

**Das Moldanubikum im Bereich der Donaustörung zwischen Jochenstein und Schlögen
(Oberösterreich)**

Albert Daurer

11 Abb., 11 Fig.,
2 Taf. (1—2, davon 1 geol. Karte 1 : 25.000)

Anschrift:

Dr. Albert Daurer
Geologische Bundesanstalt
1030 Wien, Rasumofskygasse 23

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	23	S. 1—54	Wien, Sept. 1976
---------------------------------------	----	---------	------------------

Inhaltsverzeichnis

1. Zusammenfassung	3
2. Vorwort	4
3. Einleitung	5
4. Literaturüberblick	5
5. Die Donauleitenserie (Vormigmatischer Altbestand)	8
5.1. Paragneise	8
5.1.1. Biotit-Plagioklas-Gneis	8
5.1.2. Biotit-Plagioklas-Lagengneis	9
5.1.3. Feinkörniger Zweiglimmergleis	10
5.1.4. Pinitführender Zweiglimmergneis (Diaphthoritischer Cordieritgneis)	10
5.1.5. Zusammensetzung der Plagioklase in den Paragneisen	11
5.2. Diopsid- und Hornblendeführende Lagengneise	12
5.3. Amphibolite	13
5.4. Metavulkanite mit rhyolithischer Zusammensetzung	14
5.5. Kalksilikatgesteine	15
5.5.1. Diopsid-Plagioklas-Klinozoisit-Felse	16
5.5.2. Diopsid-Tremolit-Felse	17
5.5.3. Wollastonitführender Diopsid-Klinozoisit-Grossular- Fels	18
5.5.4. Diopsid-Hornblende-Lagengneise	19
5.5.5. Zusammensetzung der Plagioklase in den Kalksilikat- gesteinen	19
5.6. Silikatmarmore	20
5.6.1. Diopsid-Tremolit-Marmore	21
5.6.2. Forsterit-Phlogopit-Marmore	22
6. Migmatite	23
6.1. Phlebitische und Ptygmatische Migmatite	23
6.2. Stromatitische (Lagen-)Migmatite	24
6.3. Schollenmigmatite	25
6.4. Perlgneis	25
6.5. Weitgehend homogenisierter Perlgneis (Paraquarzdioritgneis)	25
6.6. Körnelgneis	26
6.7. Weitgehend granitisierter Perlgneis (Nebulitischer Diatexit)	27
6.8. Cordieritaploide	27
6.9. Zusammensetzung der Plagioklase in den Migmatiten	28
7. Granitoide Orthogesteine	28
7.1. Ältere Orthogneise	30
7.2. Jüngere Orthogneise	30
7.2.1. Schlögener Weißgranit	31
7.2.2. Roter Flasergranit des Falauertals	31
7.2.3. Helle Flasergranite	31
7.2.4. Zweiglimmerpegmatitgneise	32
7.2.5. Granataplitgneise	32
8. Diaphthorite und Mylonite	32
8.1. Epidotführende Perl- und Körnelgneis-Diaphthorite	33

8.2. Mylonitisierte Paragneise des Altbestandes	34
8.3. Augengneismylonite (Mylonitisierte Perl- und Körnelgneise)	34
8.4. Ultramylonite	34
9. Ganggesteine	35
9.1. Pegmatite	35
9.2. Aplite	35
9.3. Quarz-Turmalin-Gänge	36
9.4. Lamprophyre	36
9.5. Quarzdioritporphyrit	37
9.6. Zusammensetzung der Plagioklase in den Ganggesteinen .	37
10. Metamorphose	38
10.1. Die katazonale Metamorphose	38
10.2. Die Migmatisierung	40
10.3. Die Diaphthorese	42
10.3.1. Die retrograde Metamorphose unter mesozonalen Bedingungen	43
10.3.2. Die retrograde Metamorphose unter epizonalen Bedingungen	43
10.4. Zum Alter der Metamorphose	44
10.5. Das sedimentäre Ausgangsmaterial	46
11. Tektonik	47
12. Literaturverzeichnis	50

1. Zusammenfassung

Ein etwa 17 km langer Gebietsstreifen beiderseits der Donau wurde im Maßstab 1 : 10.000 geologisch kartiert.

Der größte Teil des Arbeitsgebietes wird von den migmatischen bis fast-anatektischen Produkten der variszischen Regionalmetamorphose beherrscht: Plagioklas- und Kalifeldspatmetablastite, Lagenmigmatite, Diatextite.

In die Migmatite eingelagert zieht aus Bayern herüber ein vielfältig zusammengesetzter Schichtkomplex, der nach Gesteinsbestand und Metamorphosegeschichte zur Bunten Serie des Moldanubikums gestellt und mit dem Begriff „Donauleitenserie“ bezeichnet wurde. Sie besteht zum überwiegenden Teil aus Sedimentabkömmlingen.

Vorherrschend sind feinkörnige Paragneise, teilweise cordieritführend, die auf pelitische bis psammitische, grauwackenähnliche Sedimente zurückgehen. Sehr charakteristisch sind Einlagerungen von Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen, ehemaligen verunreinigten Karbonatlagen und -kongregationen, deren signifikante Mineralparagenesen (Diopsid, Forsterit) auf höchstgradige Metamorphose schließen lassen. Vulkanogene Beeinflussung des Sedimentationsraumes manifestiert sich in amphibolitischen Einlagerungen. Gewisse petrographische Merkmale deuten auch auf das Vorhandensein von Metarhyolithen und auren Metatuffiten.

Die Gesteine der Donauleitenserie wurden in einer Randlage eines Sedimentationsraumes der Bunten Serie abgelagert und verzahnen sich seitlich

mit der Monotonen Serie. Sie sind als Reliktkomplex aufzufassen, der in einem Gebiet variszischer Migmatisation verhältnismäßig gut erhalten blieb.

Konkordant in den Gebirgsbau eingeschaltet findet man zahlreiche helle Orthogneise und Flasermagmatite, die als synorogen intrudierte, anatektische Differentiate gedeutet werden.

Bei der Durchbewegung im Einflußbereich der planaren Schertektonik der Donaustörung entstanden Diaphthorite verschiedener Rekrystallisationsgrade bis zu reinen Myloniten ohne Rekrystallisation. Von dieser Diaphthorose wurden sowohl die Migmatite als auch die Gesteine der Donauleitenserie erfaßt.

Jüngste, spät- bis posttektonische Bildungen sind diskordante Gänge, vorwiegend Pegmatite und Aplite, vereinzelt auch Lamprophyre.

Die Scherbewegungen in der Donaustörungszone gingen mit dem Paläozoikum zu Ende. Sie wurden von kratogenen Bewegungen abgelöst, die das regionale Kluftsystem der variszischen Tektonik benützten. Flache Seitenverschiebungen herrschen vor, wobei sich ältere Bewegungen in Donaurichtung (NW-SE) von jüngeren in NNE-SSE-Richtung unterscheiden lassen, die mit der Rodlstörung korrespondieren. Die Hauptbruchzone der Donaustörung verläuft im Donauebett, so daß im Kartierungsgebiet nur die Nebenstörungen beobachtet werden können.

Mit gefügestatistischen Methoden läßt sich für die Sauwaldscholle eine Rotation um etwa 20° gegen den Uhrzeigersinn und eine Kippung um ebenfalls 20° nach NE rekonstruieren.

2. Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand als Dissertation am Geologischen Institut der Universität Wien bei Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER. Ihm vor allem sowie den Herren Prof. Dr. H. WIESENER, Doz. Dr. P. FAUPL, Dozent Dr. W. FRISCH und Doz. Dr. W. RICHTER bin ich für Hilfe, Rat und Anregungen zu großem Dank verpflichtet.

Prof. Dr. G. TROLL, München, ermöglichte mir eine mehrtägige Exkursion im benachbarten Bayern. Ihm und seinem ehemaligen Dissertanten, Herrn Dr. R. v. GUTTENBERG, danke ich für zahlreiche wertvolle Anregungen.

Das bearbeitete Gebiet liegt im NW des Bundeslandes Oberösterreich an der bayerisch-österreichischen Staatsgrenze, im Donautal auf halbem Wege zwischen Passau und Linz.

Die Kartierung wurde im Maßstab 1 : 10.000 auf photographischen Vergrößerungen der Österreichischen Karte 1 : 50.000 durchgeführt. Verwendet wurden die Blätter Nr. 13 (Engelhartzell), Nr. 30 (Neumarkt im Hausruckviertel) und Nr. 31 (Eferding).

Das ausgewählte Belegmaterial zu dieser Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Universität Wien.

3. Einleitung

Unterhalb der Burg Rannriedl, 5 km ESE Engelhartzell, sind in großen Straßenanrissen und Steinbrüchen feinlagige, quarzitisch aussehende Gesteine aufgeschlossen, denen SCHADLER (1936) wegen ihrer makroskopischen Ähnlichkeit mit Pfahlschiefern die Bezeichnung „Bänder-Hartschiefer“ gab. THIELE, der das Gebiet im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt kartierte, gab dieser Gesteinsserie eine genetische Interpretation und bezeichnete sie als „Jüngere Schiefergneise“, die als Bestandteil einer „Tektonischen Mischserie“ gemeinsam mit Migmatiten, Orthogneisen und Myloniten in den variszischen Bau einbezogen wurden. Altersmäßig vermutete THIELE variszisch erstmalig metamorphisiertes Paläozoikum oder Algonkium.

Prof. EXNER brachte mir die Problematik der Serie — Mylonite oder progressive Metamorphite? — im Laufe einer Einführungsexkursion im Frühjahr 1971 nahe und überließ mir ihre Bearbeitung als Dissertationsthema.

Die Donau folgt in diesem Raum einer großregionalen Störungszone, dem „Herzynischen Donaubruch“ GRABER's, die zum System der Karpinskyischen Linien gehört. Die Klärung der Tektonik dieser Störungszone sollte ein weiterer Aspekt der Arbeit sein.

Als sich im Laufe der Untersuchungen gerade im Bereich der „Jüngeren Schiefergneise“ Hinweise auf einen diskordanten, älteren Verformungsplan ergaben, rückten ihre Beziehungen zum umgebenden Migmatitkomplex der Perl- und Körnelgneise sowie ihre Tektonik und Metamorphosegeschichte in den Mittelpunkt des Interesses.

Auch die Tektonik der Donaustörung, deren Charakter als regionale Scherzone (GRABER 1927, THIELE 1962) bestätigt wurde, zeigte wichtige Beziehungen zur „Jüngeren Schiefergneissserie“. Der mehrphasige Charakter der Störungszone unter verschiedenen physikalischen Bedingungen erwies sich dabei als wichtiger Faktor zum Verständnis der geologischen Geschichte des Raumes.

4. Literaturüberblick

Die ersten geologischen Bemerkungen, die mein näheres Gebiet betreffen, finden sich im „Regensburger Korrespondenzblatt“ (1847). Darin stellt ein Herr Dr. WALTTL, Apotheker zu Passau, fest, daß das Mühlviertel und ein Teil des Innviertels aus Urgebirge bestünden. Granit sei vorherrschend; zweite Gebirgsart sei „Gneus“, allerdings unbedeutend, da häufig geschieferter Granit für Gneus angesehen werde.

PETERS (1853) kartiert das Mühlviertel für die neugegründete Geologische Reichsanstalt; ihm fällt bereits das Übereinstimmen der Donaulaufrichtung mit dem regionalen Schichtstreichen auf.

C. W. v. GÜMBEL, der Erzvater der bayerischen Geologie, erarbeitet erstmals 1868 ein Schema für den geologischen Aufbau des ostbayerischen Grenzgebirges, das noch viele Jahre Gültigkeit haben sollte. Er stellt zwei vorherrschende tektonische Richtungen fest, deren eine er „herzynisch“

(NW-SE), die andere „erzgebirgisch“ (NNE-SSW) nennt. Die Existenz einer großen Störungszone entlang der Donau ist GÜMBEL noch nicht bekannt.

Erst zu Beginn unseres Jahrhunderts wird auch der Donaurand der Böhmisches Masse als pfahlparallele Störungszone erkannt (RIES, 1903).

F. E. SUESS (1903) kann mit den neuen Erkenntnissen der Metamorphoselehre die Gesteine des Donau-Moldaugebietes dem katogenen Typus zuordnen. Er lehnt also die alte Ansicht GÜMBELS ab, der auch seine „Lagergranite“ sedimentär entstanden denkt.

Die erste konkrete Aussage über Bewegungen an der Donaustörung findet sich bei ROTHPLETZ (1911), der die Überlagerung von Kreidesedimenten durch Rotliegendes im Straubinger Becken als Ergebnis eines Kristallinschubes gegen S interpretiert.

FRENTZEL (1912) beschäftigt sich eingehend mit dem Passauer Granitmassiv und seinen umlagernden Gneisen, die er als injizierte Schiefer betrachtet.

Auf österreichischer Seite arbeitet TILL (1913) „Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell“. Er gliedert den Gesteinsbestand in eine Paraserie aus violettgrauen Schiefergneisen, Graphitgneisen, Amphiboliten und Marmoren, sowie in Orthogneise, zu denen er auch den ganzen Komplex der Perlgneise zählt. Nach seiner Auffassung ist der Perlgneis das Produkt einer Dislokationsmetamorphose des Schärddinger Granits als Auswirkung der Alpenfaltung.

Sehr eigenwillige Vorstellungen entwickelt H. CLOOS (1923), der den Bayerischen Pfahl als Wurzelzone der variszischen Granite auffaßt, die nun diskordant auf fremder Unterlage liegen. Natürlich wird CLOOS heftig bekämpft, besonders von GRABER, der es kaum jemals versäumt, in seinen Arbeiten auf den CLOOSschen Irrweg hinzuweisen.

F. E. SUESS (1926) entwickelt sein Konzept der „Intrusionstektonik und Wandertektonik“, das die Intrusionen der variszischen Batholithen als treibende Kraft der Metamorphose und Tektonik im SW-Moldanubikum bezeichnet.

Es ist inzwischen gut bekannt, daß das oberösterreichische Donautal einer NW-SE-Störungszone folgt. Wertvolle neue Details erbringen in den dreißiger Jahren Stollenaufnahmen für das Ranna-Kraftwerk, das in meinem Gebiet liegt. KÖLBL (1925) kann mehrere mächtige Mylonitisierungshorizonte ausscheiden, die von nichtdeformierten Lamprophyrgängen durchschlagen werden.

Besonders eingehend beschäftigt sich GRABER mit der Donaustörung, die er schon 1902 als tektonische Bewegungszone erkannt hatte. Aber erst 1926 und 1927 legt er seine Ergebnisse in speziellen Arbeiten nieder, in denen er den Namen „Hercynischer Donaubruch“ vorschlägt und die Bewegungen zwischen Kreide und Burdigal festlegt. Er sieht darin ein Modellbeispiel für die Intrusionstektonik im Sinne von F. E. SUESS.

1939 wirft FISCHER erstmals den Gedanken in die Diskussion, daß der gesamte Perlgneiskomplex nicht das Ergebnis einer in Ruhe verlaufenden, additiven Metamorphose oder migmatischer Beeinflussung durch einen variszischen Batholithen sei, sondern daß es sich um rekrystallisierte Mylonite handelt, deren Plagioklase blastisch erneuerte mechanische Re-

	HINTERLECHNER (1911)	F. E. SUESS (1926)	STILLE (1948) FISCHER (1957)		SCHREYER (1957)	TROLL (1967)	FISCHER & TROLL (1973)	GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973)		
MESOZ. + TERTIÄR						Diaphoritische Kataklase + Mylonitisierung, Pfahlquarzzufuhr	Diaphyrese bis reine Kataklase, Pfahlquarzbildung			
VARISSISCHE ÄRA	Faltung + Metamorphose	Intrusionstektonik: Regionalmetamorphose ausgehend von großen Granitintrusionen	Diskordante Granite. Tekton. Bewegungen auf schmale Zonen beschränkt. Diaphyrese	saalisch (U-Roll) pleistozän (Zerst.)	Jungvariszische, postgranitische Blastomylonitisierung	Blastokataklase + Blastomylonitisierung	Lamprophyre	bis 260, ev. 225 bis 285 312	Spätvariszische Granitintrusionen, Aufheizung, Bruchtektonik, Hebung	312
				sudetisch (U-KARB - O-KARB)	Diskordante Granite	Tiefenblastomylonitisierung (Anlage bzw. Ausformung der herzynischen Störungszone). Diatexis (Alkalisierung). Paläogenese	Dioritintrusionen	ab 320	Diorit-, Granitintrusionen	328
				bretanisch (O-DEV - U-KARB)	Faltung + katazonale Metamorphose der Orogenese II	Anatexis II (Metablastese, Metatexis) (? Anatexis I ?)	Anatexis II, Metablastese + Alkalisierung, Gabbrointrusionen ?	340-320 380-340	Gabbrointrusionen (Kristallgranit I)	340
KALEDO-NISCHE ÄRA	Sedimentation	Sedimentation			?	Anatexis I Faltung	460-450	Anatexis + Faltung (Kristallgranit I)	450	
ASSYN = TISCHE ÄRA			Faltung + katazonale Metamorphose		Faltung + katazonale Metamorphose der Orogenese I	Faltung (? Anatexis I ?)	Regionalmetamorphose (Grünschieferfazies), Faltung, Magmenbildung	600-550	Intrusion granitischer Magmen Metamorphose, Faltung	550
ALGON = KIUM	?	?	Sedimentation		Sedimentation	Sedimentation	Sedimentation	Sedimentation	> 550	
ARCHÄI = KUM	?	?	Granulitisch-eklogitische Metamorphose							

likte sind. SCHREYER (1957) schließt sich dem Konzept der Tiefenblastomylonitisation an und stellt die Durchbewegung in die bretonische Phase der variszischen Orogenese.

In den sechziger Jahren wird eine Neuaufnahme des Mühlviertel-Sauwald-Gebietes von der Geologischen Bundesanstalt durchgeführt, wobei FUCHS nördlich der Donau und THIELE den Sauwald kartiert. THIELE beschäftigt sich vor allem mit der nach S zunehmenden Migmatisierung und Anatexis, der er die Entstehung des Schärddinger Granits zuschreibt. Auch zum Alter der Donaustörung nimmt THIELE (1961) Stellung. Da spätvariszische, saure Ganggesteine ungestört Mylonitzonen durchschlagen, nimmt THIELE für die Ss-konkordanten Mylonitierungen Bewegungen im unmittelbaren Anschluß an die variszische Orogenese an.

5. Die Donauleitenserie (Vormigmatischer Altbestand)

In die hochmetamorphen variszischen Migmatitgesteine eingelagert finden sich zahlreiche Reliktvorkommen von feinkörnigen Paragneisen, Amphiboliten, Kalksilikatgesteinen, Silikatmarmoren, sauren Metavulkaniten und Orthogneisen, die zwar die Migmatisierung weitgehend unverändert überdauerten, aber von der variszischen Tektonik ergriffen und gefügemäßig umgeprägt wurden.

Das weitaus größte Vorkommen von vormigmatischem Altbestand zieht als stellenweise mehrere 100 m mächtiger Komplex von Passau die nördlichen Donauehänge entlang bis in die Gegend von Jochenstein. Beim Bau des Donaukraftwerkes Jochenstein wurde der Gesteinszug in Spuren in der Baugrube gefunden; er tritt erst bei Engelhartzell wieder ans Ufer und erreicht seine größte Mächtigkeit bei Schloß Rannriedl, wo sich auch die besten und instruktivsten Aufschlüsse befinden (siehe Tafel 2). Östlich von Niederranna dünnt das Vorkommen aus und verliert sich bei Freizell.

Die Donauehänge östlich von Passau werden von altersher als Donauleite bezeichnet, daher möchte ich diesen ca. 40 km langen Zug von Gesteinen der Moldanubischen Bunten Serie als „Donauleitenserie“ bezeichnen.

5.1. Paragneise

Der mengenmäßig weitaus größte Anteil der Donauleitenserie wird von dunklen, meist sehr feinkörnigen Paragneisen eingenommen. Sie sind als Ausgangsgesteine der variszischen Migmatite anzusehen und haben daher nur selten scharfe Grenzen zu ihrem Nebengestein.

Immer durch Übergänge verbunden und daher im Gelände nicht scharf zu trennen lassen sich mehrere Haupttypen im Dünnschliff unterscheiden.

5.1.1. Biotit-Plagioklas-Gneis

Das feinkörnige, sehr charakteristische Gestein erhielt im Lauf der Zeit die verschiedensten Bezeichnungen: WALTL (1847) nannte es „Diorit“; wo sich die Plagioklasblastese mit weißen Körnern in dunkler Grundmasse bemerkbar macht, verwendete er den Namen „Dioritporphyr“. PETERS (1853) stellte es ohne nähere Bezeichnung zu den „mikrokrystallinischen Schiefen“. GÜMBEL (1868) nannte es rein beschreibend „Schuppengneis“,

ein Name, der auch von BECKE (1882) übernommen und 1913 auf „Schiefergneis“ umgeändert wurde.

Seine größte Verbreitung hat das Gestein in den Hängen um Freizell. In größeren Aufschlüssen fällt es durch seine oft spiegelglatten, weit anhaltenden ac-Kluftflächen auf.

Der Gneis kann so feinkörnig sein, daß er trotz seines hohen Gehalts an geregeltem Biotit im Handstück ein massiges Aussehen erhält. Feine, millimeterdünne helle Lagen sind recht verbreitet; die Färbung variiert von Dunkelviolettbraun bis zu verschiedenen Grautönen in sandigen Typen.

U. d. M.: Die durchschnittliche Korngröße des feinkörnigen Quarz-Plagioklas-Pflasters liegt um 0,2 mm; oft ist eine schwache Längung und Einregelung der Komponenten zu beobachten. Das Bild einer ausgeprägten Kristallisations-schieferung entsteht vor allem durch gut ausgebildete Biotitplättchen (25—45%), welche die Quarze (30—50%) und Plagioklase (10—35%) umflasern. Man findet allerdings auch Partien, die im Schliiff völlig unregelmäßig wirken, auch größere Quarzlinsen treten auf.

Manchmal ragen aus dem feinen Gewebe vielfach größere Plagioklasblasten heraus, die meist lamelliert sind und Grundgewebseinschlüsse tragen. An meist s-konkordanten, seltener transversalen Scherflächen kommt es zu Neubildung von Chlorit. Ganz untergeordnet können Muskowit, perthitischer Kalifeldspat und sehr selten Granat auftreten. Erz (vor allem Pyrit) kann in den dunkelsten Typen recht häufig werden. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Turmalin.

5.1.2. Biotit-Plagioklas-Lagengneis

Der weit verbreitete diffuse Farb- und Materialwechsel in den Paragneisen kann zu einem scharfen, rhythmischen Lagenbau werden. Die Bänderung variiert im mm- bis cm-Bereich, sie ist manchmal sehr homogen feinstreifig, ebenso oft aber wechseln dickere und dünnere Lagen unregelmäßig ab.

Bei der Deutung dieses Lagenbaus als sedimentäres Reliktgefüge sollte man sehr vorsichtig sein: in allen einschlägigen Lehrbüchern (WINKLER 1967; SPRY 1969) wird auf die Bänderung von Gneisen als Folge mechanischer und metamorpher Differentiation hingewiesen. Sicherlich waren im Sediment stoffliche Inhomogenitäten vorhanden; ebenso sicher aber ist es unberechtigt, die Bänderung eines hochmetamorphen Gneises als Abbild einer sedimentären Wechsellagerung zu interpretieren.

Sehr oft sind die Lagengneise eng verfaltet; bei den quarzreichen Typen herrschen Fließfalten mit verdickten Scheiteln und extrem ausgedünnten Schenkeln vor.

U. d. M.: Im Schliiff erscheint die makroskopisch so scharfe Bänderung weit diffuser; auch die dunklen Lagen führen viel Quarz und Feldspat, auch in den hellen Lagen findet sich ein gewisser Anteil Biotit. Bei den Feldspäten herrscht Plagioklas vor, der oft getrübt bis serizitisiert ist. Alkalifeldspat bildet Zwickelfüllungen, größere Kristalle sind meist kataklastisch beeinflusst. Ganz selten ist Muskowit mit Biotit vergesellschaftet, bei diaphthoritischer Überprägung kann Chlorit und sehr selten Klinozoisit auftreten. Apatit, Zirkon, Titanit und Erz kommen akzessorisch vor.

Mengenangaben sind für die einzelnen Gemengteile nicht möglich, da bei der unruhigen Struktur dieser Gesteine keine auch nur annähernd repräsentativen Homogenbereiche für eine statistische Modalanalyse zu erhalten sind.

5.1.3. Feinkörniger Zweiglimmergneis

Die Paragneise führen oft untergeordnete Mengen Muskowit; wenn diese Beimengung 5% überschreitet, erscheint eine Abtrennung als eigener Gesteinstyp gerechtfertigt. Im Gelände ist der Zweiglimmergneis nicht immer erkennbar, da die Muskowitplättchen oft zu klein und mit Biotit parallelverwachsen sind. Auch die Färbung im Handstück ist kaum heller als beim Biotit-Plagioklas-Gneis.

U. d. M.: Die Gefügeregelung der Komponenten erscheint im Schriff oft schlechter ausgeprägt, als dies der äußere Eindruck des Gesteins vermuten ließe, denn Partien mit ausgesprochenem Glimmer-Sperrgefüge sind nicht selten. Auch in den besser geregelten Bereichen sind Querglimmer häufig.

Biotit (15—30%) herrscht meist vor, Muskowit (5—20%) begleitet ihn untergeordnet. Sie unterscheiden sich aber manchmal in der Korngröße: Biotit tendiert zu kleinen Flittern, während Muskowit auch größere Scheiter mit lappigen Umrissen bilden kann. In den Maschen des Glimmernetzes liegen feinkörniger Quarz (40—55%) und wechselnde Mengen Plagioklas (10—20%), der auch mm-große amöboide Blasten bildet. Alkalifeldspat (bis 15%) kann zwickelfüllend im Grundgewebe und auch blastisch auftreten. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Monazit und Erz.

5.1.4. Pinitführender Zweiglimmergneis (Diaphthoritischer Cordieritgneis)

Seit GÜMBEL (1868) haben alle Autoren darauf hingewiesen, daß Cordierit (früher „Dichroit“ genannt) in den Gneisen des südlichen Bayerischen Waldes und des Mühlviertels weit verbreitet ist. Ebenso mußten alle Bearbeiter feststellen (zuletzt THIELE 1968), daß eine kartenmäßige Trennung von cordieritfreien und cordieritführenden Gesteinen nicht durchführbar ist, da die Cordieritführung keine regionalen Gesetzmäßigkeiten erkennen läßt, nicht an bestimmte Horizonte gebunden und oft nur sehr unbedeutend ist.

In Diaphthoresezonen zerfällt der Cordierit zu einem Gemenge aus Serizit und/oder Chlorit (untergeordnet auch Biotit). Diese Pseudomorphosen („Pinite“) werden häufig von der Durchbewegung in die Schieferung verschleppt, so daß Strähnen und Linsen von Serizit und Chlorit häufig nur mehr die Existenz ehemaliger Cordierite vermuten lassen. Dies ist meist in den Perlgneisen der Fall.

In den Altbestandsgneisen der Donauleitenserie ist die Cordieritführung leichter nachzuweisen, da sie von der variszischen Migmatisierung weitgehend verschont blieben und daher noch teilweise ihr Originalgefüge haben. Sie mußten zwar die spätvariszische Diaphthorese der Donaustörung mitmachen, dabei blieben aber die Pinitpseudomorphosen häufig mit ihren Originalumrissen erhalten.

Die cordieritführenden Paragneise sind vor allem in den Hängen zwischen Rannried und Staatsgrenze verbreitet.

Zu den vorherrschenden grauen bis braunen Farben der anderen Paragneise kommt hier meist noch ein grünlicher Ton. Häufig sind quarzreiche Linsen und Schlieren von wenigen Millimeter Größe, in denen dunkel- bis gelblichgrüne Schmitzen und Körnchen zusammengeballt sind.

U. d. M.: Das Grundgewebe entspricht mikroskopisch weitgehend dem normalen Zweiglimmergneis: mehr oder minder gut geregelte Biotite (10—25%),

etwas Muskowit (3–25%) und ein feinkörniges Pflaster aus Quarz (30–55%) und Plagioklas (10–25%). Auch Blastese größerer Plagioklase kommt vor, seltener sind Mikroklin xenoblasten (bis 10%).

Die auffälligste Erscheinung sind die Pinitpseudomorphosen, die vor allem in Quarzlinsen bzw. in quarzreichen Zonen auftreten. Im Grundgewebe sind sie selten; dort findet man meist nur linsige Konkretionen aus Serizit und Chlorit, die auf deformierte Pinite zurückgehen könnten. Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Erz treten akzessorisch auf.

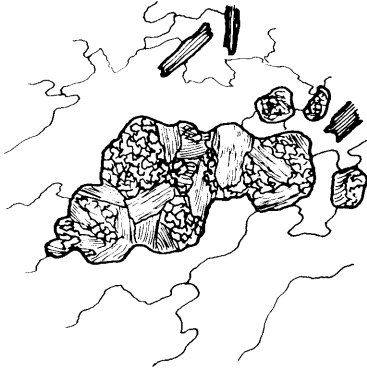


Abb. 1: Aggregat von Pinitpseudomorphosen in einer Quarzlinse (Vergrößerung zirka 50mal).

5.1.5. Zusammensetzung der Plagioklase in den Paragneisen

Sämtliche Dünnschliffe von Paragneisen wurden — wie alle plagioklasföhrnden Gesteine — mit dem U-Tisch untersucht. Meist wurden die Anorthitgehalte durch Messung der Auslöschungsschiefe $n \alpha \wedge (010)$ nach der Tabelle von BURRI, PARKER & WENK (1967) ermittelt, nur bei den ganz basischen Plagioklasen wurden teilweise auch Indikatrixlagen eingemessen. Da nach meiner Auffassung sowohl die U-Tisch-Methode zahlreiche Fehlerquellen birgt, als auch der Chemismus der Plagioklase im selben Gestein in gewissen Grenzen variiert, können Fehlangaben am ehesten durch statistische Darstellung der Meßwerte vermieden werden.

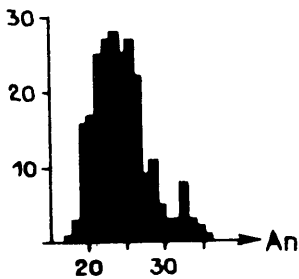


Fig. 1: Anorthitgehalte der Plagioklase in 27 Dünnschliffen von Paragneisen (237 Messungen).

Im Diagramm überlagern sich die verschiedenen Fehlerquellen; bei genügend großer Anzahl von Messungen wird sich aber meist ein mehr oder minder scharfes Maximum ergeben, das weitaus aussagekräftiger ist als jede noch so genaue Einzelmessung, die ja einen Zufallswert ergibt.

Die Zusammensetzung der Plagioklase ist ziemlich einheitlich, wie das scharfe Maximum zwischen 22 und 26% An zeigt. Dabei tendieren die größeren Plagioklasblasten eher zu den etwas niedrigeren An-Werten, auch sorgen diffuser Zonarbau und fleckige Auslöschung für eine gewisse Streuung der Werte. Das kleine Nebenmaximum bei 33% An geht hauptsächlich auf ein Gestein mit höherem Granatgehalt zurück.

5.2. Diopsid- und Hornblendeführende Lagengneise

Millimeterdünne Hornblendelagen können vereinzelt auch in den üblichen grauen Lagengneisen auftreten; wenn die Hornblendelagen häufiger werden, wenn sich eine rhythmische Wechsellagerung weiß-braungrün (gelblich) einstellt, kann man einen eigenen Gesteinstyp abtrennen. Auch die Abgrenzung dieses Typs von der „anderen Seite“, von den lagig struierten Kalksilikatgesteinen, macht Schwierigkeiten und ist eigentlich nur auf das Zurücktreten des Biotits begründet. Durch unterschiedliches Deformationsverhalten der einzelnen Lagen sind disharmonische Faltenbilder in diesen Gesteinen recht verbreitet.

U. d. M.: Ein feinkörniges Pflaster aus Quarz und Plagioklas, manchmal auch mit etwas Mikrolin, führt kleine Biotite, die sich zu dichtbesetzten, parallelgeregelten Zügen zusammenschließen. Hornblende kann in den Biotitlagen vorkommen, aber auch eigenständige, nematoblastische Züge bilden. Mit der Annäherung an solche Hornblendelagen nimmt in charakteristischer Weise die Korngröße und Idiomorphie der Plagioklase zu. Fast immer tritt zusammen mit den Hornblenden Titanit auf. Farbloser Diopsid kommt in manchen Proben vor, er bildet entweder zusammenhängende Linsen oder auch nur verstreute Einzelkörner, meist in Hornblendelagen. Ganz untergeordnet tritt Klinozoisit auf, noch seltener etwas Karbonat. In Zerrüttungszonen bildet sich Chlorit nach Biotit und Serizit aus den Plagioklasen. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Rutil, Turmalin und Erz (vor allem in Hornblendelagen gehäuft) auf.

Unsicher und zweideutig ist das Verhältnis von Kristallisation und Bewegung: Man findet sowohl deformierte Biotite und Hornblenden als auch postdeformativ kristallisierte Polygonalzüge, die Falten nachbilden. Manchmal findet man beide Phänomene in einem Schliff, so daß der Gedanke an Durchbewegungen über einen langen Zeitraum naheliegt, die von der Kristallisation überdauert wurden.

Es fällt auf, daß die Amphibole in den Gesteinen mit nematoblastischem Kristallisationsschieferungsgefüge und die polygonal die Faltung nachbildenden Amphibole in gefälten Gesteinen eher aktinolithischen Charakter haben. Sie dürften wahrscheinlich unter geringeren Metamorphosebedingungen kristallisiert sein, was ein Hinweis auf retrograde Metamorphose eines hochmetamorphen, katazonalen Gesteins unter mesozonalen Bedingungen wäre.

Die Anorthitgehalte zeigen deutliche Abhängigkeiten von der relativen Lage der Plagioklase zu Quarz, Biotit oder Hornblende. Während in Quarzlagen Werte zwischen 20 und 30% auftreten, erreichen die Plagioklase in den Hornblendelagen über 40% (siehe nebenstehende Fig. 2).

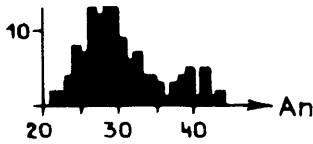


Fig. 2: Anorthitgehalte der Plagioklasse in 8 Dünnschliffen von Hornblendeführenden Lagengneisen (129 Messungen).

5.3. Amphibolite

In die Paragneise schalten sich manchmal Lagen bis zu mehreren Zentimetern Dicke ein, die fast ausschließlich aus feinfaserigem Amphibol bestehen und nur von dünnen, weißen Feldspatlagen durchzogen sind. Auch die Grenze gegen das Nebengestein wird immer von einem Feldspatsaum gebildet, der allerdings tektonisch lädiert sein kann. Vor allem im Bereich der Großaufschlüsse Rannariedl treten solche Lagen häufig auf.

Echte Amphibolite allerdings sind selten: neben einem völlig isolierten Vorkommen in einem versumpften Bachbett SW Engelhartzell gibt es nur noch einen einzigen Amphibolitzug, der aus zwei maximal 40 cm mächtigen Bändern besteht und in den Hängen unterhalb Schloß Marsbach durchzieht. Gegen E werden die Bänder von aplitischen, mikroklinalreichen Adern aufgeblättert. Auch in den Perlgneisen kann man völlig isolierte, zerrissene Amphibolitlinsen finden.

Schon im Handstück ist immer eine kräftige Biotitführung erkennbar, die auch für die bräunlich-graugrüne Färbung verantwortlich ist.

U. d. M.: Die geringmächtigen amphibolitischen Lagen können monomineralisch aus dichtgepackten Amphibolstengeln bestehen, die undeformiert die Fältelung nachzeichnen. Diese posttektonische Generation von Amphibolen tendiert zum Aktinolith, während vereinzelte, weit größere Relikte als Gemeine Hornblende anzusprechen sind. Auch undeformierter Biotit tritt auf, mm-dünne Lagen bestehen aus Plagioklas mit ganz wenig Quarz.

Die echten Amphibolite zeigen ein schönes nematoblastisches Gefüge aus subidioblastischen Hornblenden und Plagioklasen, das teilweise von Biotit durchsetzt ist. In durchbewegten Zonen sproßt etwas Aktinolith auf. In einer Probe wurde ein kleiner Teil der Amphibole als eisenarmes Glied der Cumingtonit-Reihe bestimmt. Titanit begleitet in zahlreichen kleinen Kriställchen die Hornblenden.

In den Bewegungszonen kommen Zwickelfüllungen von Karbonat vor; Serizit ist in Plagioklasen häufig; stellenweise geht die Umwandlung soweit, daß nur mehr Serizitnester in einem Amphibolgewebe übrigbleiben. Vereinzelt kommt es auch zu Chloritneubildungen, ganz selten findet man Klinozoisit. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Rutil, Monazit und Erz (Ilmenit).

Auch in der breiten Streuung der Anorthitgehalte drückt sich der instabile Zustand der Amphibolite aus: die niedrigsten Werte unter 35% stammen aus den dünnen Aktinolithlagen, wobei allerdings die Grenzen zum umgebenden Paragneis nicht scharf zu ziehen sind; die kleinen reli-

tischen Amphibolitlinsen im Perlgneis haben Plagioklase um 40% An; die kompakten Amphibolitbänder kommen über 50% An hinauf, aber auch hier gibt es große Unterschiede, die mit dem Erhaltungszustand der Plagioklase zusammenhängen.

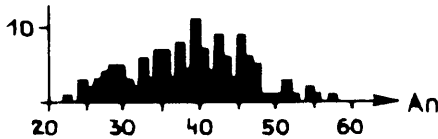


Fig. 3: Anorthitgehalte der Plagioklase in 10 Dünnschliffen von Amphiboliten (133 Messungen).

5.4. Metavulkanite mit rhyolithischer Zusammensetzung

Zu den charakteristischen Gesteinen der Donauleitenserie gehören weiße bis mittelgraue, sehr feinkörnige und feinst gebänderte, quarzreiche Gneise, die in maximal dm-mächtigen Bändern eingelagert sind. Zum Nachbargestein existieren oft Übergangszonen, in denen die Biotitführung stark abnimmt und der Quarzgehalt ansteigt, so daß die Bänder quarzitähnlich werden und splittrig brechen. Diese mechanische Eigenschaft war es wohl, die SCHADLER zur Bezeichnung „Bänder-Hartschiefer“ veranlaßte.

Das bemerkenswerteste Phänomen sind die engen Wechsellagerungen dieser sauren Gesteine mit basischen, amphibolitischen Lagen. Daß die Amphibolite magmatogene Gesteine sind, wird durch ihren relativ hohen Titanitgehalt wahrscheinlich. Analysen, die an eng verwandten Gesteinen in Bayern durchgeführt wurden (v. GUTTENBERG 1974), ergaben TiO_2 -Gehalte, die für reine Parasedimente zu hoch sind.

Aus Vulkangebieten sind miteinander verknüpfte basaltische und rhyolithische Ergußgesteine bekannt, die ohne intermediäre Zwischenglieder durch fraktionierendes Schmelzen des gleichen Stammmagmas entstehen (YODER 1973). Auch im Altkristallin der Gleinalpe wird für eine eng gebänderte Wechselfolge von Amphiboliten und Quarz-Feldspat-Lagen eine vulkanogene Wechsellagerung in Betracht gezogen (frdl. mündliche Mitteilung von Koll. NOWY).

U. d. M.: Die meisten Schriffe sind durch ein straffes, sehr feines Lagengefüge charakterisiert, die Mineralbestände sind einfach. Vorherrschend ist meist feinstkörniger Quarz (30–70%), dessen etwas größere Individuen plattig eingeregelt sind. Die Feldspatanteile wechseln stark: Kleinkörnige, teilweise xenomorphe Mikroline (bis 45%) und Plagioklase (bis zu 60%) sind lagenweise angereichert. Als dunkler Gemengteil kommt Biotit in meist sehr geringen Mengen vor (max. 9%), der manchmal in Chlorit übergehen kann. Akzessorische Gemengteile sind Titanit, Granat, Apatit, Zirkon, Xenotim, Monazit, Rutil, Turmalin und Erz. Ein Gesteinstyp

zeigt im Schliff serizitisierte, subdiomorphe Plagioklase, die gleichmäßig in eine Matrix aus gelängten Quarzen und sehr wenig Biotit eingestreut sind; es könnte hier ein metamorpher Kristalltuff oder -tuffit vorliegen.

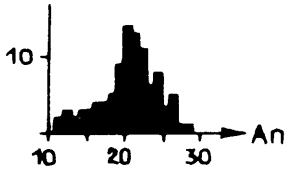


Fig. 4: Anorthitgehalte der Plagioklase in 11 Dünnschliffen von Metarhyolithen (102 Messungen).

5.5. Kalksilikatgesteine

Die mineralogisch vielfältigste, aber auch die petrographisch und genetisch interessanteste Gesteinsgruppe des Aufnahmegebietes sind Kalksilikatgesteine, die sich sowohl als isolierte Relikte in den Migmatiten als auch in Form konkordanter Einlagerungen in der Donauleitenserie finden.

Eine Gliederung dieser Gesteinsgruppe ist nur nach groben, unscharfen Gesichtspunkten möglich, da die einzelnen Typen zu inhomogen und vielfältig aufgebaut sind, so daß sich stellenweise die Gesteinszusammensetzung im dm-Bereich total verändern kann. Als übergeordnetes Gliederungsprinzip bietet sich das Auftreten von freiem Karbonat an, so daß Gesteine mit einer karbonatischen Matrix als Silikatmarmore abgetrennt werden können, die nun den „echten“ Kalksilikatfelsen gegenüberstehen.

Die Einschaltungen scheinen nicht an bestimmte Horizonte gebunden zu sein, wie auch v. GUTTENBERG (1969, 1971, 1974) im bayerischen Nachbargebiet feststellte. Allerdings werden die wahren Mächtigkeiten und somit auch die Lagerungsverhältnisse durch die enge Isoklinalfaltung und häufige Boudinagen weitgehend verwischt. Da zudem die Einlagerungen ihre Zusammensetzung im Streichen meist verändern, ist es unmöglich, wiederkehrende Schichtglieder zweifelsfrei zu identifizieren.

Form und Ausmaß der Einschaltungen sind vielfältig: mm-dünne Bänder im Paragneis haben manchmal knollenartige Verdickungen und sind in den Faltenbau einbezogen. Die Lagen können auch mehrere dm mächtig werden, sind aber oft boudiniert und ausgeschwänzt. Bei intensiver Faltung können Kalksilikatmassen als kompetente Bereiche wirken, um die das Nebengestein herumgefaltet ist.

Außer den ausgedehnten Vorkommen in den Großaufschlüssen Rannariedl (siehe Tafel 2) finden sich Kalksilikatgesteine in den Donauhängen bis knapp vor die Staatsgrenze. Gegenüber Engelszell streicht die Zone in die Donau hinaus und ist auch im Gegenhang nicht mehr aufzufinden. Östlich von Niederranna gibt es keine Vorkommen mehr, die Donauleitenserie ist hier nur durch Paragneise vertreten.

5.5.1. Diopsid-Plagioklas-Klinozoisit-Felse

Die linsen- bis eiförmigen Einschlüsse in den Migmatiten gehören dieser Gruppe an. Sie haben gegen das Nebengestein scharfe Grenzen, zeigen aber intern eine undeutliche Zonierung mit einer wolkigen dunklen Außenzone und einem dünnen, hellen Grenzsaum.

U. d. M.: Die Schiffe solcher Linsen sind charakterisiert durch ein poikiloblastisches Gefüge mit gegenseitiger Durchdringung aller Gemengteile. Auch die Kristallisationszustände gehen ineinander über: Pyroxen (Fe-hältiges Glied der Diopsidreihe im Bereich Salit-Ferrosalit) und Plagioklas sind amöboid bis idiomorph entwickelt, durchsetzt von Titanit, xenomorphem Klinozoisit und Quarz. Mit Annäherung an das Nebengestein stehen die Pyroxene immer häufiger in Umwandlung zu Aktinolith. Der helle Grenzsaum gegen den Gneis besteht aus einem groben Quarzpflaster mit nur wenigen dunklen Gemengteilen (hauptsächlich Aktinolith, Erz).

Als Einlagerungen in die Paragneise der Donauleitenserie variiert die Färbung dieser Gesteine von dunkel- über graugrün bis zu hellen, gelb- oder grasgrünen Tönen, häufig mit weißen Schlieren aus Quarz-Feldspat-Substanz. Die Strukturen im Handstück sind vielfältig: einfärbig-dicht, wolkig, fleckig, schlierig, streifig, etc.

U. d. M.: Ebenso vielfältig wie die makroskopischen sind auch die mikroskopischen Erscheinungsbilder, wofür hier nur einige Beispiele angeführt seien.

a) Bei Typen mit unscharfem Lagenbau können plattige Quarze das Parallelgefüge betonen; das Diopsid-Plagioklas-Klinozoisit-Pflaster zeigt kaum eine Einregelung der Komponenten.

b) Eine typische Erscheinung sind die relativ groben Plagioklassäume, die das Nebengestein gegen die Kalksilikatfelse abgrenzen. Manchmal wird dieser Saum noch durch eine mm-breite Serizitisierungszone betont, die die Plagioklase zerstört. Auch isolierte Pyroxenlinsen haben oft einen Saum aus Zeretzungsprodukten (Serizit, Chlorit, Karbonat, Quarz).

c) Manche Schiffe machen den Eindruck, daß man ein völlig zerstörtes, altes Lagengefüge vor sich hätte. Granoblastische wechseln mit kataklastischen Bereichen, dazu kommen unregelmäßig verteilte, große Pyroxenklasten.

d) Die Diaphthorese wirkte in den einzelnen Gesteinen recht selektiv: manchmal erfaßte sie nur die Plagioklase und ließ die Pyroxene als unzerstörte Inseln zurück; ein anderes Mal wieder sind Plagioklas und Pyroxene weitgehend umgewandelt (zu Serizit + Klinozoisit bzw. zu Tremolit).



Abb. 2: Diopsidrelikte in neugebildetem Tremolit (Vergrößerung ca. 25mal).

Die Pyroxene treten meist in Form von farblosem Diopsid-Salit auf und sind oft von Zwillingslamellen durchzogen. Auch die feinfaserig entmischte Varietät Diallag kommt vor. Sehr häufig stehen die Diopside in verschiedenen Stadien der Umwandlung zu Tremolit.

Klinozoisit mit einem kleinen Anteil Epidot durchzieht in unruhigen, amöboiden Formen die Schliffe und bildet streckenweise ein Grundgewebe, in das die anderen Komponenten inselartig eingebettet sind. Besonders weisen zusammengehörige Relikte ehemals größerer Plagioklase auf die retrograde Entstehung des Klinozoisits.



Abb. 3: Gleich orientierte Relikte eines größeren Plagioklases in einem Gewebe aus Klinozoisit, das auch Diopsid, Quarz und Titanit umschließt (Vergrößerung ca. 50mal).

In Randbereichen gegen das Nebengestein treten geringe Mengen Mikroklin und Biotit auf. In allen Schliffen kommt Titanit in zahlreichen kleinen Körnern vor. Freies Karbonat ist im Grundgewebe selten und eher sekundär an Risse gebunden. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Xenotim und Spinell, während Erz (vor allem Pyrit) in manchen Proben sehr häufig ist und Imprägnationen an Korngrenzen bildet.

5.5.2. Diopsid-Tremolit-Felse

Der größte Teil der Kalksilikatfelse der Donauleitenserie muß dieser Gruppe zugeordnet werden, die allerdings ein weites Spektrum vom fast reinen Diopsidfels mit allen Übergängen bis zum Tremolitfels mit Diopsidrelikten umfaßt. Die Hauptgemengteile sind charakteristisch und auch im Handstück recht gut erkennbar: Diopsid bildet gelbliche bis grünliche Massen, die äußerst feinkörnig bis dicht sind. Tremolit ist kräftiger gefärbt (gelbgrün bis dunkelgrün) und trotz Feinkörnigkeit als faserig zu erkennen. Plagioklasschlieren sind reinweiß. Knollenförmige Vorkommen zeigen häufig einen gewissen Zonarbau: einen Kern aus Diopsid, der sich nach außen in Tremolit umwandelt.

U. d. M.: Im Dünnschliff trifft man eine breite Palette von Erscheinungsformen an: Dünne, fast monomineralische Bändchen aus Diopsid in Paragneis sind oft von winzigen Tremolitspießen durchsetzt und von einem unvollständigen Plagioklassaum gegen das Nebengestein abgegrenzt.

Knollen bestehen aus einem Diopsidpflaster, in dem sich Tremolitnester ausbilden. Die Grenzen zum Nebengestein bilden grobe Plagioklase, Quarz und Klinozoisit. In deformierten Typen findet man gute Hinweise auf das Verhältnis von Kristallisation und Durchbewegung: Diopside zeigen Deformationsanzeichen (Zerbrechungen, Lamellenverbiegungen), während die Tremolite stets undeformiert sind und die Falten polygonal nachzeichnen.

Extremtypen bestehen aus einem granoblastischen, monomineralischen Diopsidpflaster, das von dünnen, farblosen Tremolitschlieren unterbrochen wird bzw. aus postdeformativ gesproßtem Tremolit, der Diopsid- und seltener Hornblende relikte umfließt.

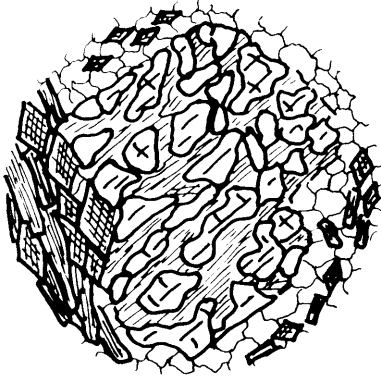


Abb. 4: Diopsidrelikt mit Maschenstruktur durch fortgeschrittene Umsetzung zu Tremolit (Vergrößerung ca. 20 mal).

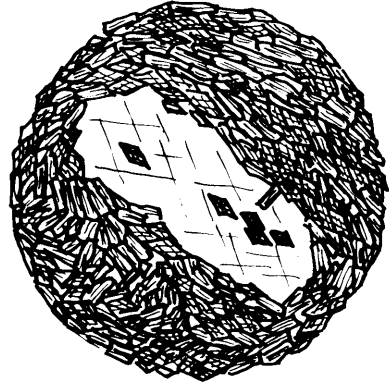


Abb. 5: Relikthornblende in einem feinkörnigen Tremolitaggregat (Vergrößerung ca. 23mal).

Sehr selten findet man Mikroklin, in dünnen Lagen auch Biotit. Als retrograde Umwandlungsprodukte treten Epidot-Klinozoisit und Serizit nach Plagioklas, Chlorit nach Biotit oder Amphibol auf. Untergeordnet kommt Karbonat als Zwickelfüllung oder mobilisiert an Klüftchen gebunden vor. Titanit ist ein häufiger Nebengemengteil, während Apatit, Zirkon und Erz nur als seltene Akzessorien in Erscheinung treten.

5.5.3. Wollastonitführender Diopsid-Klinozoisit-Grossular-Fels

Dieses ausgefallene Gestein liegt in intensiv verwalztem und verfälteltem Kontakt mit einem Diopsid-Klinozoisit-Plagioklas-Fels, von dem es sich durch seine weiß-grün gesprenkelte Färbung und eingelagerte, bräunlich-rosa Schlieren unterscheidet.

U. d. M.: Der Schriff zeigt ein sehr unruhiges Bild: linsige Partien aus Diopsid alternieren mit einem Quarz-Plagioklas-Pflaster. Darin liegen Schlieren und Linsen, die monomineralisch aus Wollastonit in körnig-kurzstengelig, meist verzwilligter Ausbildung bestehen. In anderen Zonen bilden Klinozoisit und Grossular lappig-löcherige Gewächse, an denen sich auch Zoisit beteiligt. Verbogene und zerbrochene Pyroxene weisen auf Deformationen hin, die aber durch die jüngere Klinozoisitbildung überdauert

und verheilt wurden. Als Nebengemengteile treten Titanit und Karbonat auf, Apatit, Zirkon und Erz sind Akzessorien.

Ein Diopsid-Klinozoisit-Grossular-Fels ohne Wollastonit bildet eine mehrere Zentimeter dicke Lage in einem eiförmigen Diopsid-Plagioklas-Fels-Einschluß in Migmatit; eine Deutung als sedimentäres Reliktgefüge erscheint möglich, so daß an tektonische Zerlegung ehemals zusammenhängender Kalksilikatbereiche in weit verstreute isolierte Schollen beziehungsweise Linsen gedacht werden könnte.

5.5.4. Diopsid-Hornblende-Lagengneise

Ein beträchtlicher Teil der Kalksilikatgesteine zeichnet sich durch eine straffe Bänderung und ausgeprägte Paralleltexur aus; auf s-Flächen treten schnurgerade, weit verfolgbare Lineationen in Erscheinung. Ähnliche Gesteine wurden im Bayerischen Wald gefunden und von MATHES & HABENICHT (1959) mit der Bezeichnung „Pyroxengneismylonite“ belegt. Der Name ist aber ungünstig und vor allem irreführend, da aus dem Terminus Mylonit nicht die ausgezeichnete Rekristallisation und Kristalloblastese unter mesozonalen Bedingungen hervorgeht, die für diese Gesteine charakteristisch ist.

U. d. M.: Die Schiffe zeigen ein sehr feinkörniges Parallelgefüge. Grundgewebe ist ein Pflaster aus plattigen Quarzen und Plagioklas, manchmal mit geringen Anteilen Mikroklin. Darin sind Lagen aus kurzsäuligen bis körnigen Diopsiden und stengeligen, blaßgrünen Aktinolithischen Hornblenden eingeschaltet. Im allgemeinen herrschen die Amphibole mengenmäßig vor, aber auch reine Diopsidlagen treten auf. In solchen Diopsidbereichen kann xenoblastischer Skapolith auftreten. Biotit ist selten und meist nur am Rand gegen das Nebengestein zu finden, auch Epidotminerale kommen vereinzelt vor (Klinozoisit, Orthit). Chlorit, Serizit, Karbonat als Sekundärbildungen und Titanit, Apatit, Zirkon, Anatas, Granat und Erz als Akzessorien vervollständigen den Mineralbestand.

5.5.5. Zusammensetzung der Plagioklase in den Kalksilikatgesteinen

Die Anorthitgehalte zeigen deutliche Abhängigkeiten von den Positionen der gemessenen Körner: die niedrigsten Werte markieren die Übergänge zum Paragneis, gegen die Mitte von Kalksilikatlagen steigen die Anorthitwerte an. Daher werden auch in dünneren Lagen oder knolligen Einschlüssen nur Werte um 40% erreicht, während dicke Kalksilikatbänder ihre höchsten Anorthitgehalte zwischen 50 und 70% haben. Die Extremwerte von ca. 80% An wurden nur in einem einzigen Gestein, einem Diopsid-Plagioklas-Klinozoisit-Fels, gemessen. Auch Felse mit freiem Karbonat tendieren zu höheren Werten.

Bei inhomogener Verteilung der Kalksilikatminerale (z. B. knollige Diopsidkonkretionen in pyroxenarmer Quarz-Plagioklas-Matrix) sind die Grundgewebsplagioklase weitaus saurer als die Plagioklaseinschlüsse in den Diopsiden.

Gute Beispiele für die Angleichung der Plagioklaschemismen zwischen Wirtsgestein und Einschluß bieten die linsigen Einschlüsse im Perlgneis:

vom Zentrum (um 65%) zum Rand nehmen die Anorthitgehalte auf zirka 35% ab; aber auch die Perlgneisplagioklase, die üblicherweise um 25% An liegen, werden mit Annäherung an Kalksilikateinschlüsse basischer.

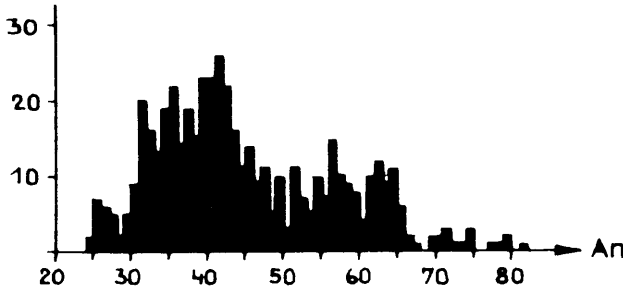


Fig. 5: Anorthitgehalte der Plagioklase in 38 Dünnschliffen von Kalksilikatgesteinen (501 Messungen).

5.6. Silikatmarmore

Eng mit den Kalksilikatfelsen vergesellschaftet und durch Übergänge und Wechsellagerungen mit ihnen verbunden sind fein- bis zuckerkörnige, bunt gefärbte Marmore. Sie kommen hauptsächlich im Bereich der Großaufschlüsse Rannariedl vor, während in den Vorkommen der Donauleitenserie E des Ranna-Flusses nur mehr Kalksilikatfelse auftreten.

In den mächtigen Marmoren bei Oberzell/Bayern glaubte GÜMBEL (1866) Fossilien gefunden zu haben, sein „Eozoon bavaricum“ entpuppte sich allerdings als Serpentinseudomorphosen nach Olivin, die dem Gestein ein charakteristisches, gesprenkeltes Aussehen geben. Nachdem lange Zeit die Olivinbildung durch metasomatisch zugeführte Kieselsäure erklärt wurde (z. B. ROST & HOCHSTETTER, 1964), konnte v. GUTTENBERG (1971) überzeugend auf Zusammenhänge zwischen sedimentären Strukturen und Olivinführung hinweisen: gebänderte Marmore mit einer Calcit-Dolomit-Wechsellagerung führen in den Calcitlagen Olivin. Die Ausgangsgesteine müssen also primäre Dolomite mit lagengebundenen Verunreinigungen (z. B. detritärer Quarzsand) gewesen sein; der Mg-Anteil des Dolomits ging bei der Metamorphose in den Olivin, der Ca-Anteil blieb als Calcit zurück. In den reinen Dolomitlagen konnten keine Silikate gebildet werden, sie blieben als Dolomitlagen erhalten.

Allerdings ist auch sekundäre Kieselsäurezufuhr nicht immer auszuschließen, wie im Großaufschluß Rannariedl IV ein Aplitgang in einem Marmor zeigt, um den zonar Klinozoisit, Diopsid, Wollastonit und Grossular angereichert sind, während weiter entfernte Marmorpartien ärmer an Silikatmineralien sind.

Bei dieser Arbeit wurden die Marmore nicht speziell untersucht, daher wurde bei den Dünnschliffbeobachtungen Calcit und Dolomit immer gemeinsam als Karbonat behandelt. Um aber einen groben Überblick über den Anteil der Karbonate an den Gesteinen zu erhalten, wurde in einer Kombination aus chemischen (gasometrische CO₂-Bestimmung),

röntgendiffraktometrischen und optischen (Modalanalyse) Methoden versucht, den Dolomitanteil größenordnungsmäßig abzutrennen.

Dabei ergaben sich Dolomitanteile von 7—25% am Gesamtkarbonat, wobei die niedrigeren Werte auf pyroxenbetonte, die höheren auf olivinbetonte Marmore entfielen.

5.6.1. Diopsid-Tremolit-Marmore

Die Pyroxene treten in diesem Gesteinstyp entweder in körnigen Konkretionen auf, oder sie bilden Einzelkristalle, die im Extremfall bis zu 10 cm Größe erreichen können. In manchen Typen sind die Silikate diffuswolkig verteilt, stellenweise sind Ansätze zu einer unscharfen Bänderung erkennbar, stark durchbewegte Stücke zeigen ein Lagengefüge aus weißen bis gelbgrünen (Diopsid), gelbbraunen (Olivin), hellgrünen (Serpentin) und dunkelgrünen (Chlorit) Schlieren.

U. d. M.: Die Mikrogefüge sind sehr vielfältig, auch treten die verschiedenen Mineralien nicht in jedem Stück auf; allen gemeinsam ist jedoch ein Vorherrschen von Pyroxen über Olivin. Auf die Abtrennung von Untertypen wird hier verzichtet.

Die Karbonatmatrix ist entweder homöoblastisch-polygonal, nach Durchbewegung unruhig heteroblastisch, auch Katakklase mit deutlichen Korngrößenunterschieden zwischen einzelnen Lagen ist zu beobachten. Völlig farblose Diopside liegen meist in kugeligen oder linsigen Aggregaten vor, die oft von Rändern aus Antigorit und Mg-Chlorit umgeben sind. Auch Umwandlung zu Tremolit ist sehr häufig. Goldbraune Phlogopitscheiter sind ebenfalls oft chloritisiert. In durchbewegten Marmoren kann der Chlorit dicke Züge bilden, in denen auch der Amphibol Antophyllit auftritt.

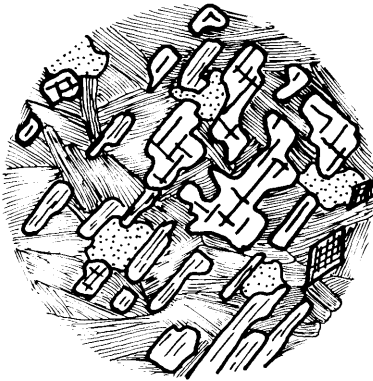


Abb. 6: Manche Diopside liegen nur nur mehr als Skelett in einem Gewirr aus Chlorit, epitaktisch gewachsenem Tremolit und Karbonat (Vergrößerung ca. 50mal).

Als seltene Gemengteile können Grossular in amöboiden Xenoblasten und der Amphibol Cummingtonit auftreten. Auch Apatit, Titanit, Erz, sehr selten Talk und in einem Schliff Mikroklin (als Detritus?) kommen vor. Olivin und seine Pseudomorphosen sind ebenfalls recht verbreitet, sollen aber erst beim nächsten Marmortyp näher erläutert werden.

5.6.2. Forsterit-Phlogopit-Marmore

Ein großer Teil der Karbonatgesteine muß zu dieser Gruppe gerechnet werden. In ihrem Aussehen sind sie sehr variabel: zuckerkörnige Typen sind von einem regellos verästelten, dunklen Flasernetz durchsetzt; sehr feinkörnige Marmore werden durch feinstverteilten Chlorit oder Serpentin hellgrün gefärbt; ein größerer Anteil an blätterigen Silikaten kann ein dünnplattiges Auftreten mit runzeligen s-Flächen erzeugen.

U. d. M.: Neben den auch in den diopsidbetonten Marmoren auftretenden Mineralien sind hier vor allem die Olivine zu beachten; die in den verschiedensten Erhaltungszuständen vorliegen: völlig frische Kristalle sind relativ selten, sie erlauben aber eine optische Bestimmung auf ein Mineral, dessen Zusammensetzung im Bereich Hyalosiderit-Chrysolith-Forsterit der Olivinreihe liegt.

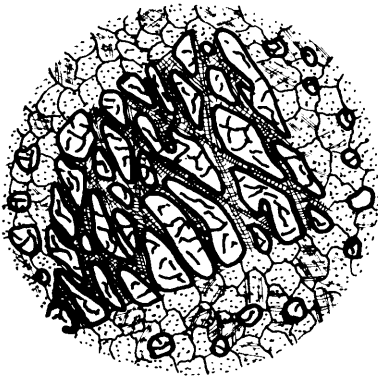


Abb. 7: Im Anfangsstadium der Olivinzersetzung entstehen schöne Ma-schenstrukturen (Vergrößerung ca. 20mal).



Abb. 8: Zonare Saponit-Serpentin-Pseudomorphosen nach Olivin (Vergrößerung ca. 25mal).

Serpentin liegt hauptsächlich als blätteriger Antigorit, sehr selten als Chrysotil- γ (in Spaltrissen) vor. Ein häufiges Zersetzungsprodukt der Olivine ist auch Saponit bzw. Vermiculit, die optisch kaum zu unterscheiden sind. Oft sind die Olivinpseudomorphosen zonar gebaut: ein Kern aus Saponit wird von einer Antigoritrinde umhüllt.

Ein schmutzig-grünbraunes Zersetzungsprodukt mit eingelagerten Erzflocken ist nicht exakt identifizierbar und könnte Nontronit sein.

Durch die Chloritneubildung kann es zu extremen Paragenesen kommen: unversehrte Olivinkörner sind in progressiv kristallisierten Chloritfeln eingeschlossen. Sehr selten sind unsicher bestimmbare, feinkörnige Humitminerale. Erz liegt körnig oder flockig in den Olivinpseudomorphosen.

6. Migmatite

Die Donauleitenserie ist zwar die bunteste und vielfältigste Gesteinsgesellschaft, der weitaus größte Teil des Arbeitsgebietes wird aber von den Produkten der hochgradigen variszischen Regionalmetamorphose eingenommen, in deren Verlauf es zur Migmatisierung weiter Bereiche des südwestlichen Moldanubikums kam. Die Intensität der Migmatisierung nimmt gegen SW zu und erreicht ihren Höhepunkt im Sauwald mit der Bildung intrusionsfähiger palingener Magmen des Schärddinger und Peuerbacher Granits (THIELE 1962).

In meinem Gebiet treten noch keine echten Anatexite auf, die Migmatisierung erreicht höchstens diatektische Stadien mit Granitisation in situ. Den Hauptanteil der Migmatite bilden Gesteine, die durch Metablastese entstanden, d. h. durch Umkristallisation unter bevorzugtem Wachstum bestimmter Mineralien (im speziellen Fall Feldspäte) ohne weitreichende Stoffumsetzungen. Hierher gehört die weitverbreitete Gruppe der Perl- und Körnelgneise.

Bis zum Anfang dieses Jahrhunderts wurden die Migmatite der Böhmisches Masse als magmatische Gesteine interpretiert (FRENTZEL 1912, TILL 1913, KÖLBL 1925). GRABER (1927, 1930, 1933, 1936) erkannte ihre Mischgesteinsnatur, die er auf die Kontaktwirkung der variszischen Granite zurückführte. Eigenwillige Wege ging die Münchener Petrographenschule um FISCHER, der 1939 die Perlgneise als „Tiefenblastomylonite“ interpretierte. Die Vorstellung von Metablastese und Metatexis ohne wesentliche Durchbewegung wurde in den letzten Jahren von den meisten Autoren vertreten: THIELE (1961, 1970), DUDEK & SUK (1965), TROLL (1967, 1969, 1970). Nach TROLL (1969) ist die Migmatisierung in früh-variszische Zeit (330—300 Mill. Jahre) zu stellen.

6.1. Phlebitische und Ptygmatische Migmatite

Unter dieser Bezeichnung wird eine Vielzahl von Erscheinungsbildern zusammengefaßt, die sich aus homogenen Biotit-Plagioklas-Gneisen beziehungsweise Zweiglimmergneisen entwickeln. Die Differenzierung dieser Altbestandsgneise beginnt mit mm- bis cm-dünnen Leukosomlagen, die etwas grobkörniger als das feinschuppige Melanosom sind. Wenn zu dieser Differenzierung noch eine intensive Durchbewegung kommt, nehmen die Gesteine phlebitische (Ader-)Textur an. Die Durchaderungen sind sehr unregelmäßig, sie verdicken sich oder keilen aus und gehorchen auch nicht einem symmetrischen Achsenplan.

Der Begriff „ptygmatisch“ wurde von SEDERHOLM (1913) eingeführt, er verwendet ihn aber dem Wortsinn nach (griech. „ptygma“) für „gefaltet“. Oft aber lassen die gekröseartig gewundenen Formen der Leukosome keinerlei Beziehungen zu einer tektonischen Beanspruchung erkennen, sie führen ein Eigenleben, sie schlagen quer durch die Schieferung auch Vergenzen, sind nicht mehr eindeutig oder überhaupt nicht mehr erkennbar.



Abb. 9: Ptygmatische Metatekte in homogenem Biotit-Plagioklas-Gneis (Steinbruch gegenüber Engelszell).

Die Genese solcher Texturen ist auch heute noch umstritten: nach MEHNERT (1962) herrschte bei ihrer Bildung Gleichzeitigkeit von Mobilisation und Deformation unter Wirkung unterschiedlichen Viskositätsverhaltens von Nebengestein und Mobilisat.

U. d. M.: In den phlebitischen Typen zeichnen postdeformativ kristallisierte, sehr kleine Biotitplättchen ein feines Faltengefüge, auch die leukokraten Anteile (Quarz, Plagioklas, selten Mikroklin) zeigen manchmal eine gewisse Regelung. Gegen die dünnen Leukosome nimmt in den dunklen Lagen die Dichte des Biotitnetzes zu, um mit einem erzeichen, tw. von flaserigen Scherflächen durchzogenen Saum plötzlich abzureißen.

Die allgemeine Beobachtung, daß an den Grenzen zwischen Leukosom und Melanosom oft Scherflächen auftreten (auch bei den ptygmatischen Metatekten kommt dies vor), scheint mit Unterschieden im mechanischen Verhalten zusammenzuhängen.

Manchmal tritt auch Muskowit auf, die Biotite können teilweise chloritisiert sein. Apatit, Zirkon, Rutil und Erz sind Akzessorien.

6.2. Stromatitische (Lagen-)Migmatite

Diese häufigen Gesteine sind durch einen auffälligen Hell-Dunkel-Rhythmus charakterisiert. Die Leukosome, deren Dicke im cm- bis dm-Bereich schwankt, befinden sich lagenartig im Melanosom, dessen s-Flächengefüge vom Parallelgefüge des Migmatits übernommen wird.

Die Genese der leukokraten Lagen ist umstritten: sie entstehen entweder durch „lit-par-lit“-Injektion pegmatoider Metatekte, die durch mechanische Wirkung die Schichtung aufblättern, oder durch metamorphe bzw. anatektische Differentiation.

Das Aussehen der Leukosome ist vor allem vom Grad der Durchbewegung abhängig: in ungestörten Gesteinen sind sie fein- bis mittelkörnig, bei der Durchbewegung nehmen sie flaserige Textur an. Die Grenze zum Melanosom kann durch einen biotitreichen Saum sehr scharf markiert werden.

U. d. M.: Xenomorpher Quarz in den verschiedensten Korngrößen, subidiomorphe, einschlußreiche Plagioklasse und recht unterschiedliche Anteile

von Alkalifeldspat stellen die Hauptbestandteile der Leukosome. Geringe Biotitanteile sind immer vorhanden, die gegen das Melanosom zunehmen. Muskowit tritt nicht immer auf; rundliche Hellglimmerkonkretionen lassen ehemalige Cordierite vermuten. Akzessorien sind Apatit, Zirkon, Turmalin, Granat und Erz.

6.3. Schollenmigmatite

Sie treten nur im Gebiet südlich der Donau auf. Das Neosom dieser Gesteine ist ein reifer, heller Perlgneis, in dem Linsen und Bänder von ebenfalls stark umgeprägten Altbestandsrelikten liegen, die sich vor allem durch dunklere Färbung und deutliches Parallelgefüge abheben. Auch echte Schollen von unregelmäßiger Gestalt wurden gefunden; Rotationen solcher Schollen wurden nicht beobachtet. Das Material der Schollen sind Hornblendeführende Gneise.

6.4. Perlgneis

Der weitaus größte Teil des Gebietes wird von Migmatiten eingenommen, die schon von GÜMBEL (1868) unter dem Namen „Perlgneis“ zusammengefaßt wurden. Durch die mehrere Millimeter großen Plagioklas „perlen“ kommt es bei ideal ausgebildeten Perlgneisen zu einem völligen Verlust des Parallelgefüges, die Gesteine werden richtungslos körnig. Die Übergänge zum Altbestand sind naturgemäß fließend: vereinzelt, über das feine Grundgewebe hinausragende Plagioklasblasten findet man schon in homogenen oder lagigen Altbestandsgneisen. Das nächste Stadium sind Lagen von voll ausgebildetem, mittelkörnigem Plagioklas-Metablastit in feinkörnigem Paragneis, die mehrere Dezimeter mächtig werden können. Das Endstadium der Plagioklasblastese ergibt ein sehr homogenes, gleichkörniges, mittelgraues Gestein mit verwischter oder völlig ausgelöschter Paralleltextur.

U. d. M.: Die Dünnschliffe von gut ausgebildeten Perlgneisen zeigen alle ein typisches, heteroblastisches Gefüge. Charakteristisch sind die mehrere Millimeter großen Plagioklase, die zwar oft rundlich-subidiomorphe Umrisse zeigen, aber nur selten gut ausgebildete Kanten oder Korngrenzen haben. Sie sind eingebettet in ein Grundgewebe aus feinkörnigen, xenoblastischen Plagioklasen und Quarz (15—35%) und werden von gut ausgebildeten Biotitscheitern (5—40%) polygonal umflasert. Wenn ein gewisser Anteil Muskowit dazutritt (bis 7%), könnte man einen Untertyp „Zweiglimmer-Perlgneis“ abtrennen. Das feinkörnige Quarz-Feldspat-Grundgewebe wurde von FISCHER als rekristallisierter Mylonit gedeutet, daher seine Bezeichnung „Tiefenblastomylonit“. Alkalifeldspat (bis 20%) tritt xenomorph im Grundgewebe, aber auch blastenbildend auf. Durch beginnende Kataklyse kommt es zu Zerbrechungen der Gemengteile, Biotite werden chloritisiert, Plagioklase serizitisiert. Apatit, Zirkon, Titanit und Erz treten akzessorisch auf.

6.5. Weitgehend homogener Perlgneis (Paraquarzdioritgneis)

Am Steilhang unterhalb Schloß Rannariedl tritt ein unscharf in den Perlgneis eingelagerter Gesteinszug auf, der sich bis zu den Felswänden an der Ostflanke des Rannatals verfolgen läßt. Das Gestein ist im Handstück einem Feinkorngranit vom Typ Mauthausen sehr ähnlich, erst im

Dünnschliff verdrängen das völlige Fehlen von Kalifeldspat und die straffe Paralleltexur den Gedanken an ein granitisches Intrusivum. Für intrusiven Charakter sind auch im Gelände keinerlei Anhaltspunkte zu finden.

Bei der Benennung „Paraquarzdioritgneis“ folge ich dem Vorgehen von LIST (1969), der bei Deggendorf (Bayern) ein granodioritähnliches Gestein als Produkt einer fortgeschrittenen Perlgneisbildung und Granitisierung in situ mit der Bezeichnung „Paraganodiorit“ belegte.

U. d. M.: Im Schliff wird durch leistenförmige, sehr oft normal zonierte Plagioklase und Biotitzüge ein straffes Parallelgefüge erzeugt. Auch die Quarze sind teilweise gelängt, ganz untergeordnet tritt Muskowit auf. Akzessorien sind Apatit, Zirkon und Erz.

6.6. Körnelgneis

Wenn man die Hänge am Nordufer der Donau hochsteigt, fällt auf, daß sich zu den üblichen runden Feldspäten des Perlgneises allmählich cm-große, oft idiomorphe Feldspatporphyroblasten gesellen. Das Gestein wird immer grobkörniger und massiger, partienweise ist die Ähnlichkeit mit dem Weinsberger Granit unverkennbar. GRABER (1933) machte schichtparallele Intrusionen des Weinsberger Granits für die Entstehung verantwortlich und sprach von „austönenden Lagergängen“, zwischen denen noch Streifen unberührter, vorgranitischer Gesteine liegen. Das Bild stimmt, Intrusionen sind allerdings nicht nachzuweisen; wenn einmal relativ scharfe Grenzen vorhanden sind, dann findet man genügend große Feldspatblasten, die quer sowohl im Perl- als auch im Körnelgneis sprossen, was bei echten Intrusionen wohl kaum zu erwarten wäre.

Durch ebenflächige Lagerung der Porphyroblasten wird häufig ein deutliches Parallelgefüge erzeugt. Es scheint, daß die Blasten in Flächen der besten Wegsamkeit aufgesproßt sind und so das Parallelgefüge des vormigmatischen Paragneises durch mimetische Kristallisation abbilden. Neben den Perlgneiszonon, die immer wieder im Körnelgneis auftreten, kann man selten auch schollen- oder bandartige Relikte von fast unveränderten Biotit-Plagioklas-Gneisen des Altbestandes finden.

Da die Kalifeldspäte bis zu 10 cm Größe erreichen können, sind Modalanalysen an Dünnschliffen sinnlos, aber Schätzungen in Aufschluß und Handstück lassen auf Kalifeldspatanteile bis zu 40% bei besonders gut entwickelten Körnelgneistypen schließen.

U. d. M.: Das mikroskopische Gefüge ist dem des Perlgneises ähnlich, nur wird es immer wieder von großen Alkalifeldspatporphyroblasten (perthitische Orthoklase, untergeordnet flauer Mikroklin) unterbrochen. Sie und die subidiomorphen Plagioklase werden von Biotitzügen (selten auch unter Beteiligung von Hornblende) und von feinkörnigem, granoblastischem Quarz-Feldspat-Pflaster ummantelt. Chlorit, Zoisit und Epidot können als seltene Sekundärprodukte auftreten; Titanit, Apatit, Zirkon und Erz sind Akzessorien.

6.7. Weitgehend granitisierter Perlgneis (Nebulitischer Diatexit)

Ohne scharfe Grenzen können sich im Perlgneisgebiet Zonen herausbilden, in denen das Parallelgefüge völlig verlorenght und das Gestein einem Feinkorngranit sehr ähnlich wird. Beim Burgfelsen Haichenbach liegt diese Homogenisierungszone als annähernd schichtkonkordante Platte im Perlgneis, während das Vorkommen am Westhang des Falauertals (W Engelhartzell) unscharfe, wolkige Übergänge zum normalen Perlgneis zeigt.

In idealer Ausbildung sind diese Diatexite hell- bis mittelgrau, recht feinkörnig und verwittern zu einem bräunlichen Grus. Manchmal erinnern nur dunkle, biotitreiche Fische an ihre Herkunft aus einem Paragneis.

U. d. M.: Rundliche Plagioklase (20—30%) bilden mit Alkalifeldspat (20—35%) und Quarz (30—40%) ein Pflaster, das von Biotit (5—12%) und wenig Muskowit (2—10%) in unscharfer Regelung durchzogen ist. Rundliche Chlorit-Serizit-Biotit-Konkretionen (Pinite?) und kleine Granate können als Paragneisrelikte interpretiert werden. Als Akzessorien treten vor allem idiomorphe Apatite in Erscheinung; auch Zirkon, Rutil und Erz treten auf. Durch sekundäre Durchbewegung kann das granoblastische Gefüge gestört werden, so daß makroskopisch orthogneisähnliche Gesteine entstehen.

6.8. Cordieritaploide

Am Jochensteinfels liegen in einem schlierig-stromatitischen Perlgneis subkonkordante Lagen und Linsen eines quarzreichen Gesteins mit großen Feldspäten und zahlreichen hellgrünen Körnern.

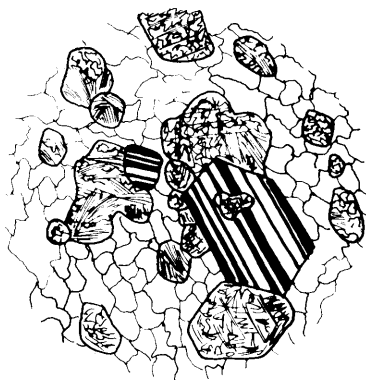
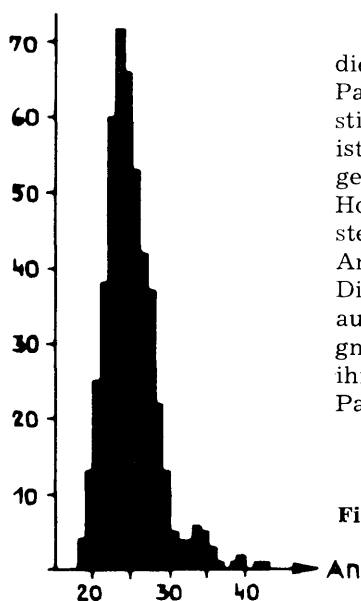


Abb. 10: Typisches Gefügebild eines Cordieritaploids: Hauptmasse ist Quarz, darin liegen idiomorphe Plagioklase und Pinite (Vergrößerung ca. dreimal).

U. d. M.: In einer Grundmasse aus verzahnten Quarzen liegen subidiomorphe Plagioklase und ebenfalls idiomorphe Pinit pseudomorphosen nach Cordierit, die aus Hellglimmer, Chlorit und sehr wenig Biotit bestehen und andeutungsweise noch die Spaltrisse des Primärminerals erkennen lassen. Zirkon und Erz treten akzessorisch auf.

Nach EL-GABY (1973) gehören die Cordieritaploide einer mobilisierten Cordieritgeneration an. In einem inneren Bereich der Anatexis werden frühgebildete Cordierite (die entweder schon im Paragneis vorhanden waren oder aus Biotit + Sillimanit + Quarz neugebildet wurden) durch Plagioklasmetablasten verdrängt. Die mobilisierten Cordieritmoleküle wandern zusammen mit der Intergranularschmelze (Quarz, Feldspat) in Spalten ein. Der Cordierit kann also unabhängig von Sillimanitvorkommen überall auskristallisieren, eine Feststellung, die für mein praktisch sillimanitfreies Gebiet wichtig ist.

6.9. Zusammensetzung der Plagioklasse in den Migmatiten



Das Histogramm der Anorthitgehalte zeigt die enge chemische Verwandtschaft zwischen Paragneisen und Migmatiten: die An-Maxima stimmen mit 23% genau überein, allerdings ist das Migmatitmaximum weit schärfer ausgeprägt, was wohl zumindest teilweise auf Homogenisierung verschiedener Ausgangsgesteine, zum Teil aber auch auf die größere Anzahl der Messungen zurückzuführen ist. Die ausgefallenen Werte um 35% stammen aus hornblendeführenden Perl- und Körnelgneisen, während die Extremwerte um 40% ihre Ursache im Zonarbau der Plagioklasse des Paraquarzdioritgneises (siehe S.) haben.

Fig. 6: Anorthitgehalte der Plagioklasse in 40 Dünnschliffen von Migmatiten (478 Messungen).

7. Granitoide Orthogesteine

Zu den problematischen Gesteinen gehören die zahlreichen hellen Gneise, die konkordant in den Gebirgsbau einbezogen sind. In ihren Mächtigkeiten variieren sie zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern. Von den hellen Metatekten der Migmatite unterscheiden sie sich meist durch ihre scharfen Grenzen gegen das Nebengestein und durch ihre Textur: die Metatekte haben mittel- bis grobkörnige, oft granoblastische bis schwach flaserige Textur, während die Orthogneise straffe Linear- bis ausgeprägte Flasertextur haben und zum Teil sehr feinkörnig sind. In jungen Mylonitisierungszonen können sich diese Unterschiede allerdings verwischen.

Die großen Schwierigkeiten ergeben sich mit der Frage der zeitlichen Einstufung. Schon der unterschiedliche texturale Zustand der Gesteine legt die Vermutung auf Gefügeprägung zu verschiedenen Zeiten nahe: straff geschieferte, kompakte Typen könnten längere Zeiträume unter hohem Stress verbracht haben als flaserige, mehr kataklastische Gesteine. Aus der Art ihres Vorkommens ergeben sich keine Altershinweise, denn man findet dieselben Typen sowohl in den Altbestandsgneisen als auch im migmatitischen Perlgnais. Daß sie zumindest teilweise echte Intrusivnatur besitzen, beweisen Schollen des Nebengesteins, die in die Gneiskörper verschleppt wurden.

Bei der Frage nach der Herkunft der Magmen liegt die Vermutung nahe, daß es sich bei den granitischen Substanzen um anatektische Differentiate aus einem noch tieferen Wurzelstockwerk des Gebirges handelt, die sich entlang von Scher- und Differentialbewegungsflächen ihren Weg nach oben bahnten. NICKEL & MAGGETTI (1974) nehmen für das Kristallin des Bergsträßer Odenwaldes (BRD) eine synorogene Intrusion granitischer Substanzen zwischen steilgestellte Zonen alter Metamorphite an, wodurch sich ein oftmaliger Kulissenbau Paragneis-Metablastit-Orthogneis ergibt, der in weniger idealer Form auch in meinem Gebiet häufig zu beobachten ist.

Wenn man die Zuordnung der Magmatite zu einer Anatexis als Tatsache annimmt, könnten die Flasergranite der höchstgradigen, variszischen Regionalmetamorphose zugeordnet werden, sie hätten dann altvariszisches (bretonisches?) Intrusionsalter. Leider ist die Situation nicht ganz so einfach, denn von bayerischen Bearbeitern der ostbayerischen Kristallingebiete wird der frühvariszischen Anatexis II eine ältere (präkambrische?, kaledonische?) Anatexis I gegenübergestellt, die ebenfalls zur Entstehung typischer Lagenmigmatite geführt haben könnte.

Die Differenzierung der Orthogneise nach diesen Gesichtspunkten erscheint völlig aussichtslos, daher soll hier nur der Versuch unternommen werden, sie nach ihren relativen Altersunterschieden zu gliedern. Gegenseitige Durchdringungen fallen bei stratiformen Intrusionen als Indizien weg, so daß nur petrographische Gesichtspunkte (Mineralbestand, Chemismus) als Hinweise herangezogen werden können.

Es erscheint wahrscheinlich, daß die Zusammensetzung von Magmen, die von einem anatektischen Herd ausgehen, nicht über einen längeren Zeitraum konstant bleibt, sondern daß sich eine gewisse Differentiation von basisch zu sauer einstellt. NICKEL & MAGGETTI sprechen von einer frühorogenen Hornblendebasit-Serie (Diorite) und einer hochorogenen Biotitflasergesteins-Serie (Granite); beide intrudieren stratiform.

In meinem Gebiet gibt es zwar keine basischen Intrusiva, die Flasermagmatite zeigen jedoch deutliche Unterschiede in der Zusammensetzung der Plagioklase, deren Anorthitgehalte zwischen 5 und 25% variieren. Bei statistischer Betrachtungsweise ergeben sich zwei deutliche Maxima bei 11 und 23% An.

Wenn die Annahme einer anatektischen Differentiation stimmt, könnten die Orthogneise mit den basischeren Plagioklasen älter sein als die mit den saureren. Dies stimmt auch recht gut mit den Gefügebefunden über-

ein, denn die höheren Anorthitwerte treten vor allem in kompakten, straff geschieferten, „gneisigen“ Typen auf, während die flaserigen, kataklastischen Gesteine meist niedrigere Anorthitgehalte liefern.

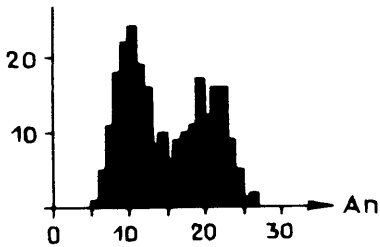


Fig. 7: Anorthitgehalte der Plagioklasse in 25 Dünnschliffen von Granitoiden Orthogesteinen (248 Messungen).

7.1. Ältere Orthogneise

Hier ist vor allem ein kompakter, mittelgrauer Gneis erwähnenswert, der mit seinem umgebenden Paragneis in Wellen gelegt ist, die einem (reliktischen?) NE-Achsenplan gehorchen. Ihn könnte man als einzigen mit einiger Wahrscheinlichkeit als vorvariszisch einstufen. Daneben gibt es aber auch sehr feinkörnige, helle, aplitische Gneise.

U. d. M.: Im Schlibbild sind alle diese Gesteine durch Spuren intensiver Durchbewegungen und verschieden starker Rekristallisation gekennzeichnet. Häufig sind protoklastische Friktionsgefüge, d. h. Mörtelungen, die im durchbewegten Schmelzbrei bei Abnahme der flüssigen Phase entstehen; die später auskristallisierten Anteile sind zwar vollkristallin, aber weitaus feinkörniger als die früheren Kristalle, die wiederum von den andauernden Bewegungen klastisch beeinflusst werden. Bei den straffen Typen tritt auch echte Kristallisationsschieferung mit Glimmerregelung und weitgehender Rekristallisation auf.

Die Mineralbestände sind einfach: Quarz (20–55%) tritt von feinem Mörtel bis zu gelängten Flatschen in allen Variationen auf. Dominanter Feldspat ist Mikroklin (15–50%), während Plagioklas (10–25%) nur untergeordnet auftritt. Glimmer ist immer vorhanden, meist als Biotit (1–20%), während Muskowit nur in einigen Proben auftritt (bis zu 12%). Eine gewisse Chloritisierung der Biotite ist manchmal festzustellen. Als Akzessorien findet man Apatit, Zirkon, Monazit und Erz.

7.2. Jüngere Orthogneise

Unter dieser Bezeichnung ist eine Reihe recht verschiedenartig aussehender Orthogesteine zusammengefaßt, deren wichtigste Gemeinsamkeit ihr niedriger Anorthitgehalt ist. Ihr Gefügespektrum reicht von ungestört-kristalloblastischen Bildern bis zu stark gestörten, kataklastischen Flasermagmatiten. In den meisten Fällen überwiegt Kataklase die Rekristallisation, es entstehen Flaserungen, die im Handstück als mehr oder weniger deutliches Parallelgefüge in Erscheinung treten. Besonders bei sehr grobkörnigen Typen kann die Flaserung fast verschwinden, der kataklastische Gesamteindruck aber bleibt erhalten.

Die jüngeren Orthogneise können in mehrere Gruppen unterteilt werden.

7.2.1. Schlögener „Weißgranit“

Die SW-Abfälle der Schlögener Landzunge bestehen aus einem sehr hellen Zweiglimmergranit, der in seinen zentralen Partien fast richtungslos körnig, aber an Bewegungsflächen verschiefert ist. Gegen das Hangende finden sich Perlgneislin sen eingeschlossen, die immer häufiger werden, sich zu mehrere Meter mächtigen Lagen zusammenschließen, bis eine Wechsellagerung Perlgneis-Flasergranit entsteht, in der weiter gegen die Kammhöhe der Granit völlig zurücktritt. Auch die seitliche Begrenzung des Granites ist nicht genau anzugeben, da er sich in einzelne Lamellen aufsplittet, die gegen NW immer mehr ausdünnen und intensiv mit Perlgneis durchsetzt sind. Neben der Straßenabzweigung bei Schlögen findet man Anzeichen dafür, daß dieser Granit auch Diskordanzen mit seinen Hüllgesteinen bildet: es läßt sich eine flache, in ihrer Scheitelregion völlig zerrüttete Aufwölbung erkennen, in der man auch diskordante, pegmatitische Apophysen findet.

Von GRABER (1956) wurde das Gestein als „Weißgranit“ bezeichnet und als Abart des Mauthausener Granits aufgefaßt.

U. d. M.: In Idealausbildung zeigt der Schriff ein ungestörtes, granoblastisches Pflaster aus Alkalifeldspat (45%), Plagioklas (20%) und Quarz (30%), in dem unregelmäßige Biotite und Muskowite liegen. Die Feldspäte haben stellenweise eine gewisse Tendenz zur Eigengestalt, oft aber durchdringen und überlappen einander Plagioklas und Kalifeldspat intensiv. In Scherzonen kommt es zu Glimmerregelung, Zerbrechung größerer Gemengteile und Verkitung der Scherbahnen durch ein feinkörniges Quarzpflaster. Apatit, Zirkon, selten Rutil und Erz treten akzessorisch auf.

7.2.2. Roter Flasergranit des Falauertals

Im tief eingeschnittenen Bett des Falauerbaches W Engelhartzell ist ein flaseriges, granitoides Gestein aufgeschlossen, das dicht mit fleischroten Feldspäten durchsetzt ist. Schon in einiger Entfernung vom Granit fällt auf, daß im Perlgneis rote Feldspäte auftauchen, die gegen den Granit immer häufiger werden. Im Hangenden ist diese Erscheinung so intensiv, daß keine scharfe Grenze zu finden ist. In den westlichen Nachbargraben ist der Granit nicht mehr zu finden, wohl aber die roten Feldspäte im Perlgneis.

U. d. M.: Gelängte Alkalifeldspäte (25%) und Plagioklase (23%) liegen in einem feinen Pflaster aus Feldspat und Quarz (44%), das von grünen Biotit-Muskowit-Flasern durchschnitten wird. Diaphthoritische Neubildungen sind Chlorit nach Biotit und Epidot in Transversalklüftchen. Signifikante Nebengemengteile sind Granat und Cassiterit (Zinnstein).

7.2.3. Helle Flasergranite

Der häufigste Typ der Orthogesteine sind helle, glimmerarme Flasermagmatite, deren Mächtigkeit im Meter- bis maximal Zehnmeterbereich liegt. Schon im Handstück ist das Vorherrschen von Quarz erkennbar, etwas Biotit zeichnet die Flaserung.

U. d. M.: Die Gefügebilder im Dünnschliff sind je nach Grad der Durchbewegung unterschiedlich. Massigere Typen haben ein unruhiges, heteroblasti-

sches Pflastergefüge aus Quarz (40—50%), Alkalifeldspat (20—30%) und Plagioklas (17—23%) und unregelmäßig, wirrblättrigen Biotit- und Muskowit aggregaten.

Der Beginn von Deformationen kündigt sich durch scharfe Scherflächen an, die alle Gemengteile durchschneiden können. Bei intensiverer Durchbewegung schmiegen sich breite Bahnen aus Zerreibungsprodukten, von rekristallisiertem Quarz durchwachsen, um Klüften von Feldspäten; es entsteht ein heteroklastisches Gefüge.

7.2.4. Zweiglimmerpegmatitgneise

Von den granitoiden Gesteinen müssen lagengebundene Magmatite abgetrennt werden, die sich entweder durch ihr grobes Korn oder durch etwas aberrante Zusammensetzung unterscheiden. So kann Plagioklas über Kalifeldspat vorherrschen, jeder Feldspat kann auch allein vertreten sein; auch die Glimmer treten in stark wechselnden Verhältnissen auf.

7.2.5. Granat-Aplit-Gneise

Feinkörnige, straff geschieferte Gesteine mit lagenweiser Granatführung sind aus dem Moldanubikum des Bayerischen Waldes und der Oberpfalz seit langem bekannt; sie wurden von GÜMBEL als Granulite bezeichnet, bevor sie allgemein als durchbewegte Apliten erkannt wurden.

Das beste Beispiel für dieses Gestein stammt aus dem Tal beim Freizeller Schloß; es ist gelblichweiß, im Anschliff erkennt man gelängte Quarze und Feldspäte sowie teils verteilte, teils lagengebundene, millimetergroße Granate.

U. d. M.: Hauptbestandteil ist Quarz (40%), der mit Alkalifeldspat (30%) und Plagioklas (20%) ein Pflaster bildet. Als Glimmer tritt nur geregelter Muskowit (5%) auf. Idiomorphe Granate sind eingestreut, auch Apatit, Titanit und Erz kommen in geringen Mengen vor.

8. Diaphthorite und Mylonite

Zu den charakteristischen Gesteinen im Einflußbereich der großen variszischen Lineamente gehören die Produkte einer destruktiven Metamorphose, die heute als Kataklastite, Mylonite und Diaphthorite verschiedenster Zerstörungsgrade und unterschiedlicher Rekristallisation vorliegen. Während bei GÜMBEL die Existenz großer Störungszonen in der Böhmisches Masse noch unbekannt ist, bemerken TILL (1913) und KÖLBL (1925) extreme Gesteinszerstörungen im Donautal. In GRABER's grundlegender Arbeit „Der herzynische Donaubruch“ (1927) wird ein Versuch unternommen, die Mylonite zu systematisieren: der Autor spricht von „postkristallinen Tektolithen der Epizone“ und gliedert sie vor allem nach den Ausgangsgesteinen. In späteren Arbeiten ist bei GRABER oft von „Quetschschiefen“ die Rede.

Da es im unmittelbaren Wirkungsbereich der Donaustörung praktisch keine völlig unbeeinflussten Gesteine gibt — mit Ausnahme der jungen Ganggesteine —, kamen bei den vorangegangenen Gesteinsbeschreibungen immer wieder Deformationshinweise vor, ohne daß ich die betreffenden Gesteine pauschal als Mylonite bezeichnen könnte. Besonders die Kalk-

silikatgesteine zeigen viele Anzeichen heftigster Durchbewegung, aber kräftige Rekristallisation unter mesozonalen Bedingungen.

Obwohl ich die Gesteine der Donauleitenserie als weitgehend rekristallisierte Blastomylonite bzw. -kataklasite interpretiere, habe ich sie aus mehreren Gründen aus diesem Kapitel ausgeklammert:

a) Besonders die Kalksilikatgesteine sind charakteristische Elemente des vormigmatischen Altbestandes.

b) Ihre Rekristallisation ging unter solchen p-T-Bedingungen vor sich, daß man immer noch von hochmetamorphen Gesteinen sprechen muß.

c) Wenn die Rekristallisation Mineralien mit einem weitgespannten Stabilitätsbereich erfaßte (z. B. Biotit), dann ist sie naturgemäß gar nicht beobachtbar, da sich der rekristallisierte Mineralbestand von der höhermetamorphen Paragenese gar nicht unterscheidet. Dies ist der Fall bei den Paragneisen, die auch nach Zerstörung und mesozonaler Rekristallisation wieder Paragneise sind.

Aus demselben Grund ist auch die hochtemperierte Phase der postmigmatischen Durchbewegung in den Perlgneisen nicht nachweisbar, da sich der Mineralbestand nicht ändert und die Rekristallisationskraft unter hohen Temperaturen groß genug ist, um Deformationsspuren zu beseitigen. Höchstens Querglimmer, Anwachsäume an Feldspäten oder fragliche Muskowitneubildungen können als Indizien dieser Phase gedeutet werden.

In diesem Kapitel werden nur echte Mylonite mit postkristalliner, rein mechanischer Zerstörung eines Mineralbestandes und Diaphthorite mit niedrigtemperierter, epizonaler Rekristallisation behandelt.

8.1. Epidotführende Perl- und Körnelgneis-Diaphthorite

Diese Gesteine sind an Scherzonen in die Migmatite eingeschaltet, aber nicht scharf abgrenzbar. Sie keilen meist auch im Streichen bald aus, sind aber an Zonen gebunden, wo sie gehäuft auftreten: im Donaubett und in den unteren Teilen des Norduferhanges.



Abb. 11: Idiomorphe Albite als Kluftmineral. Die Kluftwände sind von einer skelettären Epidotrinde bedeckt, das Innere vor allem von Quarz und Chloritrosetten (Vergrößerung zirka 17mal).

Im Idealfall sind sie an einer deutlichen Vergrünung des Gesteins erkennbar: mm-große, linsig deformierte Feldspatklasen schwimmen in

einer scherflächendurchzogenen Chloritumgebung. Wenn von der Diaphthorese ein idealer, homöoblastischer Perlgneis erfaßt wurde, geht das gleichkörnige Gefüge verloren, das Gestein wird heteroklastisch und oft von unregelmäßigen Quarzadern, -wülsten und -linsen durchsetzt.

U. d. M.: Die Schlicke zeigen meist ein faserig-heteroklastisches Gefüge. Klaster von Plagioklas oder Alkalifeldspat werden von einem feinkörnigen Gewebe umflossen, in dem Quarz, Feldspattrümmer, verschmierte Biotite, Muskowit, Serizit, Titanit, Erz und vor allem sehr viel Chlorit vermischt sind. In unscharfen, subparallelen Scherflächen sproßt Epidot in manchmal beträchtlichen Mengen. Akzessorische Granatrelikte, Apatit, Zirkon und Turmalin vervollständigen den Mineralbestand. Subkoncordante Klüftchen und Risse können von einer typisch „alpinen“, hydrothermalen Mineralgesellschaft erfüllt sein: idiomorphe Albite, rosetten- und wurmartige Chlorite mit Helminthstruktur und idiomorphe Epidotsäulchen.

8.2. Mylonitisierte Paragneise des Altbestandes

Von den Scherbewegungen der Donaustörungen wurden auch die Altbestandsgneise betroffen. Da diese Gesteine primär feinkörnig sind, tritt die Kataklyse makroskopisch kaum in Erscheinung und kann oft auch im Schriff nur schwer nachgewiesen werden. Der sicherste Hinweis auf einen mylonisierten Paragneis sind die faserigen, limonitgebräunten Scherflächen, die bei etwas fortgeschrittener Verwitterung die sonst kompakten Gneise in dünne Platten zerlegen.

8.3. Augengneismylonite (Mylonitisierte Perl- und Körnelgneise)

Bei zunehmender postkristalliner Deformation eines Migmatits geht das oft richtungslos körnige Gefüge verloren, er nimmt faserig-schieferige Textur an. Da immer mehr Gemengteile zerkleinert werden, nehmen die feinkörnigen Anteile zu. Im feinen, teilweise dicht aussehenden Grundgewebe schwimmen nun die Relikte ehemaliger Feldspatblasten als „Augen“.

U. d. M.: Breite Strähnen aus feinstkörniger Quarz-Feldspat-Substanz umfließen gemeinsam mit Biotit, Muskowit und etwas Chlorit große Plagioklas- und Kalifeldspatklaster, die durch Kornrandzertrümmerung linsenförmige Gestalt bekommen. Die Glimmer sind überwiegend gequält, verschmiert, die Plagioklase meist serizitisiert. Rekristallisation ist nur ganz selten zu beobachten: grobkörnige Quarzlinien, Chloritprossung in Mineralrissen, sehr selten winzige Epidotkörner.

8.4. Ultramylonite

Bei fortschreitender Deformation entwickeln sich aus den Augengneismyloniten dunkelgraue, splitterig brechende, feinstkörnig-dichte Gesteine, die auch im Anschnitt kaum noch Relikte eines früheren Gefüges erkennen lassen. Die extremste Gesteinszerstörung wurde in einer schichtkoncordanten Bewegungszone beobachtet, die einen Perlgneis zu einem feinsplätterigen, wirr verfälschten, weichen Ultramylonit umformt. Ähnliches kann auch an dikordanten Bewegungsflächen vor sich gehen (z. B. Steinbruch bei Inzell); bei Wasserzutritt entsteht hysterogener Chlorit, das „Gestein“ ist nun eine schmierige, grüne Masse mit ganz wenigen Feldspatrelikten.

U. d. M.: Im Schriff sieht man eine wirre, faserige Masse aus Chlorit, Serizit, Leukoxen und Erz, in der runde und eckige Klaster von Plagioklas und Quarz schwimmen. Sehr selten findet man unzerstörte Biotitplättchen, etwas häufiger sind kleine Muskowite. Manchmal ziehen Quarz-Karbonat-verheilte Klüftchen durch.

9. Ganggesteine

Neben den bereits behandelten, stratiformen Flasermagmatiten gibt es noch zahlreiche Vorkommen diskordanter Magmatite verschiedenster Zusammensetzung. Die sauren Gänge (Aplite, Pegmatite) sind immer an Klüfte ohne Bevorzugung einer bestimmten Richtung gebunden, während intermediäre bis basische Gänge nur subkonkordant auftreten, d. h. sie folgen dem regionalen Schichtstreichen.

9.1. Pegmatite

Unter diesem Sammelbegriff werden mittel- bis grobkörnige, helle Ganggesteine mit sehr variabler Zusammensetzung behandelt, nach der folgende Haupttypen unterschieden werden können:

Granatführende Quarz-Oligoklas-Pegmatite,
Mikroklinpegmatite, z. T. apatitreich,
Schriftgranite,
Turmalinpegmatite,
Biotitpegmatite.

Alle namensgebenden Mineralien sind makroskopisch manchmal sehr gut zu erkennen; die Feldspäte erreichen mehrere Zentimeter Kantenlänge, ebenso die idiomorphen Biotittafeln; Apatite werden bis zu 5 mm groß und treten als grünliche Körner hervor, Turmaline bilden strahlige, sonnenförmige Aggregate.

Mit einer Ausnahme — ein Apatitpegmatit intrudierte in die eng verfaltete Donauleitenserie und wurde noch kräftig kataklastisch beansprucht — ist all diesen Gesteinen makroskopisch keine Deformation anzusehen. Im Mikroskop sind aber sehr wohl Deformationsspuren nachzuweisen, wenn auch davon immer nur einzelne Kristalle betroffen sind und nicht das ganze Gestein.

9.2. Aplite

sind im Gebiet relativ selten und nur geringmächtig entwickelt. Die besten Vorkommen befinden sich in den großen Steinblöcken an der Straße Niederranna—Hofkirchen, wo einige dm-dicke Aplitgänge an ac-Klüfte der variszischen Tektonik gebunden durch den Perlgneis schlagen. Diese Aplite sind gelblich-weiß, mm-körnig und sehr glimmerarm.

U. d. M.: Gedrungene bis leistenförmige Plagioklase und Mikrokline bilden ein granoblastisches Gefüge mit feinkörnigem Quarz. Darin stecken vereinzelt regellose Biotittafeln. Seltene Akzessorien sind Granat, Apatit und Erz.

9.3. Quarz-Turmalin-Gänge

Zu den jüngsten Bildungen des variszischen Magmatismus sind hydrothermale Gänge zu rechnen. In meinem Gebiet wurde nur ein einziges Vorkommen bei Freizell gefunden, das auch nur aus einem mehrere Zentimeter dicken Gangtrum besteht. In einer Quarzgrundmasse liegen regellos kurzsäulige Turmaline bis 1 cm Durchmesser, die schwarz gefärbt sind. Auch etwas Muskowit ist zu erkennen.

U. d. M.: Undulöse Quarzindividuen sind miteinander verzahnt und werden mengenmäßig von idiomorphen, zonaren Turmalinen (Varietät Dravit mit einer Rinde aus Schörl) fast erreicht. In den Zwickeln des Quarzpflasters und auch in den Turmalinen eingeschlossen liegen kleine Muskowite und pigmentierte Apatite.

9.4. Lamprophyre

Dunkelgrüne, feinkörnige Ganggesteine sind vorwiegend nördlich der Donau schon seit langem bekannt (TILL 1913, GRABER 1927). Ebenso bekannt ist, daß sie nicht von den Mylonitisierungen der großen variszischen Störungen erfaßt wurden (GRUBER 1930, FLIESSER 1960, VOHRYZKA 1960). Da die Aktivität dieser Störungen spätestens im Oligozän ausklingt, wird von VOHRYZKA ein kretazisch-tertiäres Alter der Ganggesteine für möglich gehalten. SCHARBERT (1958) aber weist darauf hin, daß die Ganggesteine des Mühlviertels in ihrem Chemismus eng mit den Tiefengesteinen verknüpft sind. Auch FUCHS (1968) plädiert für spätvariszisches Alter, da die Ganggesteine im Regensburger Wald nirgends in die auflagernden mesozoisch-tertiären Schichten eindringen.

Zwei Vorkommen treten in meinem Arbeitsgebiet auf: ein mehrere Meter mächtiger Gang am Frauensteig SW Kleinmollsberg und zwei knapp nebeneinander liegende Gänge in den Steinbrüchen an der Straße Niederranna—Hofkirchen, die sowohl im Streichen als auch im Fallen vom mittelsteil SE-streichenden Perlgneis um ca. 30° abweichen. Die Gänge sind im Gelände nicht weiterzuverfolgen, da sie sehr rasch wieder absetzen.

Die graugrüne, sehr feinkörnige Grundmasse des Gesteins wird nur von vereinzelt Hornblendenadeln und sehr seltenen Feldspateinsprenglingen unterbrochen.

U. d. M.: In einer feinkörnigen Grundmasse aus teilweise völlig saussuritierten Plagioklasen und etwas Quarz (Alkalifeldspat wird vermutet) liegen meist weitgehend chloritisierte Biotite und schlanksäulige bis nadelige Amphibole (Hastingsit-Barkevikit). Häufige Neubildungen sind neben Chlorit auch noch Epidot, Zoisit und Klinozoisit nach Plagioklasen und Hornblenden und Titanit, ganz untergeordnet auch Karbonat. Bei den akzessorischen Erzen finden sich Magnetit, Hämatit und Pyrit.

Nach dem Nomenklaturvorschlag von STRECKEISEN (1974) haben die Lamprophyre Quarzmonzodioritische bis Quarzdioritische Zusammensetzung. Die Unsicherheit entsteht dadurch, daß der Anteil von Kalifeldspat am Gesamtfeldspat mikroskopisch nicht zu erfassen ist.

9.5. Quarzdioritporphyrit

Dieses Gestein liegt zwar knapp außerhalb des kartierten Bereichs, ist aber für das Alter der Bewegungen in der Donaustörungszone von entscheidender Bedeutung. Der Gang ist in einem Graben 500 m NW Jochenstein (Südufer) in einer Mächtigkeit von max. 10 m aufgeschlossen und mit einer leichten Winkeldiskordanz in die Perlgneismylonite eingelagert. Der Kontakt zum Nebengestein ist scharf, nach THIELE (1961) sind sogar mm-dünne Apophysen ins Nebengestein völlig unbeanspruchert. Da die Quarzdioritporphyrite im Sauwald und im Mühlviertel allgemein als Gangfolge des variszischen Magmatismus akzeptiert sind, muß die Mylonitisierung an der Donaustörung im Anschluß an die variszische Orogenese vor sich gegangen sein.

Das Ganggestein hat ganz deutlich porphyrischen Charakter; der allerdings gegen die Gangmitte zurücktritt: die am Rande noch dichte, dunkelgraue Grundmasse wird gegen die Mitte heller, gröber, die Einsprenglinge treten nicht mehr so deutlich hervor. Das Gestein zeigt auch eine gewisse Einregelung der Komponenten; vor allem die Plagioklase scheinen mit ihren Tafeln in ein Flächensystem eingeregelt zu sein, das dem Gangstreichen parallel läuft. Es scheint sich dabei um die Andeutung einer Fluidaltexur zu handeln, die dem Magma während des Aufstiegs — vielleicht durch einen gewissen tektonischen Stress — aufgeprägt wurde.

U. d. M.: Das Gefügebild im Schliff hängt von der relativen Position der Probe im Gesteinskörper ab. Am Rand des Ganges ist die Matrix äußerst feinkörnig und meist nicht auflösbar. Man erkennt darin nur Biotitflitter und helle Quarz-Feldspatsubstanz. Um so stärker heben sich die idiomorphen Einsprenglinge von Quarzen, komplex verzwilligten Plagioklasen mit rekurrentem Zonarbau und sechsseitigen Biotittafeln ab.

Gegen das Zentrum des Ganges tritt der nicht auflösbare Anteil der Grundmasse zurück, sie wird zu einem feinkristallinen Quarz-Feldspat-Pflaster, in dem auch ein geringer Anteil Kalifeldspat vermutet wird. Die Gemengteile sind nicht ganz stabil, es kommt zu Neubildungen von Chlorit, Serizit und Epidot, die sich auch in der Grundmasse finden und so Hinweise auf deren Zusammensetzung geben.

Unmittelbar an der Grenze gegen das Nebengestein gibt es Bewegungsspuren: parallele Klüftchen durchschneiden das Gefüge und sind mit Quarz gefüllt. In ihrem Bereich ist die Serizitisierung der Plagioklase besonders weit fortgeschritten, ebenso die Chloritisierung der Biotite, die hier auch gequält sind. Auch verbogene Plagioklaslamellen und undulöse Quarze sind hier zu finden, sogar Karbonatbildung in Plagioklasen tritt auf.

Es sind also deutliche Hinweise vorhanden, daß der Gang auch schwachen postkristallinen Bewegungen ausgesetzt war, die der rupturrellen Aktivitätsphase der Donaustörungszone zuzuordnen sind.

9.6. Zusammensetzung der Plagioklase in den Ganggesteinen

Die Plagioklaszusammensetzungen variieren über einen weiten Bereich. In den sauren Gängen — Aplite und Pegmatite — liegen die An-Werte zwischen 3 und 20%, wobei natürlich ein Einzelgestein sehr wohl sein individuelles Anorthitgehaltsmaximum hat; als Gesteinsgruppe läßt sich ihnen aber kein Maximum zuordnen. Die weite Streuung der An-Werte zwischen 20 und 70% ist auf den Zonarbau der Plagioklase in den Lampro-

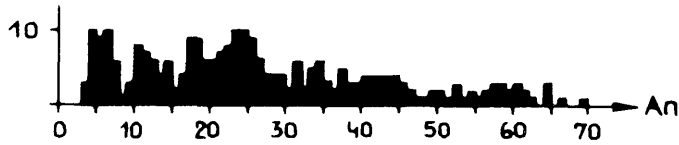


Fig. 8: Anorthitgehalte der Plagioklase in 14 Dünnschliffen von Ganggesteinen (272 Messungen).

phyren und im Quarzdioritporphyrit zurückzuführen. Die Lamprophyryplagioklase erreichen in ihren Kernen Werte bis zu 70% An hinauf, während beim Quarzdioritporphyrit maximal 50% An gemessen wurde. Die Hüllwerte liegen bei den Lamprophyren zwischen 25 und 30% An, während der Quarzdioritporphyrit sein Maximum zwischen 20 und 25% An hat.

10. Metamorphose

Der Schlüssel zum Verständnis der metamorphen und tektonischen Vorgänge in diesem Teil des Moldanubikums liegt in der Donauleitenserie, die durch ihren vielfältigen Gesteinsbestand und ihre relative Position zu den umlagernden Migmatiten zahlreiche Informationen zu liefern vermag. Schon seit TILL (1913) sind die auffälligen Unterschiede der Donauleitengesteine zu ihren hochmetamorphen, migmatitischen Nachbargesteinen bekannt. Auch THIELE (1962, 1968) leitet aus diesen Unterschieden seine Deutung der Serie als in die Donaustörung eingefaltetes, metamorphes Paläozoikum ab.

Nur von der bayerischen Fortsetzung der Serie gibt es einige wenige Arbeiten (ROST & HOCHSTETTNER, 1964; v. GUTTENBERG, 1969, 1971, 1974), die sich mit der Metamorphose dieser signifikanten Gesteinsgesellschaft beschäftigen. Von österreichischer Seite wurde bisher außer Erwähnungen in verschiedenen regionalen Arbeiten weder der Gesteinsbestand zusammenfassend dokumentiert noch eine petrologische Interpretation des mehrphasigen Metamorphoseablaufes der Serie versucht.

10.1. Die katazonale Metamorphose

In den Metapeliten meines Arbeitsgebietes fehlen signifikante Mineralparagenesen fast völlig, denn meist ist nur der Mineralbestand

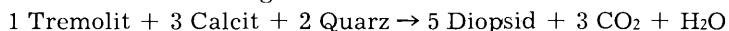
Quarz + Biotit + Plagioklas ± Muskowit ± Kalifeldspat verwirklicht, in dem nur der Kalifeldspat auf höhere Bildungstemperaturen deutet. Exaktere Angaben lassen sich aus Indizien und Relikten gewinnen: Pinitpseudomorphosen nach Cordierit sind relativ verbreitet, auch Granatrelikte sind nicht selten, fraglicher Sillimanit wurde nur ein einziges Mal gefunden.

Die relativ geringe Cordieritmenge meiner Paragneise läßt sich durch einen primär hohen Calcitgehalt des Sediments erklären, da CaO zuerst in Plagioklase eingebaut werden muß, bevor überschüssiges Al₂O₃ für

Cordieritbildung zur Verfügung steht. Aus einem Pelit durchschnittlicher Zusammensetzung (d. h. aus einem karbonatverunreinigten Tongestein) entsteht bei hochgradiger Metamorphose eine cordieritfreie Assoziation aus Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat-Biotit — genau diesen Mineralbestand hat der größte Teil der untersuchten Paragneise.

v. GUTTENBERG (1974) rekonstruiert für einen Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneis der bayerischen Donauleite einen maximalen Bildungsdruck von 4,5 kb bei einer Temperatur um 680° C. Diese Metamorphose entspricht der oberen Cordierit-Amphibolit-Fazies vom Abukuma-Typ WINKLER's (1967) bzw. nach dem neuen Konzept WINKLER's (1974) dem „high stage of metamorphism“. Da Muskowit bei einer derart hohen Metamorphose schon in Kalifeldspat + Sillimanit umgewandelt sein müßte, sollte man vielleicht mit einer etwas niedrigeren Metamorphosetemperatur im österreichischen Teil der Serie rechnen oder eine sekundäre Muskowitbildung in Erwägung ziehen.

Zu den petrologisch am besten durchgearbeiteten Gesteinen gehört die Gruppe der kieseligen Karbonate, also verunreinigte Calcit- oder Dolomitmarmore. Im Verlauf der Metamorphose reagierten die CaMg-Karbonate über Zwischenstufen wie Talk und Tremolit zu Diopsid und Forsterit. Zentrale Bedeutung kommt dabei der Reaktion



zu. Dabei wird CO₂ frei, das Verhältnis H₂O : CO₂ verschiebt sich zugunsten von CO₂, und die Reaktion verlagert sich in höhere Temperaturbereiche. Daher überstreichen die univarianten Kurven für bestimmte Gesamtdrucke Temperaturdifferenzen bis zu 100° C (z. B. für 5 kb 560 bis 660° C), es ist also nicht möglich, sehr genaue Temperaturangaben zu machen (siehe METZ, 1970, p. 221).

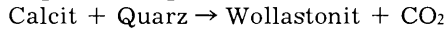
Bei den Diopsidvorkommen in Marmoren fällt auf, daß sie oft in Form großer Knollen oder Linsen in Erscheinung treten. Wenn man noch berücksichtigt, daß Diopsid sich erst dann bilden kann, wenn der SiO₂-Gehalt im Karbonat 20 Mol% übersteigt (v. GUTTENBERG 1974), müssen die silikatischen Verunreinigungen in solchen Fällen räumlich begrenzte Konkretionen oder Anhäufungen gewesen sein; eine Sammelkristallisation diffus verteilter Kieselsäure ist unwahrscheinlich. Solche Verunreinigungen führen zur Kristallisation meist kleiner Forsteritkristalle, die nie in größeren Aggregaten beobachtet wurden.

Für die Forsteritbildung gilt, daß sie meist erst bei etwas höheren Temperaturen als die Diopsidbildung abläuft; sie ist aber ebenfalls stark abhängig vom Gesamtdruck und vom Molenbruch X_(CO₂). v. GUTTENBERG (1974) nimmt für die Silikatmarmore bei Oberzell („Eozoon-Marmor“) an, daß Forsterit hauptsächlich auf dem Umweg über Tremolit entstanden sei; Forsteritbildung aus Diopsid kann aber auch nicht ausgeschlossen werden.

Bei tonigen Verunreinigungen kommt es zur Bildung von Chlorit (Klinochlor), der bei Kieselsäuremangel bis zu sehr hohen Temperaturen stabil sein kann, so daß die extreme Paragenese Forsterit + Karbonat + Klinochlor auftreten kann, die auch in meinen Gesteinen verwirklicht ist.

Ist außer Al_2O_3 auch K_2O vorhanden, reagiert Dolomit mit Kalifeldspat bzw. Muskowit (Illit) zu Phlogopit, das dabei freiwerdende Al_2O_3 kann wieder zur Klinochlorbildung verbraucht werden.

Problematisch ist das Auftreten von Wollastonit, der ja als typisches Mineral der hochtemperierten Kontaktmetamorphose unter niedrigen Drucken gilt. Bei den hohen Drucken von einigen kb, die bei Regionalmetamorphose wirken, können die Temperaturen von maximal 800°C zur Wollastonitbildung nicht ausgereicht haben, da sich die Reaktion



mit steigendem Druck zu immer höheren Temperaturen verschiebt. Bei solchen Drucken sind niedrigere Reaktionstemperaturen nur dann erreichbar, wenn die Gasphase CO_2 arm ist. Dies wiederum ist nur vorstellbar, wenn durch eine H_2O -Front aus dem Nebengestein die Gasphase im Karbonat an CO_2 verarmt, was nur möglich ist, wenn das Karbonat eine geringmächtige Einlagerung in sonst kalkfreien Parasedimenten ist. Dieses Erklärungsmodell wurde schon von mehreren Autoren zum Verständnis von regionalmetamorphen Wollastonitvorkommen verwendet (MISCH, 1964; TROMMSDORFF, 1968; FRANK 1971).

Das Auftreten von Granat (Grossular) ist auf tonerdereiche Ausgangszusammensetzung des Sediments zurückzuführen. Ähnlich wie Wollastonit braucht er eine CO_2 -arme Gasphase (STORRE 1970) und tritt daher in karbonatfreien Kalksilikatfelsen oder in dünnen Marmorlagen auf. Er entsteht vor allem durch Reaktionen von Epidotmineralien und Calcit bei Temperaturen über 600°C , wobei auch Anorthitkomponente gebildet wird. Das Ergebnis sind innig verwachsene Aggregate aus Grossular, reliktischem Klinozoisit und An-reichem Plagioklas.

Im Prinzip laufen in den Kalksilikatgesteinen dieselben Reaktionen ab wie in den Silikatmarmoren, allerdings wurde das primär schon in geringeren Mengen zur Verfügung stehende Karbonat weitgehend aufgebraucht. Oft herrschte in diesen Sedimenten Kieselsäureüberschuß, so daß häufig freier Quarz übrigblieb, was in den Marmoren nie vorkommt.

10.2. Die Migmatisierung

An dieser Stelle liegt die Frage nahe, wie sich doch relativ ausgedehnte Gesteinskomplexe (in Bayern ist die Donauleitenserie mehrere 100 m mächtig) der homogenisierend und granitisierend wirkenden variszischen Regionalmetamorphose entziehen konnten. Für die Marmore und Kalksilikatgesteine liegt die Antwort auf der Hand: sie waren von ihrer Zusammensetzung her für solche Umwandlungen nicht geeignet.

Für die zahlreichen Paragneise aber, die schließlich den Hauptanteil der Serie stellen, ist die Frage schwieriger zu beantworten. Eine Erklärung könnte in einem regionalen Mangel an H_2O bei der Migmatisierung zu suchen sein. Schon MEHNERT (1951) hatte eine äußerst wichtige Rolle des Wassers bei Migmatisierung, Anatexis und Palingenese vermutet. WINKLER (1967) schließt zwar eine Reliktbildung infolge Wassermangels aus, akzeptiert sie aber 1974 zumindest für den südlichen Schwarzwald, wo nichtmigmatisierte Paragneisrelikte in einem hochdiatektischen Migmatitkomplex liegen.

Der verbreitetste Effekt der variszischen Regionalmetamorphose in meinem Gebiet ist die Perlgneisbildung, die sich nach THIELE (1962) zwar im festen Zustand, aber doch unter Beteiligung von schmelzflüssigen Anteilen vollzog. Sie ist charakterisiert durch eine intensive Plagioklasmetablastese, die nicht allein durch Homogenisierung eines älteren Mineralbestandes zu erklären ist, denn die Altbestandspargneise haben durchschnittlich um 20% weniger Plagioklas. Wie auch FISCHER & TROLL (1973) feststellen, ist die Perlgneisbildung ohne Stoffaustauschvorgänge kaum vorzustellen. Detaillierte Studien von MEHNERT (1951, 1953) ergaben im Schwarzwald Stoffkonstanz im regionalen Maßstab, aber doch beträchtliche Stoffwanderungen im Detail.

Die relativen Stoffverschiebungen sind am besten aus Dreiecksdiagrammen ablesbar, die mit mikroskopischen Modalanalysen erstellt wurden. Es wurden jeweils Altbestandspargneise und Migmatite einander gegenübergestellt. Bei der Betrachtung des Systems Quarz-Plagioklas-Mafite zeigt sich deutlich eine Abnahme der Mafite in den Migmatiten um rund 20% zugunsten der hellen Anteile.

Signifikantere Unterschiede bringt das System Quarz-Plagioklas-Kalifeldspat: neben der deutlichen Verlagerung der Analysenpunkte in Richtung Kalifeldspat (nur die reinsten Perlgneise bleiben an der Quarz-Plagioklas-Kante) fällt vor allem die Abnahme der freien Kieselsäure in Form von Quarz ins Auge. Ob diese Kieselsäure abgeführt wurde (wofür keine Gründe vorliegen), oder ob sie in andere Mineralieninging, läßt sich durch Betrachtung der beiden Gesteinsgruppen im Mafite-Plagioklas-Kalifeldspat-System klären. Falls zumindest ein Teil der Feldspatsubstanz durch Zusammenbruch von Glimmern entstanden ist, müßte sich das in einer Abnahme der Mafite niederschlagen.

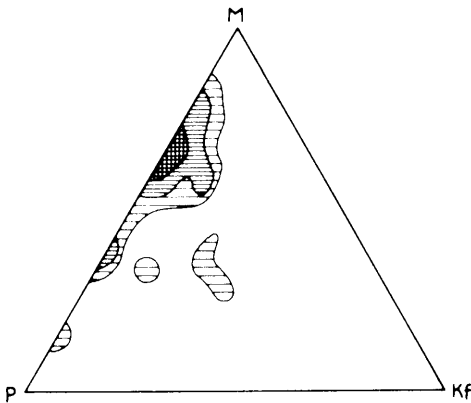


Fig. 9: Pargneise des Altbestandes im M-P-Kf-Dreieck.
28 Modalanalysen,
Besetzungsdichten 0—3%
4—9%
9%

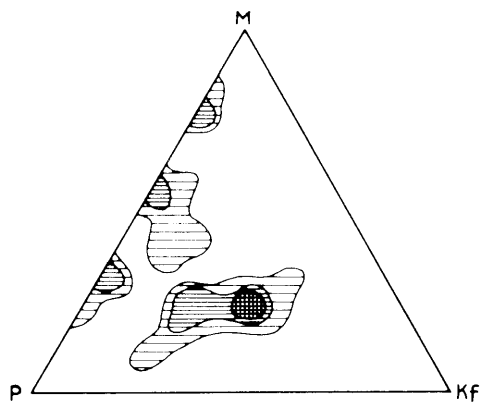


Fig. 10: Migmatite im M-P-Kf-Dreieck. Mit der Zunahme des Kalifeldspats ist eine Abnahme der Mafite (also hauptsächlich der Glimmer) verbunden.
32 Modalanalysen,
Besetzungsdichte wie Fig. 9.

Vor allem der Zusammenbruch von Biotit in Gegenwart von Quarz und Plagioklas produziert Kalifeldspat schon vor Beginn der eigentlichen Anatexis. Wenn genügend Wasser zur Verfügung steht, beginnt die Schmelzbildung schon bei relativ niedrigen Temperaturen (im Bereich zwischen 650 und 700 C), also bei den Temperaturen der hochgradigen Metamorphose. Naturgemäß sind die Grenzen fließend, so daß es nicht möglich sein wird, im Einzelfall den Anteil an neugebildeter Intergranularschmelze abzuschätzen. Sicher aber war er bei der Bildung von Diatexiten oder granitoiden Leukosomen höher als bei Metablastiten.

Mit vielen Unsicherheiten behaftet ist das Problem der Alkalisierung. Der Kalifeldspat kann zwar — zumindest teilweise — isochemisch aus dem Altbestand entstehen, trotzdem deuten viele Geländebefunde auf Zufuhr hin: die lagenweise Anreicherung in den Körnelgneisen, die Mengen- und Größenzunahme gegen den Weinsberger Granit. Für die oberösterreichischen Körnelgneise wird die Kalifeldspatblastese mit dem Aufstieg des Weinsberger Granits in Verbindung gebracht (FUCHS 1962). Sämtliche Gelände- und Dünnschliffbefunde weisen darauf hin, daß die Perlgneisbildung der Kalifeldspatblastese voranging.

Dies würde mit der bisherigen Vorstellung übereinstimmen, daß die variszische Regionalmetamorphose die alten Paragneise zu Perlgneisen umprägte, in die als synorogener, ältester Granit der Weinsberger Granit intrudierte und dabei sein Dach feldspatete. Demgegenüber stehen die absoluten Altersdaten von JÄGER et. al. (1965), die für den Weinsberger Granit ein magmatisches Stadium in jungkaledonischer Zeit (um 400 Ma) vermuten lassen; auch GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973) stellen den Bayerischen Kristallgranit I (= Weinsberger Granit) in diese Zeit. Für die Perlgneise wird aber auch durch absolute Altersbestimmungen das variszische Alter nicht angezweifelt (DAVIS & SCHREYER, 1962). Die Kalifeldspatblastese kann also nicht mit der Intrusion des Granits in Verbindung stehen. Ein möglicher gedanklicher Ausweg wäre eine variszische Mobilisierung von Alkalien aus dem älteren Weinsberger Granit in seine Umgebung.

10.3. Die Diaphthorese

Die variszische Regionalmetamorphose lief nicht in Ruhe ab, wie schon die makroskopischen Gefügebilder vieler Migmatite zeigen, sondern unter kräftiger Durchbewegung, die aber von der blastischen Rekristallisation unter Hochtemperaturbedingungen überdauert wurde. Die Bewegungen verteilten sich wahrscheinlich auf das ganze Areal der Migmatisierung und engten sich im Laufe der Abkühlung auf klar definierte Zonen ein, die heute als Bayerische Pfahl- und Donaustörungszone bekannt sind.

Das Andauern der Bewegungen während der Abkühlungsperiode führte zu retrograder Metamorphose der betroffenen Gesteine; es stand auch genügend Zeit zur Verfügung, um die Mineralbestände zumindest teilweise und oft auch weitgehend den geänderten Temperaturbedingungen anzupassen. Da diese Bewegungsvorgänge keine klar definierten und zeitlich eng begrenzten Ereignisse sind, sind die Übergänge fließend. Es kommt vor, daß im gleichen Gestein sowohl Anzeichen von hochtemperier-

ter Retromorphose als auch von epizonaler Diaphthorese auftreten, die von Mylonitisation ohne Rekristallisation überholt werden. In anderen Proben wieder wird der hochmetamorphe Mineralbestand ohne diaphthoritische Zwischenstufen mylonitisiert.

10.3.1. Die retrograde Metamorphose unter mesozonalen Bedingungen

Unmittelbar im Anschluß an die Migmatisierung gingen im Bereich der Donaustörung die Bewegungen vor sich, die zur engen Verfaltung der Donauleitenserie führten. Durch diese Bewegungen wurden auch die primären Zusammenhänge zwischen Perlgneisen und Donauleitenserie verwischt. Das relative Alter der Deformationen ist recht gut einstuftbar, da sie von der Rekristallisation mesozonaler Mineralien überdauert wurden.

In den pelitischen Gesteinen sind auf diese hochtemperierte Diaphthoresephase Neukristallisationen von feinen Querschnittsbiotiten oder frischen Polygonalbiotiten in den deformierten Biotitschlieren zurückzuführen. Auch Plagioklastrübungen könnten in dieser Phase entstanden sein.

In amphibolführenden Gesteinen weisen biotisierte Hornblenden auf rückschreitende Metamorphose, auch Aktinolithe dürften zu dieser Phase gehören. In Kalksilikatgesteinen verbreitet ist die Bildung von Klinozoisit aus der Anorthitkomponente der Plagioklase, an der auch der Zerfall von Grossular beteiligt sein kann. Der Temperaturbereich, in dem diese Reaktionen ablaufen, liegt generell um 500 C, verlagert sich aber bei höheren Drucken nach höheren Temperaturen. Wichtig ist immer eine H₂O-reiche Gasphase, wie sie ja für Diaphthorese charakteristisch ist.

In den Silikatmarmoren und Kalksilikatfelsen läßt sich sehr oft auch die Umkehrreaktion der Diopsidbildung nachweisen: die Diopside werden von neugebildetem Tremolit verdrängt. Fe-reichere Diopside, wie sie in den gebänderten Kalksilikatgneisen auftreten, bilden als Umwandlungsprodukte Hornblenden bis Aktinolithe aus.

In Anwesenheit von Wasser wird Forsterit schon bei relativ hohen Temperaturen instabil und zerfällt zu Serpentin und sekundären Karbonaten, bei höheren CO₂-Partialdrucken kann auch Talk gebildet werden.

Indirekt zur Diaphthorese gehört auch die Bildung von Ca-reichem Skapolith in Al-reichen Kalksilikatgesteinen, der aus Anorthit durch sekundäre Lösungs- bzw. Gaszufuhr bei relativ CO₂-reicher Gasphase und hohen Temperaturen entsteht.

10.3.2. Die retrograde Metamorphose unter epizonalen Bedingungen

Im weiteren Verlauf der Abkühlung des Gebirgskörpers geriet der Gesteinskomplex in p-T-Bedingungen der niedriggradigen Metamorphose. In Bewegungszonen, die Wegsamkeiten für Gas- und Lösungszirkulation schufen, wurden die Gesteine teilweise an die Bedingungen der Grünschieferfazies angepaßt.

In Pelitabkömmlingen macht sich die Diaphthorese durch eine kräftige Vergrünung der Biotite, die in manchen Proben von einer starken Chloritrekristallisation begleitet ist, bemerkbar. Die Plagioklase sind stark getrübt bis serizitisiert, manchmal rekristallisiert die Fülle zu Mikrolithen.

Aus dem Zerfall der Biotite und der Anorthitkomponente der Plagioklase bildet sich Epidot-Klinozoisit, der in schönen Kristallen in den Chlorit-schlieren liegt und sogar in Klüften gemeinsam mit Chlorit, Albit und Quarz auskristallisiert.

In Amphibolgesteinen chloritisieren die neugebildeten Biotite, auch Chloritisierung der Amphibole ohne Zwischenstufen tritt auf.

In Kalksilikatgesteinen tritt die Diaphtorese vor allem in einer intensiven Serizitisierung der Plagioklase in Erscheinung, während Amphibole und Pyroxene recht stabil bleiben können.

Sehr schön zu beobachten sind die Auswirkungen der niedrigtemperierten Retromorphose in den Silikatmarmoren. Die Olivine bilden neben Serpentin verschiedenste, optisch kaum unterscheidbare Umwandlungsprodukte aus: Saponit, Nontronit, Vermiculit usw. Selten zeigen auch die Diopside und Tremolite beginnende Serpentinisierung. Phlogopit wird instabil und zu Chlorit und Antigorit umgewandelt. Sogar Chlorite können serpentinisiert werden, so daß es zu Pseudomorphosen von Antigorit nach Klinochlor kommt.

Alle diese Umwandlungen kommen auf engstem Raum nebeneinander und in vielfältigen Kombinationen vor und sind offenbar von den gerade am betreffenden Punkt verwirklichten Bedingungen (Klüftigkeit, Durchgasung etc.) abhängig.

Als die Temperaturen für Mineralneubildungen und -rekristallisationen nicht mehr ausreichten, die Durchbewegung aber anhielt, kam es zu Gefügezerstörung und Mylonitisierung im Einflußbereich schmaler Scherzonen.

10.4. Zum Alter der Metamorphose

Aus der engen Sicht meines Arbeitsgebietes ist es sehr schwierig bis unmöglich, fundierte Aussagen zu den großregionalen Metamorphoseproblemen der Böhmisches Masse beizutragen.

Die Geländebeobachtungen ergeben eine Gliederung des Gesteinsbestandes in Migmatite und geschonte Relikte, die manchmal auch abweichende tektonische Daten zeigen (siehe Kapitel Tektonik, S.47). Aber weder die Kartierung noch die mikroskopische Bearbeitung der Dünnschliffe können die Frage klären, ob die Reliktgesteine Produkte einer älteren, vielleicht präkambrischen Regionalmetamorphose sind, oder ob sie „zurückgelassene“ Relikte auf dem Weg eines Gesteins vom Sediment zum Migmatit im Zuge einer einzigen, progressiven Metamorphose sind. Beide Möglichkeiten sind denkbar, da ja auch abweichende Gefügeprägungen nur Hinweise auf wechselnde Spannungsfelder während einer einzigen Metamorphose sein können. Auf der anderen Seite können Unterschiede des Metamorphosealters zwischen Reliktgneis und Migmatit auch für physikalische Altersbestimmungen unzugänglich werden, da der Mineralbestand des Altbestandes durch die migmatische Aufheizung ja ein geringeres Alter vor-täuschen würde.

Durch die Fachliteratur ziehen sich zahlreiche großregionale Metamorphoseüberlegungen, in deren Mittelpunkt die Frage steht, ob das Moldanubikum nur eine einzige, paläozoische Tektogenese und Regionalmetamor-

phose durchlebt hat oder ob es sichere Beweise für Polymetamorphose gibt. Zweifelsfrei nachweisen läßt sich eine voralpäläozoische Metamorphose nur in der Prager Mulde, wo Kambrium diskordant über epimetamorphes Algonkium transgrediert; die Zusammenhänge zu den sülichen Arealen des Moldanubikums aber werden durch die ausgedehnten Intrusivgebiete des Zentralböhmischen Plutons und des Weinsberger Granits verschleiert.

Vor allem von tschechischer Seite (z. B. DUDEK & SUK, 1965) wird eine präkambrische Metamorphose als sicher angenommen; aber auch hier herrscht keine Einigkeit über die Frage, ob die assynthische Orogenese der dominierende tektonisch-metamorphe Vorgang im Moldanubikum war, wie STILLE (1946, 1958) annahm, oder ob bereits zu assynthischer Zeit ein älteres, „moldanubisch“ geformtes Zwischengebirge als starrer Block vorhanden war, wie MASKA & ZOUBEK (1960) postuliert hatten.

Absolute Uneinigkeit besteht über die Frage einer kaledonischen Orogenese im Moldanubikum. STILLE (1951), SCHREYER (1957), DUDEK & SUK (1965) lehnen sie ab, während sie FISCHER schon 1935 postuliert hatte. Besonders die immer häufigere Anwendung physikalischer Altersbestimmungsmethoden erbrachte zahlreiche kaledonische Alterswerte (380—450 Ma), so daß heute eine altkaledonische Aufheizung der süddeutschen Großscholle weitgehend akzeptiert wird, wie Arbeiten von GEBAUER & GRÜNENFELDER (1973), HOFMANN & KÖHLER (1973), FISCHER & TROLL (1973) beweisen. Auf österreichischer Seite besteht zwar Einigkeit darüber, daß es Aktivitäten zu kaledonischer Zeit gab — man denke an die altpaläozoischen Granulitalter von ARNOLD & SCHARBERT (1973) —, hinsichtlich der Intensität und der Auswirkungen dieser kaledonischen Vorgänge sind aber noch heftigste Diskussionen im Gange. FUCHS (1976) ordnet der kaledonischen Orogenese im Waldviertel eine westvergente Tektonik mit Deckenbau zu, während THIELE (1976) diese Anschauung ablehnt und den altpaläozoischen Vorgängen höchstens eine Rolle als untergeordnetes Initialstadium des variszischen Zyklus zubilligt.

Keine Zweifel bestehen darüber, daß die variszische Orogenese der letzte und bestimmende gefügeprägende Vorgang in der Böhmischen Masse war. Besonders die Randbereiche wurden intensiv umgeformt: die moldanubisch-moravische Überschiebung im SE, die Migmatisierung im SW, die Überschiebung der Münchberger Gneismasse im NW sind wichtige Ereignisse.

SCHREYER (1957) spricht sich für ein altvariszisches Alter (Bretonische Phase zwischen Oberdevon und Unterkarbon) der jüngsten Regionalmetamorphose des SW-Moldanubikums aus und kann diese Meinung wenige Jahre später mit absoluten Alterswerten belegen: 330—345 Ma, das heißt Wende Devon—Karbon (DAVIS & SCHREYER, 1962). Tschechische Autoren (BENES, 1962; DUDEK & SUK, 1965) stellen fest, daß es im Moldanubikum kaum Gesteine gibt, die nicht durch die variszische Metamorphose mehr oder weniger betroffen wurden. Damit werden ältere Vorstellungen (vor allem STILLE's) eliminiert, die das Moldanubikum als starres Zwischengebirge im variszischen Orogen interpretieren. SKVOR (1968) spricht erstmals den Gedanken aus, daß die variszische Orogenese nur Finalphase einer langdauernden, paläozoischen Aktivität sei, eine Vorstellung,

die auch durch die zunehmende Zahl absoluter Altersdaten untermauert wird (SKVOR & ZEMAN, 1969).

Die Regionalmetamorphose setzte nach FISCHER & TROLL (1973) bereits in kaledonischer Zeit mit gerichteter Gefügeprägung ein und endete in variszischer Zeit unter vermindertem, gerichtetem Druck, wodurch es zu einer Gefügeentregelung infolge von Metablastese, Anatexis und Alkalisierung kommt. Es muß aber vorläufig noch ungeklärt bleiben, ob in dem langen Zeitintervall zwischen kaledonischer und variszischer Ära (immerhin rund 130 Ma) das SW-Moldanubikum abkühlte, oder ob es in diesem hohen Temperaturbereich (um 700° C) verharrte.

Mein eigener Beitrag zu diesen Problemen kann aus der engen Sicht meines Arbeitsgebietes nur eine Meinungsäußerung sein. Ich halte den Block der Böhmisches Masse für eine polymetamorphe Region, in der mir eine vorvariszische (präkambrische?, kaledonische?) Metamorphose durchaus wahrscheinlich erscheint, auch wenn es dafür keine unschlagbaren Beweise geben kann.

10.5. Das sedimentäre Ausgangsmaterial

Erstmals wurde von F. E. SUESS (1903) eine Gliederung der moldanubischen Metasedimente in eine Monotone und eine Bunte Serie vorgenommen. Die stratigraphischen Beziehungen der beiden Serien sind noch ungeklärt, es ist aber wahrscheinlich, daß die Bunte Serie einen wesentlichen Anteil am stratigraphisch jüngsten Bestand der moldanubischen Schichtfolge darstellt.

Die Monotone Serie besteht aus einer mächtigen Folge klastischer Sedimente unbekannter Herkunft, die in einem küstenfernen, tektonisch relativ ruhigen Meeresbecken zur Ablagerung kamen. Nach TROLL & WINTER (1969) waren es feldspatreiche Grauwacken oder Arkosen, teilweise stark tonführend. Einlagerungen, wie z. B. Sandsteine, basische Effusionen oder Karbonate, sind sehr selten. CHAB & PELC (1968) präzisieren die alte KETTNERsche Dreigliederung (vorsplitische, splitische und nachsplitische Stufe) und sprechen von einer monotonen, vulkangenetischen und flyschoiden Fazies der Montonen Serie.

Die Entscheidung, zu welcher Stufe die hochmetamorphen, variszisch migmatisierten Gesteine des südwestlichen Moldanubikums gehören, ist aus der Lithologie (Perl-, Körnelgneis, Diatexite, etc.) unmöglich zu treffen, da ja durch die Migmatisierung eine chemische Angleichung verschiedener Gesteine vor sich ging und jegliche Reliktstrukturen (zum Beispiel Flyschbänderungen) ausgelöst wurden. Nur aus der Einlagerung der bunten Gesteinsgesellschaft der Donauleitenserie kann der Schluß gezogen werden, daß die Ausgangsgesteine der Migmatite zu den oberen Teilen der Monotonen Serie zu rechnen sind.

Unabhängig von der stratigraphischen Stellung der Bunten Serie ist die Annahme relativ sicher, daß sie in einem flacheren Sedimentationsraum, der in lokale Schwellen und Becken gegliedert war, abgelagert wurde. In den tieferen Becken bildeten sich kohlen- und schwefelwasserstoffführende Sapropelite (heute Graphitgneise der Kropfmühl-Serie NE Passau bzw. pyritreiche Biotitgneise der Donauleitenserie). In seichterem Milieu kamen

mächtige Karbonatbänke zur Ablagerung (Eozoon-Marmor der Donauleite bei Obernzell). Gleichzeitig verstärkte sich die Unruhe des Meeresbodens, submarine basische Effusiva führten zu zahlreichen Amphibolitvorkommen; auch saure, rhyolithische Effusiva kommen vor. Je nach Anschauung könnte man diese magmatischen Gesteine als Zeugen eines initialen Vulkanismus einer präkambrischen bzw. paläozoischen Orogenese betrachten.

Von tschechischer Seite wurde die Bunte Serie in zwei Formationen gegliedert (ZOUBEK 1965); eine basale Amphibolitformation wird von einer Karbonatformation überlagert. Diese Gliederung ist in Bayern bedingt anwendbar: v. GUTTENBERG (1974) vergleicht die Gesteine der Donauleite bei Obernzell mit der Bunten Serie von Cesky Krumlov (Krumau), deren Stratigraphie, bei JENCEK & VAJNER (1968) angegeben, große Analogien mit der bayerischen Donauleitenserie aufweist. Im österreichischen Anteil sind die tektonischen Verhältnisse zu kompliziert, die Amphibolit- und Marmorvorkommen zu klein und zu vereinzelt, um die Serie in das ZOUBEKsche Schema einfügen zu können.

Im Donaugehänge N Niederranna keilen die charakteristischen Bunte-Serie-Gesteine aus; ab hier gibt es nur noch homogene oder gebänderte dunkle Paragneise, wie sie auch als isolierte Altbestandsrelikte in den Migmatiten vorkommen. Es gibt also deutliche Faziesübergänge zwischen Bunter und Monotoner Serie, die eine sichere Entscheidung erschweren, wenn die typischen Leitgesteine der Bunten Serie (Karbonate, Amphibolite) fehlen. Es wäre möglich, daß meine Donauleitengesteine auf einem Abhang eines relativen Hochs gegen ein Becken abgelagert wurden, dessen Sedimentinhalt pelitisch-psammitische Gesteine waren.

11. Tektonik

Seit der Bau der Böhmisches Masse ein Objekt geologischer Forschung ist, steht die durch ihre mächtige Quarzfällung morphologisch so auffällige Störungslinie des Bayerischen Pfahls im Mittelpunkt der Betrachtungen. Der Pfahl wurde schon als Blattverschiebung und Wurzelzone variszischer Magmen (CLOOS 1923), als System von quarzerfüllten Fiederspalten (HOFMANN 1962) oder als Verwerfung mit gehobener Südscholle (FISCHER & TROLL, 1973) interpretiert.

In den meisten der älteren Arbeiten wird die pfahlparallele Donaustörung zwar erwähnt, in ihrer Funktion aber meist dem Pfahl gleichgestellt, daher sind die Ansichten über den Pfahl gleichzeitig Ansichten über die Donaustörung. Dabei wechselt gerade die Donaustörung im Verlauf ihrer ca. 150 km Länge mehrmals ihren Charakter: von Regensburg (50 m Sprunghöhe) bis Straubing (800 m Sprunghöhe) bildet sie den freien Bruchrand des Massivs gegen das Bayerische Molassebecken. Sie zieht dann ins Kristallin hinein und wird N Vilshofen sehr pfahlähnlich mit mächtigen Quarzgängen (Hals-Aicha-Nebenpfahl). SE Passau streicht die Störung wieder ins Donaubett hinein, ist auf weite Strecken nur als morphologische Linie des Donautals verfolgbar, zieht über die Senke des Fatteringer Sattels ins Eferdinger Becken hinüber, wo sie in der Schaumburger Leite wieder den Bruchrand gegen das Becken bildet.

Vielfältig sind die Meinungen über das Alter der Bewegungen an den Karpinskyschen Linien, wie E. SUESS die tektonischen Diagonallineamente Mitteleuropas bezeichnete. CLOOS (1923) gibt dem Pfahl vorkaledonisches Alter; auch das Konzept der Tiefenstörungstektonik — vor allem bei den Tschechen sehr aktuell — schreibt den Lineamenten uralte, präkambrische Anlagen zu, die im Laufe der Erdgeschichte immer wieder bewegt wurden.

Eine vor allem in früheren Jahren überwiegende Anzahl von Autoren hält die Bewegungen an den Störungen für jung; ROTHPLETZ (1911) nimmt pliozänes Alter an. Da bei Linz Burdigal ungestört auf Mylonite transgrediert, postuliert GRABER (1926, 1927) prämiozänes Alter. Für KÖLBL (1927) sind die Karpinskyschen Linien postkretazische Strukturen, die nichts mit dem Innenbau des Massivs zu tun haben. SCHADLER (1927) findet eine Oligozäntransgression auf den Massivrand NW des Eferdinger Beckens, wodurch der Beckeneinbruch auf jeden Fall präoligozän sein muß. Auch GRABER (1936) muß feststellen, daß die Bruchscharen der Schaumburger Leite seine Quetschzonen diskordant schneiden — die s-konkordanten Quetsch- und Mylonitisierungszonen rutschen also zeitlich noch weiter zurück.

In den letzten Jahren gibt es kaum mehr Versuche einer zeitlichen Einengung der Bewegungen. Es scheint sich die Erkenntnis durchzusetzen, daß es von variszischer Zeit bis herauf ins Mitteltertiär immer wieder Aktivitäten gegeben hat (TROLL, 1967; FISCHER & TROLL, 1973). Die Anlage der Störungen aber — und darin möchte ich mich der Meinung der tschechischen Geologen anschließen — ist uralt; wahrscheinlich haben sie schon in präkambrischer Zeit entscheidend die geologische Entwicklung beeinflußt.

In meinem Arbeitsgebiet treten weniger die kratogenen, bruchtektonischen Bewegungen an der Donaustörung in Erscheinung, sondern vielmehr die s-parallelen Scherbewegungen. In ihrer ältesten Anlage nämlich trat die Donaustörung als Scherzone in Erscheinung, an der sich die SW-gerichteten Relativbewegungen der Mühlviertel- gegen bzw. über die Sauwaldscholle vollzogen. Aussagen über Bewegungsweiten sind völlig unmöglich, da sich die Bewegungen in gleichen Gesteinen vollziehen und es auch keine regionalen Anhaltspunkte gibt. Nur die Bewegungsrichtung — tektonisch Hangendes gegen SW — läßt sich aus der Geometrie der engen Isoklinalfalten der Donauleitenserie bestimmen: die Achsenebenen fallen gegen NE, der Falten Spiegel fällt nach SW.

Es wäre Spekulation, wollte man versuchen, die Scherbewegungen in Phasen einzuteilen. Sie traten schon zum Höhepunkt der variszischen Regionalmetamorphose auf (bretonische Phase?) und führten dann zur intensiven Verfaltung der Donauleitenserie. Da die Faltungen von einer mesozonalen Rekristallisation überdauert wurden, kann nur eine relativ kurze Zeit vergangen sein, so daß für diese Bewegungen die sudetische Phase (Wende Unter-Oberkarbon) in Frage kommen könnte. Für alle späteren variszischen Phasen (asturisch, saalisch, pfälzisch) würde ich keine Zuordnung mehr wagen, da es keine Anhaltspunkte dafür gibt, daß

die planaren Scherbewegungen mit dem Ende des Paläozoikums aufgehört haben.

Nur selten können Scherzonen über weitere Strecken verfolgt werden, meist keilen sie bald aus oder werden zumindest makroskopisch unkenntlich. Es ist kartierungsmäßig nur möglich, einige solcher Scherhorizonte zu übergeordneten Scherzonen zusammenzufassen, die auf das nördliche Donauufer konzentriert sind.

Das Gebirge reagierte auf die regionalen Spannungsfelder der variszischen Orogenese nicht nur durch Zerschmung, sondern auch durch intensive Verfaltung. Die Perlgneise als homogenes, massiges Gestein reagieren kaum jemals mit Faltungen; im Sauwald allerdings scheinen sie in einen Großwellenbau gelegt zu sein, wofür die Kartierung im Kösslbachtal Hinweise erbrachte.

Völlig verschieden dagegen die Gesteine der Donauleitenserie: sie sind inhomogen zusammengesetzt, feinschichtig wechsellagernd und bieten damit alle Voraussetzungen für intensive Fältelungen bis herab in den mm-Bereich. Die gebänderten Paragneise werden zu B-Tektoniten umgeprägt, die sich in größeren Aufschlüssen durch weitreichende Lineationen und b-Achsen auszeichnen.

SCHREYER (1957) postuliert die Überprägung eines älteren (vorvariszischen) NNE-Bauplanes durch einen jüngeren (variszischen) WNW-Plan. Einige Jahre später (DAVIS & SCHREYER, 1962) stellt er diese Interpretation wieder in Frage und hält für die verschiedenen orientierten Achsenrichtungen auch ein $B \perp B'$ -Gefüge für möglich, während FISCHER & TROLL (1973) ein Zeitintervall allerdings unbekannter Länge zwischen zwei Prägungsakten annehmen. Das Achsendiagramm der Fig. 11 könnte auch nach dem Modell von SANDERSON (1973) interpretiert werden, das auch weitstreuende Achsenrichtungen als Ergebnis eines einzigen Prägungsaktes durch „Deformation in der Achsenebene“ erklären kann.

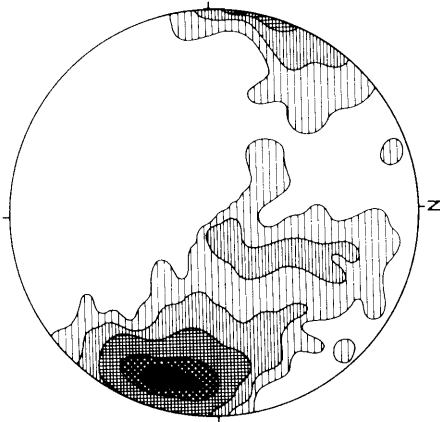


Fig. 11: 403 Faltenachsen und b-Lineare aus dem Gesamtgebiet.
 Besetzungsdichten 1%
 3%
 5%
 12%
 12%
 > 12%

Gegen Ende der variszischen Tektogenese wurden die planaren Scherbewegungen, die auch für die Verfaltungen verantwortlich waren, von kratogenen Bruchbewegungen abgelöst. Im Donautal liegt die Haupt-

bruchzone leider zur Gänze im Flußbett verborgen (sie war beim Bau des Kraftwerkes Jochenstein aufgeschlossen), so daß man im Gelände nur Sekundärbrüche beobachten kann.

Die kratogenen Bewegungen halten sich weitgehend an die durch die variszische Tektogenese vorgegebenen Tennflächen, vor allem an ac-Klüfte, h01- und hk0-Flächen. Besonders an den donauparallelen h01-Flächen fanden zahlreiche Bewegungen statt, die auch einen Richtungssinn erkennen lassen: die wenigen sicheren Beobachtungen ergeben eine rechtsseitige Blattverschiebung, d. h. die Nordscholle ist gegen SE bewegt worden. Weniger eindeutig ist die Situation bei den N-S- und bei den NE-NW-Störungen: im westlichen Teil des Gebietes herrschen rechtsseitige Verschiebungen vor, während Harnische auf dem Kerschbaumer Rücken bei Schlägen linksseitige Verschiebungen zeigen. Dies würde dem Bewegungssinn der nahen Rodlstörung entsprechen.

Eine Beobachtung ist über das ganze Gebiet gleichmäßig verbreitet: wenn sich Relativalter der beiden Hauptstörungsrichtungen feststellen lassen, ist immer die Rodrichtung (NE-SW) jünger als die Donaurichtung! Dies stimmt auch mit großregionalen Beobachtungen überein, da ja die Rodlstörung die donauparallele Pfahlstörung abschneidet und nach NE versetzt (ihre Forsetzung wird von THIELE, 1968, in der tertiärerfüllten Senkungslinie Freistadt—Kefermarkt) vermutet). Es spricht also manches dafür, daß die Trennflächen zwar gleichzeitig angelegt wurden, aber zu verschiedenen Zeiten als Bewegungsflächen benutzt wurden.

Aus der Analyse von Harnischen ergibt sich, daß die meisten Bewegungen horizontale bis flachwinkelige Seitenverstellungen an Störungen in Donaurichtung waren. Steile bruchartige Verstellungen halten sich vor allem an Flächen in Rodrichtung. Hinweise auf relative Hebungen und Senkungen sind selten; nur im E des Arbeitsgebietes finden sich staffelartige Absetzungen an E-fallenden Verwerfern, die mit der Absenkung des nahegelegenen Eferdinger Beckens im Zusammenhang stehen könnten.

Da es zwischen den Perlgneiskomplexen N und S der Donaurichtung kaum signifikante Unterschiede gibt, bleibt die Gefügestatistik der einzige Weg, um Relativbewegungen der Schollen festzustellen. Aus der Auswertung der Gefügediagramme (siehe Tafel 1) ergibt sich eine Rotation der Südscholle um ca. 20° gegen den Uhrzeigersinn und eine Kippung um ebenfalls etwa 20° nach NE.

12. Literaturverzeichnis

- ARNOLD, A. & SCHARBERT, H. G.: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. — SMPM, **53**, S. 61—78, Zürich 1973.
- BECKE, F.: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels. — TPM, **4**, S. 198—264 und S. 285—408, Wien 1882.
- BECKE, F. et al.: Das niederösterreichische Waldviertel. — TPM, **32**, S. 185—246, Wien 1913.

- BENES, K.: Zum Problem der moldanubischen und assynthischen Faltung im Kern der Böhmisches Masse. — *Krystalinikum*, **1**, S. 11—29, Prag 1962.
- BURRI, C., PARKER, R. & WENK, E.: Die optische Orientierung der Plagioklase. — 334 S., Basel (Birkhäuser) 1967).
- CHAB, C. & PELC, Z.: Lithology of the Upper Proterozoic in the NW limb of the Barrandean Area. — *Krystalinikum*, **6**, S. 141—167, Prag 1968.
- CLOOS, H.: Kurze Beiträge zur Tektonik des Magmas. I. Teil: Die Intrusionsfolge im Bayerischen Wald. II. Teil: Die Batholithen des Bayerischen Waldes. — *Geol. Rdsch.*, **14**, S. 7—20, Stuttgart 1923.
- DAVIS, G. & SCHREYER, W.: Altersbestimmungen an Gesteinen des ostbayerischen Grundgebirges. — *Geol. Rdsch.*, **52**, S. 146—169, Stuttgart 1962.
- DUDEK, A. & SUK, M.: Zur geologischen Entwicklung des Moldanubikums. — *Ber. Geol. Ges. DDR*, **10**, S. 147—161, Berlin 1965.
- EL-GABY, S.: Die Entwicklung der Anatexite von Roding, Regensburger Wald. — *Geol. Bavarica*, **68**, S. 65—86, München 1973.
- FISCHER, G.: Das Dach des Moldanubikums in Schlesien, dem Bayerischen Wald und Mähren. — *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, **56**, S. 733—741, Berlin 1935.
- FISCHER, G.: Der Bayerische und Böhmer Wald. Die Entwicklung seiner Landschaft im Laufe der geologischen Geschichte. — *Jb. Preuß. Geol. L.-A.*, **59**, S. 55—82, Berlin 1939.
- FISCHER, G.: Moldanubicum in Bavaria. — *Guide to Excursion C 35; Int. Geol. Congr., XIII Sess.*, 92 S., Prag-Hannover 1968.
- FISCHER, G. & TROLL, G.: Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayerischen Waldes. — *Geol. Bavarica*, **68**, S. 7—44, München 1973.
- FLIESSER, W.: Ein Kersantit-Vorkommen bei Speichmühle (nördlich Linz). — *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, S. 285—286, Wien 1960.
- FRANK, W.: Progressive Metamorphose im Himalaya. — *Habilitationschrift*, Univ. Wien, 1971.
- FRENTZEL, A.: Das Passauer Granitmassiv. — *Geogn. Jh.*, **24**, S. 105—192, München 1912.
- FUCHS, G.: Zur Altersgliederung des Moldanubikums in Oberösterreich. — *Verh. Geol. B.-A.*, **1962**, S. 96—116, Wien 1962.
- FUCHS, G.: Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. — *Jb. Geol. B.-A.*, Wien 1976 (im Druck).
- FUCHS, G., SCHARBERT, S. & THIELE, O.: Erläuterungen zur Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald. — 96 S., Wien (*Geol. B.-A.*) 1968.
- GEBAUER, D. & GRÜNENFELDER, M.: Vergleichende U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen im Bayerischen Teil des Moldanubikums. — *Fortschr. Mineral.*, **50**, Bh. 3, S. 4, Stuttgart 1973.
- GRABER, H. V.: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — *Peterm. Geogr. Mitt.*, **48**, S. 121—132, Gotha 1902.

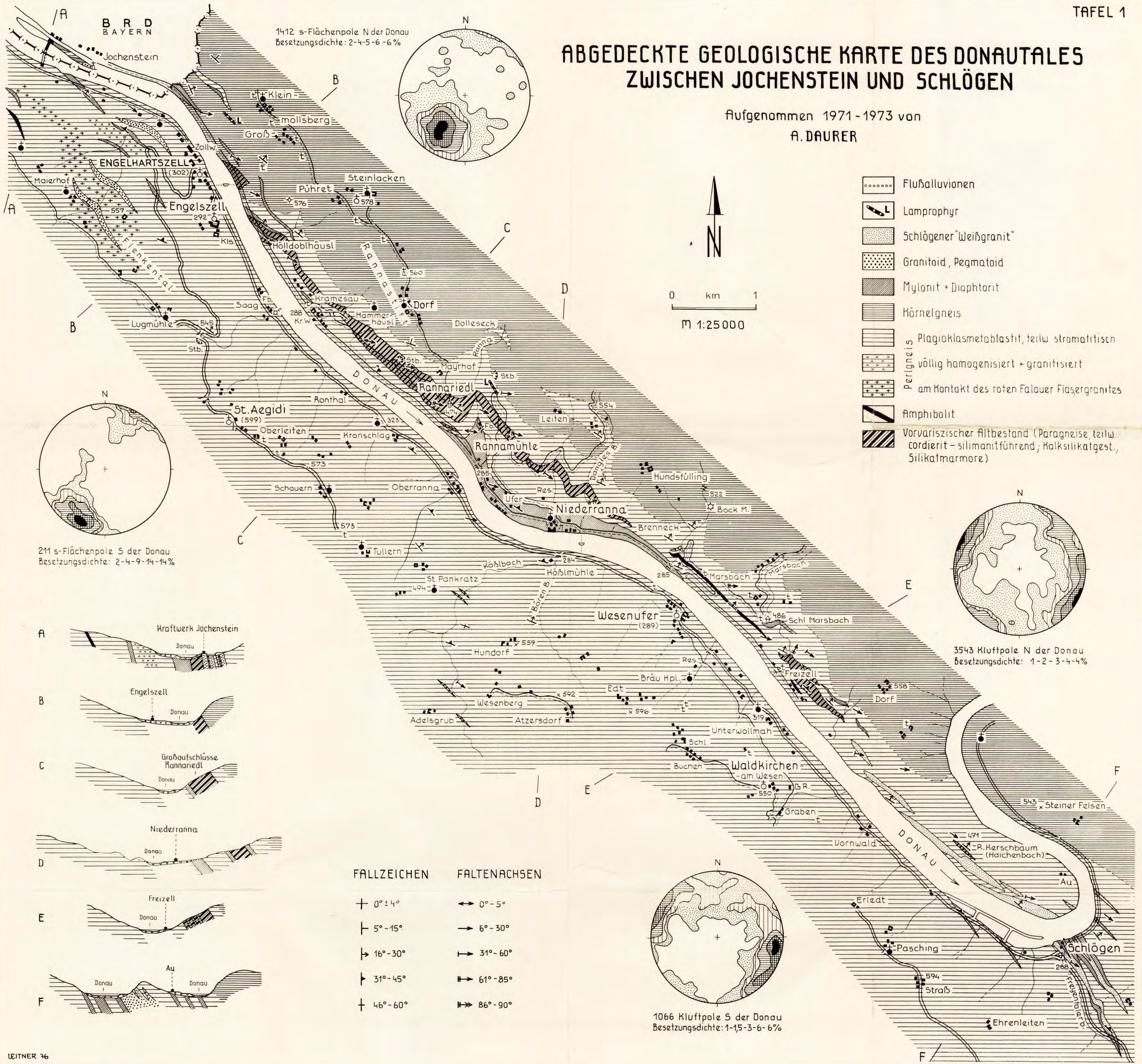
- GRABER, H. V.: Das Alter der herzynischen Brüche. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **19**, S. 1—18, Wien 1926.
- GRABER, H. V.: Der herzynische Donaubruch. — Verh. Geol. B.-A., **1927**, S. 117—132, Wien 1927.
- GRABER, H. V.: Die Intrusionsfolge im südlichen moldanubischen Grundgebirge. — Zbl. Mineral. Geol. Paläont., Abt. B, **1933**, S. 161—165, Stuttgart 1933.
- GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrande der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A., **1936**, S. 149—163, Wien 1936.
- GRABER, H. V.: Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seine weitere Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **49**, S. 173—234, Wien 1956.
- GRUBER, F.: Geologische Untersuchungen im oberösterreichischen Mühlviertel. — Mitt. Geol. Ges. Wien, **32**, S. 34—84, Wien 1930.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebirges. — Gotha 1868.
- v. GUTTENBERG, R.: Geologisch-petrographische Untersuchungen an der Donauleite zwischen Erlau und Oberzell. — Unveröff. Dipl.-Arbeit, München 1969.
- v. GUTTENBERG, R.: Marmore und Kalksilikatfelse der Bunten Serie im südöstlichen Passauer Wald. — Der Aufschluß, Sh. **21**, S. 100—104, Heidelberg 1971.
- v. GUTTENBERG, R.: Stoffbestand und Metamorphose von Gesteinen der Bunten Serie am Südrand des Passauer Waldes. — Inaugural-Dissertation, 101 S., München 1974.
- HOFMANN, A. & KÖHLER, H.: Whole Rock Rb-Sr-Ages of Anatectic Gneisses from the Schwarzwald, W-Germany. — N. Jb. Mineral., Abh., **119**, S. 163—187, Stuttgart 1973.
- HOFMANN, R.: Die Tetkonik des Bayerischen Pfahles. — Geol. Rdsch., **52**, S. 333—345, Stuttgart 1962.
- JÄGER, E., et. al.: Mineralalter granitischer Gesteine aus dem oberösterreichischen Moldanubikum (Weinsberger und Mauthausender Granit). — TMPM, **10** (Machatschki-Festband), S. 528—534, Wien 1965.
- JENCEK, V. & VAJNER, V.: Stratigraphy and Relation of the Groups in the Bohemian Part of the Moldanubicum. — Krystalinikum, **6**, S. 105—124, Prag 1968.
- KÖLBL, L.: Geologische Untersuchungen der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel. — Jb. Geol. B.-A., S. 331—347, Wien 1925.
- KÖLBL, L.: Der Südrand der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., **18**, S. 312—349, Stuttgart 1927.
- LIST, F. K.: Ausbildung und Entstehung des Paragranodiorits nördlich von Deggendorf (Südlicher Bayerischer Wald). — Geol. Bavarica, **60**, S. 95—132, München 1969.
- MASKA, M. & ZOUBEK, V.: Area of the Variscian Intramontane Block. — In: BUDAY, T., et. al.: Tectonic Development of Czechoslovakia, S. 25—51, Prag (NCSAV) 1960.

- MATHES, S. & HABENICHT, K.: Über Einschaltungen von Pyroxenmyloniten aus dem Kristallin des Vorderen Bayerischen Waldes östlich von Regensburg. — *Geol. Bavarica*, **39**, S. 29—68, München 1969.
- MEHNERT, K. R.: Zur Frage des Stoffhaushaltes anatektischer Gesteine. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **82**, S. 155—198, Stuttgart 1951.
- MEHNERT, K. R.: Zur Abfolge der Gesteinsmobilisation im tiefen Grundgebirge. — *Geol. Rdsch.*, **42**, S. 4—11, Stuttgart 1953.
- MEHNERT, K. R.: *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks.* — 393 S., Amsterdam-London-New York (Elsevier) 1968.
- METZ, P.: Experimentelle Untersuchungen der Metamorphose von kieselig dolomitischen Sedimenten II. Die Bildungsbedingungen des Diopsids. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **28**, S. 221—250, Heidelberg 1970.
- MISCH, P.: Stable Association Wollastonite-Anorthite and other Calc-silicate-assemblages in Amphibolite-facies Crystalline Schists of Nanga Parbat. — *Beitr. Mineral. Petrol.*, **10**, S. 315—356, Heidelberg 1964.
- NICKEL, E. & MAGGETTI, M.: Magmenentwicklung und Dioritbildung im synorogen konsolidierten Grundgebirge des Bergsträßer Odenwaldes. — *Geol. Rdsch.*, **63**, S. 618—654, Stuttgart 1974.
- PETERS, C.: Die krystallinischen Schiefer- und Massengesteine im nord-westlichen Teil von Oberösterreich. — *Jb. Geol. Reichsanst.*, **4**, S. 232 bis 264, Wien 1853.
- RIES, A.: Pfahl und Pfahlschiefer im Bayerischen Walde. — *Cbl. Mineral. etc.*, **1903**, S. 186—189, Stuttgart 1903.
- ROST, F. & HOCHSTETTER, R.: Zur Petrologie und Geochemie der Ophicalcite des „Eozoon-Typs“. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **101**, S. 173 bis 194, Stuttgart 1964.
- ROTHPLETZ, A.: Die ostbayerische Überschiebung und die Tiefbohrung bei Straubing. — *Sitzberg, Bayer. Akad. Wiss., München, math. phys. Kl.*, S. 145—188, München 1911.
- SANDERSON, D.: The Development of Fold Axes Oblique to the Regional Trend. — *Tectonophysics*, **16**, S. 55—70, Amsterdam 1973.
- SCHADLER, J.: *Aufnahmebericht für das Jahr 1935 über Blatt Linz-Eferding.* — *Verh. Geol. B.-A.*, **1936**, S. 79—81, Wien 1936.
- SCHARBERT, H. G.: Über Ganggesteine aus dem oberösterreichischen Mühlviertel westlich der Rodlstörung. — *N. Jb. Mineral., Abh.*, **90**, S. 135—202, Stuttgart 1957/58.
- SCHREYER, W.: Über das Alter der Metamorphose im Moldanubikum des südlichen Bayerischen Waldes. — *Geol. Rdsch.*, **46**, S. 306—317, Stuttgart 1957.
- SEDERHOLM, J. J.: Über ptygmatische Faltungen. — *N. Jb. Mineral. etc., Beil. Bd.*, **36**, S. 491—512, Stuttgart 1913.
- SKVOR, V.: *The Main Principles of the Pre-platform Geological Development of the Bohemian Massif.* — *Krystalinikum*, **6**, S. 79—93, Prag 1968.
- SKVOR, V. & ZEMAN, J.: *The Variscides of the Bohemian Massif.* — *Tectonophysics*, **8**, S. 145—155, Amsterdam 1969.
- SPRY, A.: *Metamorphic Textures.* — 350 S., Oxford (Pergamon) 1969.

- STILLE H.: Die assyntische Ära. — Z. Dtsch. Geol. Ges., **98**, S. 152—165, Hannover 1946.
- STILLE, H.: Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. — Geol. Jb., Beih., **2**, S. 138, Hannover 1951.
- STILLE, H.: Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. — Geol. Jb., Beih., **22**, S. 255, Hannover 1958.
- STORRE, B.: Stabilitätsbedingungen grossularführender Paragenesen im System $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. — Contr. Mineral. Petrol., **29**, S. 145—162, Heidelberg 1970.
- SUESS, F. E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. — In: DIENER, C., et. al.: Bau und Bild Österreichs, S. 1—322, Wien (Tempisky) 1903.
- SUESS, F. E.: Intrusionstechnik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — 268 S., Berlin (Borntraeger) 1926.
- THIELE, O.: Zum Alter der Donautörung. — Verh. Geol. B.-A., **1961**, S. 131—133, Wien 1961.
- THIELE, O.: Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (OÖ.). — Verh. Geol. B.-A., **1962**, S. 117—128, Wien 1962.
- THIELE, O.: Der österreichische Anteil an der Böhmisches Masse und seine Stellung im variszischen Orogen. — Geologie, **19**, S. 17—24, Berlin 1970.
- THIELE, O.: Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? — Jb. Geol. B.-A., Wien 1976 (im Druck).
- TILL, A.: Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartzell. — Verh. Geol. Reichsanst., **1913**, S. 185—203, Wien 1913.
- TROLL, G.: Bau und Bildungsgeschichte des Bayerischen Waldes. — Geol. Bavarica, **58**, S. 15—21, München 1967.
- TROLL, G.: Igneous and Metamorphic Rocks in the Southern Bavarian Forest. — Fortschr. Mineral., **52**, S. 167—194, Stuttgart 1974.
- TROLL, G. & WINTER, H.: Zur Petrographie und Geochemie von Anaxiten und ihren basischen Einschlüssen im Passauer Wald, Niederbayern. — Geol. Bavarica, **60**, S. 52—94, München 1969.
- TROMMSDORFF, V.: Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). — SMPM, **48**, S. 655—666, Zürich 1968.
- VOHRYZKA, K. u. E.: Bericht 1969 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, OÖ. — Verh. Geol. B.-A., **1969**, A 90—92, Wien 1960.
- WATTL, D.: Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Passau. — Korrespondenzbl. Zool.-mineral. Ver. Regensburg, S. 29 bis 32, Regensburg 1847.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 237 S., 2. Aufl., Berlin-Heidelberg-New York (Springer 1967).
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. — 320 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1974.
- YODER, H.: Contemporaneous Basaltic and Rhyolitic Magmas. — Am. Mineral., **58**, S. 153—171, New York 1973.
- ZOUBEK, V.: Das Moldanubikum und seine Stellung im geologischen Bau Europas. — Freiburger Forsch., **C 190**, S. 129—148, Leipzig 1965.

ABGEDECKTE GEOLOGISCHE KORTE DES DONAUTALES ZWISCHEN JOCHENSTEIN UND SCHLÖGEN

Aufgenommen 1971-1973 von
A. DAURER



1412 s-Flächenpole N der Donau
Besetzungsdichte: 2-4-5-6-6%

211 s-Flächenpole S der Donau
Besetzungsdichte: 2-4-9-14-14%

3543 Kluffpole N der Donau
Besetzungsdichte: 1-2-3-4-4%

1066 Kluffpole S der Donau
Besetzungsdichte: 1-15-3-6-6%

FALLZEICHEN	FALTENACHSEN
+ 0°-4°	↔ 0°-5°
├ 5°-15°	→ 6°-30°
└ 16°-30°	↗ 31°-60°
┘ 31°-45°	↘ 61°-85°
⊕ 46°-60°	↔ 86°-90°

GROSSAUFSCHLÜSSE RANNARIEDL

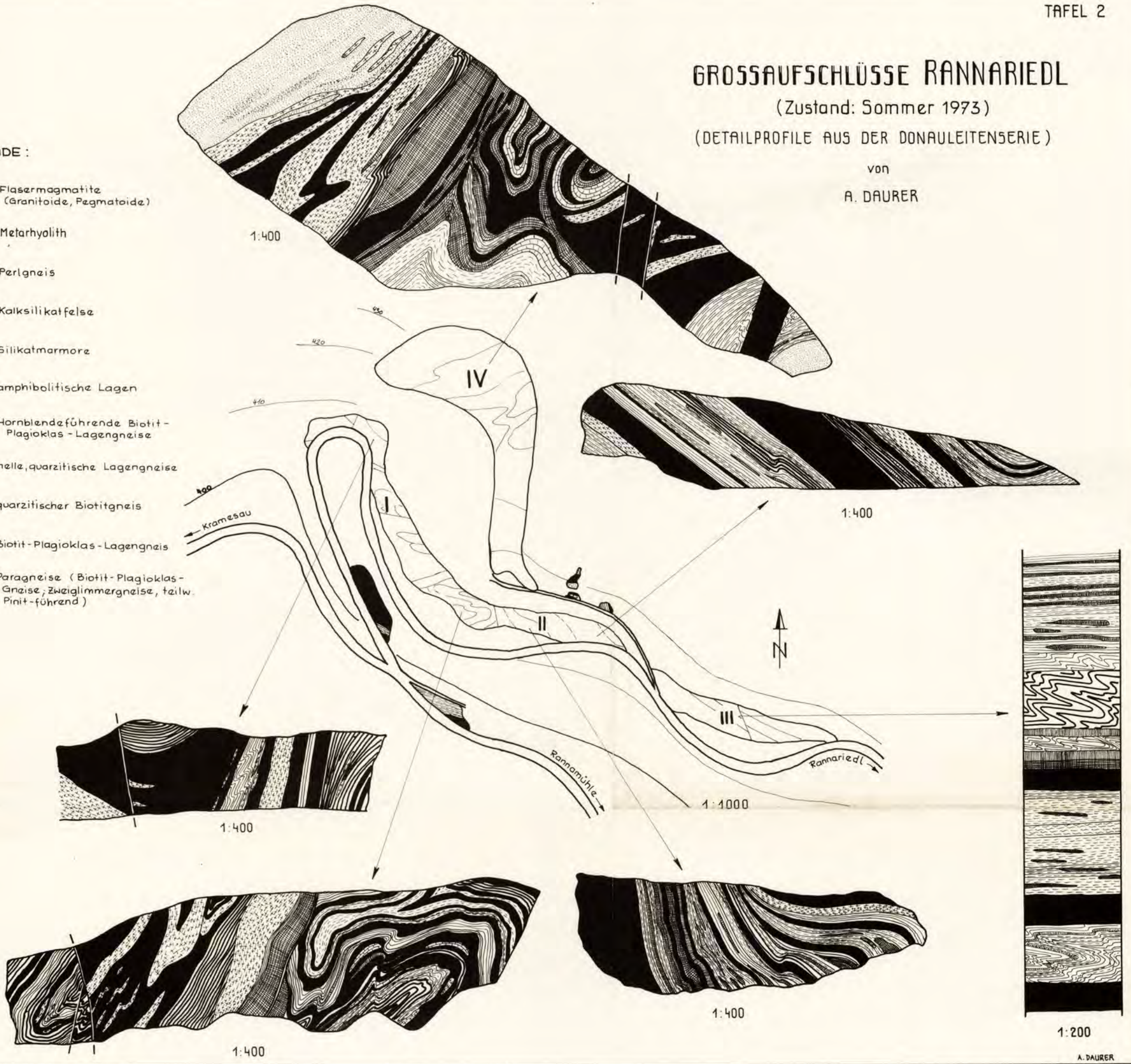
(Zustand: Sommer 1973)

(DETAILPROFILE AUS DER DONAULEITENSERIE)

VON
A. DAURER

LEGENDE :

-  Flasermagmatite
(Granitoide, Pegmatoide)
-  Metarhyolith
-  Perlgneis
-  Kalksilikatfelse
-  Silikatmarmor
-  amphibolitische Lagen
-  Hornblendeführende Biotit-
Plagioklas-Lagengneise
-  helle, quarzitische Lagengneise
-  quarzitischer Biotitgneis
-  Biotit-Plagioklas-Lagengneis
-  Paragneise (Biotit-Plagioklas-
Gneise; Zweiglimmergneise, teilw.
Pinit-führend)



1:200

A. DAURER