitzenhain	74	13	0,8	0,8	0,3	0,6	2,9	5,3	0,2	0,2	0,8
Sayda	72	14	1,1	0,9	0,4	0,9	2,5	5,0	0,2	0,2	1,0
AG	75	14	1,1	0,4	0,4	0,9	3,4	4,5	0,2	0,2	0,4
JG	74	14	1,0	0,2	0,1	0,4	3,4	4,6	0,1	0,5	0,5

	Zn	Ni	Co	Zr	Ti	Cr	V	Be	Cu	Sr	Ba	Li	Rb	B	Pb	Sn
Reitzenh.	50	6	3	96	1413	16	19	2	12	65	297	34	354	23	32	7
Sayda	28	6	5	174	1370	9	13	2	6	81	467	38	240	23	26	5
AG	44	4	4	151	1140	10	20	9	6	109	277	84	319	23	37	10
JG	42	2	3	39	290	7	4	11	5	17	53	597	963	35	15	48

6.3. Mathematisch-statistische Verfahren zur Stoffcharakteristik
 Koautor: Dipl.-Geol. Dr. sc. Jan HARFF

Neben der Berechnung statistischer Maßzahlen, von denen für geologische Interpretationszwecke vor allem Mittelwert und Streuung (Anl. 19) von Interesse sind, ist unter Nutzung am ZIPE verfügbarer Programmsysteme (HARFF, 1985) das chemische (Haupt- und Spurenelemente) und petrographische (Modalbestand) Datenmaterial mit multivariaten, statistischen Verfahren bearbeitet worden (Cluster-Q-, Cluster-R- und Faktor-Analyse). Die unterschiedliche und generell zu den kleineren Vorkommen hin abnehmende Dichte des Datenmaterials - hinsichtlich der Elementpalette teils historisch gewachsen, andererseits aber auch durch Laborkapazitäten bestimmt - bedingt die Auswahl der angewendeten Methoden.

6.3.1. Cluster-Analysen

Es wurden Cluster-Q-Analysen für nach geologischen Gesichtspunkten zusammengestellte Gruppen/Objekte berechnet. In den Abbildungen sind für die Gesteinsgruppen/Objekte Bezifferungen verwendet, die folgende Bedeutung haben:

1. Objekt "Reitzenhainer Rotgneisstruktur"
 - 1.1. Innerer Rotgneis (gf_G)
 - 1.2. Äußerer Rotgneis (fl_G)
 - 1.3. Gang- und Lagerrotgneis (P_{G_m})
 - 1.4. Übergangsgneis ($gf_G \chi$)
 - 1.5. Basalgranitoid (G_χ)
 - 1.6. Zweiglimmergneis (Preßnitzer Serie), fg
 - 1.7. Äußerer Rotgneis, augig (fl_{Ga})
 - 1.8. Innerer Rotgneis (Rahmen - Gebiet "Steinbach") gf_G
 - 1.9. Innerer Rotgneis als Stengelgneis - Gebiet "Steinbach" gs_G
2. Objekt "Saydaer Rotgneisstruktur"
 - 2.1. Saydaer Hauptgneis (G)
 - 2.2. Saydaer Gang- und Lagerrotgneis (P_{G_m})
 - 2.3. Saydaer Hauptgneis, sk_1 -gefaltet (l_G)
 - 2.4. Saydaer Hauptgneis, als Quarzaugen-Stengelgneis (la_G)
3. Objekt "Schwarzenberger Augengneis"
 - 3.1. Glimmerschiefer (m)
 - 3.2. Zweiglimmergneis (s_G)
 - 3.3. Schwarzenberger Augengneis (α_g)
 - 3.4. Zweiglimmergranit von Schwarzenberg (χ)
4. Objekt "Augengneis von Selb"
 - 4.1. Augengneis von Selb (α_g)
 - 4.2. Hohendorfer Gneis (s_{α_g})
 - 4.3. Fichtelgebirgs-Zweiglimmergranit (χ)
5. Objekt "Metagranit von Oberschöna-Oederan"
 - 5.1. Metagranit, Typ "Äußerer Rotgneis" (fl_G)
 - 5.2. Metagranit, Typ "Basalgranitoid" (G_χ)

Mit Hilfe der Cluster-Q-Analysen waren Ähnlichkeiten und Unterschiede des stofflichen Zustandes der untersuchten Gruppen zu finden, die speziell für geologisch nicht eindeutig einzuordnende Verhältnisse (z.B. Augengneis von Selb) von besonderem Interesse waren. Hierzu sind Merkmalskomplexe für die Gruppen in Form charakteristischen geochemischen Verhaltens chemischer Elemente zusammengestellt worden:

- A-Modus: maximale Datennutzung (Abb. 53)
- B-Modus: granitophile Elemente (Abb. 54)
- C-Modus: granitophobe Elemente (Abb. 54)
- D-Modus: intermediäre Elemente (Abb. 55)
- E-Modus: inkompatible - kompatible Elemente (Abb. 56)
- F-Modus: Entropie (Abb. 57)
- G-Modus: inerte Elemente (Abb. 57)

Innerhalb der Modi werden verschiedene Varianten gegeben, die lediglich aus dem Bestreben optimaler Nutzung des verfügbaren Datenumfanges resultieren.

Für die Diskussion solcher Dendrogramme einer Ähnlichkeitsgruppierung unter steigendem Abstandsmaß (d.h. zunehmender Unverträglichkeit der Merkmale) kann neben dem Ergebnis in Form einer relativierten Zusammenfassung von Gesteinsgruppen vergleichbarer Stoffzustände gegebenenfalls auch die Art und Weise der Verknüpfung im Diagramm von Bedeutung sein. Es bestehen offenbar grundsätzlich zwei Möglichkeiten der Verknüpfung, die jedoch auch häufig miteinander kombiniert sein können:

- asymmetrische Verknüpfung, unter durchgehend fallendem Abstand, d.h. Ausdruck wie auch immer gerichteter Stoffentwicklungsprozesse im Gruppierungssystem - oder
- symmetrische Verknüpfung, d.h. Zusammenfassung von Gesteinsgruppen mit gleichem Niveau stofflicher Kennzeichen bzw. Entwicklung und deren Gegenüberstellung.

Ein gutes Beispiel solch asymmetrischer oder auch hierarchischer Entwicklung ergibt sich für den G-Modus (Abb. 57) mit der generalisierten Abfolge:

Saydaer Orthogneis - Reitzenhainer Orthogneise - Augengneise (?metasomatische Gruppe) - Granitoide (höher differenzierte als die Edukte der Orthogneise, d.h. Typ der variszisch-postkinematischen Granite - Parametamorphite. Dieses asymmetrische Dendrogramm ergibt sich für die extrem immobilen Elemente Cr, Zr, Ti, indem der Entwicklung der Differenzierungsgrade von Granitoiden die sedimentär gesteuerten Stoffbestände angeschlossen werden. Der geochemische Charakter dieser verwendeten Elemente sollte es gestatten, deformations- und metamorphosebezogene Stoffvariationen zu vernachlässigen, so daß - wie prinzipiell auch für die Dendrogramme unter Verwendung kompatibler Elemente - E-Modus - (Abb. 56, E3) oder granitophober Elemente - C-Modus - (Abb. 54) - Ausgangszustände erkennbar werden.

Die Natur der Methode allerdings - Operationen mit Zahlenkonstellationen (Mittelwerten und Streuungen dieser) - bringt es mit sich, daß, bedingt einerseits durch die Möglichkeit gleicher numerischer Konstellationen für verschiedene Zeit-Raum-Zustände, andererseits durch den mathematisch formulierten Zuordnungszwang, Fehleinordnungen nicht nur nicht auszuschließen, ja zu erwarten sind. Solche Überlegungen sind sicher zu beachten, beispielsweise auch für den Fall der Kopplung der Basalgranitoide (1.5) mit den Äußeren (Reitzenhainer) Rotgneisen (1.2) auf Abb. 54, C-Modus.

Ein gutes Beispiel für symmetrische Dendrogramme ergibt sich beispielsweise für den D-Modus (Abb. 55), intermediäre Elemente. Auf unterschiedlichen Niveaus werden gegenübergestellt: Orthogneise/Granitoide und Parametamorphite, prävariszische Orthogneise und variszisch-postkinematische Granitoide (charakteristischerweise einschließlich der Reitzenhainer Gang- und Lagerrotgneise (1.3) sowie Reitzenhainer- und Saydaer Orthogneisreihe, letztere Gruppe durch die Zugehörigkeit der Inneren Rotgneise in Stengelgneisausbildung charakterisiert.

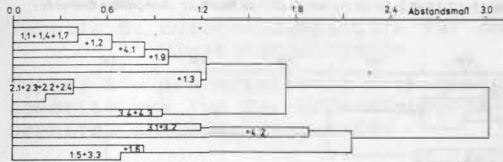
Symmetrische (gegenüberstellende) und asymmetrische (hierarchische) Ordnungssysteme überlagern sich gewöhnlich in unterschiedlichem Maße. Reine Typen sind selten und sicher nur unter Voraussetzung gezielter Merkmalsauswahl zu erhalten.

Abb. 53:

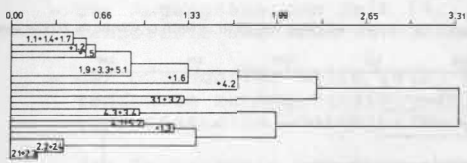
Cluster-Q-Analyse
Prävariszischer Magmatismus

A-Modus: maximale Datennutzung

A1 Objekte 1.1-1.7, 1.9-4.3 - Modalbestand (7), Hauptelemente (11), Spurenelemente - ohne Sc, Y, La, Ga (17), 235



A2 Objekte 11-17, 19-5.2, Modalbestand (7), Spurenelemente - ohne Sc, Y, La, Ga (17), 24



A3 Objekte 11-5.2, Spurenelemente ohne Sc, Y, La, Ga (17), 217

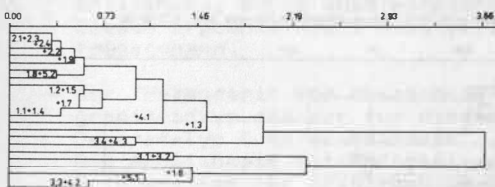
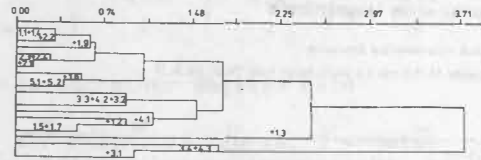


Abb. 54:

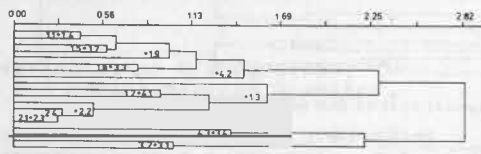
Cluster-Q-Analyse
Prävariszischer Magmatismus

B-Modus: granitophile Elemente

B1 Objekte 11-17, 19-5.2; Be, Li, Rb, Pb, Sn

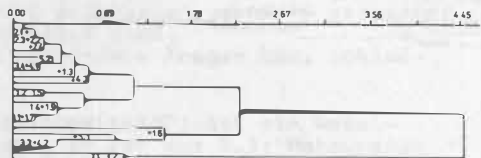


B2 Objekte 11-17, 19-4.3 - Maximum granitophiler E.: Kfsp., Be, Li, Rb, Pb, Sn

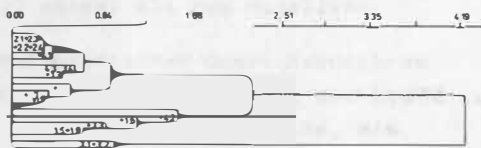


C-Modus: granitophile Elemente

C1 Objekte 11-17, 19-5.2, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Cu



C2: Objekte 11-17, 19-4.3; MgO, CaO, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Cu



In der nachfolgenden Tabelle 5 sind die sich nach den Clusteranalysen ergebenden Zuordnungen für die nach geologischen Kriterien nicht eindeutig zuordenbaren Objekte "Selb" und "Oberschöna-Oederan" zusammengestellt:

Typ \ Modus	A 1	A 2	A 3	B 1	B 2	C 1	C 2	D 1
1	4.1	4.1/5.2	4.1/5.2	4.1	4.1	4.1/5.2	4.1	-
2	4.1	4.2	4.2	4.2/5.1/5.2	4.2	5.1/4.2	4.2	4.2
3	-	5.1	4.2/5.1	-	-	-	-	-
4	-	-	-	-	-	-	-	4.1
5	-	-	-	-	-	-	-	-

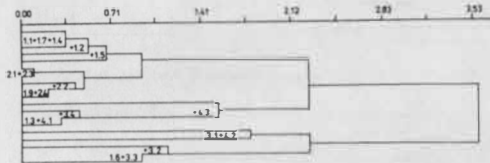
Abb. 56

Abb. 55:

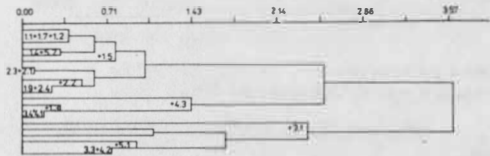
Cluster-Q-Analyse
Prävariszischer Magmatismus

D-Modus: intermediäre Elemente

D1 Objekte 11-17, 19-4-3, Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅, Zn, Sr, Ba, B, Zr



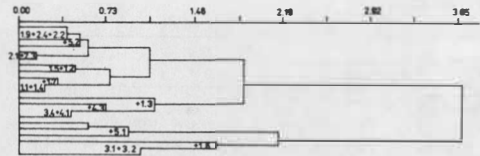
D2 Objekte 11-17, 19-5-2, Zn, Sr, Ba, B, Zr



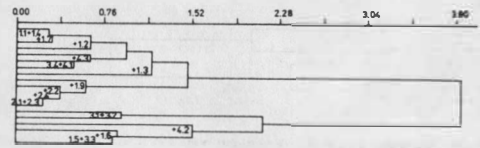
Cluster-Q-Analyse
Prävariszischer Magmatismus

E-Modus: kompatible - inkompatible Elemente

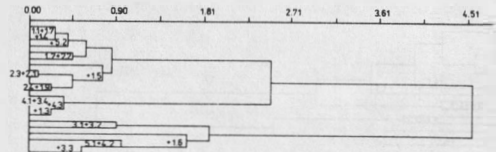
E1 Objekte 11-17, 19-5-2, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Sr, Ba, Pb, Zr (kompatible Elemente)



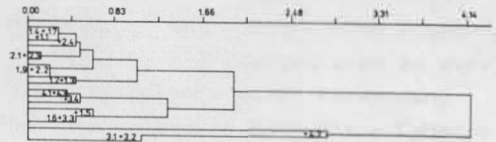
E2 Objekte 11-17, 19-4-3, FeO, Fe₂O₃, MgO, CaO, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Sr, Ba, Pb, Zr (kompatible)



E3 Objekte 11-17, 19-5-2, stark kompatible Elemente Ni, Ti, V, Zr, Sr, Ba



E4 Objekte 11-17, 19-4-3, kompatibel/inkompatibel in Übergangselementen SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O



E5 Objekte 11-17, 19-5-2, inkompatible Elemente Be, Rb, Sn, Li

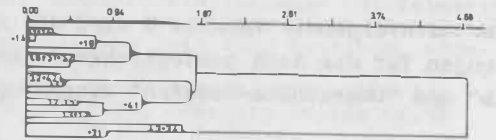
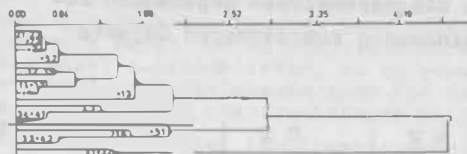


Abb. 57:

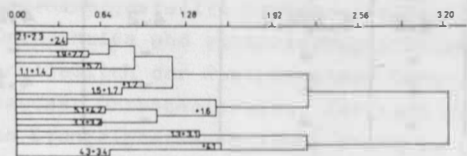
Cluster-Q-Analyse
Prävariszischer Magmatismus

F-Modus: Entropie (S₀ | S₀ = 10)

F1 Objekte 11-17, 19-5-2, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Cu, Li, Zr

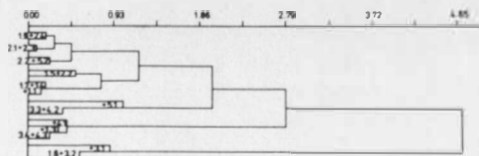


F2 Objekte 11-17, 19-5-2, Sr, Ba, Rb, Pb, Sn, (S₀ = 10)



G-Modus: extrem immobile Elemente

Objekte 11-17, 19-5-2, Cr, Zr, Ti



Modus \ Typ	D 2	E 1	E 2	E 3	E 4	E 5	F 1	F 2	G
1	-	5,2	-	5.2	-	4.1	5.2	5.2	5.2
2	4.2/5.1	-	-	-	4.2	5.1/5.2	4.2/5.1	4.2/5.2	-
3	-	4.2/5.1	4.2	5.1/4.2	-	4.2	-	-	5.1/4.2
4	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	-	4.1	4.1	4.1
5	5.2	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 5: Entscheidungshilfe für Zuordnungstendenzen geologischer Objekte nach Clusterergebnissen

Typen: 1 - prävariszische Orthogneise, 2 - Paragneise der Preßnitzer Serie, 3 - Metasomatite vom Typ des Schwarzenberger Augengneises, 4 - variszisch-postkinematische Granite, 5 - Basalgranitoide

Aus dieser Zusammenstellung folgt:

- der Augengneis von Selb (4.1) entspricht den prävariszischen Orthogneisen, kompatible Elemente verhalten sich in ihm wie in den undeformierten Graniten.
- der Hohendorfer Gneis (4.2) ist ein Paragneis mit metasomatischen Überprägungstendenzen zu Augengneistypen, vergleichbar dem Schwarzenberger Augengneis, evt. eine spezielle Kontaktbildung des Orthogneises von Selb.
- der "Metagranit von Oberschöna-Oederan" (Typ des Äußeren Rotgneises von Reitzenhain), (5.1) ist mit hoher Wahrscheinlichkeit nicht orthogener, sondern paragener Entstehung, wobei auch metasomatische Einflüsse möglich sind. Dieses Ergebnis klärt bzw. berichtigt geologisch begründete Fragen bzw. Schlußfolgerungen.
- der "Metagranit von Oberschöna-Oederan" (Typ "Basalgranitoid") ist ein Basalgranitoidtyp mit der für diesen spezifischen Genese. Er ist aus 5.1: "Metagranit Oederan-Typ Äußerer Rotgneis", dessen Name nun zu ändern wäre, entstanden. Die Ähnlichkeit mit Paragneisen für granitophile Elemente (Modus B 2) bzw. mit Orthogneisen für granitophobe Elemente (Modus C 1) stimmt mit den Modellvorstellungen zur Basalgranitoidentstehung überein!

Neben diesen Möglichkeiten vergleichender Zuordnung problematischer Gesteinskomplexe unterstreichen die Ergebnisse der Cluster-Q-Analysen die geologisch bereits deutlich erkennbare Unterschiedlichkeit von Reitzenhainer- und Saydaer Orthogneisreihe, wie sie auch schon mit der Darstellung diskreter Stoffbeziehungen zum Ausdruck kam (vgl. Abs. 6.1. und 6.2.). Hervorzuheben sind folgende Fakten:

- Reitzenhainer und Saydaer Reihe, einschließlich ihrer jeweiligen Deformationsderivate, sind streng getrennt.
- Die Saydaer Reihe entspricht generell in der Tendenz einer Stoffentwicklung, die typisch für den Deformationstyp "Stengelgneis" ist.
- Den von den Rotgneismagmatiten insgesamt wohl höchsten Differentiationsgrad besitzen die Gang- und Lagerrotgneise der Reitzenhainer Reihe.
- Das Ausgangsmagma für den "Augengneis von Selb" sollte einen höheren Differentiationsgrad besitzen als die der Reitzenhainer- und Saydaer Reihe (Zuordnung z. T. zu postkinematischen Graniten).
- Deformationsentwicklungen wie die Bildung von R-Tektoniten und Friktioniten wirken sich im Stoffbestand durch relative Basifizierung (Abpressen saurer Anteile) und damit verbunden steigende Ähnlichkeit zu Paragneismerkmalen (für die hier untersuchten Granitoiden) aus.
- Zur Charakterisierung des geochemischen Verhaltens eignet sich auch die Entropie, der Systemordnungsgrad. Einerseits ist mit der Entropie prinzipiell die Möglichkeit von energiebezogenen Betrachtungen gegeben, andererseits kann das z. T. häufig "anormale" Verhalten von Lithium im Gliederungsprinzip granitophil - granitophob vielleicht in dessen Entropie begründet sein: Lithium gehört als einziges granitophiles Element mit der Mehrzahl der granitophoben Elemente zur Entropiegruppe $5 < s_0 < 10$, während die Mehrzahl der intermediären und granitophilen Elemente Entropiewerte von $s_0 > 10$ haben (F-Modus, Abb. 7.3/6).

6.3.2. Faktoranalysen

Soweit dies das Datenmaterial zuließ, sind auf der Grundlage der jeweiligen Korrelationsmatrizen für die untersuchten Gesteinsgruppen Faktoranalysen (varimax-routierte Matrizen) berechnet worden. In Fällen unzureichenden Umfangs des Datenmaterials wurde die Korrelationsmatrix selbst interpretiert.

In allen Ergebnissen sind tendenziell in den Faktoren hoher Wichtung Elemente der Frühkristallisation zusammengefaßt, während in die Faktoren geringerer Wichtung die inkompatiblen Elemente der Spätkristallisation bevorzugt eingehen. Diese Trennung wird offenbar mit steigendem Differentiationsgrad magmatischer Schmelzen zunehmend deutlicher und ist in dieser Entwicklung sowohl für die Reitzenhainer - (Innerer - Äußerer - Gang- und Lagerrotgneis, Tab. 6) als auch Saydaer (Hauptgneis - Gang- und Lagerrotgneis, Tab. 7) Differentiationsreihe deutlich. In unterschiedlichem Maße wird diese magmatische Steuerung durch metamorph/metasomatisch verankerte Feldspat- und Glimmerbeziehungen mit den zugehörigen Spurenelementen (vor allem Ba, Sr, Rb) überlagert.

Für den "Inneren Rotgneis" wird dieser Sachverhalt durch Ba im Faktor I, die Mischung des Faktors II, die Mus-Rb/Plag-Sr-Gruppierung im Faktor V und schließlich auch die Quarz-Bio/Ffsp-Abhängigkeit im Faktor III beschrieben. Letztere Beziehung deutet darauf hin, daß Kalifeldspat nur zum Teil metasomatisch zugeführt, sondern - wie auch angenommen für die Bildung des Schwarzenberger Augengneises - durch die Chloritisierung von Biotit bildbar wird. Charakteristisch ist die Faktorenstruktur für die "Übergangsgneise" in der Entwicklungslinie zu den "Basalgranitoiden". Durch Druck-Temperatur-Gradienten bestimmte Faktoren sind durch mit spröd-kataklastischer Deformation wirkendem Abbau nach dem Löslichkeitsgefälle im wesentlichen - bis auf die starke Co-Ni-Bindung - zerstört worden! Für den "Basalgranitoid" wird ein - wenn auch unsauberes - Kristallisationsmuster wieder deutlich, wobei charakteristischerweise in den negativen Faktorladungen all jene Komponenten enthalten sind, an denen das Gestein gegenüber seinem Ausgangsgestein verarmt ist!

Dem Deformationsäquivalent zum Basalgranitoid, dem Stengelgneis (1.9), ist demgegenüber offenbar "nur" eine Feldspatbewegung, angezeigt durch Ba, Sr, Rb im Faktor I, eigen.

Die für die Reitzenhainer Entwicklungslinien anhand der Faktorstruktur zusammengestellten Merkmale gelten in gleicher Weise für die Entwicklungen "Differentiation" (2.1 - 2.2) und "Stengelgneisbildung" (2.1 - 2.3 - 2.4) der Saydaer Rotgneisstruktur (Tab. 7), daraus ließe sich folgendes Ergebnis ableiten:

- zunehmender Grad magmatischer Differentiation führt zur Konzentration inkompatibler Elemente und damit zur zunehmend sauberen Trennung von kompatiblen Faktoren der Größenordnung $n + 1$ von inkompatiblen Faktoren $n-1$.
- metamorphe oder auch metasomatische Stoffbewegung drückt sich i. w. durch Feldspat- und Glimmermobilisation (bei granitoidem Stoffbestand) aus, womit die Elemente Sr, Ba, Rb vor allem bis in die Positionen $n+1$ aufsteigen können. Mit der Faktorkonstellation Kfsp - Quarz, Bio scheint ein Hinweis auf Kaliumumlagerung aus dem Abbau von Biotit gegeben!
- Stengelgneisbildung ist - stofflich gesehen - nach der Faktorstruktur i. w. ein "Feldspatprozeß"; die Bildung der "Basalgranitoiden" über die Zwischenstufe der "Übergangsgneise" kommt einem stofflichen Neuformierungsprozeß sehr nahe.

Die Korrelationsmatrizen für die Entwicklung des Schwarzenberger Augengneises (Tab. 8), ausgehend von Glimmerschiefern (3.1) über Zweiglimmergneise (3.2) zum Augengneis (3.3) sind durch zunehmende Konzentration und Verringerung der Anzahl korrelativer Bindungen der untersuchten Merkmale gekennzeichnet. Diese Beobachtung ist durch ein Modell gerichteter Stoffentwicklung infolge einer Metamorphose (Feldspat- und Glimmerrekristallisation) - hier noch überlagert durch postvariszische Mineralisationseinflüsse und ausgehend von einem Zustand vergleichsweise noch gering veränderter, sedimentär gesteuerter Merkmalebeziehungen - erklärbar.

Tabelle 6: Faktoranalyse, REITZENHAINER Rotgneisstruktur varimax-routierte Matrix

1.1. Innerer Rotgneis (9^fG)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \geq 0,5	-1 < n \leq -0,5	Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr, Sn Σ 22
I/6,9	Ba, V, Co, Cr, Cu, Bio		
II/3,6	Ni, Li, Be		
III/2,8	Qua, Bio, B	Kfsp	
IV/1,8	Mn, Zr, Ti, Zn		
V/1,1	Mus, Rb	Plag, Sr	
VI/0,7	Sn		

1.2. Außerer Rotgneis (f^1G)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \geq 0,5	-1 < n \leq -0,5	Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp Mus, Bio, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Cu, Sr, Ba, Li, Pb, B, Pb, Zr, Sn Σ 22
I/11,4	Sr, Ba, Zr, V, Ti, Ni, Co, Bio, Cu	Rb, B, Qua	
II/3,3	Plag, Li, Mus	Kfsp	
III/2,4	Sn, Ba, Cu		
IV/1,1	Pb, Cu		
V/0,8	Cr		

1.3. Gang- und Lagerrotgneis (PG_m)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \geq 0,5	-1 < n \leq -0,5	Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Cu, Sr, Ba, Rb, B, Pb, Zr, Sn Σ 16
I/4,3	Ni, Co, V		
II/3,1	Zn, Cr, Mn		
III/2,0	Zr, Ti, Ba		
IV/1,5	Rb	Sr	
V/1,2	Pb	(Be)	
VI/0,9	B, Be		

1.4. Übergangsgneis (9^fG_y)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \geq 0,5	-1 < n \leq -0,5	Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Cu, Sr, Ba, Rb, B, Pb, Zr, Sn Σ 16
I/9,4	Pb, Co, Ni		
II/2,1		B	
III/1,6	Be	Mn	
IV/1,1			

1.5. Basalgranitoid (G_y)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \geq 0,5	-1 < n \leq -0,5	Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr, Sn Σ 22
I/10,4	Ti, Ba, Zr, V, Sr, Li, Ni, Cr, Mn, Co, Zn	Rb	
II/3,2	B, Cu, Zn, Cr, Mn, Ni, Co		
III/1,8	Bio	Kfsp	
IV/1,7	Be, Pb	Mus	
V/1,1	Plag	Qua, Mus	

Fortsetzung Tabelle 6

1.6. Feinflaserige Zweiglimmer(biotit)gneise (Preßnitzer Serie), fg

Faktor/ Gewicht	$1 > n \gtrsim 0,5$	$-1 < n \lesssim -0,5$
I/5,3	B, Cr, Mus, (V)	Plag
II/3,3	Co, Ni, Sr, Mn	Rb, Sn
III/2,5	Ti, Mn, Cu, (Zr), (V)	
IV/1,9	Li, Zr, V, Bio	
V/1,6	Ba, Kfsp, Sn	Plag
VII/0,7	Be	

Komponenten:
Quarz, Plag, Kfsp,
Mus, Bio, Zn, Ni,
Co, Mn, Ti, Cr, V,
Be, Cu, Sr, Ba, Li,
Rb, B, Pb, Zr, Sn
 Σ 22

1.7. Äußerer Rotgneis, augig (f_{1G}^a)

Faktor/ Gewicht	$1 > n \gtrsim 0,5$	$-1 < n \lesssim -0,5$
I/7,3	Sr, Zr, Ti, Be, Ba, V, Cr	Rb, B
II/2,7	Pb, V, Zn, Cr, Ba, Ti	
III/1,5	Ni, Co, Cu	
IV/1,0	Sn, Mn	

Komponenten:
Zn, Ni, Co, Mn, Ti,
Cr, V, Be, Cu, Sr,
Ba, Rb, B, Pb,
Zr, Sn
 Σ 16

1.8. Innerer Rotgneis, Region "Steinbach" (g_{fG}^f)

Faktor/ Gewicht	$1 > n \gtrsim 0,5$	$-1 < n \lesssim -0,5$
I/5,2	Mn, V, Ti, Zr, Ga, (Sr)	
II/2,3	B, Rb	
III/1,4	Ba, Sr, Zn, Ti, (Pb)	
IV/0,9	Cr, Pb	(Ga)

Komponenten:
Zn, Mn, Ti, Cr, V, Ba,
Sr, Rb, B, Pb, Ga, Zr
 Σ 12

1.9. Innerer Rotgneis als Stengelgneis (g_{sG}^s)

Faktor/ Gewicht	$1 > n \gtrsim 0,5$	$-1 < n \lesssim -0,5$
I/B,9	Sr, Ba, Zr, Ti, V, Mn, Cr, Zn	Rb, B, Co
II/2,3	Cu, Ti, Mn, Zr	Ni, Co
III/1,0	Pb, Zn, (V)	(Co)

Komponenten:
Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr,
V, Cu, Sr, Ba, Rb, B,
Pb, Zr
 Σ 14

Tabelle 7: Faktoranalyse; Saydaer Rotgneisstruktur
varimax-routierte Matrix

2.1. Saydaer Hauptgneis (G)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \gtrsim 0,5	-1 < n \lesssim -0,5	Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Gran, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr Σ 25
I/8,9	Sc, Ti, Co, V	Plag, Cu, Ni	
II/4,8	Ba, Sr	Mus, Be	
III/3,6	La, Y	Li, Mn	
IV/2,7	Zn, Kfsp, Pb, Mn, (Zr)	Qua	
V/1,8	Gran, Cr, Pb, V, (B)		
VI/0,9	Bio, (Mus)	Rb	

2.2. Saydaer Gang- und Lagerrotgneis (P_{G_m})

Faktor/ Gewicht	+1 > n \gtrsim 0,5	-1 < n \lesssim -0,5	Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr Σ 19
I/7,5	Ni, Sc, Cr, V, Ti, Mn, Zn, Co		
II/4,5	Zr, Ba, La, Y, Sr		
III/1,9	Rb, B, Li, Cu		
IV/0,9	Be	Sr	
V/0,6	Pb		

2.3. Saydaer Hauptgneis (sk_1 -gefaltet), 1^G

Faktor/ Gewicht	+1 > n \gtrsim 0,5	-1 < n \lesssim -0,5	Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Gran, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr Σ 25
I/8,6	V, Cr, Zr, Sc, Mn, Ti, Sr, Ba, Pb, Co	Rb	
II/3,7	La, Y, (Be)	B, Li	
III/3,0	Bio, Qua, Mus	Kfsp	
IV/2,2	(Co)	Plag, Ni	
V/1,2	Be		
VI/1,1	Gran		

2.4. Saydaer Hauptgneis als Stengelgneis (1_a^G)

Faktor/ Gewicht	+1 > n \gtrsim 0,5	-1 < n \lesssim -0,5	Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr Σ 19
I/8,4	V, Sr, Sc, Co, Cr, Ba, Ti, Mn, Ni	Rb	
II/2,9	La, Y, Zr, Ni		
III/1,4	Zn	Cu	
IV/0,9	Li, (B)		
V/0,7	Be, (Pb)		

Tabelle 8: Korrelationsmatrix, Schwarzenberger Augengneis

3.1. Glimmerschiefer (m)

für $1 > n \gtrsim 0,7$ und
 $-1 < n \lesssim 0,7$

Komponenten:

Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y,
 La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr, Sn

Zn	+ Pb
Ni	+ Co, Ba
Co	+ Ba, Ni, V, Mn, Li, Cr
Mn	+ Sr, Co, Ni
Ti	+ Cr, V, La, Rb, Sc, Li, Be, Ba
Cr	+ V, Ti, La, Sc, Li, Rb, Be
V	+ Cr, Ti, Sc, La, Li, Co, Ba, Rb, Be
Be	+ Rb, Cr, Ti, Sc, Li, V
Sc	+ Rb, V, La, Cr, Ti, Be
Y	+ -

Σ20

La	+ Rb, Ti, Cr, Sc, V
Cu	+ Pb, Sn
Sr	+ Mn
Ba	+ Co, V, Ni, Ti
Li	+ Cr, Ti, V, Be
Rb	+ Sc, La, Be, Ti, Cr, V
B	+ -
Pb	+ Cu
Zr	+ -
Sn	+ Cu
	- Ni

3.2. Zweiglimmergneis (g)

für $1 > n \gtrsim 0,7$ und
 $-1 < n \lesssim 0,7$

Komponenten:

Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Zn, Ni, Co, Mn,
 Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb,
 B, Pb, Zr, Sn

Σ25

Quarz	+ Sn, Cu, B, Rb
Plag	+ Bio
Kfsp	+ Be
Mus	+ Y
Bio	+ Ni, Co
Zn	+ Sr, Co, Plag
Ni	+ B
Co	+ Pb, Mn
Mn	+ Cr
Ti	+ -
Cr	+ Mus
V	+ Li, Sr, Bio
Be	+ Mus
Sc	+ Zn, (Pb)
Y	+ Sc, V, Cr, La, Li
Ba	+ Pb, (Be)
Li	+ Ti, V, Li, Sc
Rb	+ Pb, Zn
B	+ Cr, Ti, Sc, Be, La, Li
Pb	+ -
Zr	+ -
Sn	+ -

Be	+ V, Kfsp, Sc
Sc	+ Plag
Y	+ Ti, V, La, Rb, Cu, Sn, Cr, Be
La	+ Mus
Cu	+ Plag, Zr
Sr	+ Sn, Cu, Sc, Rb, B, Ti, V
Ba	+ Plag
Li	+ Sn, Rb, B, La, Qua, Sc
Rb	+ Bio, Co, Li
B	+ B
Pb	+ -
Zr	+ Zr
Sn	+ Co, Cr, Ti, Sr, V
	+ Sn, Cu, La, Sc, Qua
	+ Cu, Sn, Rb, Qua, La
	+ Bio, Sr
	+ Zn
	+ Cr, Ti
	+ -
	+ Y, Ba
	+ Cu, Rb, B, La, Qua, Sc
	- -

Fortsetzung Tabelle 8

3.3. Schwarzenberger Augengneis (^dg)

für $1 > n \gtrsim 0,7$ und $-1 < n \lesssim 0,7$

Komponenten: Quarz, Plag, Kfsp, Mus, Bio, Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr, Sn

Quarz	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$ (Kfsp)	Mn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ V, Li, Sn, Cr, Be	Sr	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Plag	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$ (Ni)	Ti	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$	Ba	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Kfsp	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$ (Qua)	Cr	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ V, Mn, Zr	Li	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sn, Be, Mn, Cu, Zn, V
Mus	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$	V	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Cr, Mn, Sn, Li	Rb	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Bio	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$	Be	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sn, Li, Zn, Cu, Mn	B	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Zn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sn, Cu, Li	Sc	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Y, La	Pb	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Ni	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$ (Plag)	Y	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ La, Sc	Zr	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{-}{-}$ Cr
Co	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$	La	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sc, Y	Sn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Li, Be, Zn, Cu, Mn, V
		Cu	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sn, Zn, Li, Be		

Faktoranalyse, varimax-routierte Matrix:

Faktor/ Gewicht	$1 > n \gtrsim 0,5$	$-1 < n \lesssim -0,5$
I/9.1	Sn, Be, Zn, Li, Cu, Mn, Ti	
II/3.2	Y, La, Pb	
III/2.2	Zr, Cr, V	
IV/1.8	Kfsp	Plag, Ni
V/1.7	Sr, Mn, Y	Mus
VI/1.1	Bio, Qua	Kfsp
VII/0,8	Co	Qua, (Sr, (B))

3.4. Zweiglimmergranit von Schwarzenberg (^fr)

für $1 > n \gtrsim 0,7$ und $-1 < n \lesssim 0,7$

Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Be, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr, Sn $\Sigma 20$

Zn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ V, Ni	La	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Be, Zr, Ti, Y Sn, Cu, Mn
Ni	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ V, Zn	Cu	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Mn, Rb, Sn, Sc Ti, Be, Sr, Ba, La, Pb
Co	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$	Sr	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Ba, Ti, Be, Y Mn, Cu, Rb, Sc, Sn
Mn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Cu, Rb, Sn, Sc Ti, Be, Sr, Ba, La, Pb	Ba	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Sr, Ti, V Rb, Sc, Mn, Cu, Sn
Ti	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Be, Sr, Ba, La Mn, Cu, Rb, Sn, Sc	Li	$\frac{+}{-} \frac{-}{-} \frac{-}{-}$
Cr	./.	Rb	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Cu, Sc, Mn, Sn Ti, Sr, Ba, Be, Pb
V	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Zn, Ni, Ba, Sr	B	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Pb
Be	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Ti, La, Zr, Sr Cu, Mn, Sn, Rb, Sc	Pb	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ B Sc, Cu, Rb, Mn
Sc	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Rb, Mn, Cu, Sn Ti, Ba, Sr, Pb, Be	Zr	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Be, La
Y	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ La	Sn	$\frac{+}{-} \frac{+}{-} \frac{+}{-}$ Cu, Mn, Rb, Sc Ti, Be, La, Sr, Ba

Als Edukt für die Glimmerschiefer kommen grauackenhähnliche, d. h. im Gegensatz zu Tonsteinen oder Sandsteinen stofflich unspezialisierte Gesteine in Frage. Die Merkmalsbeziehungen in diesem Gestein sind mit den Mengenanteilen unterschiedlicher Liefergebiete (durch Verwitterungsprozesse verändert) festgelegt. Der Grauackentypus der Gesteine kann so eine Vielzahl auch unterschiedlichster Merkmalskorrelationen allerdings geringerer Intensität bedingen. Mit dem Einsetzen eines durch steigende p-t-x-Bedingungen definierten Entwicklungsprozesses müssen sich diese Elementbeziehungen entsprechend den sich neuformierenden Phasen konzentrieren.

In der Faktorstruktur für den Schwarzenberger Augengneis (Tab. 8) dominieren im Faktor I Elemente der postvariszischen Mineralisation. Wesentlich für die Augengneisgenese ist einesteils der Faktor IV, der auf den auch mikroskopisch beobachtbaren Umbau von Plagioklas zu Kalifeldspat hinweist, desweiteren aber auch der Faktor VI, mit welchem die Hypothese der Ableitung des Kaliums aus der Chloritisierung von Biotit zu stützen ist (vgl. Abs. 3.3.2.4.). Es ist auffällig, daß die dominante Feldspatblastese sich nicht in entsprechenden Spurenelementkorrelationen niederschlägt.

Im Ergebnis magmatischer Differentiation (dem Grad nach vergleichbar dem der Mittel erzgebirgischen Rotgneismagmatite), der regionalmetamorphen Deformation und den spät- bis postvariszisch aufgeprägten Mineralisationen ist die Korrelationsmatrix für den Augengneis von Selb (Tab. 9) entsprechend vielseitig.

6.4. Ergebnisse der Untersuchung Seltener Erden zur Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur; Koautor: Dipl.-Geophys. Dr. Günther JUST

Neutronenaktivierungsanalytisch sind für die Hauptgruppen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur Elementbestimmungen am ZfK Rossendorf (AdW DDR) erfolgt. Ausgangspunkt für diese Spezialuntersuchungen war die geologisch prognostizierte Unterschiedlichkeit der Entwicklung gerade dieser Struktur, welche in mehrfach deformierter, intrusiver Differentiationsabfolge einerseits sowie deformationsbedingter, anatektischer Entwicklung aus einem Orthogneis andererseits besteht (vgl. Abs. 5.).

6.4.1. Analysenergebnisse

Die ermittelten Elementgehalte für die Hauptgesteinsgruppen sind in der Tab. 10 zusammengestellt.

Lithotypbezogene Vergleiche zur Stoffentwicklung müssen regionale geochemische Spezialisierungen berücksichtigen: Osterzgebirge, Elbezone und Granulitgebirge sind hinsichtlich Thorium und den leichten Seltener Erden gegenüber Westerzgebirge und Vogtland positiv anormal (JUST, 1985).

Bereits der Vergleich der in Tab. 10 zusammengestellten Werte für Reitzenhain mit Daten für die postkinematischen Granite (FRISCHBUTTER & JUST, 1988) ergibt einige wesentliche Besonderheiten der Rotgneismagmatite. Besonders auffällig sind die relativ geringen Gehalte an Seltener Erden (REE) und Thorium in der Abfolge vom Inneren Rotgneis bis zum Gang- und Lagerrotgneis.

Schon aus diesen Werten ergibt sich der Hinweis auf eine primitive und in relativ kurzer Zeit abgelaufene magmatische Entwicklung.

6.4.2. Verteilungsmuster der Seltener Erden

Die Verteilung der REE in den untersuchten Gesteinsgruppen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur zeigt Abb. 58 a. Die Elementgehalte der Gruppen stellen Durchschnittswerte mehrerer Analysen dar. Die Normierung erfolgte nach den von NAKAMURA (1974) veröffentlichten Werten. Bei nur geringfügig unterschiedlichen Absolutgehalten für die Einzelproben in den Gruppen (stärkere Streuungen treten nur für die Gang- und Lagerrotgneise auf) ergibt sich bei einer schwachen Variation

Tabelle 9: Korrelationsmatrix, Ausgangsreihe von Selb

4.1. Ausgangsreihe von Selb (29)

für $1 > n \geq 0,7$ und $-1 < n \leq 0,7$

Komponenten: Zn, Ni, Co, Mn, Ti, Cr, V, Ba, Sc, Y, La, Cu, Sr, Ba, Li, Rb, B, Pb, Zr
Σ19

Zn	+ Li	
	- -	
Ni	+ Sc	
	- -	
Co	+ Cr, V, Ti, Be, Zr, Sr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	
Mn	+ -	
	- -	
Ti	+ Ba, V, Cr, Co, Zr, Sr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	
Cr	+ Co, V, Ti, Ba, Zr, Sr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	
V	+ Ba, Co, Cr, Ti, Zr, Sr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	
Be	+ Sr, Y, La, Ba, Ti, V, Zn, Sc, Co, Cr	
	- -	
Sc	+ La, Sr, Y, Ba, V, Ti, Cr, Co, Zr, Be, Ni	
	- -	
Y	+ Sc, La, Sr, Ba, Ti, V, Be, Zr, Co, Cr	
	- Rb	
La	+ Sr, Ba, Sc, V, Ti, Y, Cr, Co, Zr, Be	
	- Rb	
Cu	+ Pb	
	- -	
Sr	+ La, Ba, V, Ti, Co, Cr, Sc, Zr, Y, Be	
	- Rb	
Ba	+ Ti, V, Co, Cr, Sr, Zr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	
Li	+ Zn	
	- -	
Rb	+ -	- Ti, Zr, Ba, Co, Cr, Sr, V, Y, La
	- -	
B	+ -	- -
	- -	
Pb	+ Cu	
	- -	
Zr	+ Ti, Ba, Co, Cr, V, Sr, La, Sc, Y, Be	
	- Rb	

Tabelle 10: Elementkonzentrationen (Mittelwerte aus je fünf Bestimmungen) in Gesteinen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (in ppm)

1 - Paragneis (Preßnitzer Serie), 2 - Basalgranitoid,
3 - Übergangsgneis, 4 und 5 - Innerer Rotgneis (Texturvarianten)
6 - Äußerer Rotgneis, 7 - Gang- und Lagerfrotgneis

	1	2	3	4	5	6	7	Ø
La	13,4	19,7	16,2	16,9	13,3	4,3	6,4	12,9
Ce	32,1	49,9	38,9	38,5	34,0	14,3	15,9	31,9
Nd	15,0	21,5	17,1	17,4	14,5	5,9	6,7	14,0
Sm	2,8	4,4	3,6	3,9	3,3	1,8	1,9	3,1
Eu	0,78	0,74	0,5	0,43	0,45	0,1	0,25	0,46
Tb	0,47	0,54	0,45	0,50	0,39	0,20	0,26	0,40
Yb	2,86	3,4	2,84	3,9	2,84	1,5	2,1	2,49
Lu	0,48	0,51	0,44	0,56	0,46	0,45	0,46	0,34
Th	11,6	11,7	9,6	14,9	8,7	5,5	4,5	9,4
U	2,7	3,1	3,4	2,9	3,1	10,6	3,0	4,1
Cs	9,6	11,8	9,6	8,8	13,4	19,1	4,3	10,9
Hf	7,5	6,4	4,9	5,5	3,6	2,3	4,0	4,9
Sc	13,3	6,8	5,6	4,9	4,7	4,6	3,0	6,1
Ta	0,94	0,83	0,88	0,9	0,88	1,57	0,7	0,96

der Verteilungsmuster eine deutliche Trennung der Entwicklungen: "Innerer Rotgneis - Gang- und Lagerrotgneis" (regionalmetamorphe, mehrfachdeformierte Differentiationsreihe) und "Innerer Rotgneis - Basalgrenitoid" (postregionalmetamorphe Anatexis). Charakteristisch zeigt sich die ausgeprägte Eu-Anomalie bei tendenziell abnehmenden REE-Gehalten und -Verhältnissen für die Differentiationsreihe. Im Gegensatz dazu ist mit der anatektischen Entwicklung eine zunehmende Verflachung der Eu-Anomalie bei tendenziell steigenden REE-Gehalten verbunden.

Ein Vergleich mit veröffentlichten Werten seltener Elemente, insbesondere der REE, für saure und basische Gesteine aus dem Südteil der DDR (Abb. 58 b) verweist auf extrem niedrige Probe/Chondrit-Verhältnisse sowohl für die leichten Seltenen Erden (LREE), vor allen Dingen aber auch für die schweren Seltenen Erden (HREE).

Die Ähnlichkeit der REE-Verteilungsmuster der Reitzenhainer Orthogneise mit wichtigen Entwicklungsstufen der jüngeren variszisch-postkinematischen Granite (ausgeprägte Eu-Anomalie) steht im Widerspruch zu Ergebnissen, die nach haupt- und spurenelementgeochemischen Daten auf einen nur geringen Differentiationsgrad hinweisen. Die Entwicklung der REE-Verteilungen von S- und I-Typ-Graniten ist charakteristisch unterschiedlich (Abb. 59), was in ausgeprägter Eu-Anomalie sowie deutlicher Variabilität des Verteilungsmusters für die I-Typ-Granite ausgedrückt ist. Ähnliche Unterschiede treten auch zwischen den Verteilungsmustern der Reitzenhainer Differentiations- und Anatexisreihe auf. Jedoch kann abgeflachte Eu-Anomalie und Generalisierung des Verteilungsmusters für die Anatexisreihe von Reitzenhain nicht Ausdruck einer eduktabhängigen S-Typ-Entwicklung sein, sondern muß auf den Anatexisprozeß bezogen werden, da das Ausgangsgestein ein erwiesenermaßen intrusiver Granit (Innerer Rotgneis) ist.

Bezüglich der REE-Summen und auch der Thoriumgehalte nehmen die untersuchten Gesteine im Vergleich mit Eckwerten der stofflichen Entwicklung der variszisch-postkinematischen Granite im Westerzgebirge (Kirchberg und Eibenstock) mittlere Position ein (Vergleichsdaten nach JUST, 1985). Abb. 60 e zeigt diese Wertepositionen zwischen Daten für die älteste Phase (K_I) des Kirchberger Granits als Vertreter des Älteren Intrusivkomplexes und der jüngsten Phase (E_{III}) des Eibenstocker Granits als Vertreter des Jüngeren Intrusivkomplexes. Es wäre möglich, auch in dieser Situation einen Ausdruck des nach geologischen, stofflichen und thermobarometrischen Daten in und bei geringen Krustenmächtigkeiten bzw. -tiefen generierten, gering entwickelten Rotgneismagmas zu sehen.

6.4.3. Merkmale der Differentiationsreihe

Nach geologisch-strukturellen und petrographisch - geochemischen Daten entspricht die Abfolge "Innerer Rotgneis - Äußerer Rotgneis - Gang- und Lagerrotgneis" einer granitoiden Magmenentwicklung mit ansteigendem Differentiationsgrad im Bereich monzo- bis syenogranitisch.

Sowohl in den chondritnormierten REE-Verteilungsmustern als auch in der Entwicklung verschiedener Elementverhältnisse sowie der REE-Summen kommt diese Differentiationsentwicklung in fallender Tendenz zum Ausdruck. Hier, wie auch nach anderen Ergebnissen, fallen die Äußeren Rotgneise mit ihren extrem niedrigen Positionen sowie der ausgeprägten Eu-Anomalie aus der Kontinuität der Entwicklung heraus, so daß der bereits mehrfach angedeutete Verdacht, daß sie keine Magmenentwicklungsstufe, sondern vielleicht eine spezielle Kontaktform o. ä. darstellen, erhärtet wird.

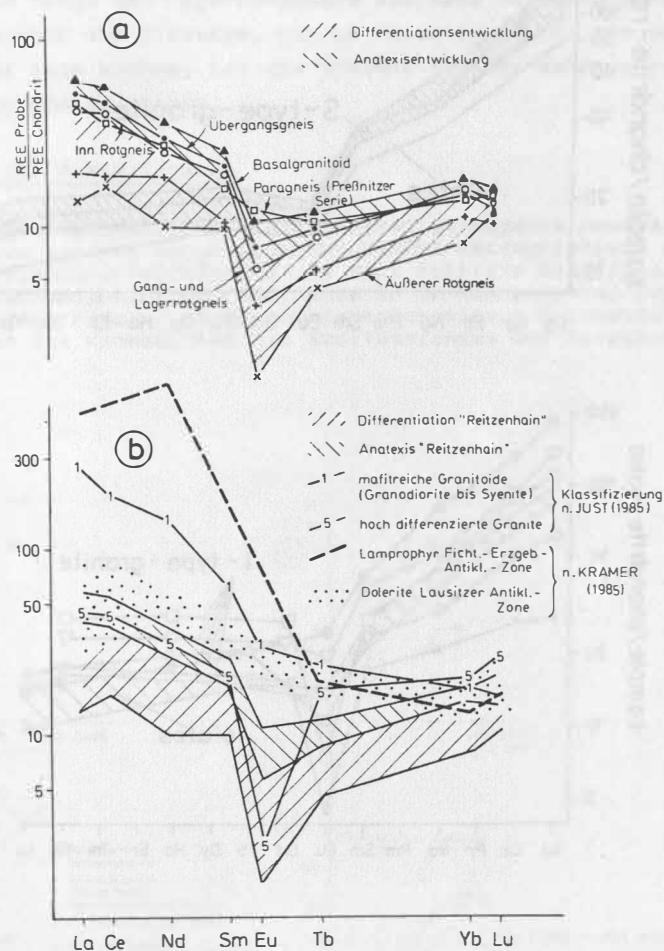


Abb. 58: Verteilungsmuster der REE für die Gesteinsgruppen der Reitzenhainer Rotgneisstruktur und deren Vergleich mit Werten für andere Gesteinsgruppen des S-Teils der DDR

Die REE-Gehalte in den bearbeiteten Gesteinen werden im wesentlichen durch Gehalte in Hauptgemengteilen bestimmt. An für die Bildung der REE bedeutsamen akzessorischen Gemengteilen treten Zirkon und Granat (bevorzugt HREE) sowie Apatit (LREE) auf. Die geringen Gehalte allerdings (Akzessorien 1 %) können die REE-Konzentrationen jedoch nur unwesentlich beeinflussen.

Bei steigenden Gehalten an SiO_2 , K_2O und auch Na_2O wächst unter stetig fallendem Mafitgehalt vor allen Dingen der Kalifeldspatanteil in Richtung zu den Gang- und Lagerrotgneisen. Für die gegenüber den Äußeren Rotgneisen wieder erhöhten REE-Gehalte in den Gang- und Lagerrotgneisen ist deren Hybridcharakter, bedingt durch Assimilation verschiedener Nebengesteine zu berücksichtigen.

Im Rb-Ba-Sr - Diagramm (Abb. 51) zeigt sich für die Äußeren Rotgneise eine Rb-Ba-Verteilung, die sowohl die Bereiche der Inneren Rotgneise als auch die der

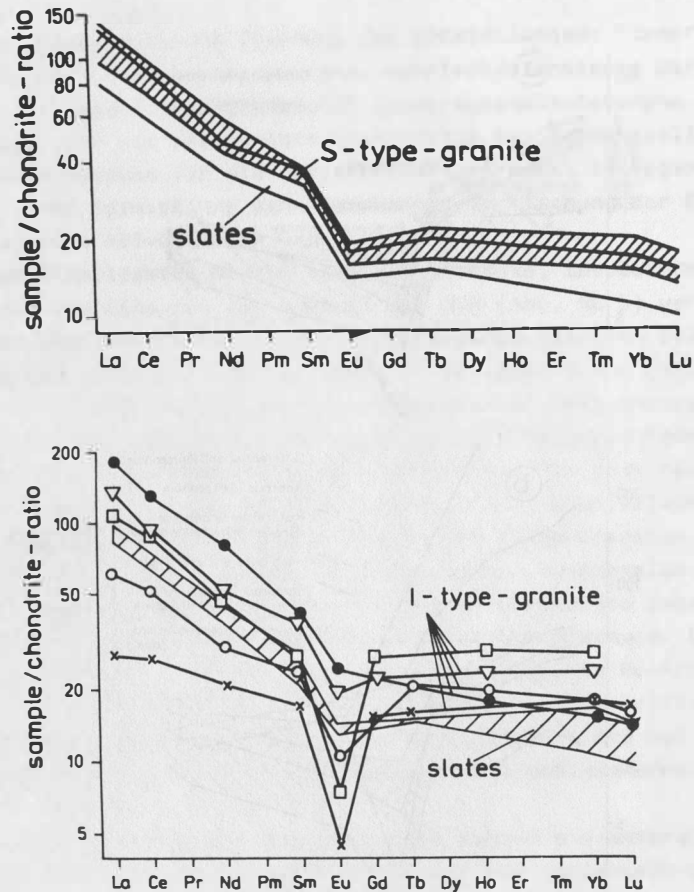


Abb. 59: REE-Verteilungsmuster für S- und I-Typ-Granite nach FREY & CHAPPEL (1980) für Granitoide SE-Australiens

Gang- und Lagerrotgneise überdeckt. Dabei werden auch deren geringe Sr-Variationen abgebildet. Die Tendenz zu kontinuierlicher Entwicklung kommt im SiO_2 - Zr/TiO_2 - Diagramm zum Ausdruck (Abb. 49), während die Rb-Ba- gesteuerte Entwicklung die Sonderstellung der Äußeren Rotgneise abbildet. Rb und Ba, beides Kalium begleitende Elemente, aber in unterschiedlichem Maße an Feldspäte bzw. Glimmer gebunden, könnten derart für diese Sonderstellung der Äußeren Rotgneise verantwortlich sein. Dieser Deutung entspricht auch die vergleichsweise sehr breite Streuung der REE-Gehalte für die Gang- und Lagerrotgneise, die für die Hälfte der untersuchten Proben durchaus die minimalen Werte für die Äußeren Rotgneise erreichen können, bzw. diesen sehr nahe kommen.

Nach der Entwicklung sowohl der Summe der REE-Gehalte (Abb. 60 e) als auch von Elementverhältnissen (Abb. 60 d) ist die Differentiationsentwicklung auf die stofflichen Merkmale der zum Vergleich benutzten Phase Ei_{III} des Eibenstocker Granits (Jüngerer Intrusivkomplex) gerichtet. Diese Tendenz wird besonders für Thorium und die LREE deutlich (Abb. 60 a).

In charakteristischer Weise ergeben sich für die Äußeren Rotgneise positive Anomalien für die Verhältnisse Rb/Ba und Sm/Eu, sowie negative Anomalien für die Einzelverhältnisse von LREE und HREE.

Mit Ausnahme des Sm/Eu-Verhältnisses, dessen positive Anomalie für die Äußeren Rotgneise eine Ausnahme darstellt, tendieren auch diese Werte zum Vergleichswert Ei_{III} (Abb. 60). Die positive Anomalie der Äußeren Rotgneise für das Sm/Eu-Verhältnis ist im wesentlichen durch die extrem niedrigen Eu-Gehalte bedingt. Gleichzeitig

ist gerade für die Gang- und Lagerrotgneise stärkere Streuung dieser Werte charakteristisch. Unabhängig von Effekten, die im Oxidationsverhalten des Eu (Reduktion zu Eu^{2+}) begründet sein können, ist die Ursache hierfür sehr wahrscheinlich auch wieder in Assimilationsvorgängen zu suchen.

6.4.4. Merkmale der Anatexisreihe

Die zunächst aus geologisch-strukturellen Daten gefolgerte Anatexisentwicklung der Basalgranitoide aus Inneren Rotgneisen ist sowohl petrographisch als auch mittels Haupt- und Spurenelemententwicklungen als eine relative Basifizierung der Ausgangsstufe infolge Mobilisation saurer Stoffanteile zu kennzeichnen (vgl. Abs. 5.). Im Modalbestand sowie Haupt- und Spurenelementchemismus beinhaltet diese Entwicklung eine Annäherung an die Kennzeichen des Stoffbestandes der Paragneise des Rahmens.

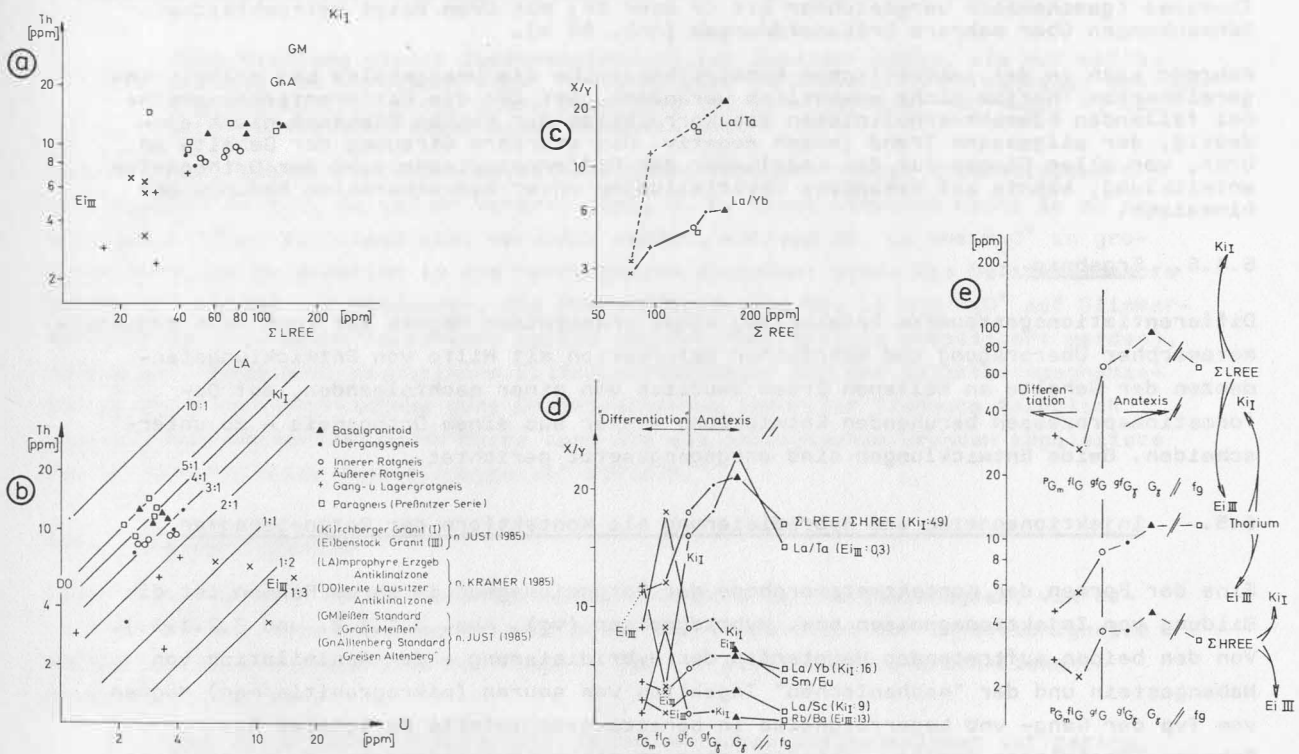


Abb. 60: Diagramme zur Beurteilung der Differentiations- und Anatexisreihe (Reitzenhainer Rotgneisstruktur), Erläuterungen im Text

Im Verteilungsmuster der REE kennzeichnet die Basalgranitoidentwicklung steigende Absolutgehalte und Verhältnisse, vergleichbar etwa Bedingungen, wie sie für "gering differenzierte Granitoide" von JUST (1985) zusammengestellt wurden. Dies betrifft besonders deutlich steigende LREE-Gehalte sowie die Verflachung der Eu-Anomalie. Sowohl für die LREE als auch für die HREE werden mit dem Basalgranitoid deutlich höhere Werte als für die Paragneise des Rahmens erreicht (Abb. 60 e).

Für die LREE ist diese Tendenz deutlicher als für die HREE. Der Entwicklungstrend ist zu den Werten des zum Vergleich benutzten Kirchberger Granites hin gerichtet (Ki_I) - Älterer Intrusivkomplex. Entsprechend reziprok zur Differentiationsentwicklung ergeben sich die Darstellungen der verschiedenen Elementverhältnisse (Abb. 60 d). Ihre Entwicklung vom Inneren Rotgneis über deformationsbetonten Übergangsgneis (kataklastisch) bis zum temperaturbetonten Basalgranitoid ist nicht einheitlich,

sondern teilweise gegenläufig (Auswirkungen destruktiven Mineralabbaus bzw. anatektischer Rekrystallisation).

6.4.5. Verhalten der Elemente Thorium und Uran

Die Thoriumgehalte fallen stetig in Richtung steigenden Differentiationsgrades der Reitzenhainer Orthogneise und liegen teilweise noch unter den Werten für "Eibenstock III". Steigende Thorium-Gehalte sind für die Anatexisentwicklung kennzeichnend, was auf relative Anreicherung zurückzuführen sein dürfte. Die Thorium-Gehalte des Basalgranitoids erreichen etwa das Niveau der Paragneise aus dem Rahmen der Orthogneise (Abb. 60 a+b).

Thorium gehört zu den Elementen, die während anatektischer Entwicklungen bzw. Metamorphoseprozessen auf Grund seiner stabilen Bindung in Schwermineralen nicht oder nur unwesentlich mobil sind. Das Korrelationsdiagramm des stabilen, refraktionären Thoriums (geochemisch vergleichbar mit Cr oder Zr) mit Uran zeigt beträchtliche Schwankungen über mehrere Größenordnungen (Abb. 60 b).

Während sich in der anatektischen Entwicklungsreihe die Uragehalte bei relativ angereichertem Thorium nicht wesentlich verändern, ist für die Differentiationsreihe bei fallenden Elementverhältnissen die Korrelation der beiden Elemente nicht eindeutig, der allgemeine Trend jedoch negativ. Die stärkere Streuung der Gehalte an Uran, vor allen Dingen für die Endglieder der Differentiationsreihe der Orthogneisentwicklung, könnte auf sekundäre Umverteilungen unter hydrothermalen Bedingungen hinweisen.

6.4.6. Ergebnis

Differentiationsgesteuerte Entwicklung eines granitoiden Magmas ist auch nach regional-metamorpher Überprägung und mehrfacher Deformation mit Hilfe von Entwicklungstendenzen der Gehalte an Seltenen Erden deutlich von einer nachfolgenden, auf Deformationsprozessen beruhenden Entwicklung - hier aus einem Orthogneis - zu unterscheiden. Beide Entwicklungen sind entgegengesetzt gerichtet.

6.5. Injektionsgneise und Hybridisierung als Kontaktform der Rotgneismagmen

Eine der Formen der Kontaktmetamorphose der Rotgneismagmen in ihrem Rahmen ist die Bildung von Injektionsgneisen bzw. Hybridgneisen (vgl. Abs. 3.1.1.2. und 3.2.1.3.). Von den beiden auftretenden Hauptarten der Hybridisierung - der Assimilation von Nebengestein und der "mechanischen" Injektion von sauren (mikrogranitischen) Magmen vom Typ der Gang- und Lagerrotgneise in bereits geschieferte Paragneise des Rahmens (Preßnitzer Serie) - ist die letztere die weitverbreitetste, d. h. der überwiegende Teil des Magmas der Gang- und Lagerrotgneise hatte im Kontaktbereich Temperaturen, welche eine Aufnahme des Nebengesteins nicht mehr ermöglichten ($\approx 500^{\circ}\text{C}$).

Injektionsgneise treten mit unterschiedlichsten Mischungsverhältnissen "Para-Ortho" auf. Die Ausbildungsart mit mm-cm -ständiger Injektion ist auf hohe Anteile ($> 50\%$), jene mit gangarter Injektion im dm- bis m-Bereich ist auf geringere, magmatische Anteile ($< 50\%$) beschränkt.

Für den ersten Fall ist am Beispiel von Injektionsgneisen aus dem Hybridgneissaum um die Reitzenhainer Orthogneise (Gebiet Steinbach-Grumbach) auf der Grundlage makroskopisch abgeschätzter Mischungsverhältnisse (Ortho:Para = 65:35, 70:30, 80:20, 85:15, 95:5) versucht worden, den analytisch bestimmten Stoffbestand unter Bezug auf die entsprechenden Werte für die Reinformen der Komponenten im Sinne einer Bilanz zu rekonstruieren, um einerseits einen weiteren Beleg für die Richtigkeit der Hybridisierungshypothese zu erhalten, andererseits aber auch um gegebenenfalls stoffliche Besonderheiten dieses Mischungsvorganges zu erkennen.

Bei der Beurteilung der auf Abb. 61 dargestellten Ergebnisse sind eine Reihe einschränkender Randbedingungen zu berücksichtigen (Probenahme, Bestimmung des Mischungsverhältnisses, postgenetische Veränderungen, generelle Gehaltsunterschiede zwischen Ortho- und Paragesteinen etc.), die in der Verrechnung nicht ohne weiteres berücksichtigt werden können. Dessenungeachtet ergeben sich durchaus sinnvolle Beziehungen zwischen synthetischen und analytischen Daten.

Ohne eine qualitative Wichtung läßt sich das Ergebnis auf Abb. 61 wie folgt zusammenfassen:

- Obereinstimmung des analytischen und synthetischen Wertes für: SiO_2 , FeO, CaO, MgO, Na_2O , TiO_2 , Ni, Co, Ti, Zn, Mn, Sc, Y.
- unwesentliche positive oder negative Abweichungen für: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , La, Cr, V, Cu.
- höhere synthetische als analytische Werte für: K_2O , Ba, Sr und
- niedrigere synthetische als analytische Werte für: (Fe_2O_3), H_2O^+ , Be, Li, Rb.

Eine Wichtung dieser Zusammenstellung ist insofern nötig, als nur solche Elemente zu verwenden sind, deren Gehalte in Ortho- und Paragneisen deutlich unterschiedlich sind. Diese Bedingung ist nicht erfüllt für Na_2O , Y, Be, deren Diskussion damit nicht sinnvoll ist.

Daraus folgt, daß die hybriden Injektionsgneise gegenüber einem theoretischen Erwartungswert an K_2O , Ba und Sr verarmt sind, d. h. diese Elemente nicht im zu erwartenden Umfang eingebaut bzw. verdünnt wurden, während Rb, Li und H_2O^+ in größerem Maße als zu erwarten in die Hybridgneise eingebaut sind. Die Defizitelemente K, Ba, Sr weisen auf Feldspat-, die Oberschußelemente Rb, Li und H_2O^+ auf Glimmerformung hin (die Wasserkomponente sollte aus dem Nebengestein mobilisiert werden), woraus sich insgesamt pegmatische Bildungsbedingungen für den Injektionsmechanismus ergeben. Die hinreichend gute Obereinstimmung immobilier Elemente bezüglich analytischer und synthetischer Werte kann die aus geologischen Gründen abgeleitete Kontaktform "hybride Injektionsgneise" stützen.

6.6. Zusammenfassung

Stoffliche Merkmale der Differentiationsentwicklung der Rotgneismagmen, von Deformations- und Metamorphoseprozessen sowie des Kontakttyps der Injektionsgneise werden anhand der Ergebnisse von Haupt-, Spuren- sowie Seltene-Erden-Elementanalysen diskutiert.

Der Differentiationsgrad der kalkalkalischen Rotgneismagmen ist gering, die Magmenentwicklung erfolgt im Grenzbereich monzo- bis syenogranitisch, wobei mit älterer "Reitzenhainer" - zu jüngerer "Saydaer Entwicklung" eine Verlagerung in den syenogranitischen Bereich erfolgt.

Zwischen Reitzenhainer Granitoiden und Älterem Intrusivkomplex sowie Saydaer Granitoiden und Jüngerem Intrusivkomplex bestehen Parallelen: Die Rotgneismagmatite haben die gleichen Beziehungen untereinander wie die beiden postkinematischen Intrusivkomplexe, lediglich mit dem Unterschied einer Lage ersterer auf der kotektischen Linie für $P_{\text{H}_2\text{O}} \sim 0,5$ kbar

gegenüber 10 kbar für letztere. Daraus und unter Nutzung verschiedener weiterer Daten werden für die Rotgneismagmen, bzw. deren Intrusionsbedingungen folgende Parameter abgeleitet:

Wassergehalt der Schmelzen $\sim 2\%$, Intrusionsniveau: $\lesssim 2000$ m,
 $T_{\text{schm}}: \sim 800^\circ\text{C}$, Bildungstiefe: 5-10 km, Intrusionsweg < 10 km,

geothermischer Gradient: $60^\circ\text{C}/\text{km}$ sowie daraus folgend: geringe Aufstiegsfähigkeit und geringer Differentiationsgrad des Magmas. Die Magmen sind keine Regenerationsprodukte ihres gegenwärtigen Nebengesteins.

Dieser geringe Differentiationsgrad und diese unbedeutende metallogenetische Potenz der Rotgneismagmen wird auch durch Spurenelementbeziehungen unterstrichen.

Synthese Injektionsgneise Reitzenhain

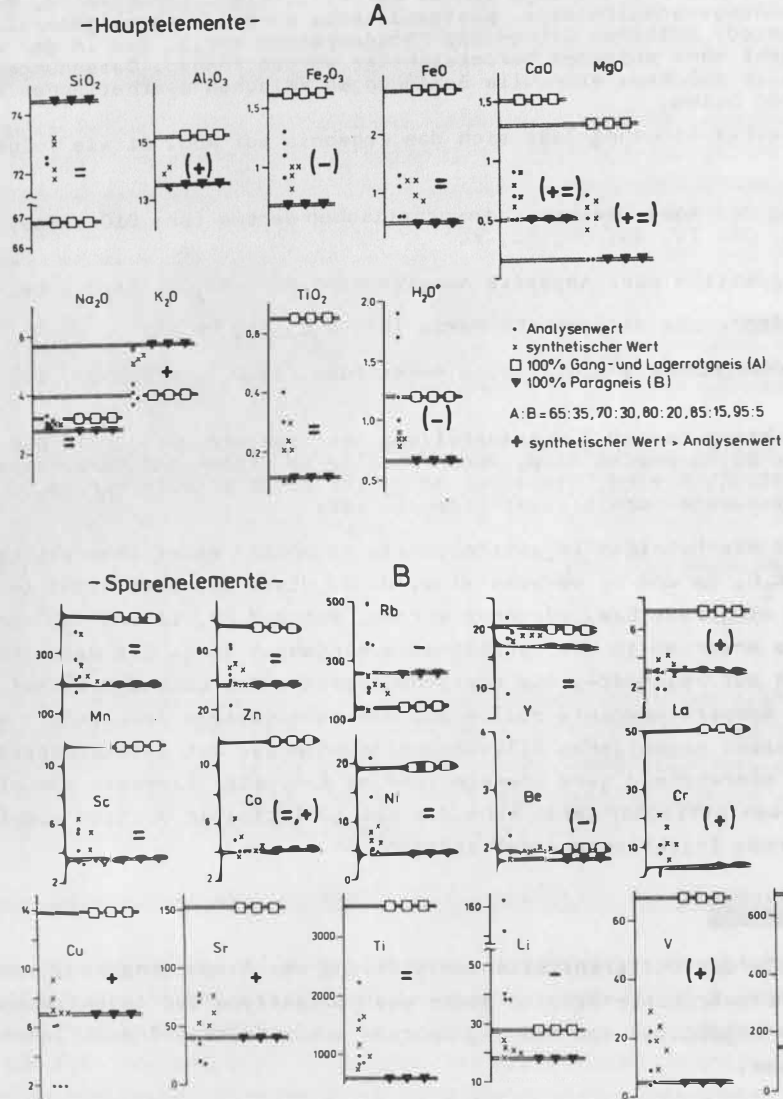


Abb. 61: Ergebnis des Versuchs einer Stoffbilanz auf der Grundlage chemischer Daten für die reinen Ausgangstypen und für die Hybridgneise sowie der makroskopischen Abschätzung des Mischungsverhältnisses der Ausgangstypen in den Hybridgneisen

Differentiations- und deformationsgesteuerte Entwicklungen in den untersuchten Gesteinsserien sind - stofflich gesehen - grundsätzlich entgegengesetzt gerichtet: deformationsgesteuerte Entwicklung führt zu - im übertragenen Sinne - niedrigeren, primitiven "Differentiationsgraden". Die anatektische Basalgranitoidentwicklung äußert sich stofflich im Sinne einer relativen Basifizierung (Restit); die mit der Stengelgneisformung verbundenen Stoffbewegungen sind im beobachteten Elementspektrum nicht signifikant,

Geschlossene Entwicklungslinien im Stoffbestand stützen die auf Grund geologisch-struktureller Beobachtungen gewonnene Vorstellung einer nicht intrusiven Genese des Schwarzenberger Augengneises.

Mathematisch-statistische Methoden auf der Basis von Ähnlichkeitsuntersuchungen liefern Ergebnisse, die geeignet sind, unsichere geologische Zuordnungen zu präzisieren (Entscheidungshilfen). Danach ist der Augengneis von Selb ein intrusives Orthogestein, der Hohendorfer Gneis ein Paragestein (Typ "Schwarzenberg") und der Metagrenit von Oberschöna-Oederan ein Basalgranitoidtyp (Anatexit) auf der Basis eines Paragesteins.

Asymmetrische (hierarchische) und symmetrische (gegenüberstellende) Dendrogrammstruktur der Ergebnisse von Clusteranalysen hat einen genetischen Hintergrund; asymmetrisch verknüpft sind zusammengehörige Entwicklungsreihen eines Prozesses (z. B. Differentiationsreihen), - symmetrisch verknüpft sind mehrere, voneinander unabhängige Entwicklungen. Reine Typen sind in polygenetischen Gesteinen naturgemäß selten zu beobachten.

Die Ergebnisse des Versuchs einer stofflichen Modellierung der hybriden Injektionsgneise bestätigen ihre auf Grund geologischer Beobachtungen erfolgte Interpretation als Kontaktbildungen am Rotgneismagma. Dabei ergeben sich als Überschubelemente (gegenüber einem fiktiven Erwartungswert) Rb, Li und H_2O^+ sowie als Defizitelemente K, Ba, und Sr, woraus insgesamt pegmatitische Bildungsbedingungen für den Hybridisierungsprozeß ableitbar sind.

Die stofflichen Daten bilden die Grundlage einer metallogenetischen Einschätzung des Rotgneismagmatismus.

7. Übersicht zu weiteren Vorkommen prävariszischer Granitoide im Bereich des Böhmisches Massivs

Eine Zusammenstellung der Vorkommen prävariszischer Magmatite, BANKWITZ (1977), SCHMIDT (1977), zeigt deutlich die für den Gesamttraum der mitteleuropäischen Varisziden charakteristischen Krustenmobilität im Zeitraum Kambrium bis Ordovic, ausgedrückt sowohl in magmatischen Aktivitäten als auch in Metamorphoseereignissen bei gleichzeitig fehlenden strukturbildenden tektogenetischen Ereignissen. Die neuesten radiologischen Altersdaten, publiziert als Ergebnis internationaler Wissenschaftskooperation im Rahmen der PK IX - Mitt. des ZI für Isotopen- und Strahlenforschung Nr. 133, Leipzig (1987) unterstreichen dieses ~450 Mill. J.-Ereignis ein weiteres Mal. Mit der Abb. 62 wird der Versuch unternommen, nur granitoide Vorkommen dieser Zeitspanne für das Gebiet der Böhmisches Masse und dessen Umrandung (nach den im erzgebirgischen Saxothuringikum erarbeiteten Kriterien genetisch unterschieden) zusammenzustellen. Die dabei auftretenden Schwierigkeiten sind offensichtlich: nur für die wenigsten der angeführten Vorkommen ist eine derartige Zuordnung auf Grund von Literaturdaten möglich, und auch das Studium ausgewählter Vorkommen im Rahmen von Exkursionen ist nicht ausreichend für eine sichere Entscheidung. Diese verlangt eine lithostratigraphisch-petrographische-strukturgeologische Detailerkundung für jedes Einzelobjekt und weiterhin auch eine hinreichend einheitliche Bearbeitungskonzeption. Bestes Beispiel für letztere Forderung ist die Auffassung von Augengneisen, die häufig auf Grund ihres granitischen Habitus' als Orthogneise beschrieben werden, als Blastomylonite oder Metasomatite jedoch auch im Zusammenhang mit Deformations- und Metamorphoseprozessen gebildet werden und keineswegs intrusiver Natur sind. Ähnliche Probleme einer solchen Karte entstehen schließlich auch aus der Auffassung orthogener Gesteine in der Entwicklung zur Aufschmelzung führender Deformations- und Metamorphoseprozesse (Migmatite, Diatexite, Anatexite).

Aus diesen Gründen werden im Folgenden nur jene Vorkommen prävariszischer Magmatite Mitteleuropas kurz diskutiert, zu denen der Verfasser auf der Grundlage eigener, wenn auch nur übersichtsartiger Beobachtungen, eine andere als literarische Beziehung hat. Diese Einschränkung betrifft die Granitmasse mit altpaläozoischen Intrusionsaltern (400 - 500 Mill. J.) nebst assoziierten kambroordovizischen Vulkaniten des Zentralmassivs, die sauren, kambrischen Vulkanite und ordovizisch intrudierten Granite des Amerikanischen Massivs, die silurischen Rhyolithe des Brabanter Massivs wie die kambroordovizischen Porphyrite der Pyrenäen aber auch die Mehrzahl der in der Abb. 62 zusammengestellten Vorkommen in der engeren Nachbarschaft des Nordrandes des Böhmisches Massivs, die in der Legende zur Abb. 62 mit Stichworten charakterisiert sind.

Aus dem böhmischen Anteil der auf DDR-Seite kartierten Orthogneisvorkommen des Erzgebirges ist lediglich der Umstand zu ergänzen, daß am E-Hang des Flüsschens "Loupnice", unterhalb des Staudammes und nördlich der Ortslage Hamr die für die strukturelle Gesamtentwicklung so wichtigen Basalgranitoide anstehen (bereits von SCHEUMANN, 1938, genannt), während sie auf dem Territorium der DDR nur als Lese-Steine bekannt sind.

Die Gneise orthogenen Charakters von Bechyně (Nr. 62 der Abb. 62) sind bereits 1976 durch FEDIUK als metatektisch-anatektische Bildungen beschrieben worden. Das Fehlen jeglicher Kontaktbildungen, graduelle Übergänge hinsichtlich der Intensität metatektisch-diatektischer Entwicklungen sowie strukturelle Bindung der Vorkommen lassen an der gegebenen Deutung als eine N-S-streichende, tiefreichende (Eklogitlinsen) Strukturzone gebundene Entwicklung keinen Zweifel zu. Mobilisationen erfolgen charakteristischerweise entlang einer jüngeren Kristallisationsschieferung!

Die Orthogneise des Krkonose (ČSSR-Anteil) (Nr. 66 der Abb. 62) sind, sowohl was ihre innere Gliederung (Typ: Äußere Rotgneise und der Gang- und Lagerrotgneise) als auch was ihre Kontaktbildungen (Injektite, Hybridisierung) anbelangt, durchaus den von intrusiven Graniten abzuleitenden Orthogneisen des Erzgebirgskristallins vergleichbar. Im Unterschied zu diesen fehlen jedoch offenbar Kontakterscheinungen mit Knotenformen (Flecken) (höherer Metamorphosezustand des Rahmens zum Zeitpunkt der Intrusion?) als auch ein Äquivalent der Inneren Rotgneise (Anschnittstiefe/Differenzierungsgrad). Die Alterstellung der bis zur Grenze Paläozoikum-Proterozoikum

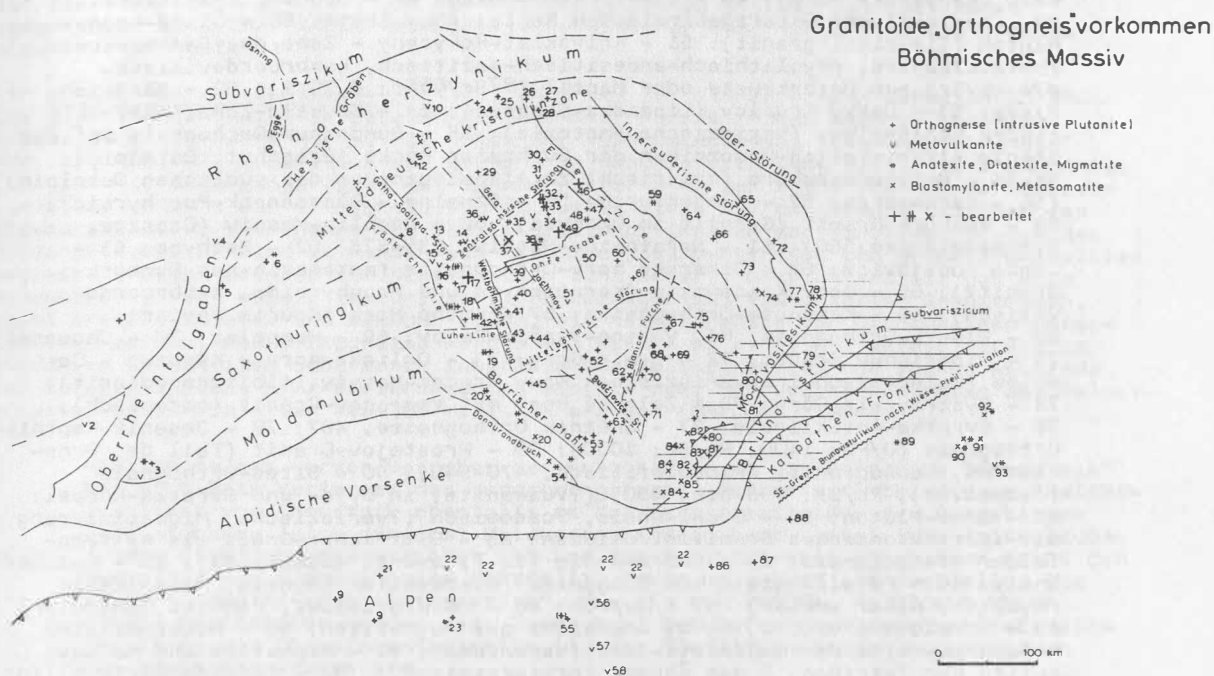


Abb. 62: Prävariszisch-altpaläozoische Granitoide des Böhmisches Massivs und dessen Umrandung mit dem Versuch einer genetischen Klassifizierung (Altersangaben in Mill. J.)

- 1 - Bhrg. Saar 1, (Granit 381); 2 - Vogesen (Metamorphose 357 und 407, Granulite 509); 3 - Schwarzwald (Orthogneise 524, Anatexite 490, Lenzkirchgranit 427); 4 - Taunus (kambroordovizische Metavulkanite-Serizitgneise); 5 - Odenwald (Anatexite 419); 6 - Spessart (Orthogneise-Intrusionsalter 384, 416 Rb/Sr); 7 - Ruhlaer Kristallin (Granitoide in Kambrium und Ordoviz); 8 - Schwarburger Antiklinorium (Milchberg-Granit, Glasbach-Granit, 475 K/Ar), Katzhütter Schichten (Porphyroide), Tremadoc (geringmächtige Granitoide), Kambroordoviz (Keratophyre); 9 - s-parallele Orthogneise des Ötztalkristallins, 436 Rb/Sr (Intrusionsalter), Schmelzbildungen sind älter als 450. - Ostalpen: kaledonische Orthogneise, 415-485 saurer Plutonismus (Altkristallin); 10 - Harz (Quarzkeratophyre im Ludlow); 11 - Kyffhäuser; 12 - Untergrund des Thüringer Beckens (synkinematische Magmatite, Gneise, Migmatite, 340 K/Ar); 13 - Lehesten-Wurzbach; 14 - Hirschberg, Gefell (Granophyre und Porphyroide); 15 - Frankenwald (Quarzkeratophyre in Mittelkambrium); 16 - Münchberger Masse (Metagranodiorit, Augengneise der Liegendserie) 456 Rb/Sr, 468 Muskovit in granulitfaziellen Metahornfelsen; Metakeratophyre im Ordoviz); 17 - Fichtelgebirge (Selb, Wunsiedler Bucht, Waldsassen, Marktredwitz) - ?ordovizischer, hochintrusiver Plutonismus (Augengneise im Kambrium); 18 - Oberpfalz (Tischenreuth-Mähringen-Erbendorf, ?Anatexite, sk-parallele granitoide Körper, 471); 19 - Oberpfälzer Wald (intraordovizische Granitgänge); 20 - Bayrischer Pfahl (Anatexite-Diatexite, Anatexite I 452 Rb/Sr - Mühl-Zone; Anatexite II 330); 21 - Kellerjochgneise (Schwarzer Augengneis), kaledonisch intrudierte Meta-gneise 308; 22 - Metaquarzkeratophyre (Ordoviz - Silur) der nördlichen Grauwackenzone (porphyrisch); 23 - Altkristallin Schobergruppe, Osttirol - 439, (Augengneise und Flasergneise); 24 - Kristallin von Hohnsdorf und Plötz (Granodioritgneis, Biotitgneis, Amphibolite); 25 - Dessau-Cochstedt; 26 - Pretzsch (Granodiorit, schwach texturiert); 27 - Schönwalde; 28 - Kristallin von Zöllsdorf (Metagranodiorit und -granodioritporphyr); 29 - Zeitz-Weißenfels (520, 435); 30 - Laaser Granodiorit; 31 - Sericit-gneise (Metaporphyroide) von Döbeln (Ordoviz); 32 - Frankenberg-Hainichen; 33 - Oberschöna-Oederan; 34 - NW-Schieferhülle des Erzgebirges; 35 - Wildenfels (analog zu Frankenberg als Anatexit); 36 - Greiz (Granophyre, Porphyroide), 440 - 400 K/Ar; 37 - Schwarzenberg; 38 - Reitzenhain; 39 - Horni Slavkov; 40 - Teplá-Bezručice (cadomisch?) - Hanov-Massiv im N (Granit, Granodiorit) - Lestkov-Massiv im S (Biotitgranodiorit, Quarzdiorit); 41 - Bor-Massiv, 556; 42 - Tachov, SW Mariáňzké Lázně; 43 - Mračnice-Jenikovice-Massiv, NW Domažlice; Muskovit-Biotit-Granit (cadomisch); 44 - Stod-Massiv,

Hornblende-Biotit-Quarzdiorit und Biotitleukogranit (510-530); 45 - Böhmerwald (Kašperské Hory); 46 - Pluton von Coswig; 47 - Oohnaer Granodiorit; 48 - Anatexit der Osterzgebirgischen Serie; 49 - Sayda; 50 - Čistá-Louny-Pluton (Tis-Biotitgranit); 51 - Krivoklát-Rokycany - Zone des Barrandiums (Metavulkanite, rhyolithisch-andesitisch-dazitisch, kambroordovizisch, 474 Rb/Sr) aus Unterkruste oder Mantel ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,7041); 52 - nördlich Pisek; 53 - Český Krumlov (Lipenska-Stausee); 54 - Sauwald-Zone, anatektische Perlgnese, (variszische Anatexis); 55 - Bundschuh-Orthogneis auf der Grenze Altkristallin-Mesozoikum der Gurktaler Decke (Eisenhut, Ostalpin); 56-58 - Metakeratophyre (silurisch) im Altpaläozoikum des südlichen Ostalpin (56 - Karawanken; 57 - Klagenfurth; 58 - Saualpe - Blasseneck-Porphyrroid); 59 - Rumburk-Granit (Gerölle im Ordoviz); 60 - Bechlin-Massiv (Granite, Pyroxendiorite; 550); 61 - Neratovice-Massiv, 535-573; 62 - Bechyne; 63 - Ceske Budejovice; 64 - Jizerské hory-Orthogneise (metamorph aus Rumburk-Granit?); 65 - Gory Kascawskie (Keratophyre und Prophyroide, kambroordovizisch); 66 - Krkonoše-Orthogneise; 67 - Kutná Hora (Kouřim Gneise); 68 - Blanik-Orthogneis, Ml. Vozice-Vlašim-Pacov; 69 - Humpolec; 70 - Choustnik; 71 - Jindřichův Hradec; 72 - Sowie Gory; 73 - Orlické hory - Kłodzko - Gewölbe (kaledonisch-frühvariszisches Novy Hradek-Massiv, Albitgranodiorit); 74 - Bystrzyckie Góry; 75 - Železné hory mit Vseradov-Granit (cadomisch); 76 - Svratka-Antiklinale; 77 - Šneznik Orthogneise, 487; 78 - Jeseník-Keprník-Orthogneis (U/Pb: 1400, Rb/Sr: 1000); 79 - Prostejov-Granit (Teil des Brno-Plutons, Leukogranit, Granodioritisch, 470-540); 80 - Biteš-Orthogneis (cadomisch), Rb/Sr: 796 bzw. 480, (?Vulkanite) in Dyje- und Svratka-Kuppel; 81 - Brno-Pluton; 82 - Gföhl-Gneis, ?cadomisch (?variszische) Migmatisierung mit spättektonischen Granitintrusionen; 83 - Bitt'scher-Gneis als Weiterfelder Stengelgneis; 84 - Dobra-Gneis (z. T. event. magmatisch); 85 - Spitzer Gneis; 86 - Forellenstein von Gloggnitz (Riebeckitorthogneis, Metaalkali-rhyolith, Alter unklar); 87 - Sopron; 88 - SW-Bratislava, rechtes Donauufer; 89 - Stražovské vrychy, G_2 - G_7 Anatexite aus Magmatiten; 90 - Metasomatite/Metaporphyroide der Lubietová-Zone (Veporiden); 91 - Migmatite und Metasomatite der Tatriden, S des Chopok (proterozoisch?); 92 - Tatriden-Kristallin (Hohe Tatra); 93 - kaledonisch/variszische (?)Orthogneise von Muran (Veporiden)

reichenden Gesteine wird unterschiedlich mit cadomisch (DUDEK, 1974) oder ober- bis evt. auch unterproterozoisch (CHALOUPSKY, 1978) diskutiert. Petrographisch charakteristisch ist die Muskovitdominanz, strukturell kennzeichnend gegenüber dem Erzgebirgsraum eine Oberlagerung der E-W-gerichteten Antiformstruktur (mit N-Vergenz?) durch eine steilachsige Falten tektonik.

Orthogneisähnliche Gesteine des Kristallins von Kutná Hora (Nr. 67 auf Abb. 62) sind wie diejenigen von Bechyne, ebenfalls migmatisch-anatektischer Entstehung, wobei der Komplex selbst als retromorphes Moldanubikum aufgefaßt wird, da moldanubische Glieder in ihm weiter verfolgbar sind (vergleichbar der Situation der Gföhl-Gneise an der Grenze Moldanubikum-Moravikum). In dieser deformations- und metamorphosebezogenen Entwicklung treten neben metasomatischen Kalifeldspat-Augengneisen (Typ "Schwarzenberg") in Faltenkernen auch Lagen granulitischer Gesteine mit Granat, Kyanit (Leptynite) sowie Linsen von Granat-herzoliten auf, so daß zusammen mit strukturellen Merkmalen einer vergenteten Falten tektonik (Stengelung bis zu Schuppenbau) Anklänge an die Verhältnisse in der Flöha-Synklinale bestehen. Petrographisch ist das Kristallin von Kutná Hora durch generell zwei Glimmer (jüngerer Muskovit) von den Biotitgneisen des Moldanubikums unterschieden.

Gesteine, die mit Ähnlichkeit zur gestengelten Version des Inneren Rotgneises der Reitzenhainer Struktur am ehesten Orthogneischarakter tragen, treten im Westteil des Kutna Hora Kristallins, östlich der NNE-SSW verlaufenden Rataje-Zone auf (N-Teil der Blanicer Furche), an der Kutna Hora Kristallin auf Bunte Gruppe (Moldanubikum) überschoben ist.

Orthogneise des Teplá-Kristallins (Nr. 40 Abb. 62) werden hinsichtlich ihres Alters als cadomisch eingestuft (SUK u. a., 1984). Gleiches gilt für Vorkommen von Horni Slavkov (Nr. 39) des Bor-Massivs (41), von Tachov (42) und des Mračnice-Jenikovice Massivs (NW Domažlice), welche alle auf der E-Flanke der Westböhmisches Störung liegen, strukturell jedoch dem umgebenden Proterozoikum eingepaßt sind (NE-SW). Gemeinsam ist allen diesen Vorkommen ihr geringmächtiges, lagergangförmiges Auftreten in proterozoischen Paragneisen, mit Kontaktformen, die sehr ähnlich denen an den Intrusivkörpern von Reitzenhain und Sayda sind (injektitische Hybridisierung, Assimilation, mikrogranitische Randpartien). Auch ihre Kopplung mit intensiven Faltungsdeformationen (isoklinale Faltung, Stengelung und anatektische Mobilisationen bzw. Mylonitisierung entlang dann zumeist als Hauptteilbarkeitsflächen ausgebildeter jüngerer Kristallisationsschieferungsflächen) stützt einen solchen Vergleich. Die Einförmigkeit in die proterozoische NE-SW-Richtung ist mit den charakteristischen Deformationsformen "Stengelung" etc. gekoppelt und von einer Faltungsdeformation mit z. T. mittelsteilen Achsen in NNW-SSE-Richtung (parallel der Westböhmisches Störung) überlagert. Dieser kompressiven Tektonik an der Westböhmisches Störung

stehen dilatative Strukturentwicklungen gegenüber, die vor allem in den Kreuzungen mit der Ohře-Störung (Rift) und der Mittelböhmisches Störung die Platznahme bedeutender basischer Körper bereits zu cadomischer oder möglicherweise präcadomischer Zeit gestatteten.

Der Orthogneis von Choustník (Nr. 70, Abb. 62) ist ein Vorkommen turmalinführender Zweiglimmerorthogneise im Bereich der Blanicer Furche (siehe auch E-Flanke des Kristallins von Kutná Hora), die unter der Typenbezeichnung "Blanik-Orthogneis" (Nr. 68, Abb. 62) zusammengefaßt werden. Es handelt sich generell um geringmächtige (bis 100 m), lagergangartige, zum Rahmen konforme Körper mit N bis NNE-gerichtetem Einfallen um 40°. Der Orthogneis von Choustník liegt auf der Grenze zwischen den Glimmerschiefern von Chynov und Biotit-Sillimanitgneisen der Monotonen Gruppe des Moldanubikums. Er wird im Rahmen von Eklogiten, Serpentiniten und Granatamphiboliten begleitet. Seine Grenzen zum Nebengestein sind scharf. Bezeichnend ist das enge Nebeneinander von nahezu texturlosen, grobkörnigen und texturierten Granitoiden, wobei erstere zuletzt von ZIKMUND (1983) als Reliktgranite von Orthogneisen unterschieden wurden. Die Orthogneise werden von KLEČKA u. a. (1986) untergliedert in Bildungen an duktilen Scherzonen innerhalb des Reliktgranites und solche am Rande des Reliktgranites. K/Ar-Datierungen an Biotit- bzw. Muskovitkonzentrat des Reliktgranites haben ein Alter von 360 Mill. J. ergeben (ŠMEJKAL, 1964).

Während seines kurzen Besuches der Aufschlüsse um die Burgruine "Choustník" hat sich beim Verfasser der Verdacht geformt, daß es sich bei diesen "Reliktgraniten" vom Choustník ebenfalls um den Basalgranitoiden des Erzgebirges vergleichbare (also jüngere) Bildungen handeln kann, zumal ihre faltenbaubezogene Position unbestreitbar ist und die "reliktgranitische" Form nicht den Normaltyp der Blanik-Gneise darstellt. Davon unberührt ist zweifellos die jüngere "ductil-shear-Deformation", wie sie von KLEČKA, RAJLICH & MELKA (1986) beschrieben worden ist. Diese hier geäußerte Vermutung schließt eine Ableitung der Choustník-Anatexite (!) als "Basalgranitoide" aus Gliedern der Monotonen Gruppe ein.

Die Orthogneise von Blanik (Nr. 68, Abb. 62) sind muskovitbetonte Zweiglimmergneise, häufig turmalinführend, überwiegend langflasrig (Typ der "Äußeren Rotgneise") oder mikrogranitisch und plattig (Typ der "Gang- und Lagerrotgneise"), die strukturell im Bereich der Blanicer Furche durch Mehrfachfaltung und Migmatisierung gekennzeichnet sind. Zum Blanik-Typ werden auch andere Orthogneisvorkommen aus dem Moldanubikum gestellt. Die Blanicer Furche kennzeichnet damit neben dem basischen Magmatismus an der W-Flanke des Kutná-Hora-Kristallins (Rataje-Zone) ein saurer, granitoider Magmatismus, der schon in die E-W bis NE-SW - Strukturierung des Moldanubikums intrudiert und mit Paragneisen zusammen in eben dieser Lage verfault wurde, womit die Bildung anatektischer Granitoide (Basalgranitoide) vom Typ Choustník (E-W bis NE-SW) gekoppelt sein kann. Jüngeren Alters sollten dann die Deformationen sein, die - wiederum parallel der Blanicer Furche (NNE-SSW und E-fallend) - mit den exemplarisch schönen Bildern duktiler Scherung in den Aufschlüssen bei Choustník zu sehen sind.

Die Orthogneise der Orlické hory (Nr. 73, Abb. 62) ebenso wie die des Jeseník-Keprník-Gewölbes (Nr. 78, Abb. 62) bzw. des Snežník (Nr. 77, Abb. 62) sind - sowohl was Gliederung, Kontaktverhältnisse als auch strukturelle Entwicklung anbelangt - den Vorkommen des Erzgebirges ähnlich, wenn auch generell geringer dimensioniert. Dies betrifft injektive Beeinflussung migmatitischer Zweiglimmerparagneise an ihrem Kontakt und vor allem ihre strukturellen Merkmale mit stark vergentem (nördliche Richtung) Faltenbau (fast liegend, isoklinal) und daran geknüpften Deformationsformen wie Stengelung, partielle Anatexis etc. Hervorzuheben ist die Parallelität der Interpretation der Kristallinentwicklung mit den erzgebirgischen Verhältnissen, wie sie von DON u. a. (1980) für das Metamorphikum des Sniežník (polnischer Anteil) gegeben wurde: In eine suprakrustale (Stronie-) Serie jungproterozoischen (bis max. silurischen) Alters intrudiert konkordant zu einem Schieferungsflächensystem ein Lagergranit (Sniežník-Gneis). Diese Intrusion erfolgt wahrscheinlich an der Wende Mittel-Oberkambrium. Der Verband unterliegt noch zu kaledonischer Zeit einer Vergneisung und anschließender Faltung (E-gerichteter Deckenbau) verbunden mit Migmatisierung (Gieraltow Gneise) sowie deren mylonitisierte und rekristallisierte Ausbildungsform als Haniak-Gneise). Die variszischen Granitoide des Kłodzko-Złoty-Stok-Massivs intrudieren in diesen Strukturbau im Karbon. Diese von DON (1980) dargestellte, teils jedoch umstrittene Entwicklung ist bis in Details der erzgebirgischen Situation vergleichbar, lediglich mit dem Unterschied, daß die deckenerzeugende Faltungsdeformation (Überschiebung auf die Ostsudeten) erstens keine anatektischen, sondern migmatitische Gesteine erzeugt und zweitens dieser Deformationsprozeß noch in den Zeitraum der kaledonischen Tektogenese gestellt wird.

Altpaläozoische granitoide Magmatite sind auch aus den variszischen Kernen des alpidischen Tektogengürtels bekannt. Im Alpenraum selbst handelt es sich dabei nach Literaturangaben offenbar überwiegend um Vulkanite (PURTSCHHELLER, 1975; von RAUMER, 1976; SATIR, M., 1976; FRANK, W. u. a., 1976; SCHÜNLAUB, 1979; HLAUSCHEK, 1983). In den Westkarpaten enthalten die Anteile des präalpinen, kristallinen Grundgebirges verschiedentlich Einheiten, die als altpaläozoische oder auch proterozoische Granitoide angesehen werden. Eine Interpretation dieser Vorkommen gestaltet sich auf Grund der

mehrfachen regionalmetamorphen Überprägung und Verschuppung besonders schwierig.

Im Kristallin der Tatriden (Nr. 91, Abb. 62), welches sich mit vergleichsweise geringer Intensität alpidischer Metamorphose (Sockel, flächengebundene Dislokationsmetamorphose) von bis zu katazonaler Intensität sowohl variszischer als auch alpidischer Regionalmetamorphose im Kristallin der Veporiden unterscheidet, treten granitoide Gesteine wohl ausschließlich als metatektisch-anatektische Bildungen auf, konkordant in einer Folge (?) proterozoischer bis im wesentlichen altpaläozoischer Gesteine. Im Kristallin der Hohen Tatra (Nr. 92, Abb. 62) erreichen ähnliche Entwicklungen, ausgehend von Paragneisen an Deformationsbahnen, die Bildungsbedingungen von Blastomyloniten und Anatexiten im Sinne der Basalgranitoide. Anhaltspunkte für intrusive Granitoide oberproterozoischen bis altpaläozoischen Alters scheinen im Kristallin der Tatriden zu fehlen.

In den sich südlich anschließenden Veporiden treten in der Lubietová-Zone (Nr. 90, Abb. 62) granodioritische Porphyroide vermutlich ordovizischen (bis möglicherweise variszischen) Alters in einer altpaläozoischen Folge von Phylliten, Chloritschiefern, Amphiboliten und Lyditen auf, die sich teilweise bis zu Augengneisen entwickeln können. In permischen Sedimenten sind diese hellen, meist mylonitischen Gesteine als Gerölle enthalten. Metasomatische Ableitung dieser Gesteine ist ebenso diskutiert worden wie permische, magmatische Platznahme. Weiter ist auch eine rein strukturelle Interpretation dieser auf den S-Rand der Deckengrenze Tatriden (im Norden) gegen Veporiden (im Süden) konzentrierten Gesteine als extreme Stufe der Gneise vom "Muran-Typ" in Diskussion. Die granitoiden Muran-Gneise (Nr. 93, Abb. 62) bilden einen schmalen Zug entlang der Myto-Störung, die im Verbreitungsgebiet besagter Gesteine mit der S-Flanke bzw. dem Deckenbahnausstrich eines nach NW vorgeschobenen Lappens von mesozoischen Gesteinen der Gemeriden zusammenfällt. Zusammen mit den granitoiden Gesteinen (kalifeldspatbetonte Zweiglimmergneise mit Muskovitvornacht) treten Amphibolite und im Liegenden Grauwacken, Schiefer, hybride Gneise und Migmatite auf. Diskutiert werden sowohl kaledonische als auch variszische Bildungsalter. Die Gesteine sind deutlich mehrfach geschiefert, treten sowohl in dm-Lagen texturparallel in den Amphiboliten als auch offenbar diskordant dazu auf. Neben diesen möglicherweise intrusiven Bildungen gehören zur Gruppe der Muran-Gneise metasomatisch-blastische Augengneise wie in der Entwicklung aus Glimmerschiefern zu Augengneisen in einer Faltungsstruktur bei Tisovec (Typ "Schwarzenberg").

Trotz der gebotenen Zurückhaltung bei einer Interpretation der Abb. 62 deuten sich folgende, weiter zu überprüfende Tendenzen an:

- Ein beträchtlicher Teil prävariszischer Gneise vermeintlich orthogoner Ableitung geht offenbar nicht auf intrusive oder extrusive, magmatische Bildungen zurück, sondern wird im Verlauf von Deformations- und Metamorphoseprozessen aus Paragesteinen gebildet (Blastomylonite, Anatexite, Dia- und Metatexite, Metasomatite).
- Von granitoiden Intrusionen abzuleitende Orthogneise altpaläozoischen Alters konzentrieren sich auf den NE- bis NW-Rand des Böhmisches Massivs im Bereich der Saxothuringischen Zone (und der Mitteldeutschen Kristallinzonen?), während in der Moldanubischen Zone offenbar deformations-metamorphosebezogene Bildungen von Orthogneisen dominieren.
- Im kristallinen Fundament der Alpiden scheinen Vulkanite, deren Anteil an den prävariszischen Orthogneisen des Saxothuringikums zwar immer wieder vermutet, jedoch nicht sicher belegt werden konnte, eine weitere Verbreitung zu haben.
 - Bis 400 m Blasseneckporphyroid (Nördliche Grauwackenzone) markieren den Fazieswechsel klastisch-karbonatisch an der Grenze Ordoviz/Silur, wenn auch - mit Ausnahme der Hohe Tauern - diesem Porphyroid in allen anderen Paläozoikumsprofilen des Ostalpin basische Gesteinsfolgen (Grünschiefer, Metadiabase, Metakeratophyre etc.) entsprechen (SCHÖNLAUB, 1978).
 - Im Ergebnis einer altpaläozoischen Metamorphose granulitfazialer Intensität (Anatexis I) intrudierten Granitkörper (Gotthard-Massiv; Mont Blanc-Massiv u. a.), die heute als Orthogneise (sog. Streifengneise) vorliegen (von RAUMER, 1976). Diese Intrusionen bezeichnen das Ende der altpaläozoischen Entwicklung, ohne daß allerdings eine scharfe Grenze zum variszischen Geschehen gezogen werden kann. Nachfolgende Blastomylonitisierung und eine Anatexis II werden als frühvariszische Ereignisse gedeutet, wodurch sich enge Parallelen zur Entwicklung im Erzgebirge ergeben.

Hierin deutet sich eine generell E-W - gerichtete Zonierung des prävariszischen, **sauren** Magmatismus an, die Ausdruck von N nach S steigender Intrusionshöhe ist: Tief intrudierte Körper (plutonische Fazies) im Norden, hoch intrudierte (vulkanische Fazies) im kristallinen Fundament der Alpen. Im Bereich des Moldanubikums besteht ein Übergangscharakter, der insofern auch belegt werden kann, als den möglicherweise intrusiven Vorkommen dort immer die Kerngranite fehlen und mikrogranitische Tendenzen dominieren. Dieser Hinweis ist vor allem im Zusammenhang mit den für die Intrusionsbedingungen der erzgebirgischen Orthogneise (in der N-Zone) abgeleiteten Abschätzungen der Krustenmächtigkeit oder das Anschnittsniveau des variszischen Kristallins von Bedeutung.



8. Geophysikalische Indikationen

Der gravimetrisch positive Kern des Böhmisches Massivs wird nahezu lückenlos von einer negativen Schwereanomalie umschlossen (Abb. 63). Im Bereich der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone liegt diese negative Schwereanomalie auf der NW-Flanke zum Zentrum des Böhmisches Massivs hin zunehmender Krustenmächtigkeit (Abb. 64). Diese Flankenlage am S-Hang einer fast E-W - verlaufenden Mantelhochlage südlich der Linie Saalfeld-Dresden zeichnet das Schwereminimum der Fichtelgebirgisch-Erzgebirgischen Antiklinalzone gegenüber den anderen Begrenzungselementen des Böhmisches Massivs, bei denen es sich offenbar um Schwereminima im Zusammenhang mit bis mindestens in die Unterkruste reichenden Bruchstrukturen handelt, aus (Elbezone, Fränkische Linie, Moravische Linie).

Die Anomalie des Erzgebirges fällt desweiteren mit einem Gebiet vergleichsweise niedrigerer durchschnittlicher Krustengeschwindigkeit zusammen ($v_p = 6,2$ km/s) (Abb. 65), woraus ein betont saurer Aufbau folgt. In der Unterkruste bildet sich für die durchschnittliche Geschwindigkeit ein Minimum in jenem Bereich ab, der südlich Dresden sowohl einer relativen Mohohochlage bei gravimetrischem Minimum als auch dem Bereich höchster Metamorphoseintensität im präkambrischen Kristallin (Anatexite von Fürstenwalde-Lauenstein-Glashütte) entspricht.

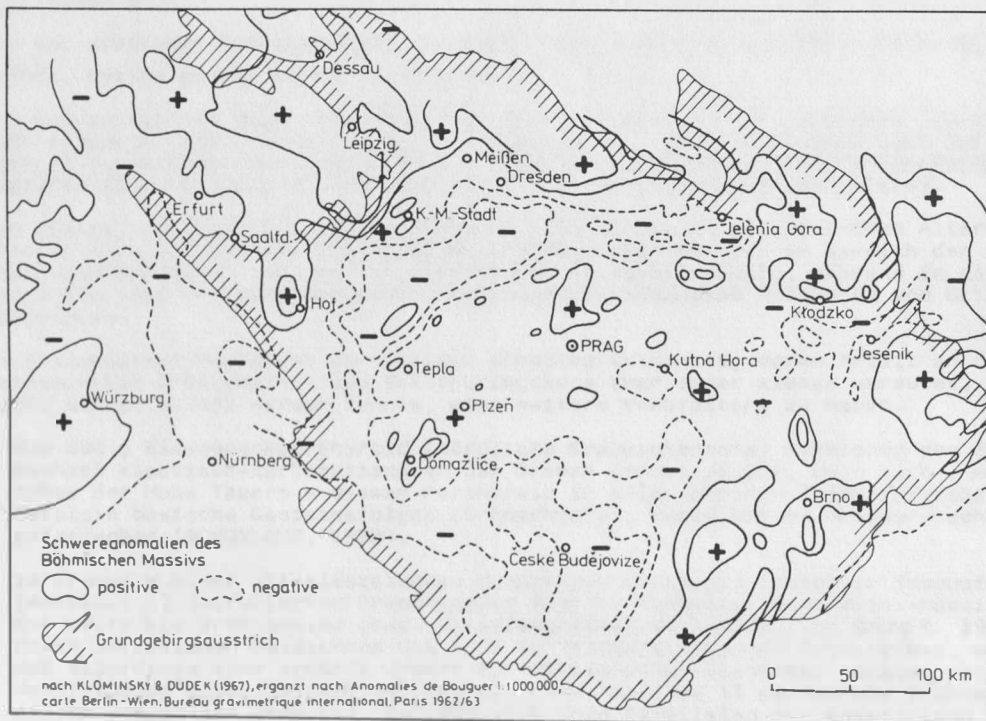


Abb. 63: Schwereanomalien des Böhmisches Massivs

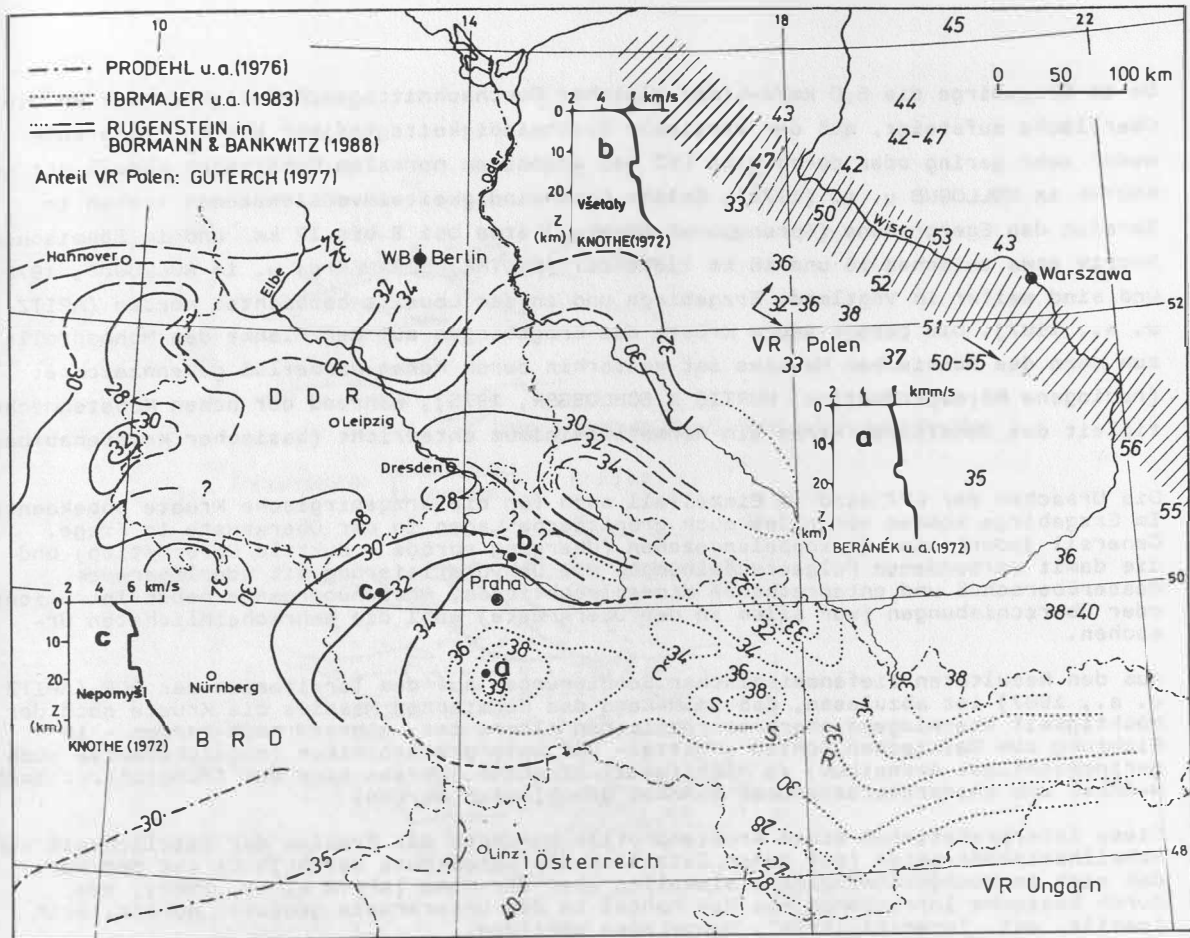


Abb. 64: Krustenmächtigkeit Mitteleuropa, speziell Böhmisches Massiv

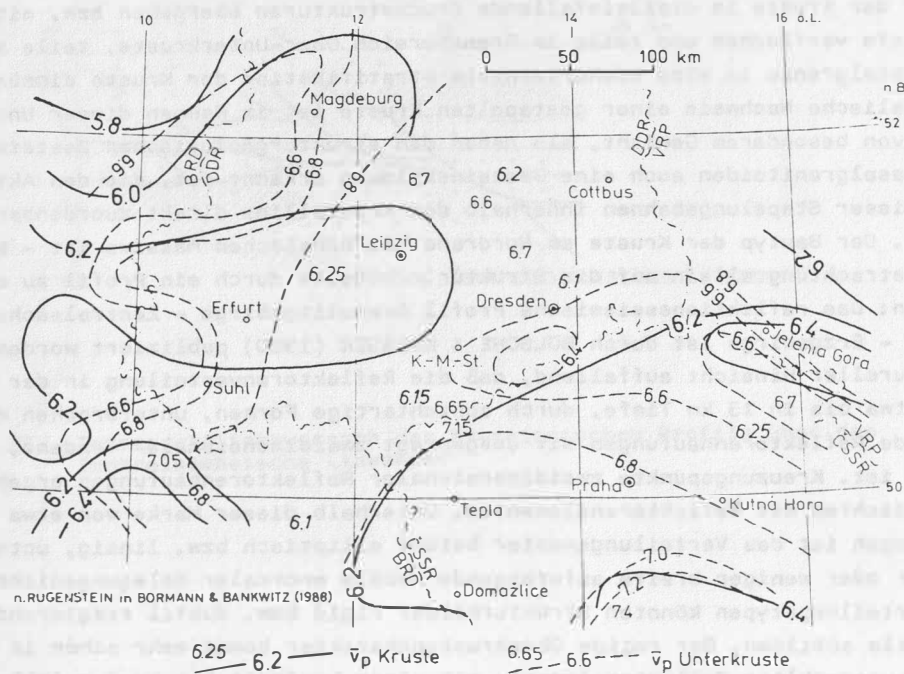


Abb. 65: Durchschnittliche Krusten- und Unterkrustengeschwindigkeiten am N-Rand des Böhmisches Massivs

Da im Erzgebirge die 6,0 km/s-Linie gleicher Durchschnittsgeschwindigkeit bis an die Oberfläche aufsteigt, muß der vertikale Geschwindigkeitsgradient bis zur Moho entweder sehr gering oder durch eine LVZ bei ansonsten normalem Gradienten modelliert sein, KNOTHE in SOLLOGUB u. a. (1972). Solche Geschwindigkeitsinversionszonen treten im Bereich des Egergrabens (Sprengpunkt Nepomys) etwa bei 8 bis 17 km und im Böhmischem Massiv etwa zwischen 16 und 18 km Tiefe auf (KNOTHE, BERANEK u. a. in SOLLOGUB, 1972) und sind weiter im Vogtland, Erzgebirge und in der Lausitz beobachtet worden (APITZ u. a., 1987). Die betont saure Kruste des Erzgebirges auf der Flanke des Mohoabfalls zum Kern des Böhmischem Massivs ist weiterhin durch hohen Wärmefluß gekennzeichnet (radiogene Wärmeproduktion) HURTIG & SCHLOSSER, 1975), während der hohen Krustenmächtigkeit des Böhmischem Kerns ein Wärmeflußminimum entspricht (basischer Krustenaufbau).

Die Ursachen der LVZ sind im Einzelfall auch für die erzgebirgische Kruste unbekannt. Im Erzgebirge kommen vor allem auch granitische Lagen in der Oberkruste in Frage. Generell jedoch sind Entkoppelungszonen (Übergang spröde - duktile Deformation) und die damit verbundenen Folgeerscheinungen wie Dehydratisierung mit überlagerendem Wasserüberschuß und entsprechende Mineralreaktionen, Phasenübergänge neben Intrusionen oder Überschiebungen (vor allem in der Oberkruste) wohl die wahrscheinlichsten Ursachen.

Aus den Resultaten tiefenseismischer Sondierungen auf dem Territorium der DDR (APITZ u. a., 1987) ist abzulesen, daß am N-Rand des Böhmischem Massivs die Kruste nach der Mächtigkeit überwiegend oberproterozoischen Alters ist, während nach Norden - in Richtung zum Baltischen Schild - Mittel- und Unterproterozoikum (möglicherweise auch geringmächtiges Archaikum) an Mächtigkeit zunehmen. Daraus kann auf frühproterozoischen N-Anbau und oberproterozoischen S-Anbau geschlossen werden.

Diese Interpretationen eines Krustenprofils berühren das Problem der Zeitlichkeit von Schallhärtekontrasten (auf denen letztlich die Gliederung beruht). Es ist denkbar, daß sich in Hochgeschwindigkeitslamellen über der Moho (APITZ u. a., 1987), die durch basische Intrusionen aus dem Mantel in die Unterkruste gedeutet wurden, auch fossile, evt. "granitisierte", Moho-Lagen abbilden.

Tiefenseismische Sondierungsergebnisse für das Gebiet der mitteleuropäischen Varisziden (GIESE, 1983; BEHR u. a., 1984; WEBER, 1985) lassen an einem Stapelungsbau der Oberkruste kaum Zweifel zu. In allen Profilen sind als Stapelungsbahnen S-fallende Krustendiskontinuitäten erkennbar, die in den obersten Kilometern mit zunehmender Rigidität der Kruste in steileinfallende Bruchstrukturen übergehen bzw. mit zunehmender Krustentiefe verflachen und teils im Grenzbereich Ober-Unterkruste, teils an der Kruste-Mantelgrenze in eine subhorizontale Stratifikation der Kruste einmünden. Dieser geophysikalische Nachweis einer gestapelten Kruste ist im Rahmen dieser Untersuchungen insofern von besonderem Gewicht, als neben den strukturgeologischen Bestätigungen mit den Basalgranitoiden auch eine Gesteinsbildung erkannt ist, die den Aktivitäten entlang dieser Stapelungsbahnen innerhalb des Kristallins direkt zuordenbar ist (Abb. 19). Der Bautyp der Kruste am Nordrand des Böhmischem Massivs ist - beschränkt man die Betrachtung allein auf die Struktur - bereits durch ein Profil zu charakterisieren: Das reflektionsseismische Profil Granulitgebirge - Zentralsächsisches Lineament - Erzgebirge ist durch BÜLSCHKE & KRESSER (1980) publiziert worden. Es ist in struktureller Hinsicht auffallend, daß die Reflektorenverteilung in der Oberkruste, etwa bis in 13 km Tiefe, durch schichtartige Formen, unterbrochen durch flach SE-fallende Reflektorenhäufungen mit ausgeprägt zweidimensionaler Tendenz, charakterisiert ist. Kreuzungspunkte zweidimensionaler Reflektorenhäufungen ergeben maximale Belegungsdichten mit Reflektorenelementen. Unterhalb dieser Marke von etwa 10 km Tiefe dagegen ist das Verteilungsmuster betont elliptisch bzw. linsig, unterbrochen durch mehr oder weniger breite aufsteigende Kanäle anormaler Belegungsdichte. Diese beiden Verteilungstypen könnten Strukturbilder rigid bzw. duktil reagierender Krustenteile abbilden. Der rigide Oberkrustencharakter kommt sehr schön in der Darstellung ausgewählter Reflektorelemente mit einer Laufzeit bis zu 5 s (Abb. 66 a) zum Ausdruck.

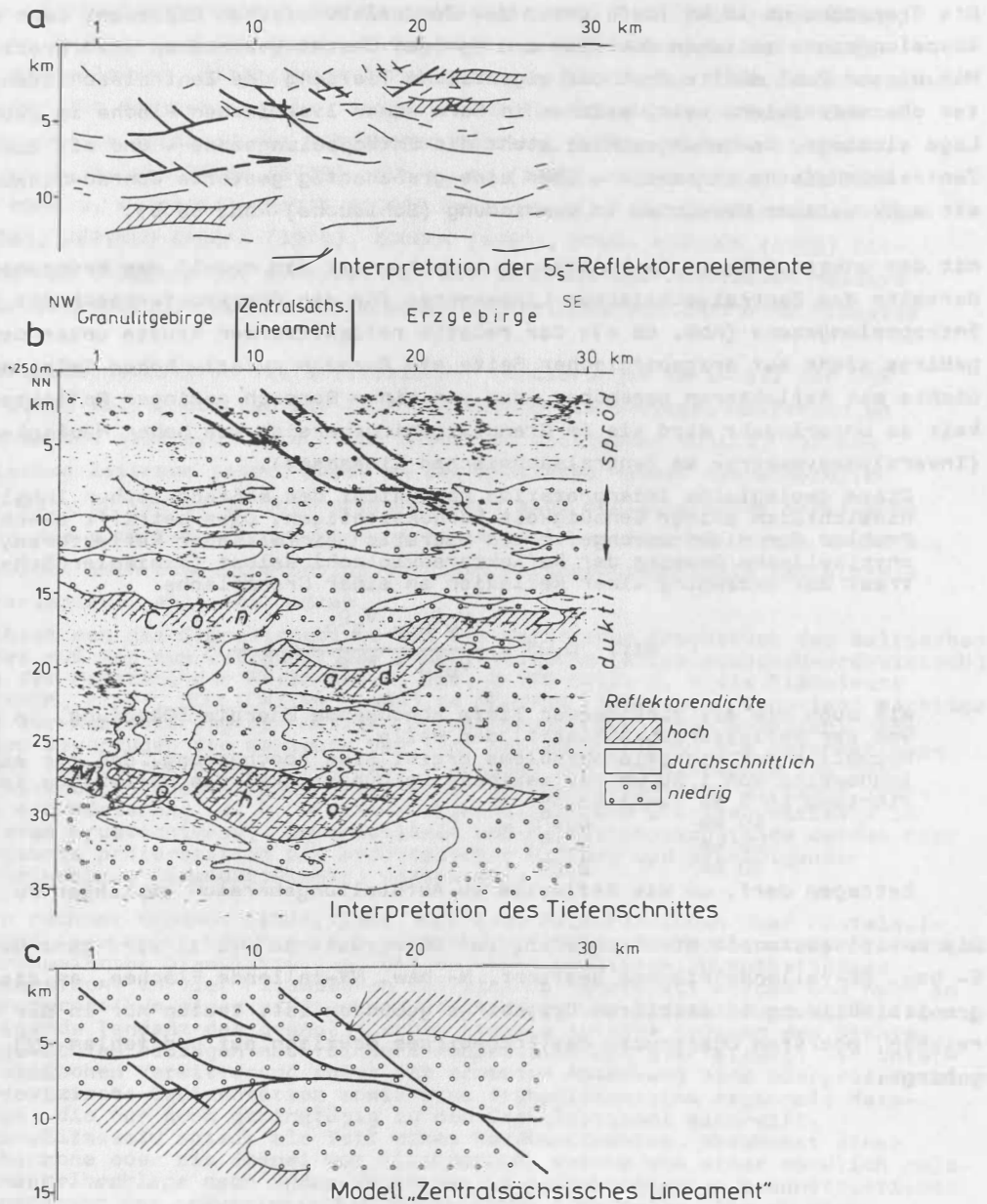


Abb. 66: Interpretationsversuch des Rx-seismischen Profils über das Zentralsächsische Lineament

BÜLSCHKE & KRESSER interpretieren Bereiche geringer Reflektordichte als tektonische Störungen, solche mit relativ hoher, als intakte Kruste. Schon die Lokationen in Abb. 66 sprechen dagegen.

Die Grenzzone um 10 km Tiefe unter dem Zentralsächsischen Lineament kann als Entkoppelungszone zwischen duktilem und sprödem Gesteinsverhalten interpretiert werden. Mit dieser Zahl dürfte auch der eigentliche Tiefgang des Zentralsächsischen Lineamentes charakterisiert sein, welches in Form einer listrischen Fläche in subhorizontale Lage einbiegt. Dessenungeachtet steht die Entkoppelungszone - und mit dieser das Zentralsächsische Lineament - über eine grabenartig gestörte Conrad-Diskontinuität mit subkrustalen Bereichen in Verbindung (Schläuche) Abb. 66 b).

Mit den unvermeidbaren Spekulationen versehen ist ein Modell des Krustenaufbaus beiderseits des Zentralsächsischen Lineamentes für den Oberkrustenbaschnitt bis zur Entkoppelungszone (Abb. 66 c): Der relativ reflektorarmen Kruste unter dem Granulitgebirge steht auf erzgebirgscher Seite ein Bereich relativ hoher Belegungs-dichte mit Reflektoren gegenüber, der von einem Bereich geringer Reflektorenhäufigkeit so unterlagert wird wie im Granulitgebirgsbereich von hoher Häufigkeit (Inversionssymmetrie am Zentralsächsischen Lineament).

Diese geologische Interpretation kann nicht den meßtechnischen Inhalt des Profils hinsichtlich seiner Genauigkeit berücksichtigen. Dies betrifft sowohl das Problem der nicht durchgeführten Migration einfallender Reflektoren, die physikalische Deutung der Reflektorenzahl selbst (minimaler Schallhärtekontrast zur Erzeugung einer Reflexion an einer Grenzfläche

$$\text{mit: } 0,05 = \frac{v_U R_U - v_O R_O}{v_U R_U + v_O R_O})$$

als auch die mit zunehmender Tiefe abnehmende Energie (Dämpfung, in Abhängigkeit von der Reflektorenhäufigkeit) der Welle.

Bezüglich des Migrationsproblems ergibt eine Abschätzung, daß für eine Aufstellungsweite von 1 200 m der maximale Neigungswinkel des Reflektors in Strahlrichtung in 5 km Tiefe $13,5^\circ$
 10 km " $6,9^\circ$
 20 km " $3,4^\circ$
 30 km " $2,2^\circ$

betragen darf, um die Reflexion im Aufstellungsbereich empfangen zu können.

Die zweidimensionale Strukturierung der Oberkruste im Profil wird ganz deutlich durch S- bzw. SE-fallende Flächen bestimmt. N- bzw. NW-fallende Flächen, an die die Basalgranitoidbildung im mittleren Erzgebirge gebunden ist, treten nur in der reflektorenen, obersten Oberkruste des Erzgebirges deutlich auf und fehlen (?) im Granulitgebirge.

9. Zur geotektonischen Stellung des granitoiden, prävariszischen Magmatismus am Nordrand des Böhmisches Massivs

Die Ergebnisse (Intrusionsverhalten der Rotgneismagmatite, Basalgranitoidbildung, Krustenstruktur) zwingen mit den immer wieder auftretenden Hinweisen auf die Bedeutung flach einfallender, listrischer Strukturen zur Diskussion plattentektonischer Modelle nicht nur für die variszische, sondern auch für die prävariszische Entwicklung der Kruste am Nordrand des Böhmisches Massivs. Solche Modelle sind in größerem Maßstab u. a. von JAKEŠ (1979), SUK u. a. (1984), WEBER (1984), ZIEGLER (1984, 1986), BEHR u. a. (1984), MATTE (1986) bzw. speziell für den böhmischen Raum von FIALA (1978), PERTOLD & POUBA (1979), ZOUBEK (1980), POUBA & ZOUBEK (1986) diskutiert worden. Das Folgende ist speziell auf den Nordrand des Böhmisches Massivs und die aus der Entwicklung des prävariszischen Magmatismus abzuleitenden Hinweise bezogen.

Aus den Interpretationsmodellen tiefenseismischer Sondierungen im S-Teil der DDR (APITZ u. a., 1987) folgt, daß für die Zeit des Unterproterozoikums Akkretion an den Baltischen Schild oder auch Subduktion unter den Baltischen Schild, für den oberproterozoischen Zeitraum jedoch Anbau an das Böhmisches Massiv wahrscheinlich ist (vgl. Abs. 8.). So könnte im Unterproterozoikum eine möglicherweise N-fallende Subduktionszone die alte E-W -Strukturierung der mitteleuropäischen Kruste bedingen, aus deren Aktivität auch die mikrokontinentartigen Proterozoideninseln des mitteleuropäischen Variszikums ableitbar wären.

Betrachtet man das Granulitgebirge als ein derartiges Bruchstück des Baltischen Schildes muß man zum Zeitpunkt der Granulitbildung (altpaläozoisch-ordovizisch) - nach der Mehrzahl der Rb/Sr-Daten, bzw. 2 970 Mill. J. - als Einzelwert von WERNER, PILOT, SCHLICHTINŠ (1984) in NEUMANN (1984) eine bedeutend mächtige Kruste zur Realisierung der nötigen Metamorphosebedingungen ansetzen. Dem entgegen bevorzugen die Konzepte von BEHR und WEBER (1983) die deformationsbezogene Granulitbildung (Streckung, Trocknung und CO₂-Manteleinfluß über einer Astenosphärenaufwölbung unter einer intrakontinentalen Riftzone, verbunden mit Wässerung, d. h. Mitteldruckgranuliten und Granitmagmatismus in seichterem Krustenniveau). Deformations- und Metamorphosezustände werden hier als Ergebnis proterozoisch bis ordovizischer Riftung und nachfolgender Krusteneinengung (Granulitdiapir) verstanden.

Dagegen rechnet NEUMANN (1984, 1986) mit zwei Paläoriftzonen über Mantelaufwölbungen, aus denen von N nach S gerichtete Fließdecken noch unterproterozoisch metamorphosierter Granulitfolgen, die an einer südlichen, hypothetischen Kollisionsfront in vier Fließdecken übereinander gestapelt werden und noch im Unterproterozoikum einer sialischen Verwitterung und Bodenbildung unterliegen. Aufsteigende Tendenz des granulitischen Stapels infolge Störung des Dichtegleichgewichtes bedingen nachfolgende Kompression und Querfaltung. Der unterproterozoischen Verwitterung folgt mit erneuter Absenkung eine oberproterozoische bis ordovizische Sedimentation sowie eine frühpaläozoische regionale Metamorphose, die nur noch geringfügig in den Granulitstapel eingreift. Das Granulitmassiv spielt als Teil eines Nordkontinentes, Abschnitt einer Megascherzone oder als Stapel von Fließdecken, welche von einer nördlich gelegenen Mantelhochlage nach Süden abglitten in geotektonischen Rekonstruktionen der Einordnung des prävariszischen Magmatismus eine Rolle. Die zu diskutierenden Gesteine sind einerseits die sogenannten Schlangengneise (Striegisite), teils granatführende Granodioritgneise) im Zentrum des Massivs (nach NEUMANN, 1984 auf den hangenden Fließflächen eingeschleppt), andererseits die altpaläozoischen Lagergranite. Das offensichtliche Fehlen von Kontakterscheinungen an den Granodioritgneisen erschwert ihren Vergleich mit prävariszischen Orthogneisen des Erzgebirges (Innerer Rotgneis ?).

Die Position der Lagergranite auf der Grenze Granulitmassiv - Schieferhülle, ihre Konzentration auf die N-Flanke des Massivs, ihr z. T. gneisartiger Charakter könnte auf den Basalgranitoiden vergleichbaren Bildungsgang verweisen (allerdings beschreibt NEUMANN (1984) Kontakterscheinungen in altpaläozoischen Glimmerschiefern und Phylliten). Intrusive prävariszische Granitoide sind offenbar Bildungen in Bereichen geringmächtiger Kruste in oberproterozoisch-altpaläozoischen Mobilzonen. Davon ausgehend ist besonders für den Nordrand des Massivs, in geringerem Maße auch für den S-Rand, eine i. w. durch Deformationsprozesse gesteuerte Entwicklung charakteristisch.

Ausgangspunkt der Betrachtungen ist eine Dehnungsstruktur (Teplá-Barradium oder Bohemikum), in der auf basischer (bzw. verdünnter kontinentaler) Kruste zu oberproterozoischer Zeit Sedimente in Tiefseefazies, begleitet von primitiven, tholeiitischen Basalten (POUBA, 1986) subkrustaler Herkunft abgelagert wurden (intrakontinentale Riftstruktur). Die oberproterozoische Sedimentation im Erzgebirge mit ihrer Grauwackenbetonung, Einschaltungen von Quarziten, Kalken, konglomeratischen Lagen entspricht hierzu einer randnahen Fazies. Bei den Metabasiten des Erzgebirges sind die Amphibolite, deren Anteil am Profil zum Hangenden des Oberproterozoikums hin etwas zunimmt, von den - hinsichtlich ihrer Fazies - im Vergleich zu ihrer amphibolitfaziellen Umgebung artfremden Eklogiten zu trennen. Die Amphibolite können chemisch als Ophiolithäquivalente (CAB, LKT) gesehen werden (WERNER, 1981), ihre geologische Position weist dagegen auf eine Intraplattenposition hin.

Eine Ophiolithformation oberproterozoisch-kambrischen Alters ist aus dem Zentralsächsischen Lineament beschrieben (WERNER, 1981), deren Verbreitung nach SW bis zur Münchberger Masse, NE-Bayern und nach E bis zur Sowie Gory und zum Letovice-Komplex (Moravia) reicht. Die petrochemischen Merkmale dieser Entwicklung entsprechen einem Inselbogenmagmatismus und zeigen große Ähnlichkeit mit dem oberproterozoischen Magmatismus des Bohemikums (WERNER, 1981). Die oberproterozoischen, subkrustalen Magmatite der Dehnungsachse weisen eine geochemische Zonalität parallel zur Dehnungsachse mit zentral-tholeiitischem und peripher-kalkalkalischem Trend auf (POUBA & ZOUBEK, 1986).

Die oberproterozoische Dehnungsstruktur wird mit den cadomischen Tektogenesen geschlossen, wobei die Metamorphoseintensität vom Beckenzentrum zum erzgebirgischen Beckenrand ansteigt.

Für das geotektonische Ereignis an der Wende Präkambrium - Kambrium sind verschiedene europäische und asiatische Lokalitäten namengebend benutzt worden (assyntisch, eisengebirgisch, baikalisch, cadomisch). Der Umstand, daß sich mit all diesen Lokalitäten Einschränkungen verbinden, sei es hinsichtlich begrenzter regionaler Bedeutung oder nicht eindeutiger geologischer Verhältnisse, könnte den Namen "panafrikanisch" favorisieren (KENNEDY, 1964). Dieses Ereignis spielt auf allen Südkontinenten gleichermaßen eine einschneidende Rolle. In Südafrika und Antarktika ist das zugehörige Deformationsalter physikalisch mit 500 bis 650 Mill. J. bestimmt, wobei die nachfolgende thermische Aufheizung des Kontinentes (granitoider Magmatismus) bis 400 Mill. J. nachweisbar ist, PAECH (1986). Mit dieser Benennung kann betont werden, daß der fragliche Zeitraum einem "Gondwanaereignis" entspricht, zu dem das europäische Geschehen Rahmenwerk ist (BANKWITZ, 1988).

Der Schließungsprozeß bedingt eine Stapelung der Kruste bei unter Barrandium und Erzgebirge abtauchender kontinentaler Kruste einer "Moldanubischen Platte", in deren Ergebnis unter ansteigendem Wärmefluß und stofflicher Beteiligung der subduzierten kontinentalen Kruste der Moldanubischen Platte die Bildung saurer, anatektischer Magmen möglich wird. Der Stapelungszustand der postcadomischen Krustenstruktur (Abb. 67 a) folgt aus dem Intrusionsverband der Rotgneismagmatite, die lakkolithisch in ein flachliegendes Flächensystem und offenbar bevorzugt in die erzgebirgische Flanke der oberproterozoischen Dehnungsstruktur intrudiert sind. Die cadomische Stapelung kann im Zusammenhang mit der beginnenden Öffnung des protoatlantischen Sedimentationsraumes (Iapetus) gesehen werden. Mit Nachlassen und Stillstand dieses Öffnungsvorganges ist eine Entlastung der benachbarten, unter Kompression stehenden Krustenteile verbunden, die die Intrusionsmöglichkeit der anatektischen Unterkruste in Form der kalkalkalischen Rotgneismagmatite schafft. Der phasenartig verlaufende Entlastungsprozeß bedingt dabei ein Einsetzen der Intrusionstätigkeit eventuell schon im oberen Oberproterozoikum (Reitzenhain), der Höhepunkt liegt jedoch wohl an der Wende zum Kambrium und im

Kambrium (nach strukturgeologischen Beobachtungen) bzw. im Ordovic (etwa 450 Mill. J.) nach radiologischen Daten. Die Krustenmächtigkeit hat zum Zeitpunkt der Intrusionen nach der cadomischen Stapelung nicht viel mehr als 15 km betragen. Die Intrusionen erfolgen unter lateral weitreichender Nebengesteinshybridisierung und -injektion, zwar mit Hauptkörpern in strukturell vorgezeichneten Regionen (Reitzenhain und Sayda korrelieren mit Bereichen hoher, oberproterozoischer Sedimentmächtigkeiten), jedoch auch räumlich weit verbreitet, was auf eine flächige Quelle hinweisen kann.

Es ist denkbar, daß der zur Intrusion führende Entlastungsprozeß noch nicht den Charakter einer zur Spaltenbildung und Senkenformung führenden Dilatation haben muß, sondern bereits die Lösung elastischer Restspannungen in Krustenteilen ausreichend sein kann. Diese These wäre durch eine petrologisch orientierte mathematisch-physikalische Modellierung zu überprüfen.

Die oben beschriebene Zeitdifferenz, wie sie sich nach unterschiedlichen Methoden ergibt, muß keine Widersprüchlichkeit ausdrücken: Das mit radiologischen Methoden bestimmbare Temperaturmaximum der Kruste wird erst nach Platznahme und Anpassung an den Rahmen erreicht, während die Strukturbildung vor der Intrusion angesiedelt ist.

Zeitgleich mit der Intrusion der Rotgneismagmatite in die mittlere Kruste - oder zeitlich nur geringfügig versetzt - werden im Barrandium grobklastische Sedimente diskordant über schwachmetamorphes Oberproterozoikum abgelagert, während im Erzgebirge eine solche Diskordanz - wenn überhaupt vorhanden, (oder gegenwärtig noch an der falschen Stelle im lithostratigraphischen Profil des Erzgebirges gesucht) - nur lokal im Lithotyp angezeigt (LORENZ, 1974) und nicht als scharfe Winkeldiskordanz nachgewiesen ist. Strukturell gesehen wäre diese aus den postulierten Vergenzverhältnissen auch nicht zu erwarten (Abb. 67 b).

An den Stapelungsbahnen, die durch die geringmächtige Kruste als listrische Flächen bis in den oberen Mantel reichten, konnte Mantelmaterial in die Oberkruste in faziesfremde Umgebung eingeschleppt werden (z. B. Eklogite von Schmalzgrube). Der weiteren Entlastung des betrachteten Raumes zwischen Moldanubischen Platte und Teilen eines Nordeuropäischen Kontinentes folgt mit der Schließung des Iapetus (Ordoviz-Silur) der beginnende Einbruch des variszischen Sedimentationsraumes in Form einer Dehungsstruktur mit zugehöriger Mantelhochlage (Abb. 67 c). Es ist sehr wahrscheinlich, daß der Einbruch des Beckens unter bevorzugter Nutzung der älteren, cadomischen Stapelungsbahnen erfolgte, so daß eine asymmetrische Struktur mit nach Norden verschobenem Beckenzentrum entstand. Dieses Zentrum charakterisiert im Kambrium (Prasinit-Formation) eine zwischen basaltischen-andesitischen-dazitischen und rhyolithischen Gesteinen breit gefächerte Palette von Vulkaniten eines typischen Inselbogen-Magmatismus', dem die Sedimentation des Altpaläozoikums in bayrischer Fazies folgt. Zumindest für den saxothuringischen Raum erfolgt die variszische Beckenentwicklung auf (verdünnter) kontinentaler Kruste. Dies scheint durch geochemische Daten belegt zu sein (RÜSLER & WERNER, 1979). Hinweise auf Entwicklungen auf ozeanischer Kruste sind eventuell im Rhenoheryzynikum mit OFB-Tendenzen von Basiten aus der Wippraer Zone zu vermuten (WERNER, 1981; BEHR u. a., 1984).

Die bayrische Fazies des Altpaläozoikums (Graphitschiefer, Alaunschiefer, Kiesel-schiefer, Grauwacken, Turbidite, Quarzite sowie Diabase und Keratophyre im Ordoviz, Devon und letztere auch noch im Unterkarbon) zeichnet ein rinnenartiges Beckenzentrum nach, welches bereits in seiner Anlage auf den Nordrand der cadomischen Antiform orientiert war.

Mit der Auffaltung der Varisziden verbindet sich ein weiterer Stapelungsprozeß der Kruste am Nordrand des Böhmisches Massivs zwischen Granulitmassiv und Moldanubischer Platte (Abb. 67 d). Im Gegensatz zur cadomischen ist diese Stapelung jedoch erstens Ergebnis der Kollision zweier kontinentaler Krustenteile (A-Subduktion), zwischen denen ein Segment im Vergleich zu den angrenzenden Platten geringerer Krustenmächtigkeit mit eingebrochenem paläozoischen Sedimentationsbecken aufgeschuppt wird

und zweitens zweiseitig gerichtet, sowohl süd- als auch nordvergent. Die Auffaltung zwischen Granulitgebirgs- und Moldanubischer Platte beginnt zunächst mit einer stark südvergenten plastischen Faltungsdeformation, deren Achsen spitzwinklig zur cadomischen E-W-Strukturierung (BANKWITZ & BANKWITZ, 1982) NW-SE bzw. infolge Querfaltung NE-SW liegen. Mit Entwicklung dieses Faltenbaus werden auf flach nordfallenden, den Achsenebenen parallelen Flächen südwärts gerichtete Stapelungen realisiert, mit denen die Bildung der Basalgranitoide auf den Überschiebungsflächen verbunden ist. Die Mächtigkeit der Stapelungspakete ist - nach der Wellenlänge der Faltung bzw. dem Abstand der Überschiebungsflächen abgeschätzt - relativ gering (etwa 1-2 km und geringer). Die Überschiebungsweiten liegen deutlich unter 1 km. Zeitgleich und jünger zu diesem Prozeß erfolgt eine Stapelung wesentlich mächtigerer Krustenpakete (mehrerer 10er km) an flach südfallenden Bahnen, für die es vor allem aus den tiefenseismischen Sondierungen (Abb. 66) und vereinzelt aus dem kartierten Geländebefund (z. B. Überschiebungszone der Reitzenhainer- auf die Saydaer Rotgneisstruktur, oder die NE-SW-streichenden frühen Molassebecken wie Olbernhau-Schönfeld: LOBIN, 1987) Anhaltspunkte gibt. Entsprechend den Abständen der Stapelungsbahnen ist die Tiefenreichweite beider Systeme unterschiedlich: Die engerständige südvergente Stapelung ist ein Phänomen der oberen 5 km, die weitständigere nordvergente Stapelung erfolgt an Bahnen, die bis in 10-15 km Krustentiefe reichen können und dort als listrische Flächen in eine subhorizontale Stratifizierung einmünden. (Insgesamt wäre das sich ergebende Strukturbild auch als Ergebnis zweiseitiger Scherung darstellbar.) Die bayrische Fazies im Bereich des Zentralsächsischen Lineamentes mit dem Wechsel von Tiefsee- und Flachwassersedimentation, Inselbogenmagmatismus im Kambrium und Koppung von Schwellencharakter und saurem, prävariszischem Magmatismus (KURZE, 1966; SCHWAN, 1974) sowie die Tendenz des Gebietes zu einem allochthonen Baustil könnten Hinweise auf eine nordwärts verstepelte paläozoische Sedimentationsrinne sein, in dessen Vergenzfächer die Schlepplung der südvergenten an den nordvergenten Stapelungsbahnen zum Ausdruck kommt (Abb. 67 d). Dieser Strukturbau wäre, wenn auch in abgeschwächter Form, ebenso für die restlichen nordvergenten Stapelungsbahnen zu erwarten. Es ist weiter höchst wahrscheinlich, daß die "Orthogneise" des Frankenger Zwischengebirges zu den tektonisch-anatektischen Bildungen vom Typ der Basalgranitoide zu rechnen sind (vgl. Abs. 3.6.). Zeitlich ist der Abschluß der variszischen Stapelungstektonik durch die diskordant auflagernde Molasse der Hainichener Schichten (Dinant) bzw. das Westfal B/C von Schönfeld fixiert (sudetisch). Im Ergebnis der variszischen Stapelungstektonik entsteht die (Fichtelgebirgisch) - Erzgebirgische Antiklinalzone, deren Asymmetrie mit langem, flacherem NE- und steilerem, kürzerem SE-Schenkel Ausdruck der in ihrer Vergenz und in ihrem Ausmaß unterschiedlichen Stapelungsintensität ist. Diese Großstruktur ist in der Abb. 67 e schematisch dem variszisch-postkinematischen Bild überzeichnet. Ähnlich wie die Intrusion der Rotgneismagmatite der postcadomischen Krustenentlastung entspricht, folgt dem postsudetischen Spannungsabfall die Intrusion der postkinematischen Granite des Erzgebirges, allerdings ausgezeichnet durch eine im Vergleich zur frühpaläozoischen Situation etwa dreifach mächtigere Erdkruste in einem wesentlich höheren Spezialisierungsgrad. Zur Förderung der Schmelzen stehen die bis in etwa 10 - 15 km Krustentiefe reichenden flachen, nordvergenten Stapelungsbahnen zur Verfügung, auf denen mit abnehmendem Alter zunehmend spezialisiertere Granite aus größeren Krustentiefen intrudierten (BANKWITZ, 1987; THOMAS, 1987). Die stofflichen Beziehungen zwischen Reitzenhainer Granitoiden und Älterem Intrusivkomplex bzw. Saydaer Granitoiden und Jüngerem Intrusivkomplex (vgl. Abs. 6.1. und 6.2.) lassen sich als Wiederholung eines Prozesses verstehen, der lediglich unter verschiedenen Entwicklungsstufen (stofflich) und Mächtigkeiten der Kruste

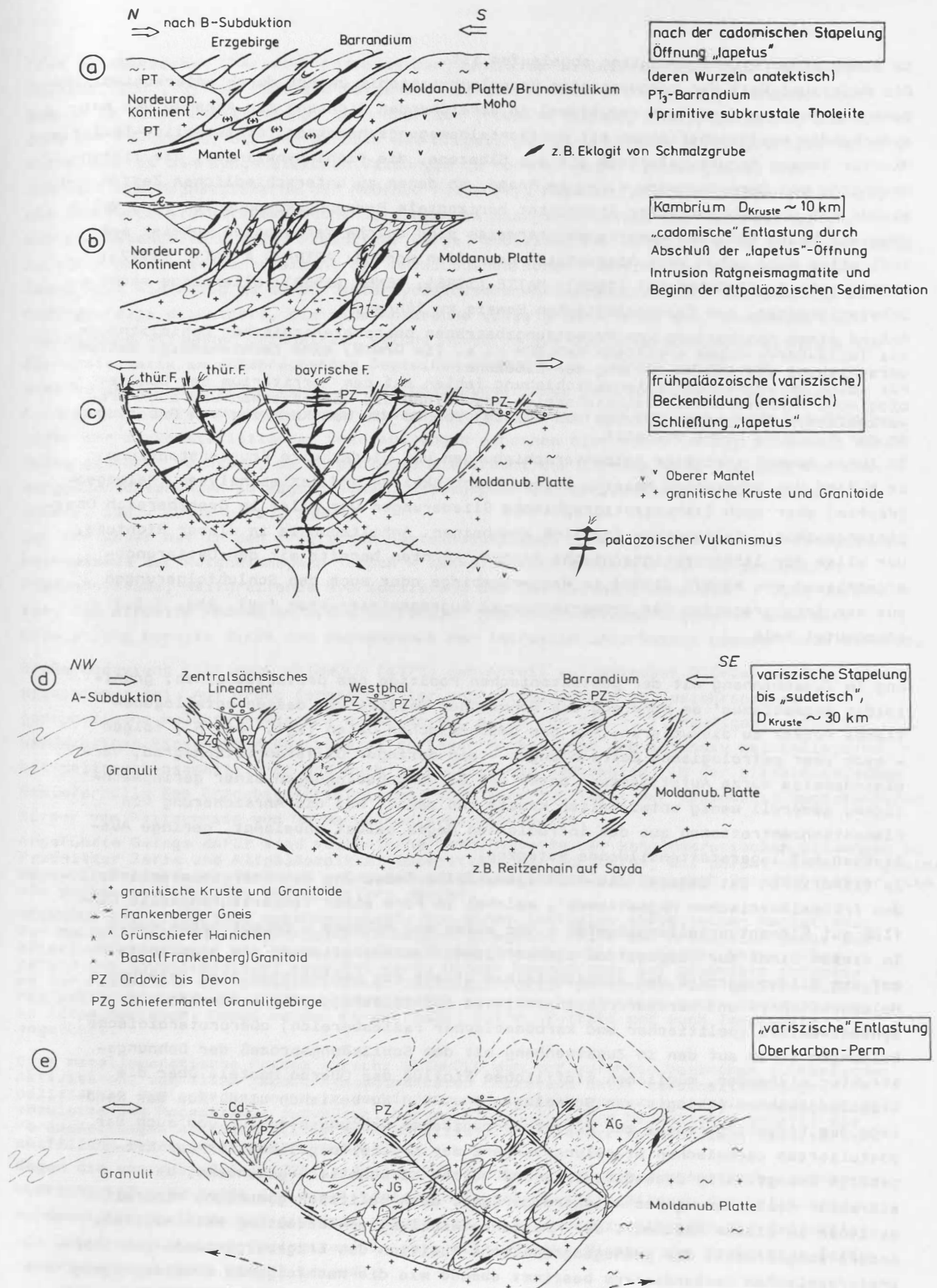


Abb. 67: Schematisiertes Modell einer Krustenentwicklung am N-Rand des Böhmisches Massivs, i. w. abgeleitet aus Vorstellungen zur Entwicklung des prävariszischen, granitoiden Magmatismus (ohne Maßstab!)
a bis c: Oberproterozoikum bis Altpaläozoikum
d bis e: variszische und postvariszische Etappen

im Sinne einer Krustenevolution abgelaufen ist. Die Weiträumigkeit der nordvergenten Stapelungstektonik zwingt durch unterschiedliche Bewegungsgeschwindigkeiten der Stapel in streichender Richtung zur Annahme von entsprechenden Ausgleichsflächen mit Horizontalbewegungscharakter (strike-slip-faults). Hierfür kommen Strukturelemente wie die Elbezone, die Flöha-Synklinale, die Tiefenbruchzone von Gera-Jachymov u. a. in Frage, an denen zu unterschiedlichen Zeiten und sicher mit unterschiedlicher Intensität horizontale Bewegungskomponenten eine Rolle gespielt haben sollten. Bemerkenswerterweise sind solche Vermutungen zumeist auf indirektem Wege schon verschiedentlich getroffen worden: ARTHAUD & MATTE (1977); LUDWIG (1984); STACKEBRANDT (1986); MATTE (1986); BENEK (1988); allerdings macht es Schwierigkeiten, den feldgeologischen Beweis zu führen.

Anhand einer Abschätzung von Versetzungsbeträgen oberproterozoischer Ophiolithzüge des Teplá-Barrandiums ermitteln RAJLICH u. a. (im Druck) eine rechtshändige Seitenverschiebung von 120 km entlang der Elbezone! Für solch umfangreiche Seitenverschiebung fehlen auf dem Territorium der DDR geologische Anhaltspunkte; beispielsweise erscheinen die variszischen und auch prävariszischen Granitoide (Pluton von Coswig) ebenso wie das Kambrium von Doberlug an der Elbezone nicht versetzt.

In ihrem Ausmaß strittige Seitenverschiebungen und wiederholte Krustenstapelung am N-Rand des Böhmisches Massivs lassen Mächtigkeits- und Faziesanalysen (Paläogeographie) aber auch lithostratigraphische Gliederungen vor allem im Grenzbereich Oberproterozoikum - Paläozoikum fraglich erscheinen. Anhaltspunkte in dieser Richtung, vor allem für lithostratigraphische Fragen, könnten bereits mit den Datierungsergebnissen von KRENTZ (1985) im Westerzgebirge oder auch den Schlußfolgerungen aus der Interpretation der Schwarzenberger Augengneisstruktur (vgl. Abs. 3.3.) angedeutet sein.

Eng im Zusammenhang mit der geotektonischen Position des prävariszischen, granitoiden Magmatismus' am Nordrand des Böhmisches Massivs ist dessen metallogenetische Potenz zu diskutieren. Aus den geochemischen Daten (vgl. Abs. 6.) folgen - auch über petrologische Betrachtungen - ein geringer Differentiationsgrad, vergleichsweise kurze Aufstiegswege unter den Bildungsbedingungen einer geringmächtigen, generell wenig entwickelten Kruste und damit, was die Anreicherung von Elementkonzentrationen aus dem intrudierten Magma selbst anbelangt, geringe Aussichten auf lagerstättenbildende Potenzen.

Zu diskutieren ist dagegen die minerogenetische Bedeutung des Energiepotentials des frühpaläozoischen Magmatismus', welches in Form einer Temperaturanomalie Einfluß auf Elementverteilungsmuster - vor allem des Rahmens - gehabt haben muß. In diesem Sinne zur Disposition stehen Elementkonzentrationen, die einerseits auf den Bildungsprozeß der präcadomischen Kruste des Dehnungsgebietes zwischen Moldanubischer- und Nordeuropäischer Platte (Ophiolithe), oder weiterhin auf synsedimentäre (pelitischer und karbonatischer Faziesbereich) oberproterozoische Bildungen sowie auf den im Zusammenhang mit dem Schließungsprozeß der Dehnungsstruktur stehenden, möglichen stofflichen Einfluß des Oberen Mantels über die Stapelungsbahnen (Eklogit von Schmalzgrube u. ä.) zu beziehen sind. Aus der Randlage des Erzgebirgsraumes zur oberproterozoischen Dehnungsstruktur und auch der postulierten cadomischen Stapelungsvergenz der Kruste folgt, daß für das Erzgebirge zwangsläufig synsedimentäre und betont karbonatisch-gebundene, bei stärkerer Reliefierung des Ablagerungsraumes auch pelitisch gebundene Mineralisationen in diesem Abschnitt der Krustenentwicklung von Bedeutung sein sollten. Anders ausgedrückt: die paläogeographische Position des Erzgebirgsraumes zum oberproterozoischen Beckenzentrum bestimmt ebenso wie die nachfolgende Krustenprägung die metallogenetische Ausgangssituation für die prävariszische Kruste, indem eine metallogenetische Zonierung parallel der Dehnungsachse (Teplá-Barrandium) mit

(dem geochemischen Charakter korrelierbar) zentralem tholeiitischem Trend (Fe-Cu-Sulfide, TiO_2 , U) und randlich folgendem kalkalkalischem Trend (Au, Fe-Oxide), übergehend in eine Fe-Skarn-Zone, erkennbar ist (POUBA & ZOUBEK, 1986). Letztere, die Zone der Fe-Skarne, die den Bereich des Erzgebirges einschließen würden, sollte schon nicht mehr zu den syngenetischen Bildungen zu rechnen sein. LEGLER (1985) beschreibt die Magnetitskarne der Měděnec Folge (Typ Měděnec, Niederschmiedeberg u. a.) als hochtemperaturmetasomatische Bildungen im Energiepotential der Rotgneismagmen, aus dem Nebengestein (also Preßnitzer Serie) mobilisierter Metallanteile und kommt damit zu einer ähnlichen Einschätzung der metallogenetischen Funktion der Rotgneismagmen. Dabei wird ein Bezug zu einer "metarhyolithischen-metapsammitischen" Entwicklung der Měděnec-Folge diskutiert, die eine Ansprache eines großen Teils der "Gm-Gneise" als vulkanische Bildungen beinhaltet, welche wiederum auf die Untersuchungsergebnisse zur Zirkonstatistik in entsprechenden Gesteinen (KURZE u. a., 1980) zurückgeht.

Dies berührt das Problem einer dem Rotgneismagmatismus zugehörenden vulkanischen Assoziation, deren Nachweis immer wieder Schwierigkeiten gemacht hat. Auch die Ergebnisse der zirkonstatistischen Untersuchungen scheinen hier nicht völlig schlüssig einen Beleg gebracht zu haben, da Morphologie wie Tracht der Zirkone eine Vielzahl von Konvergenzerscheinungen im magmatischen, metamorphen und sedimentären Bereich zulassen (HOPPE, 1963; KURZE u. a., 1980).

Der Verfasser hat in den fraglichen Gesteinskomplexen nicht gearbeitet. Der Intrusionsmechanismus der Rotgneismagmen jedoch - lakkolithisch entlang eines subparallelen Flächensystems, weitgreifende Hybridisierung des Intrusionsrahmens etc. - läßt vermuten, daß effusive Phasen im Sinne vertikaler Magmenentwicklung zugunsten lateraler Entwicklung bereits durch den Mechanismus der Intrusion unterbetont gewesen sein könnten.

Große Bedeutung mißt auch WEINHOLD (1977) dem Anteil vulkanischer Glieder am Rotgneismagmatismus bei: Auf Grund formationeller und petrographischer Gesichtspunkte (porphyrische Reliktstrukturen) nimmt er vor allem für die z. T. häufigen, rotgneisverdächtigen Einschaltungen (zumeist geringer Mächtigkeit und intensiv wechsellagernd mit pelitisch-psammitischen und auch karbonatischen Sedimenten) in der altpaläozoischen Schieferhülle des Erzgebirgskristallins, aber auch für Teile der massenmäßig bedeutenderen Körper von Reitzenhain und Sayda vulkanische Bildung an.

Angeführte Belege dafür sind vulkanische Geröllanteile der konglomeratischen Bildungen in Preßnitzer Serie und Altpaläozoikum (Obermittweidaer Schichten) mit porphyrischen Rotgneismagmatiten oder auch Hinweise auf porphyrische Reliktgefüge bzw. auch Quarzdihexaeder, die als vulkanogene Relikte interpretiert werden.

WEINHOLD (1977) spricht zusammenfassend von einem initialen, assyntischen Magmatismus, der zunächst mit basischen Produkten begann (liegende Teile der Preßnitzer Serie und älter) und zunehmend von einem betont vulkanischen Magmatismus saurer Natur (übergehend ins Altpaläozoikum) abgelöst wird. Dieser Magmatismus ist besonders intensiv an der Flanke der oberproterozoischen Senkungsstruktur entwickelt und schafft auch z. T. die paläogeographischen Voraussetzungen für eine vergleichsweise bunte Sedimentation im Altpaläozoikum. Dabei werden Porphyroide, Tuffe, Tuffite und auch Ignimbrite angeführt.

Eine metallogenetische Potenz spricht WEINHOLD den vorlaufenden basischen vulkanischen Aktivitäten, vor allem jedoch synsedimentären Prozessen unter karbonatisch-sapropelitischen Faziesbedingungen in Verbindung mit Hydrothermen zu, die einem tiefkrustal abzuleitenden Magmatismus zugehören. Der nachfolgende saure Magmatismus schafft die Voraussetzungen synsedimentärer Sn-Mineralisation (konzentrisch-schalige Kassiterit-ausfällung unter marinen Bedingungen).

Gegen die von WEINHOLD (1977) in diesem Zusammenhang auch als syngenetisch, submarinhydrothermal-sedimentär und damit proterozoisch eingestufte Bildung der Felsitzzone nordwestlich Freiberg hat sich mit Argumenten, die eine epigenetische Mineralisation von Deformationsbahnen (Myloniten) in unterschiedlichen Niveaus der Preßnitzer Serie favorisieren, LORENZ (1987) gewandt.

Die von LORENZ (1987) und auch KORMILICYN (1987) gegebenen Deutungen einer deformationsbezogenen Entwicklung und epigenetischen Mineralisation der stratigraphieunabhängigen Felsithorizonte sowie einer auch hier abgelehnten Interpretation

wesentlichen Teile der sogenannten Gm-Gneise im Sinne von Vulkaniten, ebenso wie übereinstimmender Deutung der Augengneise von Bieberstein-Dittmannsdorf ergibt eine Möglichkeit, eine notwendigerweise erforderliche Fortsetzung (Äquivalente) der Basalgranitoide unter anderen lithofaziellen Ausgangsbedingungen zu diskutieren. Hier wie dort ist das Auftreten von Kyanit, Staurolith im Zusammenhang mit mylonitischen Gefügen charakteristisch. Die u. a. auch petrotypabhängigen, unterschiedlichen Erscheinungsformen von Deformationsprodukten zu einem regionalen Bild des Verlaufs der Stapelungsbahnen zu vereinen, ist eine der nächsten Aufgaben der Erzgebirgsgeologie, - auch deshalb, weil - wie möglicherweise das Beispiel der Felsitzzone zeigt - jene Abschnitte, in denen die Deformationsintensität nicht die Größenordnung der Basalgranitoidbildung erreicht, als potentielle Bereiche epigenetischer Mineralisationen von lagerstättenkundlichem Interesse sein können.

Der Verfasser hat in den fraglichen Gesteinskomplexen zu wenig gearbeitet, so daß seine Skepsis gegenüber der Existenz einer ausgeprägten vulkanischen Entwicklung, dem prävariszischen, granitoiden Magmatismus zugehörig, durchaus mangelnder Objektivität zuzuschreiben sein kann. Der Intrusionsmechanismus der Rotgneismagmen - lakkolithisch in ein subparalleles Flächensystem, damit verbundene weitgreifende Hybridisierung und Injektion des Nebengesteins - läßt jedoch vermuten, daß damit effusive Phasen im Sinne vertikaler Magmenentwicklung zugunsten lateraler Ausdehnung (ausgehend von einem weitflächig verbreiteten Magmenherd) bereits durch den Intrusionsmechanismus und die Herdkonfiguration unterbetont gewesen sein könnten. Die geringe Krustenmächtigkeit und ihre offenbar einheitliche Strukturierung läßt eine vergleichsweise gleichförmige Verteilung in der Fläche zu, wobei der Differentiationszustand mehr von der Mächtigkeit des platznehmenden Lakkolithen (Raumangebot) als von seinem Intrusionsweg in der ohnehin geringmächtigen Kruste abzuhängen scheint (Bild 19). Somit stellt sich der Rotgneismagmatismus an der Wende des Oberproterozoikums bis ins Altpaläozoikum als die granitische Reaktion einer erstmalig gestapelten, noch wenig entwickelten Kruste geringer Mächtigkeit auf ihre tektonische Entlastung dar. Aus dieser Stellung folgt zwangsläufig seine metallogenetische Bedeutung, die in seinem Energiepotential besteht.

Zu variszischer Zeit wird der gleiche Prozeß unter den Voraussetzungen einer deutlich differenzierten Kruste mehrfach vergrößerter Mächtigkeit wiederholt. Den postkinematischen Graniten als Reaktion auf die variszische Entlastung kommt dementsprechend auch metallogenetisch eine andere Rolle zu, indem neben dem Energiepotential auch Stoffkonzentrationen Ausdruck einer höher entwickelten Kruste sind.

Literatur

- AKI, K.: Characterization of Barriers on an Earthquake Fault. - J. Geophys. Res. Washington 84 (1979) B11, 6140-6148
- APITZ, E.; BANKWITZ, E.; BANKWITZ, P. u. a.: Complex geophysical and geological investigations of the crustal structure in the GDR, based on refraction seismic data. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 425 (1987), 9-42
- ARTHAUD, F.; MATTE, P.: Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa; results of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. - Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 88 (1977) 1305-1320
- BANKWITZ, P.: Über die Basisfolge des Kambriums (Goldisthaler Schichten und ihre Grenze zum liegenden Proterozoikum (Katzhütter Schichten) an der SE-Flanke des Schwarzburger Sattels. - Geologie, Berlin 19 (1970) 9, 1023-1047
- BANKWITZ, P.: Überblick über den Magmatismus und die Metamorphose im Altpaläozoikum Mittel- und Westeuropas. - In: Probleme der Varisziden in Mitteleuropa und im Gebiet der UdSSR. - Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam 44 (1977) 1, 7-30
- BANKWITZ, P.: Remarks concerning the development of the Erzgebirge pluton. - MAWAM, Praha 3 (1978), 159-167
- BANKWITZ, P.: Zum Bewegungsablauf an Bruchstörungen mit seismotektonischer Aktivität. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 3, S. 353-362
- BANKWITZ, P.: Korrelation zwischen mikroskopisch und megaskopisch ableitbaren Gefügeparametern im Hinblick auf Deformationsbedingungen in der Erdkruste, - Z. Geol. Wiss., Berlin 9 (1981) 3, 293-307
- BANKWITZ, P.: Krustenentwicklung in Mitteleuropa. - In: Autorenkollektiv: Fundament und Deckgebirge - Exkursionsführer, Zentralinstitut Phys. Erde Potsdam (1988), 200 S.
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ E.: Zur Entwicklung der Erzgebirgischen und Lausitzer Antiklinalzone. - Z. angew. Geol., Berlin 28 (1982) 11, 511-524
- BANKWITZ, P.; BANKWITZ E.; FRISCHBUTTER, A.: Zu einigen Fragen der Krustenentwicklung in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 9, 1081-1089
- BANKWITZ, P.; FRISCHBUTTER, A.; HOFMANN, J.: Gefüge im Kristallin. - Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursionstagung der GGW, Mulda 1986; Berlin (1986), 42 S.
- BATEMAN, R.: Progressive crystallization of a granitoid diapir and its relationship to stages of emplacement. - J. Geol., Chicago 93 (1985), 645-662
- BEHR, H.J.: Altersbeziehungen zwischen Magmatismus, Metamorphose und ringförmigen Großstrukturen im sächsischen Erzgebirge. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1968), 27-46
- BEHR, H.-J.: Das Ergebnis von Aufschlußarbeiten am Kontakt zwischen Rotgneis und dem Phyllitareal von Hermsdorf-Rehefeld. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1968), 117-119
- BEHR, H.-J.; ENGEL, W.; FRANKE, W. u. a.: The Variscan Belt in Central Europe: Main structures, geodynamic implications, open questions. - Tectonophysics, Amsterdam 109 (1984), 15-40
- BEHR, H.-J.; JORDAN, H.; WEBER, W.: Ein paläontologischer Beleg für das Alter der Vergneisung im Erzgebirge - Chitinozoen in den Phyllitarenalen von Hermsdorf-Rehefeld. - Monatsber. Dtsch. Akad. Wiss., Berlin 7 (1965) 5/6, 408-415
- BENEK, R.: Über jungpaläozoische Seitenverschiebungen in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss., Berlin 16 (1988) im Druck
- BERÁNEK, B.; WEISS, J.; HRDLIČKA, A. u. a.: Tschechoslowakische Sozialistische Republik. In: SOLLOGUB, V. B.; PROSEN, D.; MILITZER, H. (Eds.): Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südeuropas nach Angaben der Tiefenseismik. - Geod. Geoph. Veröff., Berlin R III (1972) 27, 123-138
- BLACIC, J. D.: Plastic deformation mechanisms in quartz: The effect of water. - Tectonophysics, Amsterdam 27 (1975), 271-294

- BOELSCHKE, J.; KRESSER, K. D.: Erste Ergebnisse reflexionsseismischer Tiefenerkundung auf einem Profil von 30 km Länge im Süden der DDR. - Z. geol. Wiss., Berlin 8 (1980) 4, 467-474
- BONACINA, C.; COMINI, G.: On the solution of the nonlinear heat conduction equations by numerical methods. - Int. J. Mass. Transfer., London 16 (1973) 581-589
- BORKOWSKA, M.; HAMEURT, J.; VIDAL, Ph.: Origin and age of Ižera gneisses and Rumburk granites in the Western Sudetes. - Acta Geol. Pol., Warszawa 30 (1980) 2, 121-145
- BORMANN, P.; BANKWITZ, P.; SCHULZE, A. u. a.: Geophysikalische Ergebnisse und geologische Konsequenzen tiefenseismischer Untersuchungen in der DDR - Resultate auf der Grundlage der Zusammenarbeit der AdW, des Hochschulbereiches und der Industrie der DDR. - Vortrag zum XXXIX. Berg- und Hüttentag, Freiberg 1988, Freiburger Forsch.-H., Leipzig (im Druck)
- BRAUER, H.: Spurenelementgehalte in granitischen Gesteinen des Thüringer Waldes und des Erzgebirges. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 259 (1970), 83-139
- BRAUSE, H.: Differentialmobilität. - Z. geol. Wiss. Berlin 8 (1980) 4, 405-414
- BREEMEN van, O.; AFTALION, M.; BOWES, D. R. u. a.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. roy. Soc., Edinburgh 73 (1982), 89-108
- BREWER, J.: Thermal effects of thrust faulting. - Earth & planet. Sci. Lett., Amsterdam 7 (1969) 4, 277-307
- BREWER, M. S.; LIPPOLT, H. J.: Isotopische Altersbestimmung an Schwarzwaldgesteinen, eine Übersicht. - Fortschr. Mineral., B., Stuttgart 56 (1981) 233-244
- BREWER, M. S.; LIPPOLT, H. J.: Rb-Sr age determinations of pre-tectonic granites from the Southern Schwarzwald, SW Germany. - N. Jb. Min., Mh., Stuttgart (1974) 1, 28-41
- BUREAU GRAVIMETRIQUE INTERNATIONALE: Anomalies de BOUGUER, Europe - Afrique. - Paris (1967)
- ČERMAK, V.; RYBACH, L.: (Eds.) Terrestrial Heat Flow in Europe. - IUGG- Scientific Report No. 58. - Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1979, 328 S.
- CHALOUPSKY, J.: The Precambrian Tectogenesis in the Bohemian Massif. - Geol. Rdsch., Stuttgart 67 (1978) 72-90
- CLAR, E.: Vom variszischen Gebirge im Raum der Ostalpen. - Nova Acta Leopoldina, N. F. Leipzig 45 (1976) 224, 111-134
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND-CLAUDE, P. u. a.: A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 diagram and major-element analysis - its relationships with current nomenclature. - Chem. Geol. Amsterdam 29 (1980) 3/4, 183-210
- DINGWELL, D. B.; HARRIS, D. M.; SCARFE, Ch. M.: The solubility of H_2O in melts in the system $SiO_2-Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ at 1 to 2 kbars. - J. Geol., Chicago 92 (1984) 387-395
- DON, J.: The Sniežnik metamorphic unit. - In: ZELAZNIEWICZ, A. (Ed.): Guide to 4.3 WG Research Field Trip, Wrocław 1980, 47 S.
- DUDEK, A.; MATEJOVSKA, O.; SUK, M.: Gföhl orthogneiss in the Moldanubicum of Bohemia and Moravia. - Krystallinikum, Prag 10 (1974), 67-78
- FIALA, F.: Proterozoic and Early Paleozoic volcanism of the Barrandian-Železné hory zone. - Sbor. geol. Ved, Praha 31 (1978), 71-90
- FIALA, J.: Guide to excursion, projekt 1, Feldarbeiten PK IX 1988 ČSSR, Inst. Geol. Gaotech. CSAV, Prag (1988), 32 S.
- FIEDLER, K.: Tektonische Untersuchungen in der Schwarzenberger Augengneis-Kuppel (SW-Erzgebirge). - Mitt. Geol. Staatsinst., Hamburg 36 (1967), 97-129
- FISCHER, S.; HANISCH, M.; SEIDEL, M. u. a.: Berechnung von Feldproblemen mit Hilfe der Methode der finiten Elemente. - Energietechnik, Dresden 35 (1985) 12, 463-469
- FRANK, W.; KLEIN, P.; NOWY, W. u. a.: Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleisalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode. - Tscherms Min. Petr. Mitt., Wien 23 (1976) 3, 191-203

- FRISCHBUTTER, A.: Zur Deformation der prävariszischen Granite des mittleren Erzgebirges. - Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam 72 (1982), 75-88
- FRISCHBUTTER, A.: Zur geologischen Entwicklung der Reitzenhainer Rotgneisstruktur/Erzgebirge. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 390 (1985), 29-44
- FRISCHBUTTER, A.; JUST, G.: Aspects of the chemical evolution of the Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Erzgebirge Mts.) based on rare earth element investigations. - Chem. Erde, Jena, im Druck
- FRISCHBUTTER, A.; THOMAS, R.; TAUBER, F.: Thermobarometrische Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Quarz zum Problem des Deformationsablaufes in unterschiedlichen Krustentiefen am Beispiel der Reitzenhainer Rotgneisstruktur (Erzgebirge). - Z. geol. Wiss., Berlin 17 (1989) 11, 1059-1070
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - Jahrb. Geol. B.-A., Wien 119 (1976) 1, 45-61
- GERSTENBERGER, H.; HAASE, G.; TISCHENDORF, G. u. a.: Zur Genese der variszisch-postkinematischen Granite des Erzgebirges. - Chem. Erde, Jena 43 (1984), 263-277
- GIESE, P.: The evolution of the Hercynian crust - some implications to the uplift problem of the Rhenish Massif. - In: FUCHS, K. u. a. (Eds.): Plateau Uplift, Berlin, Springer-Verlag 1983, S. 303-314
- GRAUERT, B. u. a.: Isotopic ages of paragneisses and anatexitic rocks of the Molanubicum of Eastern Bavaria. - Annal. Soc. Geol. Belgique, Brüssel 94 (1971) 2, 115
- GRAUERT, B.; HANNY, R.; SOPTROJANOVA, G.: Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basements of the Bohemian Massif and the Alps. - Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 40 (1973), 105-130
- GRIGGS, D. T.; BLACIC, J. D.: Quartz: Anomalous weakness of single crystals. - Science, Washington 147 (1965), 292-295
- GRIGGS, D. T.: Hydrolytic weakening of Quartz and other silicates. - Geophys. J. Roy. astr. Soc., London 14 (1967), 19-31
- GUTERCH, A.: Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. - Proceedings of the XV General Assembly of the European Seismological Commission Krakow, 22-28 Sept. 1976, S. 347-357. Pánstwowe wydawnictwo naukowe, Warszawa-Lódź 1977, S. 347-357
- HAAKE, R.: Zur Altersstellung granitoider Gesteine im Erzgebirge. - Geologie, Berlin 21 (1972), 641-676
- HAAKE, R.; HERRMANN, G.; PALCHEN, W. u. a.: Zur Altersstellung der Granodiotite der westlichen Lausitz und angrenzender Gebiete. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973), 1664-1671
- HARFF, J.: Untersuchung der Beziehung zwischen Struktur, Stoffbestand und geophysikalischen Merkmalen des ozeanischen und kontinentalen Bereiches und Möglichkeiten ihrer Korrelation. - Unveröff. Diss. B, AdW DDR, Berlin 1985
- HENTSCHEL, H.: Über die petrographische Ableitung der Frankenberg-Mobendorfer Kristallinscholle des Sächsischen Zwischengebirges. - Ber. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig (1932), S. 281-288
- HÜSEL, G.: Ein weiteres Metakonglomerat-Vorkommen bei Pöhla im SW-Erzgebirge. - Wiss. Tech. Inform. (ZGI), Berlin 5 (1964) 4, 65
- HÜSEL, G.; PFEIFFER, L.: Geologie, Petrographie und Genese der Skarnlagerstätte Pöhla (Erzgebirge). - Z. angew. Geol., Berlin 11 (1965) 4, 169-180
- HOFMANN, J.: Petrographische und lithostratigraphische Stellung der Gneise des Ost-erzgebirges. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 292 (1974), 1-63
- HOFMANN, J.: Betrachtungen zur Typisierung von Regelungsbildern des Quarzteilgefüges. - Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 3, 333-361
- HOFMANN, J.; BERGNER, R.: In: Gefüge im Kristallin: Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursionstagung der GGW, Mulda 1986, Berlin 1986, 42 S.
- HOFMANN, J.; MATHE, G.; PILOT, J. u. a.: Fazies und zeitliche Stellung der Regionalmetamorphose im Erzgebirgskristallin. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 9, 1091-1106

- HOFMANN, J.; FRISCHBUTTER, A.: The metamorphism in the eastern Saxothuringian Zone, southern GOR. - Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam (im Druck)
- HOLDAWAY, M. J.: Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram.- Amer. J. Sci., New Haven 271 (1971), 97-131
- HOPPE, G.: Die Verwendbarkeit morphologischer Erscheinungen an akzessorischen Zirkonen für petrogenetische Auswertungen. - Abh. dt. Akad. Wiss., Kl. Bergbau, Berlin 1 (1963)
- HOTH, K.; BRAUSE, H.; FREYER, G. u. a.: Neue Ergebnisse zur Gliederung des Proterozoikums im Erzgebirge - Západné Sudety/Sudety Zachodnie - Antiklinorium sowie an seiner Nordflanke. - Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt Univ. Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe, Greifswald 34 (1985) 4, 5-13
- HOTH, K.; LORENZ, W.: Hybride Orthogesteine im Kern der Katherinaberger Kuppel (Erzgebirge). - Wiss. Tech. Inf. (ZGI), Berlin 3 (1962) 3, 51-52
- HOTH, K.; LORENZ, W.; BERGER, H.-J.: Die Lithostratigraphie des Proterozoikums im Erzgebirge. - Z. angew. Geol., Berlin 29 (1983) 9, 413-418
- HOTH, K.; LORENZ, W.; HIRSCHMANN, G.: Lithostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des regionalmetamorphen Jungproterozoikums am Beispiel des Erzgebirges. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 3, 397-404
- HURTIG, E.; SCHLOSSER, P.: Der Wärmefluß in Mitteleuropa. - Z. geol. Wiss., Berlin 1 (1973), 461-466
- IBRMAJER, J.; BLITZKOVSKÝ, M.; FEJFAR, M. u. a.: Some new results of deep seismic sounding in Czechoslovakia. - In: Proceedings 28 th International Geophysical Symposium, Budapest (1983) II, 819-835
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A.: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. - Canad. J. Earth Sci., Ottawa 8 (1971) 4, 523-548
- JAKEŠ, P.; ZOUBEK, J.; ZOUBKOVA, J. u. a.: Greywackes and metagreywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. - Sbor. geol. Věd, Praha 33 (1979) G, 83-122
- JOHANNES, W.: Beginning of melting in the granite system Qz - Or - Ab - An - H₂O. - Contr. Mineral. and Petrol., Berlin 86 (1984), 264-273
- JUST, G.: Trace element studies in granitic rock sequences, southern part of GDR, - on the existence of A-type granitic melts. - Gerlands Beitr. Geophysik, Leipzig 94 (1985) 4/6 381-408
- KASPAR, G.; PEEHS, M.; HÜPFEL, R.: Experimentelle Bestimmung der integralen Schmelzenthalpie von Buntsandstein, Granit, Schiefer, Schmelzbasalt, Al₂O₃ und MgO. - High Temperatures - High Pressure, London 16 (1984) 1, 21-26
- KENNEDY, W. Q.: The structural differentiation of Africa in the Pan-African (500 m.y.) tectonic epizode. - Annual Rep. Scient. Res. (Session 1962-63), Univ. Leeds (1964), 48-49
- KLEČKA, M.; RAILICH, P.; MELKA, R.: Ductile shear zones and origin of orthogneisses in the thrust sheef of Chonstnik. - Acta Montana, UGG CSAV, Praha 72 (1986), 35-62
- KNOTHE, Ch.: Deutsche Demokratische Republik. - In: SOLLOGUB, V. B.; PROSEN, D.; MILITZER, H. (Eds.): die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südeuropas nach Angaben der Tiefenseismik Geod. Geophys. Veröff. R III, Berlin (1972) 27, 59-76
- KOGARKO, L. N.; RJABČIKOV, I. D.: Leichtflüchtige Komponenten in magmatischen Prozessen. - Geochimija, Moskva (1979) 9, 1193-1231 (russ.)
- KRENTZ, O.: Temperaturregime und Altersstellung der regionalen Metamorphose im mittleren Erzgebirge. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 390 (1985), 12-28
- KRENTZ, O.; LEGLER, C.; LOBST, R.: Stoffbestand und Metamorphose kristalliner Gesteine des mittleren Erzgebirges. - In: Exkursionsführer zur 31. Jahrestagung der GGW. "Alter und Altersbestimmung etc.", Berlin (1984), 28-35
- KRENTZ, O.; THOMAS, R.: Flüssigkeitseinschlüsse in Quarzen aus Parametamorphiten des Westerzgebirges und ihre Aussagemöglichkeiten zur Regionalmetamorphose. - Z. geol. Wiss., Berlin 10 (1982), 1425-1437
- KREUZER, H.; LENZ, H.; HARRE, W. u. a.: Zur Altersstellung der Rotgneise im Spessart - Rb/Sr - Gesamtgesteins-Datierungen. - Geol. Ib., Hannover A 9 (1973), 69-88

- KURZE, M.: Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nord-Ostteil des zentralsächsischen Lineamentes. - Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 201 (1966), 89 S.
- KURZE, M.: Ergebnisse einer Spezialkartierung im Paläozoikum südlich Frankenberg. - Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 241 (1968), 45-56
- KURZE, M.: Proterozoikum und Paläozoikum des Frankenger Zwischengebirges. - In: Exkursionsführer zur 31. Jahrestagung der GGW "Alter und Altersbestimmung ...", Berlin (1984), 36-45
- KURZE, M.; LOBST, R.; MATHE, G.: Zur Problematik der Unterscheidung von Ortho- und Paragneisen im Erzgebirge. - Z. angew. Geol., Berlin 26 (1980) 2, 63-73
- LANGE, H.; TISCHENDORF, G.; PÄLCHEN, W. u. a.: Zur Petrographie und Geochemie der Granite des Erzgebirges. - Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, 457-493
- LEGLER, C.: Die schichtgebundenen Mineralisationen des Erzgebirges. - Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 401 (1985), 935
- LEUTWEIN, F.: Geochemische und geochronologische Untersuchungen an sterilen und lagerstättenführenden Graniten insbesondere der Vendée (Frankreich). - In: Metallogenetische und Geochemische Provinzen, Symposium Leoben, Nov. 1972, W.E. PETRASCHKE (ed.); Springer-Verlag, Wien, New York 1973, 183 S.
- LOBST, R.: Zur Lithologie oberproterozoischer, reliktscher Paragneise des mittleren Erzgebirges. - Freiberger Forsch.-H., Leipzig C 403 (1968), 103 S.
- LORENZ, W.: Die lithologische Entwicklung der Paragneis-Glimmerschieferfolge des mittleren und westlichen Erzgebirges. ein Beitrag zur Lithologie des Grenzbereiches Oberes Proterozoikum/Kambrium. - Freiberg, Bergakad., Thesen 1974, 11 S.
- LORENZ, W.: Lithostratigraphie, Lithologie und Lithofazies metamorpher Komplexe. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 3, 405-418
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Hybride Orthogneise im Kern der Katharinenberger Kuppel (Erzgebirge). - Wiss. Tech. Inf. (ZGI) Berlin 3 (1962) 3, 51-51
- LORENZ, W.; HOTH, K.: Die lithostratigraphische Gliederung des kristallinen Vorsilurs in der Fichtelgebirgisch-erzgebirgischen Antiklinalzone. - Geologie, Beih., Berlin 44 (1964), 44 S.
- LORENZ, W.; SCHIRN, R.: Mylonite, Diaphthorite und epigenetische Zinnmineralisation in der Felsitzzone nordwestlich von Freiberg, Erzgebirge. - Z. geol. Wiss., Berlin 15 (1987) 5, 565-597
- LUDWIG, A. O.: Zur Bruchtektonik während der variszischen Morphogenetappe. - Z. geol. Wiss., Berlin 12 (1984) 2, 215-234
- LUTH, W. C.; JAHNS, R. H.; TUTTLE, O. F.: The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars. - J. geophys. Res., Richmond 69 (1964) 4, 759-773
- MARTIN, H.; EDER, F. W. (Eds.): Intracontinental fold Belts. - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1983, 945 S.
- MATHE, G.; BERGNER, R.: Stoffbestand und Genese migmatitischer Gneise im mittleren Erzgebirge. - Z. geol. Wiss., Berlin 5 (1977) 10, 1193-1204
- MATTE, Ph.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. - Tectonophysics, Amsterdam 126 (1986), 329-374
- Mc KENZIE, D.; BRUNE, J. N.: Melting on fault planes during large earthquakes. - Geophys. J. Roy astr. Soc., London 29 (1972), 65-78
- MIDDLEMOST, E. A. K.: A simple classification of volcanic rocks. - Bull. volcanol., Napoli 36 (1972), 382-397
- MÜBUS, G.: Die geotektonische Entwicklung des Grundgebirges im Raum Erzgebirge - Elbtalzone - Lausitzer Grundgebirge - Westsudeteten. - Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Chemie, Geol. und Biologie, Berlin (1964) 5, 114 S.
- NAKAMURA, N.: Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. - Geochim. Cosmochim. Acta, London 38 (1974) 757-775
- NEUMANN, W.: Über den Tiefenbau der epivariszischen Plattform im Südteil der DDR. - Precambrien des zones de l'Europe, Conference Liblice 1972, Geol. ustav CSAV, Praha (1974), 85-100

- NEUMANN, W.: Zur erdgeschichtlichen Entwicklung des sächsischen Granulitmassivs. - Z. angew. Geol., Berlin 30 (1984) 4, 183-190
- NEUMANN, W.: Zeitbilanz eines Schemas der Erdkrustenentwicklung in einem Nord-Süd-Schnitt von Berlin bis Prag. - Z. geol. Wiss., Berlin 14 (1986) 1, 7-10
- NICOLAS, A.; POIRIER, J. P.: Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. - J. Wiley, London (1976), 444
- OHNAKA, M.: Application of some dynamic properties of stick-slip to earthquakes. - Geophys. J. Roy astr. Soc., London 53 (1978), 311-318
- PAECH, H.-J.: Vergleich der geologischen Entwicklung des südlichen Afrika mit der des antarktischen Kontinents. - Veröff. Zentralinst. Phys. Erde, Potsdam, 87 (1986), 205 S.
- PAVLIS, T. L.: The role of strain heating in the evolution of megathrusts. - J. Geophys. Res., Washington 91 (1986) B 12, 12407-12422
- PERTOLD, Z.; POUBA, Z.: Relation between subduction and metallogenesis. In: MAHEL, M.; REICHWALDER, P. (Eds.): Czechoslovak geology and global tectonics, Veda, Bratislava (1979), 215-233
- PIETZSCH, K.: Geologie von Sachsen. - VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1962, 870 S.
- POUBA, Z. (Ed.): Proceedings of the Conference on the Metallogeny of the Precambrian. - IGCP 91 - Geol. Survey, Prag 1986, 163 S.
- PRODEHL, C.: In: GIESE, P.; PRODEHL, C.; STEIN, A. (Eds.): Explosion Seismology in Central Europe - Data and Results, - Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York 1976, 429 S.
- PURTSCHELLER, F.; SASSI, F. P.: Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. - Tschermaks Mineral. Petrol. Mitt., Wien 22 (1975), 175-199
- REINISCH, R.: Erl. zur geol. Karte von Sachsen, Bl. 129, Zöblitz, 2. Auflage, Leipzig 1929
- RICHTER, D.: Stratigraphisch-tektonische Analyse des kristallinen westlichen Fichtelgebirges unter besonderer Berücksichtigung der prävariszischen Magmatite. - Geotekt. Forsch., Stuttgart 16 (1963), 120 S.
- RÜSLER, H. J.; LANGE, H.: Geochemische Tabellen. - VEB Deutscher Verlag Grundstoffindustrie Leipzig 1975, 2. Auflg., 674 S.
- RÜSLER, H. J.; WERNER, C.-D.: Petrologie und Geochemie der variszischen Geosynklinalmagmatite Mitteleuropas, T. I: Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 336 (1979), T. II: Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 344 (1979)
- SATIR, M.: Rb/Sr- und K/Ar - Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralen des südlichen Ötztalkristallins und der westlichen Hohen Tauern. - Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976), 394-410
- SCHEUMANN, K. H.: Prävariszische Glieder des sächsisch-fichtelgebirgischen Kristallins. I. Die magmatisch-orogenetische Stellung der Frankenberger Gneisgesteine. - Abh. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig 39 (1924), T. 1-16
- SCHEUMANN, K. H.: Ober die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgsgneises. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., Wien 42 (1932), 413-454
- SCHEUMANN, K. H.: Ober die petrographische und chemische Substanzbestimmung der Gesteinsgruppen der Roten Gneise des sächsischen Erzgebirges und der angrenzenden Räume. - Min. u. Petr. N. F., Leipzig 50 (1938), 391-440
- SCHEUMANN, K. H.: Die Untersuchungsergebnisse der "prävariszischen Glieder" für den Nordrand des Kristallins der Böhmisches Masse. - Abh. math. phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig 42 (1938) 7, 3-6
- SCHMIDT, K.: Zum Altersverhältnis der Rot- und Graugneisgruppe des erzgebirgischen Gneiskernes. - Geologie, Berlin 7 (1958), 586-596
- SCHMIDT, K.: Zur tektonischen Analyse des sächsischen Erzgebirges. - Abh. Dt. Akad. Wiss., Kl. Chemie, Geologie, Biologie, Berlin (1958) 2; Abh. zur Geotektonik, Berlin 18 (1959), 104 S.

- SCHMIDT, K.: Das kaledonische Ereignis in Mittel- und Südeuropa. - Nova Acta Leopoldina, N. F., Halle 45 (1976)
- SCHMIDT, K.: Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 128 (1977), 121-141
- SCHÖNLAUB, H.-P.: Das Paläozoikum in Österreich. - Abh. geol. Bundesanst., Wien 33 (1979), 124
- SCHÖLLER, A.: Ober epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. - Abh. Math. Phys. Kl. Sächs. Akad. Wiss., Leipzig 42 (1934), 1-60
- SCHUST, F.: In: Gefüge im Kristallin: Exkursionsführer zur Vortrags- und Exkursions-tagung der GGW, Mulda 1986; Berlin (1986), 42 S.
- SCHWAN, W.: Die sächsischen Zwischengebirge im Vergleich mit der Münchberger Gneismasse und anderen analogen Kristallinvorkommen im Saxothuringikum. - Erlanger geol. Abh., Erlangen 99 (1974), 189 S.
- SIEMENS, G.: Das Schwerehoch der DDR. - Freiburger Forsch.-H., Berlin C 7 (1953), 2-29
- ŠKVR, V.: Einige Probleme aus dem Kristallin des Gebietes von Ās in Böhmen. - Krystalinikum, Prag 1 (1962), 133-148
- ŠKVR, V.: Beitrag zu einigen Problemen des Kristallins von Kuršné hory und Smrčiny. - Sbor. geol. Věd, R. Geol., Praha 2 (1962), 63-77
- SOLLOGUB, V. B.; PROSEN, D.; MILITZER, H. (Eds.): Die Struktur der Erdkruste Mittel- und Südeuropas nach Angaben der Tiefenseismik. - Geod. Geophys. Veröff. R III, Potsdam 27 (1972)
- STACKEBRANDT, W.: Beiträge zur tektonischen Analyse ausgewählter Bruchzonen der subherzynen Senke und angrenzender Gebiete (Aufrichtungszone, Flechtinger Scholle). - Veröff. Zentralinst. Physik Erde, Potsdam 79 (1986)
- STETTNER, G.: Die Prägung von Granulit und Eklogit in innerkontinentalen Orogenen, aus der Sicht des oberfränkisch-sächsischen Variszikums. - Geologica Bavarica, München 60 (1969), 7-28
- STETTNER, G.: Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse. - Geol. Rdsch., Stuttgart 60 (1971) 4, 1465-1487
- STETTNER, G.: Die geotektonische Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils in orogenen Bewegungssystemen. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 123 (1972), 291-326
- STETTNER, G.: Der Grenzbereich Saxothuringikum-Moldanubische Region im Raum Tischenreuth-Mähringen (Oberpfalz) und die Situation des uranförenden Präkambriums. - Z. dt. geol. Ges., Hannover 130 (1979), 561-574
- STETTNER, G.: Zum geologischen Aufbau des Fichtelgebirges. - Aufschluß, Heidelberg 31 (1980), 391-403
- SUK, M. (Ed.): Geological history of the territory of the Āzech Socialist Republic. - Academia CSAV, Prag 1984, 396 S.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. - Jb. Geol. B.-A., Wien 117 (1974), 55-74
- THOMAS, R.; TISCHENDORF, G.: Evolution of Variscan Magmatic-Metallogenetic Processes in the Erzgebirge According to Thermometric Investigations. - Z. geol. Wiss., Berlin 15 (1987) 1, 25-42
- THOMPSON, A. B.; TRACY, R. J.: Model systems for Anatexis of Pelitic Rocks. II. - Contrib. Mineral. Petrol., Berlin-Heidelberg 70 (1979) 429-438
- THORNTHON, C. P.; TUTTLE, O. F.: Chemistry of igneous rocks. I. Differentiation index. - Amer. J. Sci., New Haven 258 (1960), 664-684
- TISCHENDORF, G.; GEISLER, M.; GERSTENBERGER, H. u. a.: Geochemistry of Variscan Granites of the Westerzgebirge-Vogtland - Region. - An example of Tin deposits-generating granites. - Chem. Erde, Jena 46 (1987), 213-235
- TISCHENDORF, G.; LANGE, H.: Zur geochemischen Charakterisierung granitoider Gesteine. - Geologie, Berlin 21 (1972) 4/5, 554-569

- TISCHENDDRF, G.; PALCHEN, W.: Zur Klassifikation von Granitoiden. - Z. geol. Wiss., Berlin 13 (1985) 5, 615-627
- TISCHENDORF, G.; PALCHEN, W.; RÜLLIG, G. u. a.: Formationelle Gliederung, petrographisch-geochemische Charakteristik und Genese der Granitoide der Deutschen Demokratischen Republik. - Chem. Erde, Jena 46 (1987), 7-23
- VINOGRADOV, A. P.: Die Durchschnittsgehalte der chemischen Elemente in den Haupttypen der Eruptivgesteine der Erdkruste. - Geochimija, Moskva (1962) 7 (russ.)
- WALTHER, K.: Die mineralfaziale und tektonische Entwicklung der Annaberger und Marienberger Gneise. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 269 (1972), 101 S.
- WATZNAUER, A.: Die erzgebirgischen Granitintrusionen. - Geologie, Berlin 3 (1954), 688-706
- WATZNAUER, A.: Bemerkungen zum Altersverhältnis der erzgebirgischen Hauptgneise. - Mber. dt. Akad. Wiss. Berlin, Berlin 1 (1959) 4, 246-252
- WATZNAUER, A.: Stratigraphie und Fazies des erzgebirgischen Kristallins im Rahmen des mitteleuropäischen Variszikums. - Geol. Rdsch., Stuttgart 54 (1965) 2, 853-860
- WATZNAUER, A.: Das Kristallin am Nordrand der Böhmisches Masse und seine Beziehungen zum Moldanubikum im Süden und skandinavischen Kristallin im Norden. - Geologie, Berlin 17 (1968), 695-702
- WEBER, K.: Variscan events: early Palaeozoic continental rift metamorphism and late Palaeozoic crustal shortening. - In: HUTTON, D. H. W.; SANDERSON, D. J. (Eds.): Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. - Geol. Soc. London; Blackwell Scientific Publication 1984
- WEBER, K. (Ed.): Excursion-Guide Oberpfalz, 4th. Alfred Wegener Conference 7.-9. October 1985, BRD
- WEINHOLD, G.: Zur prävariszischen Vererzung im Erzgebirgskristallin aus der Sicht seiner lithofaziellen und geotektonisch-magmatischen Entwicklung während der assynthisch-kaledonischen Ara. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 320 (1977), 53 S.
- WENK, H.-R.: Preferred orientation in deformed metals and rocks: An introduction to modern texture analysis. - Orlando-Academic Press, Inc, London 1985
- WERNER, C.-D.: Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R. In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. - Guide Book of Exkursions, Subcommission 2, PK IX, Potsdam-Freiberg 1981, 179 S.
- WERNER, C.-D.; SCHLICHTING, M.; PILOT, J.: Sr-Isotopenuntersuchungen am sächsischen Granulit-Komplex. - Freiburger Forsch.-H. Leipzig C 389 (1984), 98-106
- WIEDEMANN, F.: Geologische und petrographische Situation der Sericit- und Chloritgneise. - Freiburger Forsch.-H., Leipzig C 55 (1958)
- WIEDEMANN, F.: Zur Kenntnis der erzgebirgischen Rotgneise. - Bergakademie, Berlin 15 (1963) 3, 189-193
- WIENHOLZ, R.; HOFMANN, J.; MATHE, G.: Über Metamorphose, Tiefenbau und regionale Position des Erzgebirgskristallins. - Z. geol. Wiss., Berlin 7 (1979) 3, 385-395
- WIENHOLZ, R.; LOBST, R.; MATHE, G.: Petrographische Probleme des mittleren Erzgebirges. - Exkursionsführer 26. Jahrestagung GGW, Karl-Marx-Stadt 1979, 3-13
- WIESENER, H.; FREILINGER, G.; KITTLER, G. u. a.: Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich. - Geol. Rdsch., Stuttgart 65 (1976), 512-515
- WINCHESTER, J.; FLOYD, P.: Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. - Chem. Geol. Amsterdam 20 (1977), 325-343
- WURM, A.: Die Grenze Moldanubikum-Saxothuringikum bei Erbdorf in der Oberpfalz. - Z. dt. geol. Ges., Berlin 87 (1935), 598-603
- WYLLIE, P. J.: Effect of H₂O and CO₂ on magma generation in the crust and mantle. - J. geol. Soc., London 134 (1977), 215-234
- ŻELAŹNIEWICZ, A.: Tectonic and metamorphic events in the Polish part of the Orlickie Mts. - Geol. Sudetica, Wroclaw vol. XI (1976) 1, 101-168

- ŻELAŹNIEWICZ, A.: Synmetamorphic penetrative mylonitization in orthogneisses of the Bystrzyca Mts., Sudetes. - Acta geol. Pol. Warszawa 34 (1984) 1-2, 111-130
- ZIEGLER, P. A.: Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and central Europe - a working hypothesis. - Geol. Mijnbouw, Den Haag 63 (1984), 93-108
- ZIEGLER, P. A.: Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. - Tectonophysics, Amsterdam 126 (1986), 303-328
- ZOUBEK, V.: On the recent state of research of the Precambrian of the European Variscides. - Contrib. IGCP Projekt 22: Precambrian in younger fold belts. - Inst. Geol. Geophys., Buckarest 57 (1980), 57-99
- ZWART, H. J.; DORNSIEPEN, U. F.: The tectonic framework of Central and Western Europe. - Geol. Mijnbouw, Den Haag 57 (1978), 627-654

Bildanhang

Die Aufnahmen der Gesteinsanschliffe sind Arbeiten von
Herrn Günter Korthals, Berlin.

Die Maßstäbe sind stets mm-Teilungen.

Bildanhang

Die Aufnahmen der Gaststätten sind Arbeiten von

Herrn Günter Köhler, Berlin.

Die Maßstäbe sind stets im Verhältnis



Bild 1: Typ „Innerer Rotgneis“, 1 km westlich Rothenthal bei Olbernhau (Reitzenhainer Struktur)

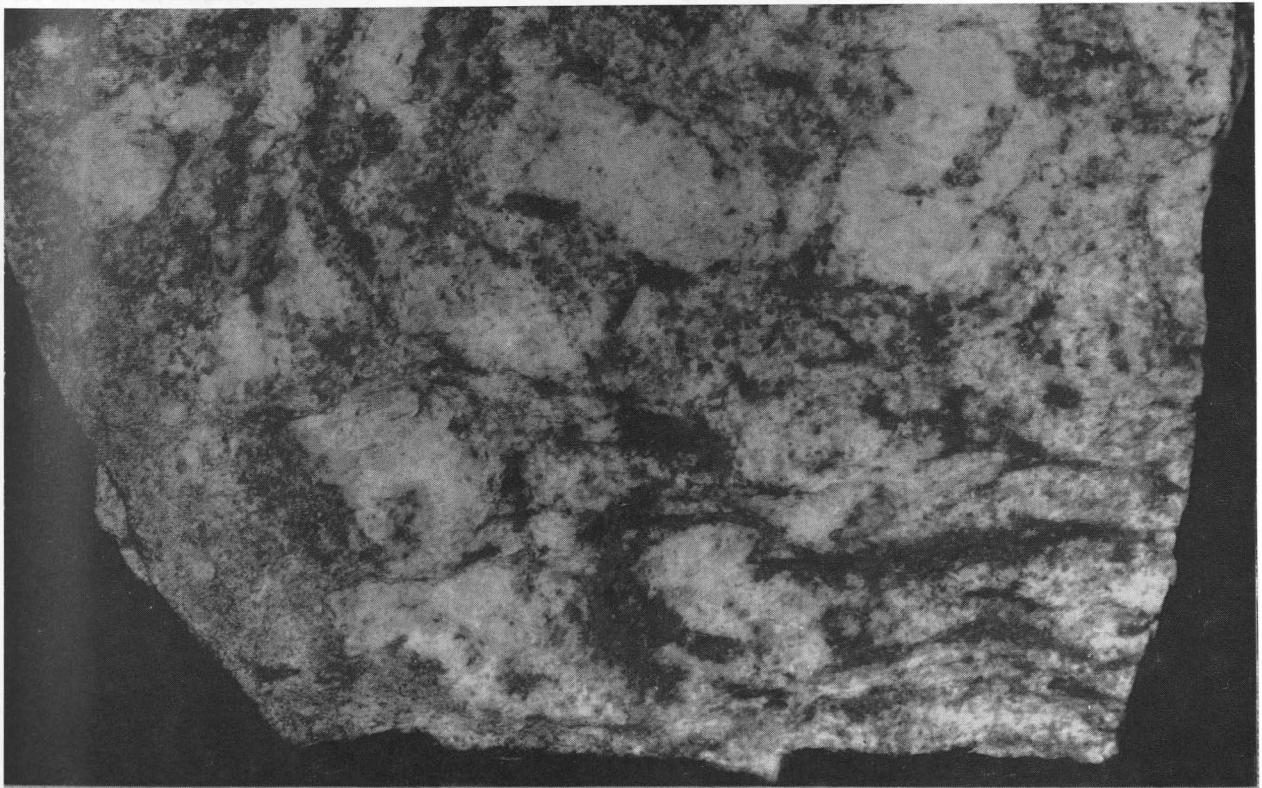


Bild 2: Typ „Innerer Rotgneis“, Nonnenfelsen im Schwarzwassertal zwischen Hintergrund und Kühnhaide, ac(yz)-Schnitt einer leicht gestengelten Variante (Reitzenhainer Struktur)

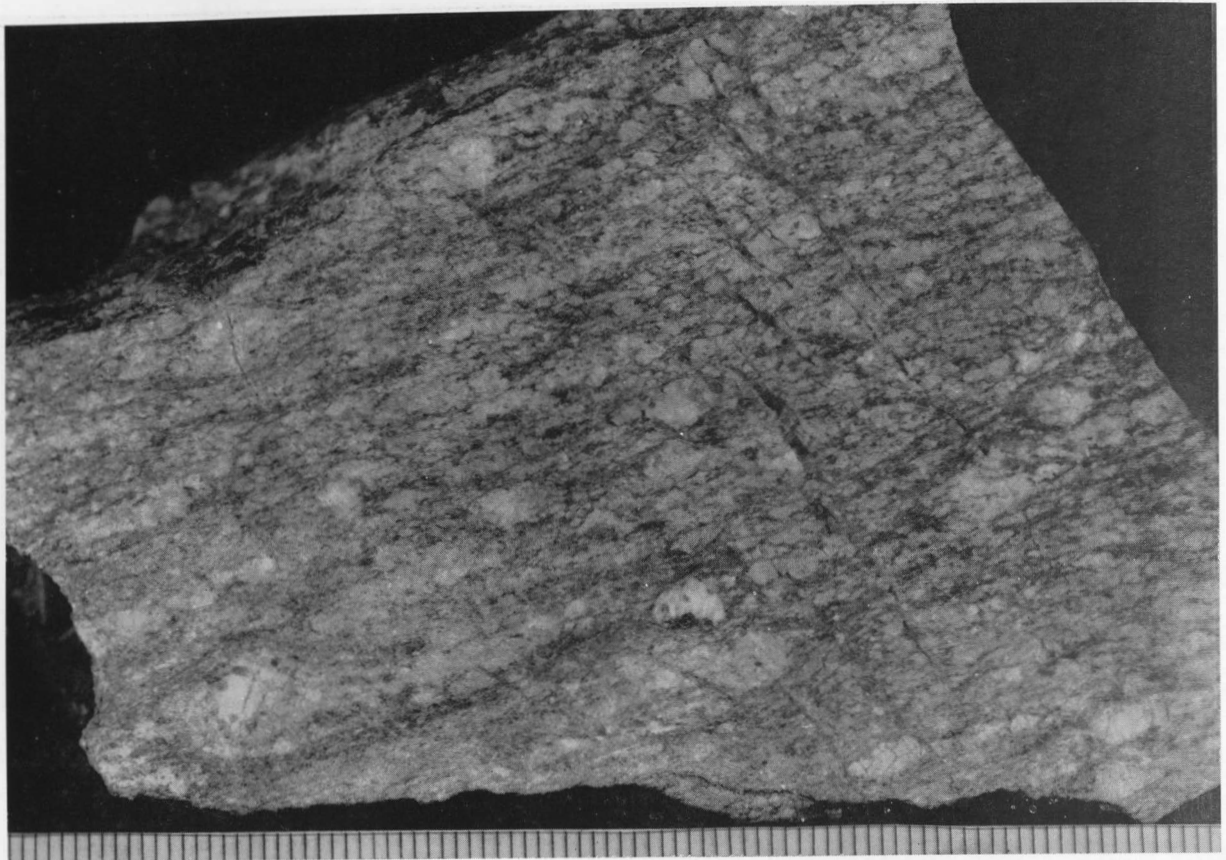


Bild 3: Typ „Äußerer Rotgneis“, langfaserige Variante, Katzenstein im Schwarzwassertal zwischen Hintergrund und Kühnhaide. Die in ihrer Intensität zonenartig wechselnde jüngste, ruptuelle Schieferung (s_1) ist partiell mit auf Scherung beruhender Dehnung verbunden (Reitzenhainer Struktur)

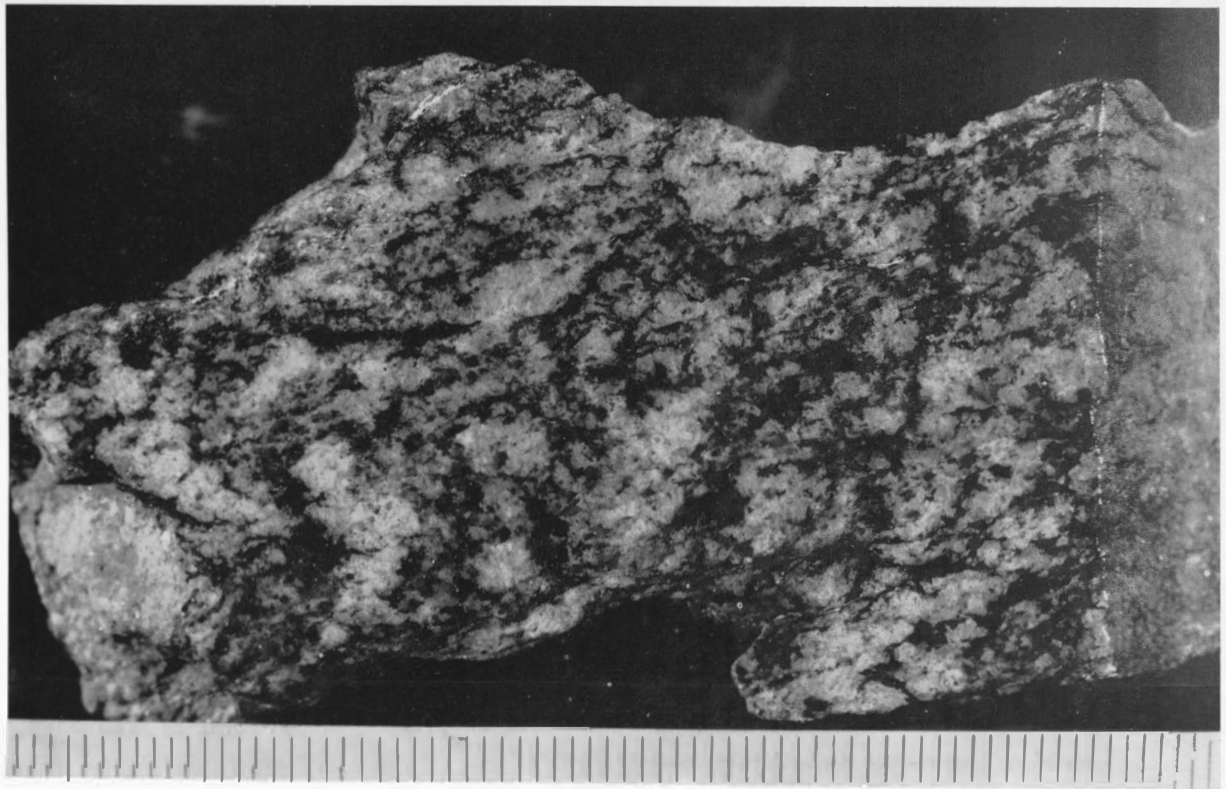


Bild 4: Typ „Äußerer Rotgneis“, augige Variante, 1 km westlich Rothenthal bei Olbernhau. Die lange Bildkante liegt parallel einer jüngeren Kristallisationsschieferung. Andeutungsweise ist die Faltung der älteren Kristallisationsschieferungsfläche erkennbar (Reitzenhainer Struktur)

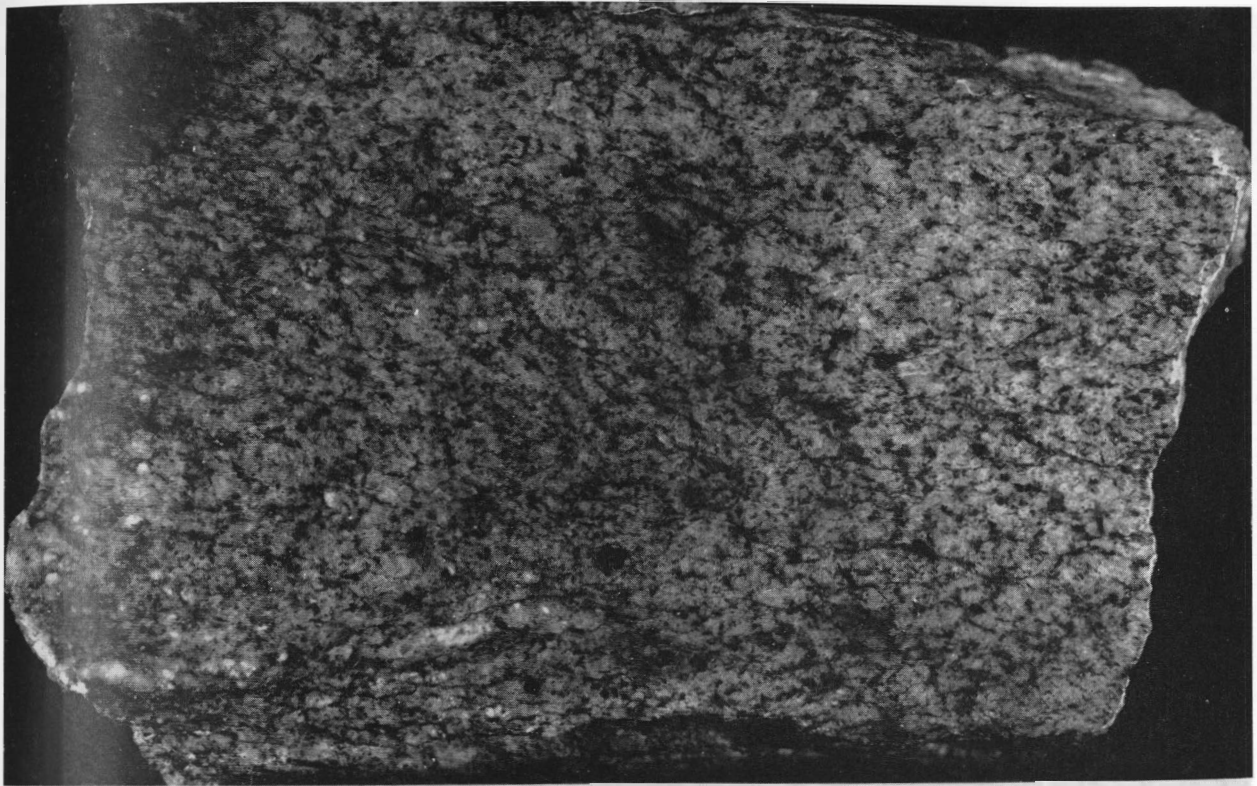


Bild 5: Typ „Gang- und Lagerrotgneis“, aus einem 1 m mächtigen Gang in und parallel sk_2 des Inneren Rotgneises, S-Hang des Weinberges im Schwarzwassertal, nördlich Kühnhaide. Erkennbar sind in sk_2 -liegende Faltenstrukturen der älteren sk_1 -Fläche. (Reitzenhainer Struktur)

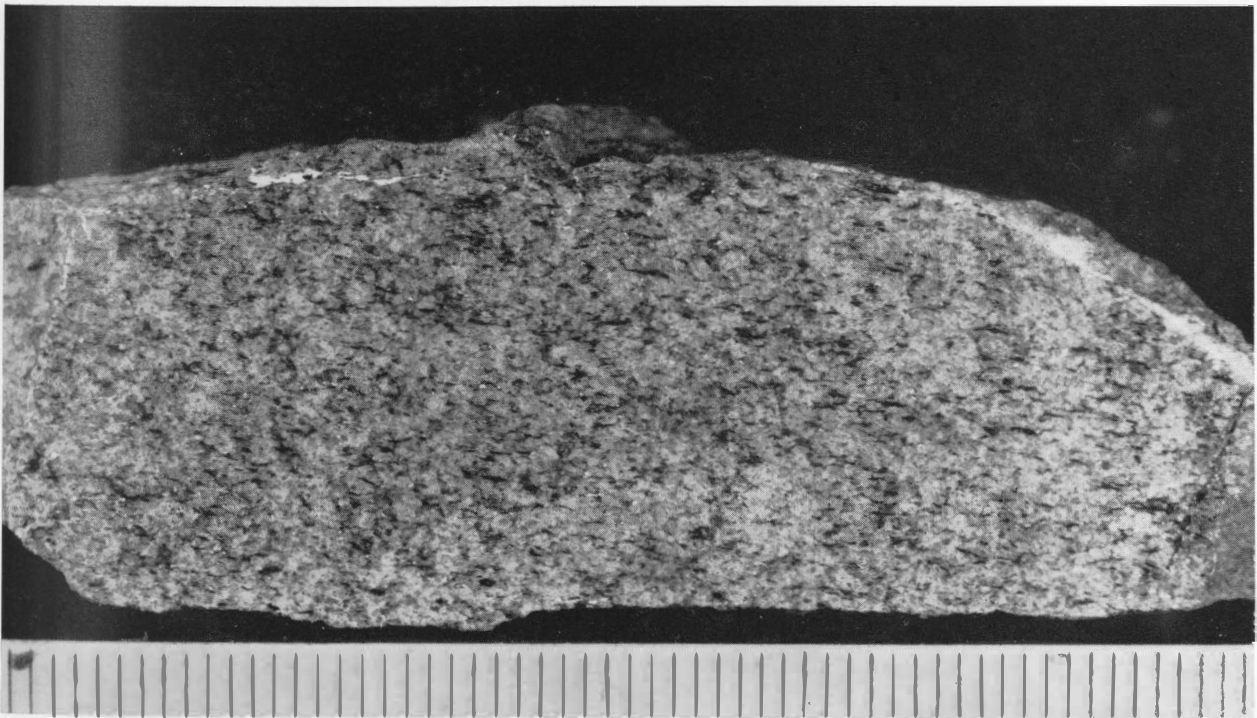


Bild 6: Typ „Gang- und Lagerrotgneis“, plattige Variante des Zweiglimmergneises, 2 km NW Rübenau (Reitzenhainer Struktur)



Bild 7: Typ „Injektionsgneis“, Typ der Hybridisierung von Metagrauwacken, 0,5 km SW Arnsfeld bei Steinbach (Reitzenhainer Struktur)

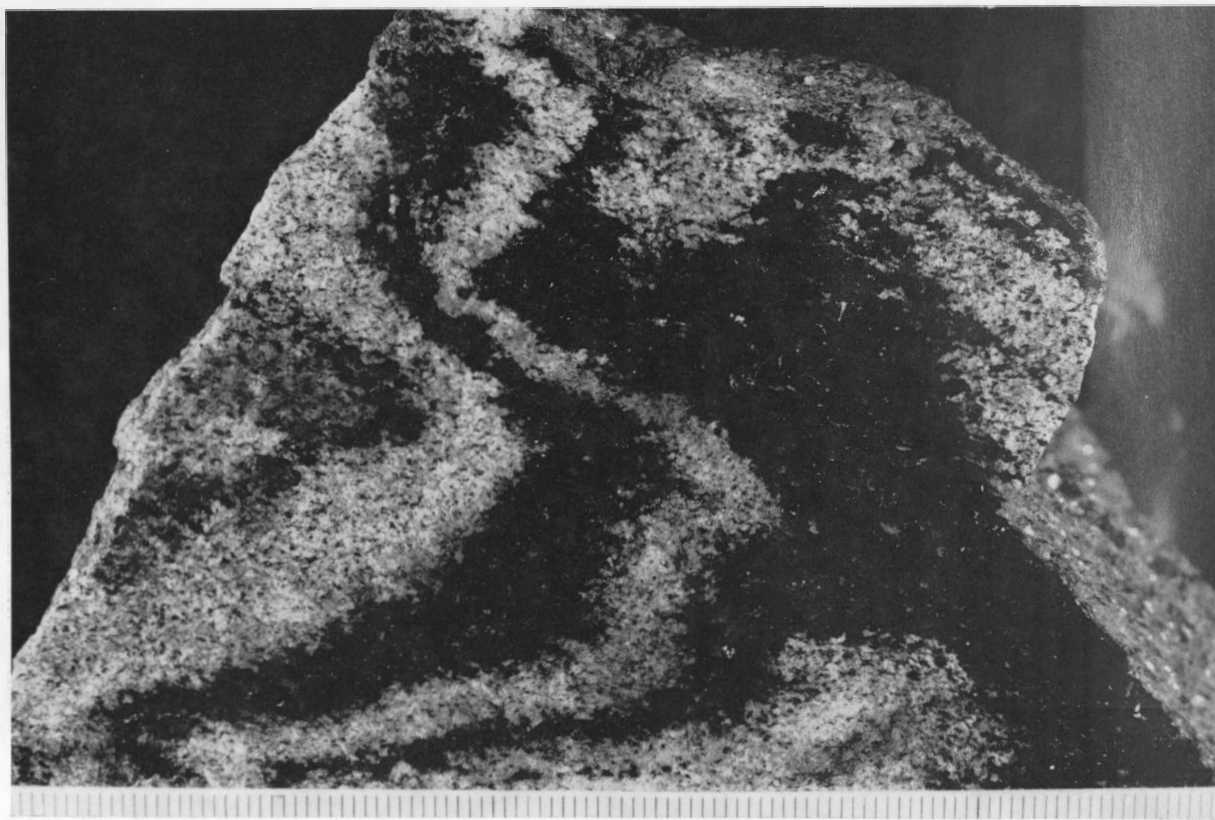


Bild 8: Typ „Injektionsgneis“, hybridisierte Metagrauwacken mit überlagerter, jüngerer Faltung und Schieferung, Raummühle 1,5 km N Jöhstadt (Reitzenhainer Struktur)

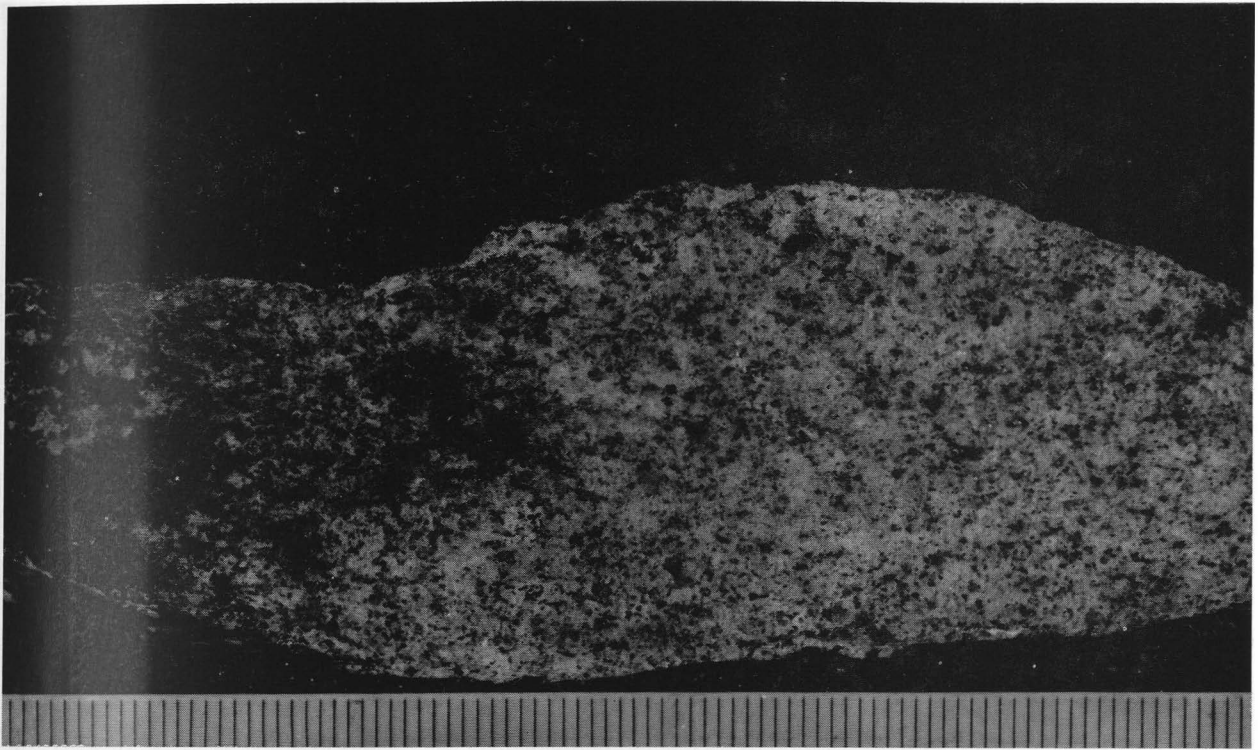


Bild 9: Typ „Injektionsgneis“, Assimilation von Nebengestein durch das Magma der Gang- und Lagerrotgneise (rechts) findet in den entsprechenden Gesteinen seinen Ausdruck in Granatführung, E-Hang Preßnitztal bei Schmalzgrube (Reitzenhainer Struktur)

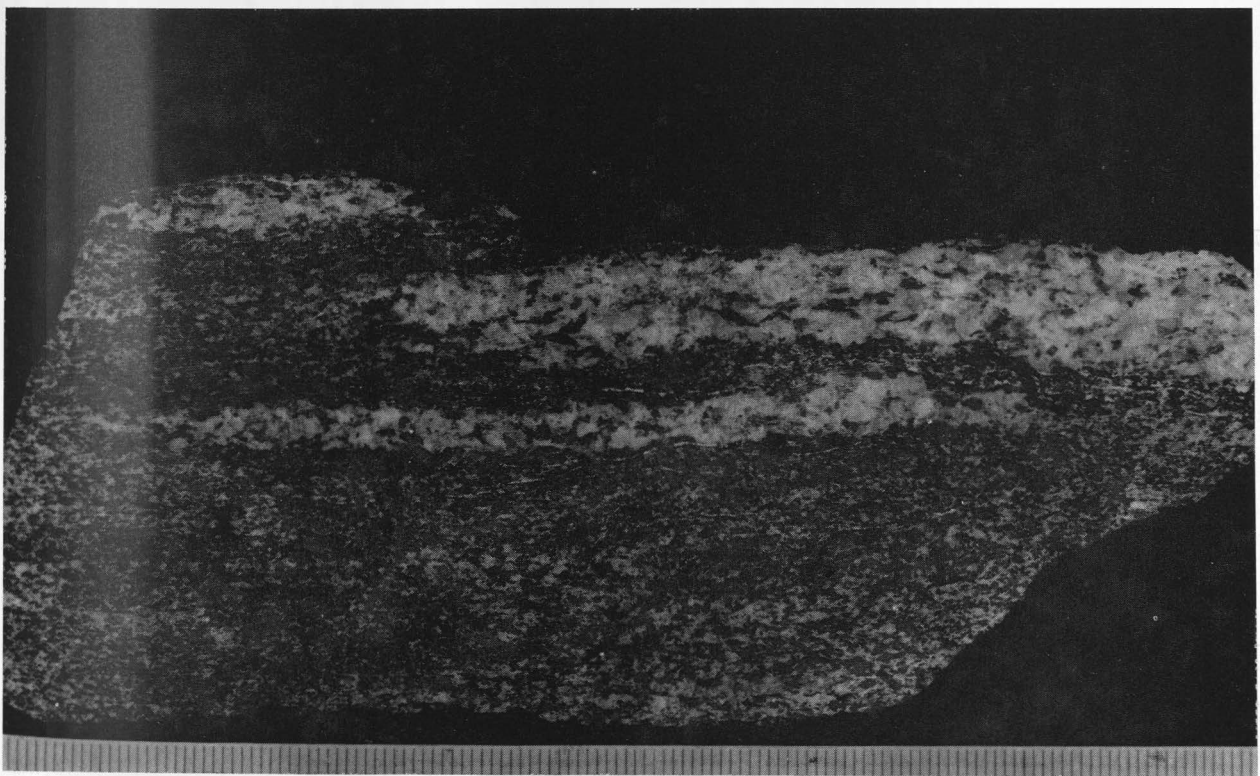


Bild 10: Typ „Injektionsgneis“, lagige Injektion in eine Texturfläche, die aber offenbar bereits Schieferungsfläche zu noch undeutlich erkennbaren Faltenstrukturen ist (untere Bildmitte), 2 km östlich Pfaffroda (Saydaer Struktur)



Bild 11: Saydaer Hauptgneis als Stengelgneis in einem ac(yz)-Schnitt, 1 km S Obersaida (Saydaer Struktur)

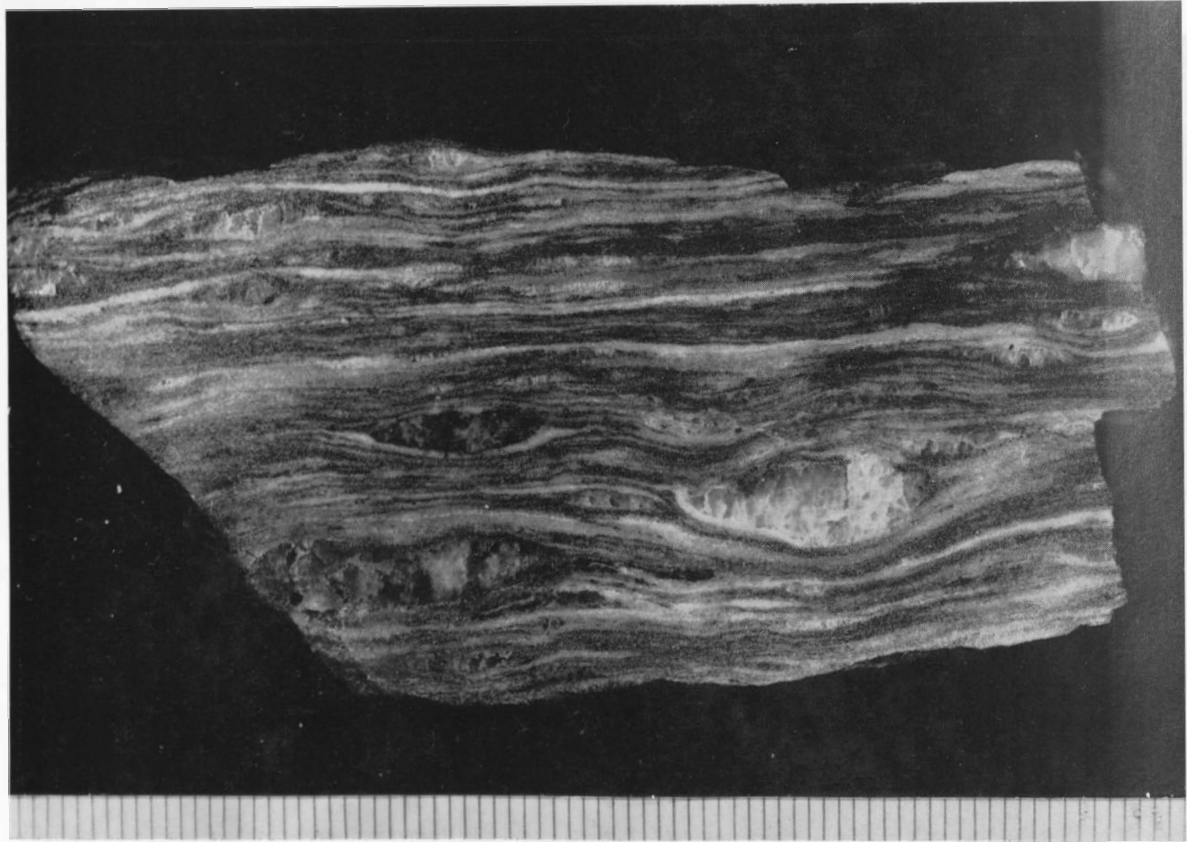


Bild 12: s-Tektonit fraglicher Ableitung, – möglicherweise aufgrund der geologischen Position und stofflicher Tendenzen nach Saydaer Randgneis, 1 km SE Dörnthal (Saydaer Struktur)

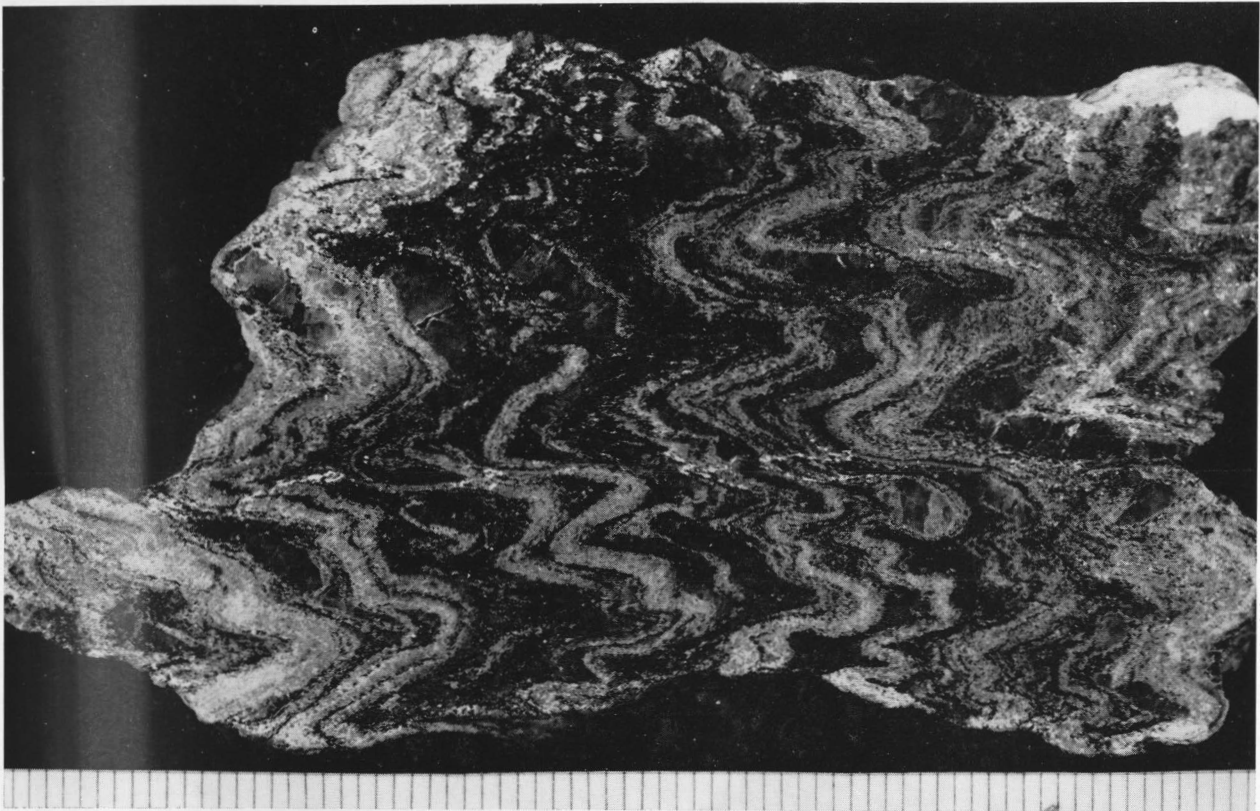
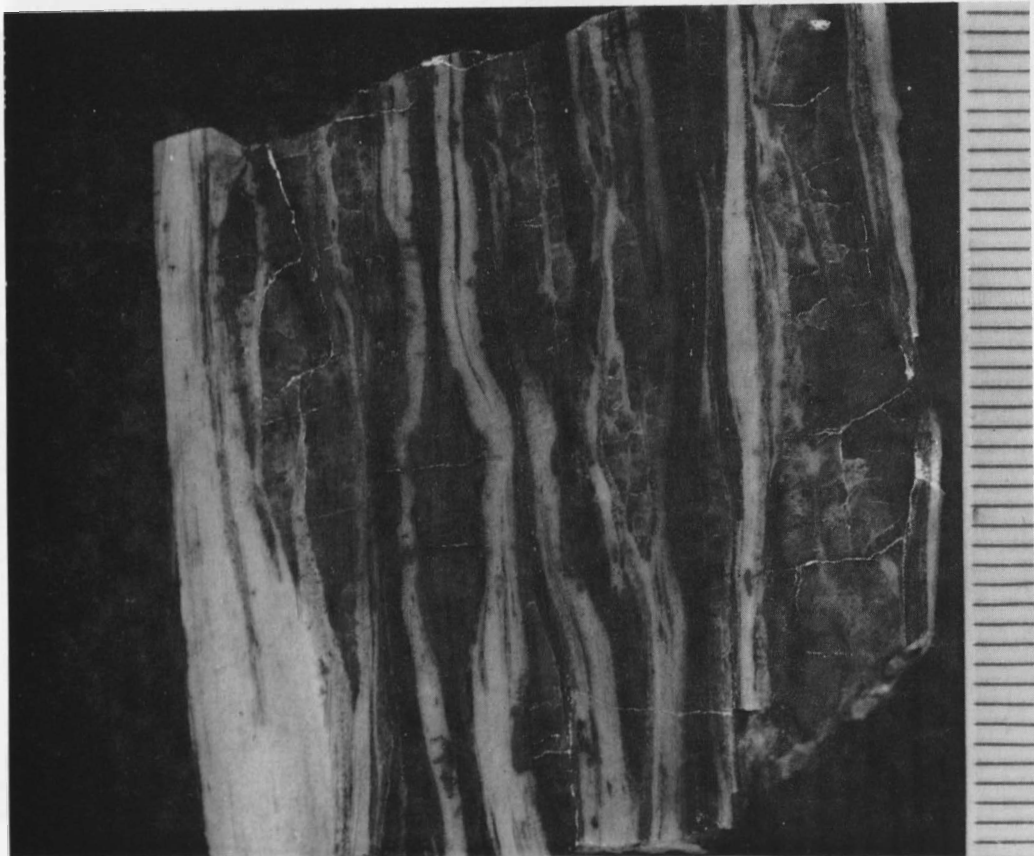
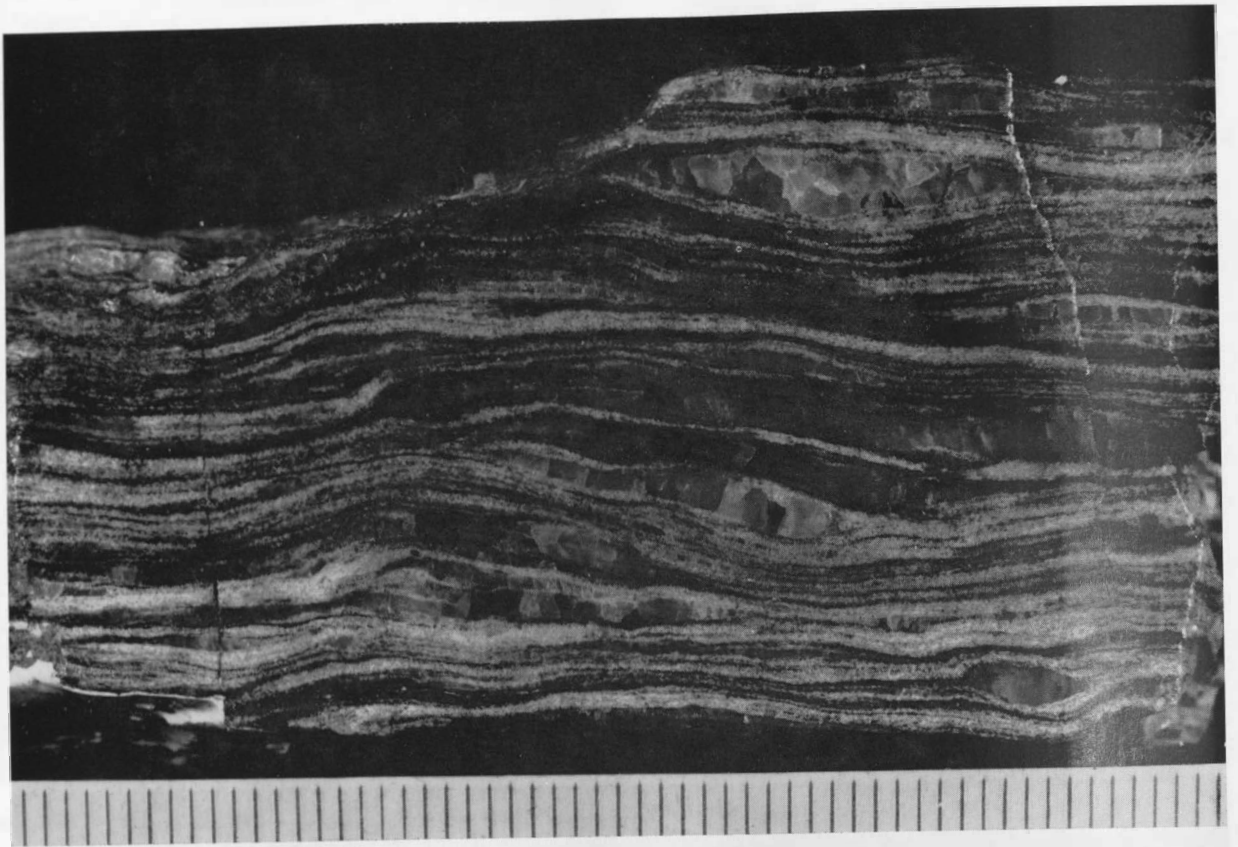


Bild 13: Saydaer Hauptgneis als Stengelgneis mit eng gefaltetem skt, Position eines übergeordneten Faltscheitels, Torfstich 1,5 km NE Voigtsdorf (Saydaer Struktur)



Bilder 14 und 15:

s-Tektanite aus der ski-Deformationsentwicklung des Saydaer Hauptgneises. Die junge, rupturale Schieferung (s_r) – etwa senkrecht zur Hauptfläche – wird vor allem in den lagigen Quarzrekrystalliten deutlich sichtbar, 2 km NE Vaigtsdarf (Saydaer Struktur)

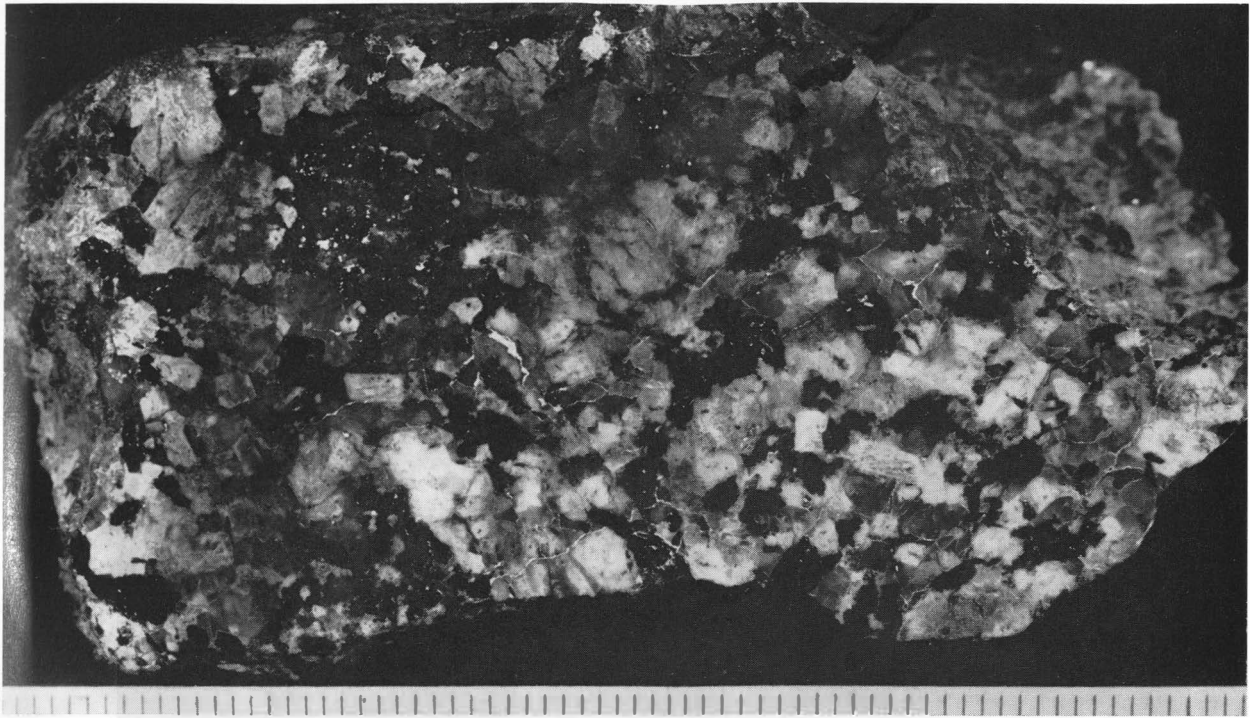


Bild 16: Basalgranitoid aus Innerem Rotgneis, NE-Hang des Rabenberges, 2 km S Ansprung (Reitzenhainer Struktur)

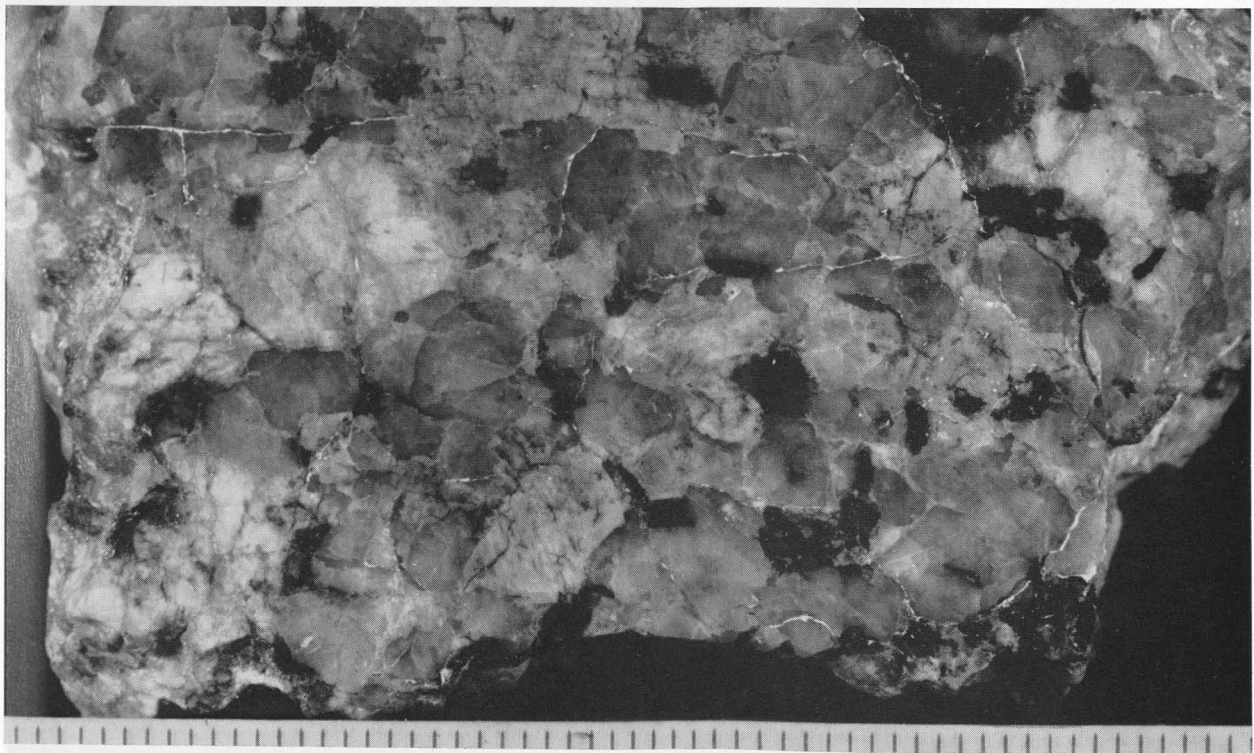


Bild 17: Basalgranitoid aus Äußerem Rotgneis, Höcken-Stein, 1,5 km S Leubnitzdörfel bei Olbernhau (Reitzenhainer Struktur)

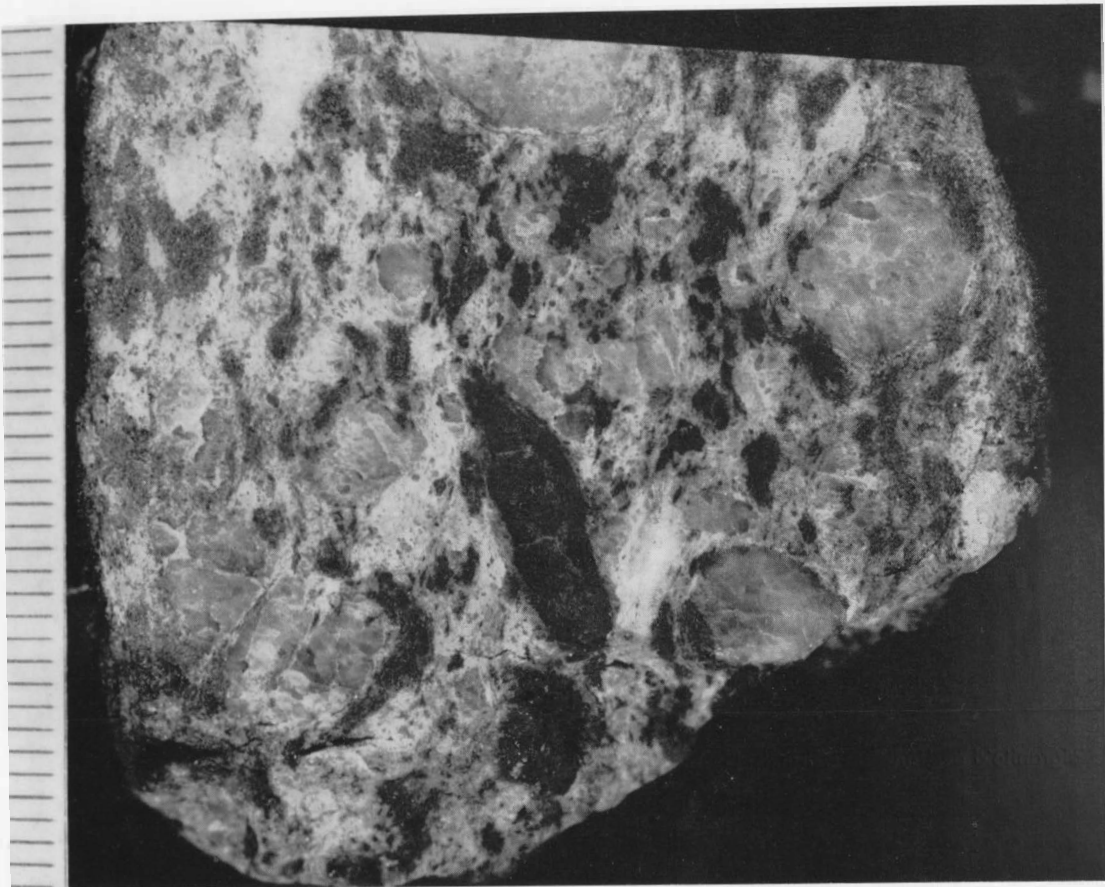


Bild 18: $ac(yz)$ -Schnitt eines Stengelgneises aus Innerem Rotgneis, 1 km E Jöhstadt (Reitzenhainer Struktur)

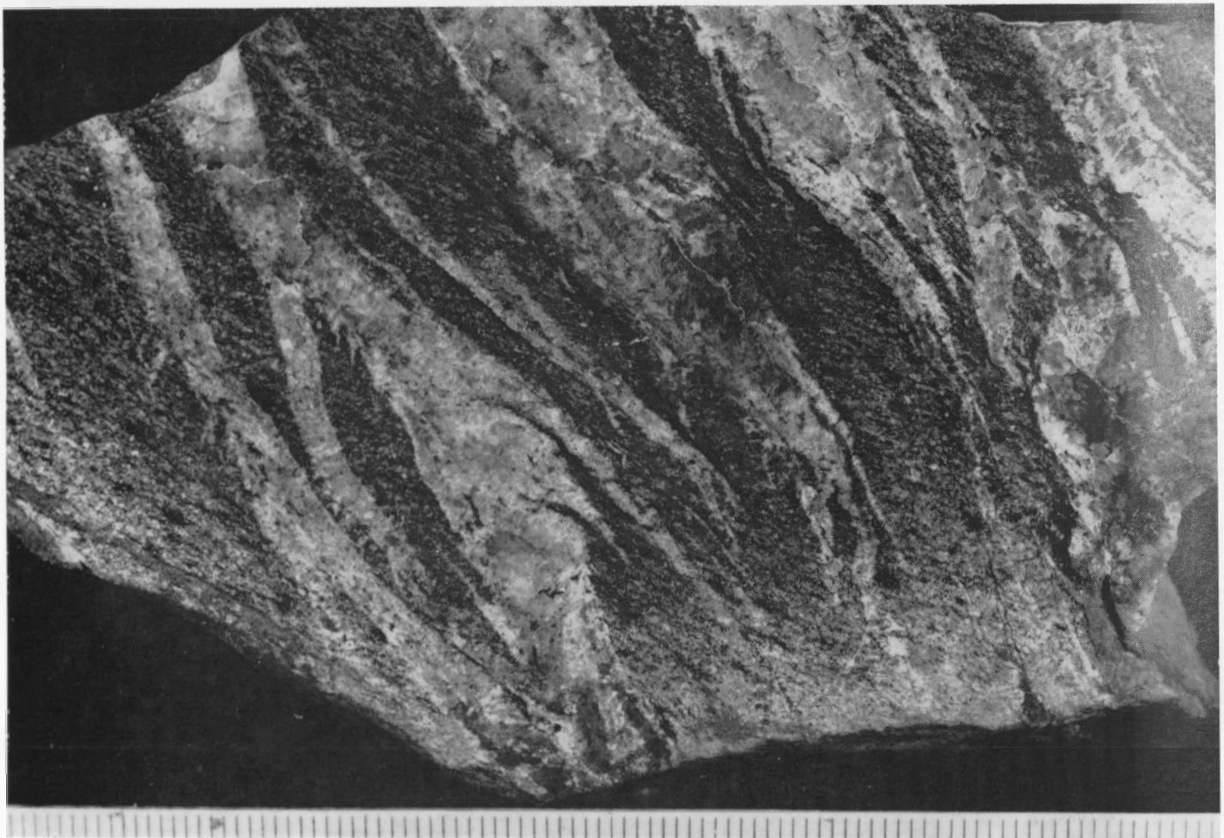
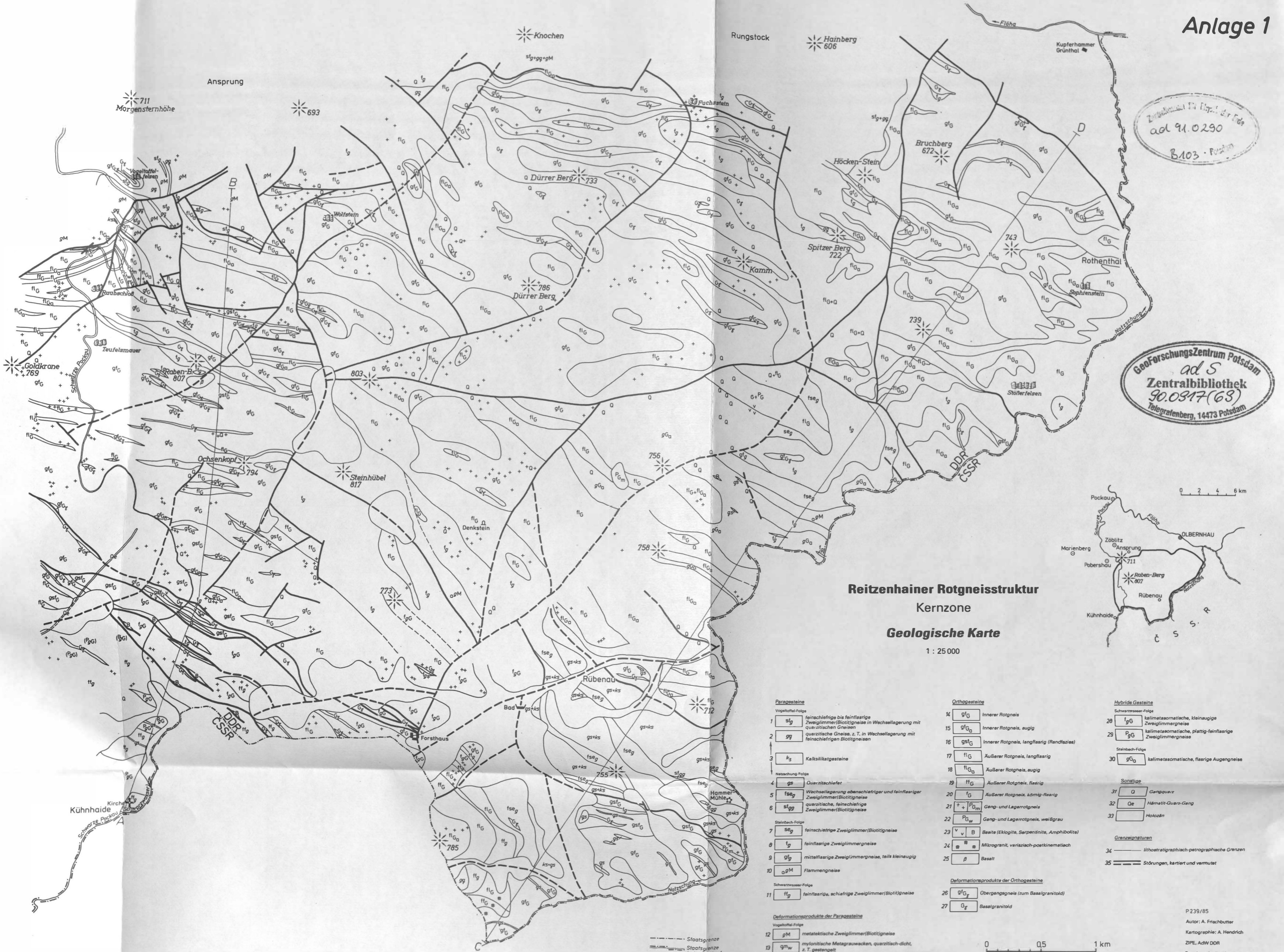


Bild 19: Miniaturbild des Rotgneismagmatismus: mikrogranitische Injektionen in die Stapelungsbahnen (Schuppungsflächen) einer Metagrauwacke.
Die cm-mächtigen Körper entsprechen den Strukturtypen „Reitzenhain“ und „Sayda“ mit randlichen Assimilations- und Hybridisierungserscheinungen. Die mm-mächtigen Züge könnten den von einzelnen Autoren vermuteten vulkanischen Komplexen entsprechen.



Zentralbibliothek der DDR
ad 91.0290
B103 - Potsdam

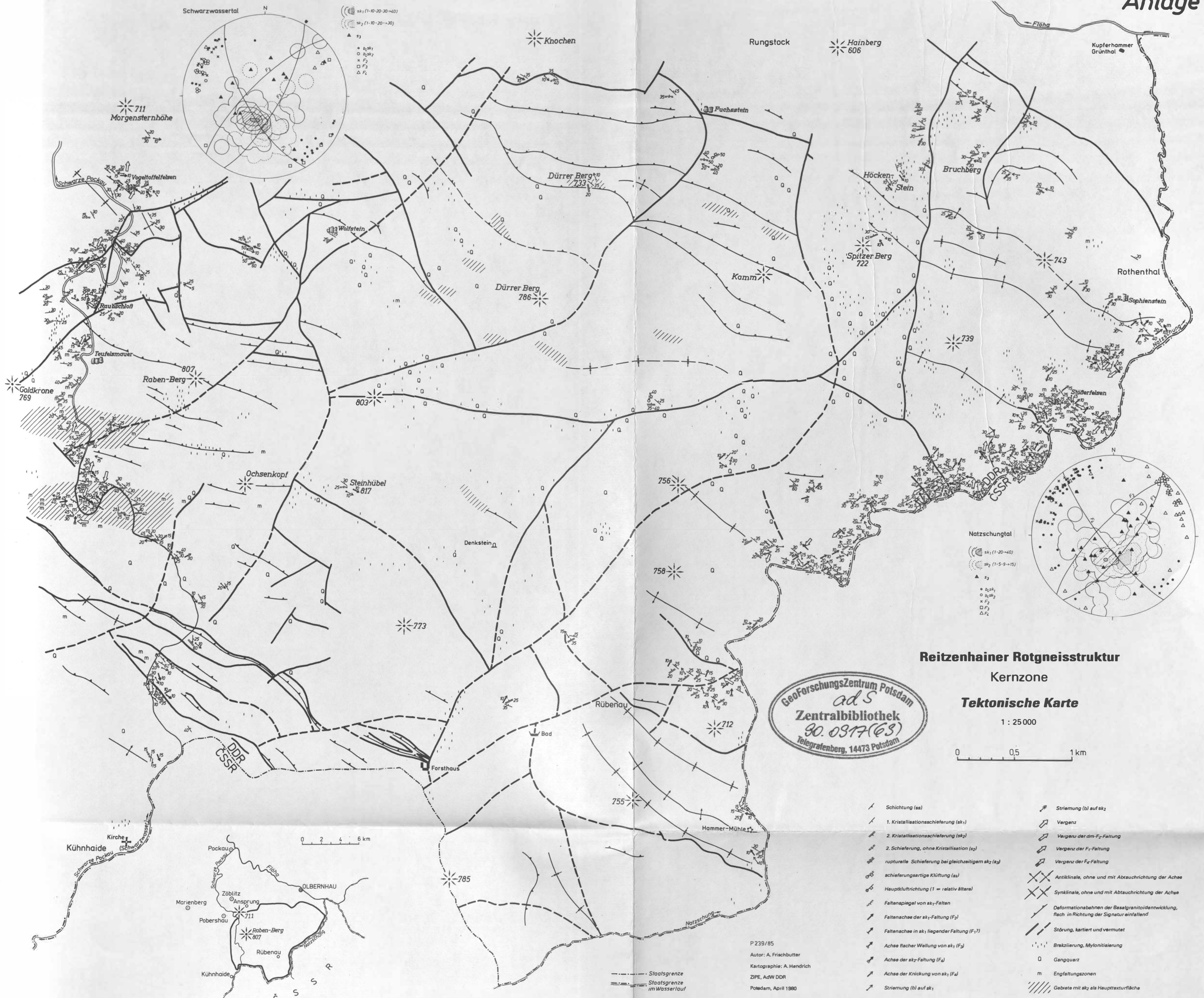
Geoforschungszentrum Potsdam
ad 5
Zentralbibliothek
90.0317(63)
Telegrafenberg, 14473 Potsdam



**Reitzenhainer Rotgneisstruktur
Kernzone
Geologische Karte
1 : 25 000**

- | | | | | | |
|--|------------------|--|---|-------------------------|--|
| Paragneise | | Orthogneise | | Hybride Gesteine | |
| Vogelotfel-Folge | | | | | |
| 1 | slg | feinschiefrige bis feinfaserige Zweiglimmer(Biotit)gneise in Wechsellagerung mit quarzitischen Gneisen | 14 | g'G | Innerer Rotgneis |
| 2 | sg | quarzitisches Gneise, z. T. in Wechsellagerung mit feinschiefrigen Biotitgneisen | 15 | g'G _a | Innerer Rotgneis, augig |
| 3 | ks | Kalksilikatgesteine | 16 | gs'G | Innerer Rotgneis, langfaserig (Randfazies) |
| Netzschung-Folge | | | | | |
| 4 | gs | Quarzitischiefer | 17 | fl'G | Außerer Rotgneis, langfaserig |
| 5 | fse _g | Wechsellagerung abenschieferiger und feinfaseriger Quarzite(Biotit)gneise | 18 | fl'G _a | Außerer Rotgneis, augig |
| 6 | slgg | quarzische, feinschiefrige Zweiglimmer(Biotit)gneise | 19 | fl'G | Außerer Rotgneis, Basig |
| Steinbach-Folge | | | | | |
| 7 | se _g | feinschiefrige Zweiglimmer(Biotit)gneise | 20 | l'G | Außerer Rotgneis, körnig-faserig |
| 8 | l'g | feinfaserige Zweiglimmergneise | 21 | + P _{GM} | Gang- und Lagerrotgneis |
| 9 | g'g | mittelfaserige Zweiglimmergneise, teils kleinaugig | 22 | P _{GW} | Gang- und Lagerrotgneis, weißgrau |
| 10 | o _{GM} | Flammgneise | 23 | v v B | Basite (Eklomite, Serpentinite, Amphibolite) |
| Schwarzwasser-Folge | | | | | |
| 11 | fl'g | feinfaserige, schiefrige Zweiglimmer(Biotit)gneise | 24 | μ μ | Mikrogranit, variszisch-postkinematisch |
| Deformationsprodukte der Paragneise | | | | | |
| Vogelotfel-Folge | | | | | |
| 12 | gM | metakristische Zweiglimmer(Biotit)gneise | 25 | β | Basalt |
| 13 | gM _w | mylonitische Metagrauwacken, quarzisch-dicht, z. T. gestenget | Deformationsprodukte der Orthogneise | | |
| | | | 26 | g'G _r | Obergangsgneis (zum Basalgranitoid) |
| | | | 27 | G _r | Basalgranitoid |

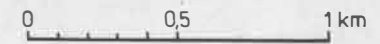
0 0,5 1 km



**Reitzenhainer Rotgneisstruktur
Kernzone**

Tektonische Karte

1 : 25 000



GeoForschungszentrum Potsdam
adS
Zentralbibliothek
90. 0317 (63)
Telegrafenberg, 14473 Potsdam

- | | |
|---|---|
| — Schichtung (sa) | ↗ Strömung (b) auf sk ₂ |
| — 1. Kristallisationschieferung (sk ₁) | ↘ Vergenz |
| — 2. Kristallisationschieferung (sk ₂) | ↗ Vergenz der dm-F ₂ -Faltung |
| — 2. Schieferung, ohne Kristallisation (sz) | ↘ Vergenz der F ₁ -Faltung |
| — raptuelle Schieferung bei gleichzeitigem sk ₂ (sz) | ↗ Vergenz der F ₂ -Faltung |
| — schieferungsartige Klüftung (sa) | ⊗ Antiklinale, ohne und mit Abtauchrichtung der Achse |
| — Hauptklüftungsrichtung (1 = relativ ältere) | ⊗ Synklinale, ohne und mit Abtauchrichtung der Achse |
| — Faltenpiegel von sk ₁ -Falten | — Deformationsbahnen der Basalgranitoidentwicklung, flach in Richtung der Signatur einfallend |
| — Faltenachse der sk ₁ -Faltung (F ₁) | — Störung, kartiert und vermutet |
| — Faltenachse in sk ₁ liegender Faltung (F ₁ ?) | — Brakzierung, Mylonitisierung |
| — Achse flacher Wallung von sk ₁ (F ₂) | ○ Gangquarz |
| — Achse der sk ₂ -Faltung (F ₂) | m Engfaltungszonen |
| — Achse der Knickung von sk ₁ (F ₂) | /// Gebiete mit sk ₂ als Haupttexturfläche |
| — Strömung (b) auf sk ₁ | |

P 239/85
Autor: A. Frischbutter
Kartographie: A. Hendrich
ZIPE, AdW DDR
Potsdam, April 1980

— Staatsgrenze
— Staatsgrenze im Wasserlauf

Anlage 3

Reitzenhainer Rotgneisstruktur

Westlicher Kontaktbereich

Geologische Karte

1 : 25000



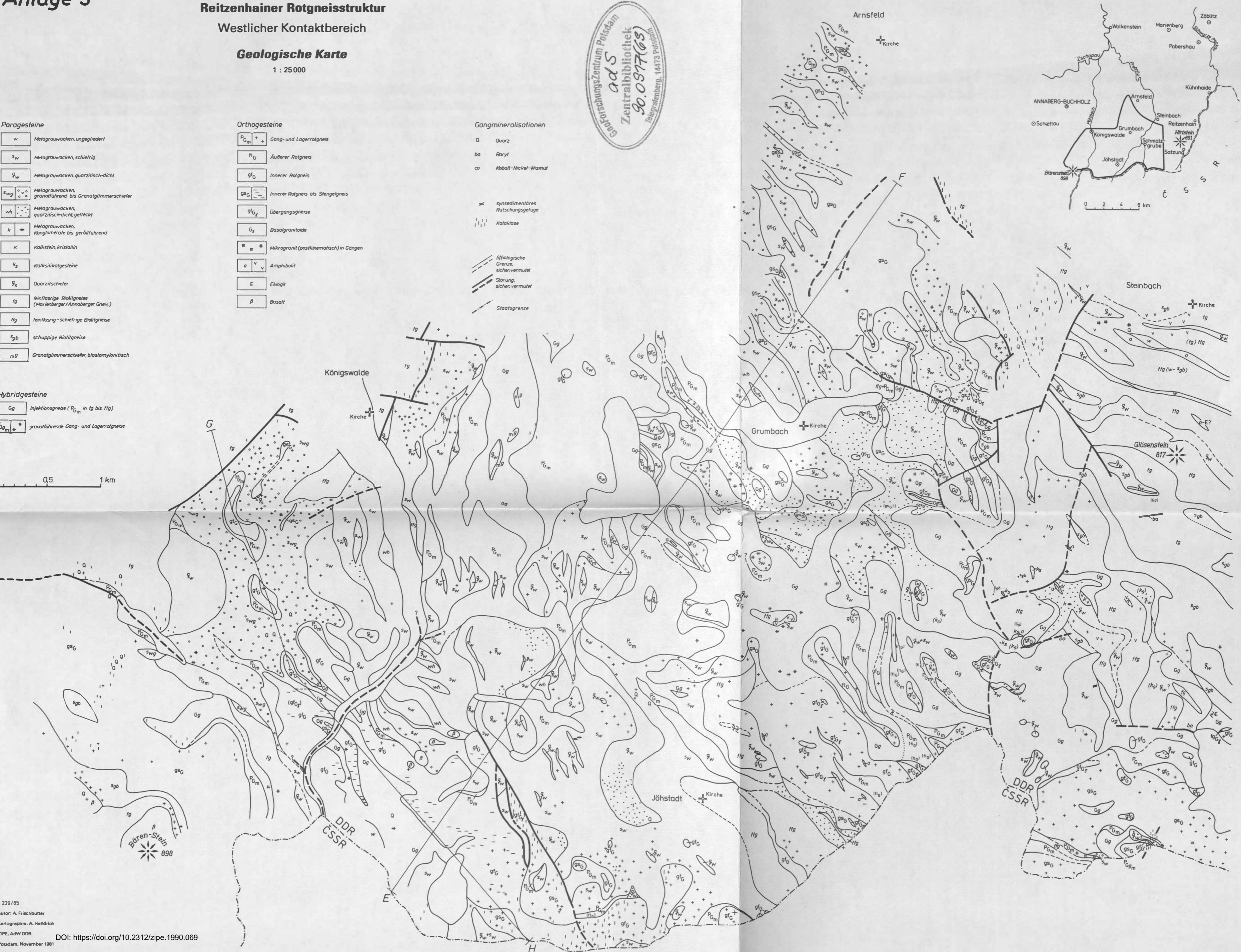
- Paragesteine**
- w Metagauwacken, ungegliedert
 - s_w Metagauwacken, schiefrig
 - q_w Metagauwacken, quarzitsch-dicht
 - s_wg Metagauwacken, granatführend bis Granatglimmerschiefer
 - wh Metagauwacken, quarzitsch-dicht, gefleckt
 - k Metagauwacken, Konglomerate bis geröllführend
 - K Kalkstein, kristallin
 - k_s Kalksilikatgesteine
 - q_s Quarzitschiefer
 - fg feinfasrige Biotitgneise (Marienberger/Annaberger Gneis)
 - ffg feinfasrig-schiefrige Biotitgneise
 - s_{gb} schuppige Biotitgneise
 - m_g Granatglimmerschiefer, blastomylonitisch

- Orthogesteine**
- P_{Gm}+ Gang- und Lagerrotgneis
 - ff_G Äußerer Rotgneis
 - gf_G Innerer Rotgneis
 - gs_G Innerer Rotgneis als Stengelgneis
 - gf_{Gf} Übergangsgneise
 - G_f Basalgranitoide
 - # # # Mikrogranit (postkinematisch) in Gängen
 - a v Amphibolit
 - E Eklogit
 - β Basalt

- Gangmineralisationen**
- Q Quarz
 - ba Baryt
 - co Kobalt-Nickel-Wismut
 - synsedimentäres Rutschungsgefüge
 - Kataklastose
 - lithologische Grenze, sicher, vermutet
 - Störung, sicher, vermutet
 - Staatsgrenze

- Hybridgesteine**
- Gg Injektionsgneise (P_{Gm} in fg bis ffg)
 - P_{Gm}+ granatführende Gang- und Lagerrotgneise

0 0,5 1 km





Reitzenhainer Rotgneisstruktur

Westlicher Kontaktbereich

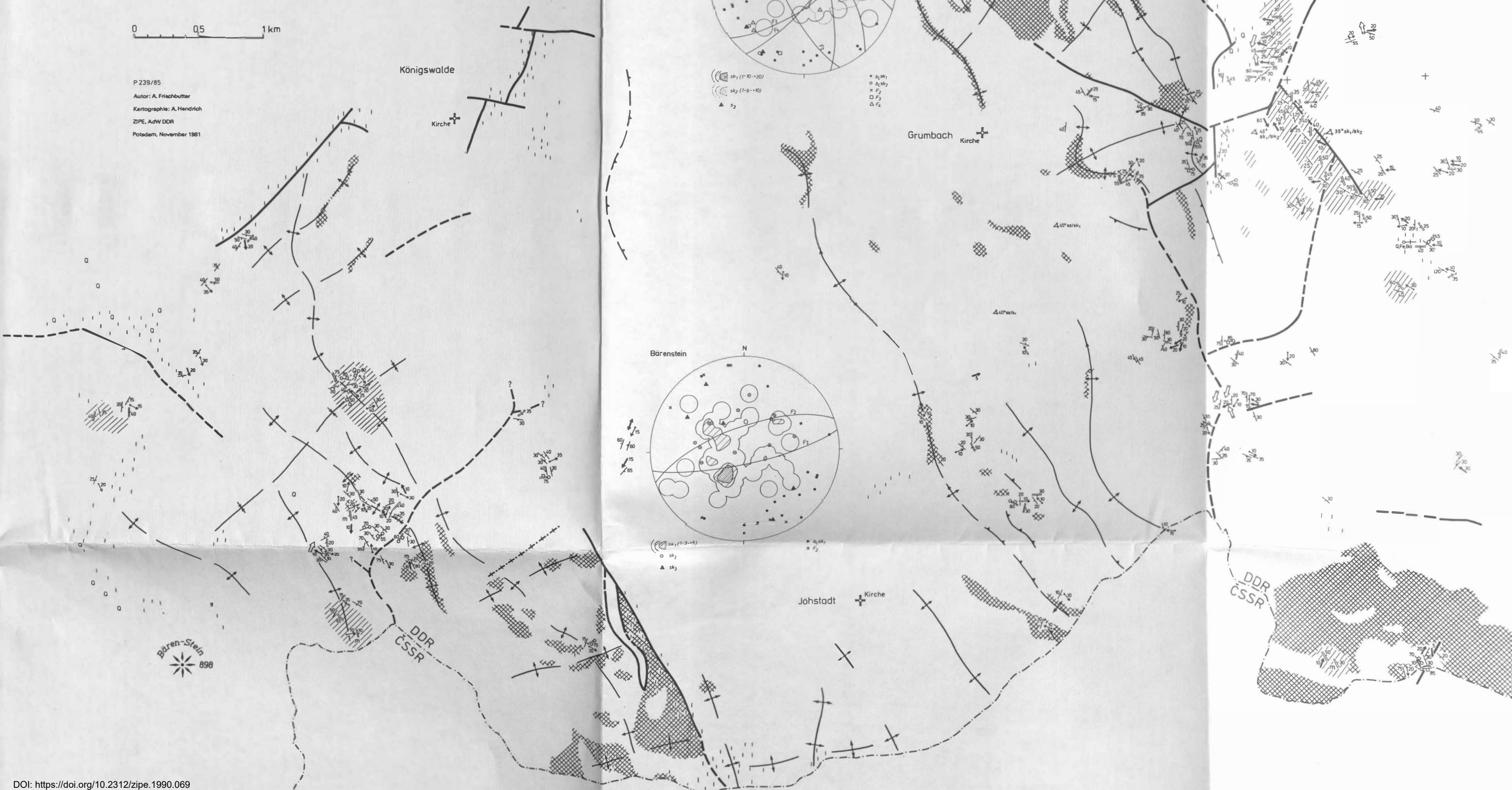
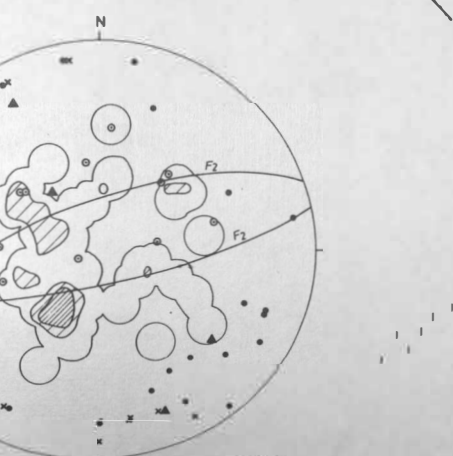
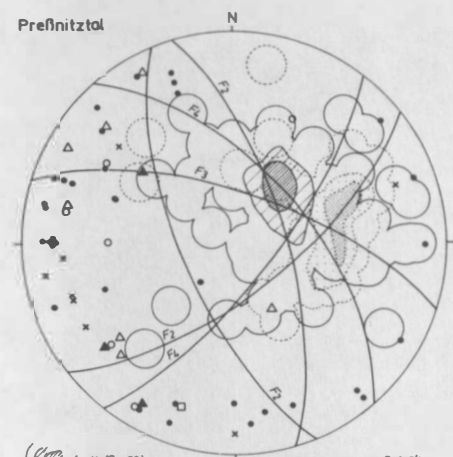
Tektonische Karte

1 : 25 000

- Schichtung (ss)
- 1. Kristallisationschieferung (sk₁)
- 2. Kristallisationschieferung (sk₂)
- 2. Schieferung, ohne Kristallisation (s₂)
- raptuelle 2. Schieferung bei gleichzeitigem sk₂
- schieferungsartige Klüftung (s₃)
- Hauptklüftung mit relativer Altersangabe (1=ältere)
- Faltenpiegel
- Achse der sk₁-Faltung (F₂) mit Vergenz
- Achse in sk₁ liegender Faltung (F₁)
- Achse flacher Wellung von sk₁ (F₂)
- Achse der Knickung von sk₁ (F₃) mit Vergenz
- Strömung (b) auf sk₁
- Strömung (b) auf sk₂
- Vergenz
- Vergenz der dm-F₂-Faltung
- Vergenz der F₁-Faltung
- Antiform mit Achseneintrichtung
- Synform mit Achseneintrichtung
- Deformationsbahnen, flach in Richtung der S₁-tur einfallend (z.T. mit Basalgranitoidentwicklung)
- Störung, nachgewiesen, vermutet
- Basaltlinie
- Kataklyse
- Gangquarz
- Engfaltungszone
- sk₂-Hauptleitbarkeit
- Winkel ss/sk₁ bzw. sk₁/sk₂
- Stengelung
- Staatsgrenze

0 0,5 1 km

P 239/85
Autor: A. Friauf
Kartographie: A. Hendrich
ZIPE, AdW DDR
Potsdam, November 1981



Reitzenhainer Rotgneisstruktur **Anlage 5**

Geologische Schnitte

Kernzone A-B/C-D
Kontaktzone E-F/G-H

1:25000

Legenden siehe Geologische Karten

Autor: A. Frischbutter
Kartographie: A. Hendrich
ZIPE, AdW DDR
Potsdam, Januar 1985
F 211/86

