

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

IM RAUM DONAUSTAUF

von

WERNER KNORR ⁺⁾

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorwort	43
2. Frühere Bearbeitungen	43
3. Geologischer Überblick	45
4. Petrographie	46
4.1 Lagige Gneise	47
4.1.1 Schieferiger Blastomylonit	47
4.1.2 Augengneis	47
4.1.3 Lagengneis	48
4.2 Migmatische Gesteine (Diatexite)	49
4.2.1 Perlgneis und flasriger Perlgneis	50
4.2.2 Körnelgneis	51
4.2.3 Migmatitgranit	52
4.3 Intrusiva	52
4.3.1 Granodiorit	53
4.3.2 Kristallgranit I	53
4.3.3 Kristallgranit II	54
4.3.4 Mittelkörniger Biotitgranit	56
4.3.5 Flußspatgänge	56
4.4 Mylonite	57
4.4.1 Scherzonen	57
4.4.2 Mylonitisierter Kristallgranit I	58
4.4.3 Mittelkörniger Mylonitgranit	58
4.4.4 Feinkörnige Mylonite	59
4.5 Sedimente	60
4.5.1 Perm	61

⁺⁾ Dipl. Geol. Werner Knorr, Staatliches Forschungsinstitut für angewandte Mineralogie, Kumpfmühlerstraße 2, 8400 Regensburg. Auszug aus Diplom-Arbeit am Lehrstuhl für Geologie, der TU München 1981

	Seite
5. Tektonik	63
5.1 Luftbildauswertung	64
5.2 Gefügemessungen im Gelände	66
5.2.1 Schieferiger Blastomylonit	66
5.2.2 Diatexite	66
5.2.3 Scherzonen	67
5.2.4 Granite	67

ZUSAMMENFASSUNG

Das kristalline Grundgebirge östlich von Regensburg stellt den südwestlichsten Ausläufer der Böhmisches Masse dar. Präkambrische Sedimente wurden während der assynthischen Orogenese in lagige Paragneise umgewandelt. Während der variszischen Orogenese wurden die Gesteine in hochmetamorphe Diatexite (Perl- und Körnelgneise) umgewandelt. Synorogen intrudiert der Kristallgranit I in eine Abfolge von Gneismulden und Granitsätteln. Postorogen intrudieren Granodiorite, der Kristallgranit II und mittelkörnige Granite. Sedimente des Perms werden durch spätvariszischen Grabeneinbruch vor der Erosion geschützt. Die tertiäre Bruchtektonik überprägt sämtliche Gesteine. Entlang der Nord-Süd streichenden Regentallinie und entlang des WNW-ESE streichenden Donaurandbruchs brechen Schollen des Kristallins ab. Diese Verformungen spiegeln sich in den tektonischen Elementen der Gesteine wieder.

ABSTRACT

The Bohemian Massive with its igneous rocks extends to the Southeast as far as Regensburg. Precambrian sediments were deformed during the assyntic area to stratiform paragneisses. The variscan orogenesis deformed these rock to highly metamorphosed "*diatexites*" (Perl- und Körnelgneise). Coarse grained porphyritic "*Kristallgranit I*" intruded synorogenetic into a sequence of synclines, consisting of granite. Granodiorites, "*Kristallgranit II*" and medium grained granites intruded postorogenetic. Sediments of permian age were deposited and downthrown along grabens. During Tertiary heavy fracturing occurred. Along the ESE striking fault system of the "*Donaurandbruch*" and along the north striking fault system of the "*Regentallinie*" huge blocks were downthrown along step faults. These tectonic events left their traces on the fabric, structure and tektonic elements of the surrounding rocks.

1. VORWORT

Die vorliegende Arbeit ist die Zusammenfassung einer von mir in den Jahren 1980/81 erstellten geologischen Diplomarbeit.

Das untersuchte Gebiet liegt im Südwesten des Regensburger Waldes, gleichsam beginnend an der östlichen Stadtgrenze der Stadt Regensburg (Abb. 1 und 2). Es nimmt ungefähr ein Viertel der Fläche des Meßtischblattes Donaustauf, TK Nr. 6939 ein. Das Gebiet streicht entlang des Donautales von Tegernheim bis Bach a.d. Donau und erstreckt sich zwei bis vier Kilometer in nördlicher Richtung in den Regensburger Wald hinein. Das Gebiet ist geprägt durch den schroffen Anstieg von den weiten Auen der Donauebene zur Rumpfgebirgslandschaft des Bayrischen Waldes. Die höchste Erhebung ist der Scheuchenberg mit 537,5 m Höhe. Die Donau fließt hier auf 337 m Höhe.

Die Bäche entwässern fast ausschließlich nach Süden hin in die Donau. Größtes Gewässer ist der Otterbach, dessen Tal ca. 30 Grad streicht. Die Bäche erodierten, trotz sehr geringer Wasserführung ausgesprochene V-Täler mit schroffen, steil einfallenden Tälern, die rasch nach Norden ausflachen. Die Hänge sind teils mit Laubwald, teils mit Mischwald bewachsen. Der "*fürstliche Thiergarten*" stellt ein relativ grosses, geschlossenes Mischwaldareal mit vorwiegendem Nadelwaldbestand dar.

2. FRÜHERE BEARBEITUNGEN

Die erste geologische Bearbeitung stammt aus dem Jahre 1868 von GÜMBEL: Geognostische Beschreibung des Ostbayrischen Grenzgebirges. VÖLGER erstellte 1958 eine Arbeit über die Metablastite im Raum Wenzelbach-Altenthann. Aus dem gleichen Jahr stammt eine Veröffentlichung von G. KRAUS über die Flußspatgänge von Kittenrain und Sulzbach. MATTHES und HABENICHT schrieben 1959 über die Einschaltung von Pyroxengneismyloniten im Vorderen Bayrischen Wald. FISCHER berichtete 1959 über den Bau des Vorderen Bayrischen Waldes. Eine umfassende Arbeit über den Kristallgranit I wurde wiederum von KRAUS im Jahre 1962 erstellt. TROLL stellte 1964 eine Übersichtskarte des Regensburger Waldes im Maßstab 1:100 000 vor. Im gleichen Jahr erschienen die geologischen Karten von Blatt Nittenau (ANDRITZKY, 1964) und Blatt Regensburg (BAUBERGER, CRAMER, TILLMANN, 1964) im Maßstab 1:25 000. HERGET und KÖHLER erstellten Blatt Wörth im Jahre 1976. DAUNER bearbeitete 1978 das Gebiet nördlich meines Untersuchungsgebietes.

3. GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Der Bayrische Wald stellt die südwestliche Randzone der Böhmisches Masse dar. Durch die herzynisch streichende Störung des Pfahls wird er in den Vorderen und den Hintere Bayrischen Wald geteilt. Der Regensburger Wald ist wiederum die südwestliche Randzone des Vorderen Bayrischen Waldes und wird begrenzt im Westen durch die Keilberg-Regentalstörung, im Osten durch die Stallwanger Furche, im Süden durch den Donaurandbruch und im Norden durch die Pfahlstörung, beziehungsweise die Bodenwöhrer Bucht mit mesozoischen Sedimenten (HERGET und KÖHLER, 1976).

Die Gesteine finden ihren Ursprung in einer präkambrischen Geosynklinale. Das Ausgangsmaterial, marine Tone, Grauwacken und mergelige Kalke, wurde während der assynthetischen Orogenese (Orogenese I) durch Regionalmetamorphose in feinkörnige Paragneise, Flasergneise, Quarzit- und Kalksilikatgneise umgewandelt (FISCHER, 1959). Eine schwache Anatexis schuf ein Lagengefüge aus Quarz-Feldspatmetatekten und Biotitbändern, konnte aber keine Granitisation verursachen. Erst die spätere Anatexis II führte zu Teilverflüssigungen und scherenden Durchbewegungen. Hierbei entstanden homogene, granitisch-körnige Diatexite: die Perl- und Körnelgneise.

Gegen Ende der variszischen Orogenese (Orogenese II) entstand der Kristallgranit I in der spät- bis postorogenen Phase. Bei der variszischen Orogenese kommt es zu einer südostvergente Faltung mit südwest-nordost streichenden Gneismulden, die in Form der Kristallgranitsättel durchgepaust erscheinen. Postorogen intrudieren zuerst Quarz-Glimmer-Diorite und dann der Kristallgranit II; weiterhin noch mittelkörnige Granite und feinkörnige Zweiglimmergranite.

Während des Perms kommt es zur Heraushebung und Abtragung (ANDRITZKY, 1964). Die terrestrischen Sedimente des Unterrotliegenden werden abgelagert. Es handelt sich um rötliche Arkosesandsteine, kohlige Tonsteine und bunte Konglomerate. Die Saalische Phase der variszischen Orogenese verursacht die Absenkung des Rotliegendgrabens bei Donaustauf, sowie eine intensive Abtragung in den Hochgebieten (BAUBERGER, CRAMER und TILLMANN, 1964 und GÜMBEL, 1968).

Nach den terrestrischen Ablagerungsbedingungen der Trias setzt mit Beginn des Juras eine größtenteils marine Sedimentation ein.

Die Kreide ist eine Zeit wechselnder Bedingungen. In der Unterkreide kommt es zur Verkarstung der Jurakalke. Die Obercenomantransgression geht auch über den Regensburger Wald hinweg. Ab Untercenoman werden die ersten Bewegungen in der Pfahltektonik registriert. Während der Kreide kommt es auch zu Bewegungen am Donaurandbruch und an der Regentalstörung.

Das Tertiär kennzeichnet eine intensive Erosion und Verebnung. Im Untermiozän kommt es zur Kippung des Vorderen Bayerischen Waldes nach Nordosten und zur Hebung entlang der Keilbergstörung und des Donaurandbruches. Nach FISCHER (1959) stellt er eine schmale, antithetisch rotierte Leistenscholle zwischen den Störungssystemen des Pfahls und des Donaurandbruches dar. Die großen Flußsysteme, wie z.B. Naab- und Regental, waren bereits im Miozän vorhanden, entwickelten sich aber noch stärker im Pliozän.

Anzeichen für eine pleistozäne Vereisung gibt es im Gebiet nicht. Anstatt dessen kommt es zu starker Lehmbildung und Reliefverglättung. Im Holozän werden die pleistozänen V-Täler weiter ausgefüllt (ANDRITZKY, 1964).

4. PETROGRAPHIE

Insgesamt treten im untersuchten Gebiet (s. geolog. Karte, Abb. 2) sowohl Gneise der Regionalmetamorphose als auch der Dynamometamorphose auf. Das Ausgangsmaterial der metamorphen Serie, wahrscheinlich tonige Grauwacken (ANDRITZKY, 1964), wurde durch eine ältere Anatexis I in Gneise umgewandelt, die den ehemaligen sedimentären Charakter durch einen mehr oder weniger stark ausgeprägten Lagenbau dokumentieren. Zu dieser Gruppe gehören in Reihenfolge zunehmenden Metamorphosegrades: Der "*Schiefrige Blastomylonit*" der "*Augengneis*" und der "*Lagengneis*". Ultrabasite können schollenartig in diese Gesteinsserien eingeschlossen sein.

Während der Orogenese I wurden diese Gesteine um eine flach nach Nordosten abtauchende Faltenachse verformt. Zwei Gneiszüge streichen im Gebiet von Südwesten nach Nordosten. Ihre Schieferungsflächen sind parallel der Achsenebene ausgebildet. Im Süden werden sie von Kristallgranit I begrenzt. Nach Norden schließen sich höher metamorphe Serien an.

4.1 Lagige Gneise

4.1.1 Schieferiger Blastomylonit

Dieses Gestein ist vor allem am Westhang des Tiefentales aufgeschlossen. In nordwestlicher Richtung ist es in zwei weiteren, ca. 70° streichenden Gneiszügen wiederzufinden.

Die Schieferungsflächen streichen mit 70° parallel der Längserstreckung der Gneiszüge und fallen mit 70° nach Nordwesten ein. Grobkörniger Kristallgranit durchschlägt das 's' der Gneise. Aplitgänge dringen mit 70° in die bc-Klüfte. In den ac-Klüften erstarren turmalinführende Pegmatitgämgchen ($10^\circ/90^\circ$).

Makroskopisch ist das Gestein selbst im gleichen Aufschluß von wechselndem Aussehen. Es liegt in verschiedenen Gesteinsvarietäten vor, denen jegliche Granitisation fehlt. Die straffe Schieferung prägt das Gefüge. Die Körnigkeit wechselt von feinkörnig bis grobkörnig. Der lagige Bau kann straff ausgebildet sein oder flasrig. In manchen Fällen fehlt er sogar. Makroskopisch erkennbare Mineralien sind Plagioklas, Quarz, Kalifeldspat und Biotit. Der Mineralbestand kann stark schwanken, wie nachfolgende Schlifffintegrationen zeigen:

Quantitative Analyse (Vol. %)

Qu	Kf	Pg	Bi	Acc	Summe	Schliff-Nr.
17.2	2.1	49.2	30.6	0.9	100.1	8702
24.1	11.6	38.4	25.4	0.3	100.0	SBMD
17.5	19.0	38.6	24.3	0.6	100.0	8748

Mit zunehmender Homogenisierung der Gneise steigt auch der Kalifeldspatanteil. Kaliumführende Lösungen folgten also in Schwächezonen dem 's' der Gesteine und veränderten so ganze Bereiche durch Metasomatose und Blastese. Bereiche geringer Durchlässigkeit werden nicht so stark davon betroffen und liegen als Schollen des schwach überprägten Ausgangsmaterials unverändert vor. Weiterhin soll darauf verwiesen werden, daß es sich bei den Blastomyloniten um verschiedene Ausgangsgesteine handeln kann, die durch die Tektonogenese im Zusammenhang mit dem Donaurandbruch eine mylonitische Überprägung erhalten haben.

4.1.2 Augengneis

Im Irlter Holz werden diese Gesteine im Süden von einer ca. 140° streichenden Mylonitzone begrenzt. Während im Osten der Lagengneis folgt, setzt nach Norden hin der Körnelgneis ein.

Das 's' der Gneise streicht 100° und fällt mit 30° nach Norden ein. Möglicherweise ist hier eine Scholle in Fortsetzung der Gneismulden des "*Schiefrigen Blastomylonit*" nach Südosten abgekippt und entlang der Scherzone lateral verschoben worden. Die Gneise sind dunkle, mittelkörnige Gesteine, deren hoher Biotitgehalt die darin umflaserten Feldspäte als Augen erscheinen läßt. Die vom Biotit umsäumten Kalifeldspäte können bis zu zwei Zentimeter lang werden. Damit liegt der Vergleich mit den Augengneisen auf Blatt Wörth (HERGET und KÖHLER, 1976) nahe. Die Kalimetasomatose hat hier noch stärkeren Charakter als im "*Schiefrigen Blastomylonit*". Der Metamorphosegrad steigt an.

4.1.3 Lagengneis

Dieses Gestein steht am Dachsberg an und ist an dessen Ost- und Westhang gut aufgeschlossen. Im Süden grenzt es an den "*Mittelkörnigen Granit*" und im Norden an den "*Körneltgneis*". Vom Augengneis unterscheidet es sich durch das Streichen der s-Flächen, die zwar ein Maximum um N 100° E haben, aber beträchtliche Streuung von 0° - 170° aufweisen.

Im Aufschluß wechseln helle, leukosome Lagen aus Plagioklas und Quarz mit dunklen, melanosomen Lagen aus Biotit und Cordierit ab. In den Melanosomen findet man gelegentlich bis zu fünf Zentimeter lange, ellipsoide, gelenkte Quarzknauern, die zum Teil verbogen sind. In einem Steinbruch an der "*Reifeldinger Straße*" sieht man Fließfalten mit Schlieren und verbogenen Quarzknauern.

Im angeschnittenen Handstück bekommt das Gestein einen schlierig diffusen Charakter, der auf ein eher beginnendes Stadium der Anatexis hinweist. Dieses Gestein gelangte während des jüngsten Verformungsaktes in den Bereich der Anatexis. Der sedimentär angelegte Lagenbau, bereits durch die Orogenese I verfaultet, wird teilweise verstärkt und erneut verfaultet.

Mikroskopische Untersuchung

Quantitative Analyse (Vol. %)

Qu	Pg	Bi	Co	Chl	Kf	Acc	Summe	Schliff-Nr.
27.6	37.8	18.1	12.7	1.8	1.6	0.4	100.2	8710

Im Dünnschliff zeigt sich ein lepidoblastisches Gefüge, in dem 2 mm starke Biotit-Cordieritlagen mit nahezu reinen Quarz-Feldspatlagen

abwechslern. Eine Verfältelung ist im mikroskopischen Bereich nicht sichtbar. Die Biotitlagen zeichnen sich lediglich durch ein Umbiegen aus.

Granoblastischer, oft zerbrochener Quarz ist zusammen mit Feldspat Hauptbestandteil der leukosomen Teilbereiche.

Die hypidiomorphen Plagioklase (An 32%) sind überwiegend serizitisiert, wobei die Hellglimmersprossung Spaltrisse und Kernbereiche bevorzugt. Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist häufig. Die Lamellen keilen teilweise randlich aus. Untergeordnet erscheinen Zwillinge nach dem Periklin-, kombinierten Karlsbad-Albitgesetz, sowie nach Komplexgesetzen. Myrmekite sind in Quarzkristallen eingeschlossen und weisen damit auf die gemeinsame Kristallisation von Quarz und Feldspat bei höheren Temperaturen hin (ANDRITZKY, 1964).

Gut geregelte Biotitscheiter zeigen starken Pleochroismus von rostbraun bis fast farblos. Die Feldspatkristalle werden nicht wie beim Augengneis umflasert. Hier biegen die Biotite in geschwungenen Bahnen um.

Cordierit bildet mit Biotit die Melanosome. Durch meist starke Pinitisierung hat er eine gelbliche Eigenfarbe. Randlich ist er meist vollständig in ein dichtes Geflecht aus Hellglimmer und Chlorit umgewandelt. Total verfilzte Areale deuten die ursprüngliche Gestalt der ehemals hypidiomorphen Cordieritkristalle an. Sehr selten ist die typische Drillingsbildung zu beobachten.

Xenomorpher Kalifeldspat kommt nur akzessorisch vor. Rutil bildet oft ein Sagenitgitter im Biotit. Epidot und Titanit erscheinen als ellipsoide Körner. Zirkon und idiomorpher Apatit treten ebenfalls in Biotit auf. Limonit kommt auf Rissen vor.

4.2 Migmatische Gesteine (Diatexite)

Die folgenden Gesteinstypen haben gemeinsam, daß ihnen ein ausgesprochener Lagenbau fehlt. Sie zeichnen sich durch eine diffuse Schieferung aus, die dem granitisch-körnigen, teilweise nahezu homogenen Gestein einen gneisartigen Charakter verleiht. Diese Diatexite unterlagen, im Gegensatz zu den lagigen Gneisen, einem weitaus höherem Stadium der Metamorphose. Während die lagigen Paragneise vor einer Aufschmelzung weitgehend verschont blieben, läßt sich hier ein fortgeschrittenes Stadium der Diatexis erkennen. Der Grad der Homogenisierung steigt vom Perlgneis über Körnelgneis bis zum Migmatitgranit an, der von einem Granit schon schwer zu unterscheiden ist. Diese Aufschmelzung wird in der Literatur als Anatexis II (ANDRITZKY, 1964) beschrieben. Das Ausgangsmaterial waren die lagigen Gneise, die zum Teil von einer Anatexis verschont blieben und heute unverändert vorliegen.

Postorogen intrudiert in das Gneisdach der "Mittelkörnige Granit". Die Temperaturen waren schon sehr tief abgesunken, so daß in manchen Handstücken der scharfe Kontakt zwischen Granit und Migmatit zu beobachten ist.

4.2.1 Perlgneis und flasriger Perlgneis

Der im oberen Altebachtal verbreitete Perlgneis steht in direktem Kontakt zum Kristallgranit I. Am Westhang erscheint längs eines Weganschnittes wechselnd Perlgneis und Kristallgranit. Am Osthang ist der Kontakt aufgeschlossen. Der Kristallgranit setzt unmittelbar ein und dokumentiert damit seinen intrusiven Charakter zum Perlgneis.

Im Aufschluß ist das Gestein ein mäßig dunkler, biotitreicher Gneis, aus dem besonders im verwitterten Zustand helle, rundliche Feldspatblasten hervorstechen. Diese weißen, perligen Feldspäte geben dem Gestein den Namen. Die Körnigkeit kann von mittel- bis grobkörnig im gleichen Aufschluß wechseln. Das Gestein ist diffus geschiefert. Die 's' - Flächen streichen N 40° E und fallen mit 40° nach Nordosten ein. Im angeschnittenen Handstück fällt eine Orientierung der Biotite auf, die unter dem Mikroskop sehr ausgeprägt wirkt.

Nach Norden anschließend steht der flasrige Perlgneis an. Vom Perlgneis unterscheidet er sich durch seine Grobkörnigkeit und seine Kalifeldspateinsprenglinge. Der Gneis ist biotitreich und stellenweise stark differenziert, wobei einzelne leukosome Schlieren auffallen. Rundliche bis längliche Feldspatblasten geben dem Gestein ein perliges Gefüge. An manchen Aufschlußstellen ist das Gestein mit Kristallgranit I zu verwechseln, der 100 Meter nordöstlich auch tatsächlich in Stotzen ansteht und gleichsam eine Insel im Gneisgebiet bildet. Offensichtlich handelt es sich hier um einen kontinuierlichen Übergang von mittelkörnigem Perlgneis im Süden, über flasrigen, grobkörnigen Perlgneis mit Kalifeldspateinsprenglingen zu Kristallgranit I. Berücksichtigt man die Problematik der Kristallgranit I-Genese laut der früheren Autoren (KÖHLER, 1950), so sind diese Übergänge als Entwicklungsstadien auf dem Weg der Kristallgranitbildung sehr gut verständlich.

Mikroskopische Untersuchung

Quantitative Analyse (Vol. %)

Qu	Pg	Bi	Kf	Acc.	Summe	Schliff-Nr.	
18.2	45.4	25.9	10.3	0.2	100.0	40	Perlgneis
27.4	38.5	19.4	14.3	0.4	100.0	8741	flasriger Perlgneis

Der Vergleich der quantitativen Analyse hebt den basischeren Charakter des Perlgneises hervor. Der flasrige Perlgneis mit seinem höheren Quarz- und Kalifeldspatanteil besitzt einen saueren Chemismus. Dies verdeutlicht wiederum das fortgeschrittene Entwicklungsstadium des Gesteins in bezug auf die Granitisation.

Das mikroskopische Bild zeigt ein grano- bis lepidoblastisches Gefüge, das kataklastisch überprägt wurde. Auch hier zeigt sich wieder der starke Einfluß des Donaurandbruches. Der flasrige Charakter wird durch feldspatumsäumende Biotite betont.

Die xenomorphen Quarze sind stark undulös und oft zerbrochen. Auf Scherbahnen sind gelängte Mörtelquarze rekristallisiert.

Die Plagioklase sind durch starken Mikrolithbesatz braun gefärbt. Die hypidiomorphen Blasen sind an den Kanten gerundet und zeigen randlich Reaktionssäume. Die Serizitisierung bevorzugt Kernbereiche und Spaltrisse. Der Anorthitgehalt ist randlich bei 28%, im Kern 34%. Polysynthetische Verzwillingung nach dem Albitgesetz ist häufig. Gelegentlich kommen Einschlüsse von Biotit vor.

Die xenomorphen bis hypidiomorphen Kalifeldspäte sind häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt und zeigen ein Biotit-Plagioklas-Interngefüge. Schnur- und Aderperthite durchziehen die Kristalle. Randlich erscheinen Reaktionssäume.

Die rotbraunen Biotitscheiter sind in das 's' geregelt und umflasern die Feldspatblasen. Der ausgeprägte Pleochroismus wechselt von dunkelrotbraun nach hellbraun.

Chlorit ist zum Teil aus Biotit entstanden. Neubildungen in den Biotitbahnen kommen als radialstrahlige Aggregate vor. Hier zeigt er anomal taubenblaue Interferenzfarben.

Akzessorisch erscheinen idiomorphe Apatitnadeln die längs ihrer c-Achse in das s-Gefüge eingeregelt sind. Epidotstengel sprossen in Plagioklasrissen.

4.2.2 Körnelgneis

Der Körnelgneis tritt im Norden des untersuchten Gebietes auf. Wegen der dort vorherrschend ausgeglichenen Morphologie ist er schlecht aufgeschlossen. Anstehend findet man das Gestein in einem Tälchen das vom "Lindenschlag" in den "Wirtswiesenschlag" führt, sowie in einem frisch planierten Forstweg in der näheren Umgebung. An der Landstraße nach Altenthann, kurz vor Unterlichtenwald steht im Tal Kristallgranit I an. Knapp 50 m oberhalb der Straßenbiegung handelt es sich bereits um grobkörnigen Körnelgneis.

Makroskopisch besteht der meist grobkörnige, grau- bis fleischfarbene Gneis aus Quarz, Plagioklas, Biotit und einzelnen porphyrischen Kalifeldspäten. Die Biotitorientierung läßt diffuse Schieferungsflächen durchscheinen und ermöglicht dadurch eine Unterscheidung zum sehr ähnlich aussehenden Kristallgranit I. Weiterhin sind im Körnelgneis weitaus weniger Kalifeldspateinsprenglinge zu finden. Wie jedoch mehrere Dünnschliffintegrationen zeigen, kann der Körnelgneis in seinem Modalbestand durchaus dem des Kristallgranit I ähneln. Ein fließender Übergang wäre in dieser Gegend durchaus annehmbar, insbesondere wenn man die genetischen Beziehungen dieser beiden Gesteine zueinander beleuchtet. Während KRAUS (1962) für den intrusiven Charakter des Kristallgranit I spricht, sehen frühere Autoren (z.B. KÖHLER, 1950) einen fließenden Übergang als wahrscheinlich an.

4.2.3 Migmatitgranit

Der Migmatitgranit steht im Tiefental an. Im Süden wird er begrenzt vom "*Mittelkörnigen Granit*" im Norden vom "*Schiefrigen Blastomylonit*". Zu letzterem ist an der Höhe 500.6 der Kontakt aufgeschlossen. Altersmäßig ist er zwischen diese beiden Gesteine einzuordnen.

Im Aufschluß ist das mittelkörnige, massive Gestein hellgrau bis fleischfarben. Makroskopisch erkennbar sind Quarz, teilweise serizitisierte Feldspäte und leicht chloritisierte Biotit. Die Biotite sind meist sehr diffus geregelt. In der Nähe von Harnischflächen nimmt der Gneischarakter durch straffe Regelung zu. Die Biotite sind ausgerichtet und legen sich an Kristallflächen von teilweise zerbrochenen Quarzen und Feldspäten an. Die Harnischflächen sind durch Eisenhydroxid orange gefärbt. Im Anschnitt bekräftigt sich das Bild einer Flaserung und sekundären Scherung. Unter dem Mikroskop betonen die mit Quarz rekristallisierten Scherbahnen ein kataklastisches Gefüge, das sich von Harnischflächen weg zunehmend homogenisiert.

4.3 Intrusiva

Die vornehmlich im Süden und im Osten verbreiteten Intrusivgesteine bilden gleichsam den Rahmen für die im Norden anstehenden Gneise. Während für den Kristallgranit I eine synogene Entstehung angenommen wird, intrudieren der Granodiorit, der Kristallgranit II und die mittel-feinkörnigen Granite postvariszisch. Sie durchschlagen demzufolge den Kristallgranit I und die Gneise.

4.3.1 Granodiorit

Am Osthang des Perlenbaches im "*fürstlichen Thiergarten*" steht ein hartes, hellgraues Gestein an, das sich in seiner Verbreitung weiter nach Osten über die Grenzen des Untersuchungsgebietes erstreckt. Der Granodiorit ist jünger als der ihn umgebende Kristallgranit I und intrudierte in akluft-parallele Schwächezonen der Granit-Gneis Faltenabfolge. ANDRITZKY (1964) beschreibt eine Vielzahl von Diorittypen, die im Chemismus von gabbrodioritisch bis normalgranitisch schwanken können. Im Handstück sieht man in einer dichten Grundmasse aus Quarz, Feldspat und Biotit bis zu 1,5 cm lange, idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge. Die glasklaren Quarze sind bis zu 6 mm im Durchmesser und sind teilweise zerbrochen. Die Biotite sind kaum chloritisiert und regellos im Gestein verteilt. Einzelne Feldspäte zeigen schon makroskopisch Serizitisierungserscheinungen.

4.3.2 Kristallgranit I

Den größten Teil des Untersuchungsgebietes nimmt der Kristallgranit I ein. Im "*fürstlichen Thiergarten*" bildet er ein geschlossenes Massiv, das sich noch weiter nach Norden und nach Osten bis in das Blatt Wörth verfolgen läßt. Im Westen erstrecken sich zwei Kristallgranitzüge mit ca. 70° Streichen in die Gneismulden. Sie werden vom "Mittelkörnigen Granit" durchschlagen, der auf Bergkuppen ansteht, folglich einem höheren Stockwerk zuzuordnen ist.

Der Kristallgranit I ist ein grobkörniger Granit, in dessen Matrix aus glasklarem Quarz, Kalifeldspäten, Plagioklasen und chloritisierten Biotiten bis zu 7 Zentimeter lange Kaligroßfeldspäte eingeregelt sind. Diese Kalifeldspäte, die in anderen Gebieten, wie zum Beispiel auf Blatt Wörth, 50% der Grundmasse annehmen können, sind hier spärlicher vertreten und nehmen im Extremfall 25% der Grundmasse ein.

Die Erscheinungsformen des Kristallgranit I sind sehr unterschiedlich. Im Normalfall findet man ihn als große Blöcke, die wollsackähnlich verwittern. Der Grus täuscht dann eine noch größere Grobkörnigkeit vor. Dieser gelbliche Grus kann aber im Meterbereich kontinuierlich zu einem massiven, grau-blauen Granithärtling wechseln, der aber unverkennbar Kristallgranit I darstellt. Die tiefgründige tertiäre Verwitterung zeigt hier mancherorts selektive Aussparungen.

In der Nähe des Donaurandbruches ist der Granit wechselnd stark hämatitisiert und zerschert. Die Biotite sind zunehmend chloritisiert und die Plagioklase zeigen makroskopisch beginnende Serizitisierung.

Im Bereich der Flußspatgänge erhält der Kristallgranit I durch starke Saussuritisierung der Plagioklase eine grüne Eigenfarbe. Dies ist besonders gut westlich der Höhe 539 und bei der "Grube Bach" zu beobachten.

Die Homogenität der Matrix wird nur in sehr wenigen Fällen unterbrochen. So steht nördlich der Wildfütterung im "fürstlichen Thiergarten" eine mittelkörnige Variante an, die nur geringflächige Verbreitung hat und fließend in Kristallgranit I übergeht.

Die Kaligroßfeldspäte sind meist fluidal geregelt. Mit ihrer c-Achse streichen sie parallel dem 's' der Gneiszüge. Diese Orientierung spricht für eine synorogene Intrusion des Kristallgranits (HERGET und KÖHLER, 1976). Die Maxima der c-Achsen streichen ca. 50° und fallen flach nach Nordosten oder Südwesten ein.

Quarz- und Aplitgänge besitzen ein Maximum ihrer Streichrichtung bei 130°, was bei einer Faltung mit nach Nordosten einfallender b-Achse der Intrusion in die ac-Klüfte des Kristallgranit I entspricht.

4.3.3 Kristallgranit II

Der mittelkörnige, grauweiße Granit steht im "Irlers Holz" an. Er durchschlägt den Augengneis. Der Kontakt ist nicht aufgeschlossen. Der Südwesthang der Höhe 490.2 ist mit grossen Blöcken des Gesteins übersät.

In einer homogenen Matrix aus Quarz, Feldspat und Biotit sind bis zu vier Zentimeter lange Kalifeldspatkristalle eingesprenkelt. Die Kristalle sind im Gegensatz zu den dicktafeligen Kalifeldspäten des Kristallgranit I leistenförmig ausgebildet. Lokal scheinen Biotite an sekundären Scherbahnen ausgerichtet zu sein. Sonst sind die Biotite in dem sehr massiven Gestein ungerichtet verteilt.

Makroskopische Untersuchung

Quantitative Analyse (Vol. %)

Qu	Kf	Pg	Bi	Hgl+Chl	Acc	Summe	Schliff-Nr.
26.0	30.9	28.9	9.3	4.6	0.3	100.0	8709
25.8	45.2	19.3	8.8	0.3	0.3	99.9	148 +

+ aus ANDRITZKY, 1964

Die abweichende Menge von Kalifeldspat entsteht, da nur die Matrix integriert wurde, die Kalifeldspateinsprenglinge jedoch unberücksichtigt blieben.

Im Dünnschliff wechseln sich Zonen intensiver Zerschering und Kataklaste mit Zonen homogener, idiomorpher Kristallisation und Implikationsgefüge ab.

Die Scherbahnen sind mit jungem Quarz verheilt, der in das homogene Gefüge hinein verdrängend wirkt. Bei eingeschobenem Quarz sieht man eine Orientierung der innig verzahnten Kristalle. Die ältere Quarzgeneration füllt die Zwickel zwischen hypidiomorphen Feldspatleisten.

Die großen Kalifeldspateinsprenglinge zeigen gute Eigengestalt und oftmals Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz. Perthitgemischungen kommen bevorzugt im Kern vor, um dann in Randbereichen auszukeilen. Granoporphyr- und Tropfenquarze ordnen sich in Randbereichen an (vergleiche ANDRITZKY, 1964). Kleinwüchsige Kristalle zeigen kaum Eigengestalt. Kristalle mit randlichen Reaktionssäumen und Einschlüssen von Biotit und Plagioklas grenzen oft an sekundäre Scherbahnen.

Die Plagioklase sind hypidiomorph bis idiomorph ausgebildet und zeigen polysynthetische Verzwilligung nach dem Albitgesetz. Myrmekite wachsen in großen, konvexen Beulen von den Plagioklasen in angrenzende Kalifeldspäte. Die Serizitisierung ist mäßig fortgeschritten und beschränkt sich in zonar gebauten Kristallen auf den Kern. Viele der Plagioklase sind oszillierend zonar gebaut, wobei sich bis zu vier unterschiedliche Zonen unterscheiden lassen. Der Anorthitgehalt liegt im Kern bei 32%, in deren mittleren Zone bei 22% und im Randbereich bei 10%.

Einschlüsse von Quarz und Biotit reichern sich gelegentlich in den Außenzonen an. Damit dürfte die Kristallisation aus einer flüssigen Schmelze als erwiesen angesehen werden.

Biotit zeigt starken Pleochroismus von rostbraun bis hellbraun. In der Nähe der Scherbahnen regelt er sich parallel ein, während er ansonsten regellos verteilt ist.

Chlorit und Hellglimmer sind innig miteinander verfilzt und bilden in Scherzonen ein straffes 's'. Hellglimmer sprosst auch allein in feinen Rissen und verdrängt teilweise Kalifeldspat.

Akzessorisch erscheinen Zirkon und Apatit als Einschluß im Biotit. Epidot in Plagioklasrissen zeugt für eine retrograde Metamorphose, die auf die sekundäre Durchbewegung des Gesteins, eventuell im Rahmen der Donaurandbruch-Tektonik zurückzuführen ist.

4.3.4 Mittelkörniger Biotitgranit

Dieser Granit ist jünger als der Kristallgranit I und verhält sich gegenüber diesem und den Gneisen intrusiv. Er steht vornehmlich auf Berghöhen über der 400 Meter Höhenlinie an. Der Sockel der Berge besteht aus Kristallgranit I, wie am "Hellberg" und der Höhe 530,5. Im "Lindenschlag" findet man noch Reste des ehemaligen Gneisdaches. Im Handstück sieht man manchmal kalte Kontaktstücke zu Migmatitgneisen. Weiter nach Osten steht am "Hammerberg" eine feinkörnige Variante dieses Granits an. Bei der "Neumühle" umschließt das Gestein eine Scholle von Kristallgranit I, der offensichtlich bei der Intrusion mitgerissen wurde, dadurch von postgranitischen Bewegungen und hydro-telethermalen Einflüssen abgeschirmt wurde und so relativ frisch erhalten geblieben ist.

Makroskopisch ist das Gestein ein mittelkörniger, homogener Granit, der durch unterschiedliche Hämatitisierung rot, fleischfarben oder gelb ist. In der dichten Matrix sind Quarzkörner und einzelne Feldspäte zu erkennen. Biotit kann teilweise chloritisiert sein und reichert sich diffus im Gestein an.

Die unterschiedliche kataklastische Überprägung zeugt erneut für den Einfluß des Donaurandbruches.

4.3.5 Flußspatgänge

Nutzbarer Rohstoff ist Flußspat, der in zahlreichen, herzynisch streichenden Gängen den Kristallgranit I durchschlägt. KRAUS, der 1958 eine umfassende Arbeit über die Flußspatgänge anfertigte, schreibt sie der hydrothermalen Phase eines tieferliegenden Plutons zu. Von den von Kraus beschriebenen zwölf Gängen sieht man heute allerdings nicht mehr viel. In Betrieb ist heute nur noch die Grube Kittenrain. Sulzbach I und II, sowie Grube Sandsbach sind stillgelegt. Eingefallene Schachtungen und bis zu 20 Meter tiefe Schurfgräben zeugen von dem einstigen Bergwerksbetrieb. Als Härtling gut aufgeschlossen ist der "Quarzgang Reißbill". Der weiter nördlich gelegene Flußspatgang streicht allerdings nicht bogenförmig in den Quarzgang, wie von Kraus beschrieben, sondern er läßt sich in 145° Streichrichtung mäßig verfolgen, bis nordöstlich von Unterlichtenwald, wo er in einem stillgelegten Grubeneingang ansteht.

Die Gänge streichen 140° bis 160° und fallen mit 60° bis 30° nach Südwesten ein. Ausnahme stellt der Flußspatgang Sulzbach I dar, der mit bis zu 40° nach Nordosten einfallen kann.

Mit der Teufe stellt sich eine zunehmende Verquarzung ein. Der tiefblaue oder grüne Flußspat ist gangparallel gebändert, von Quarzadern begleitet und oft durch Klüfte mit Lettenbestegen unterbrochen oder versetzt. Vielfach sieht man in den bis fünf Meter mächtigen Gängen Brekzien des von den Seitenwänden hereingebrochenen Materials, das mit Quarz verbacken ist. Faust- bis kopfgroße Achatknollen stecken in einer Matrix aus schwarzblauem opakem Flußspat. In der Grube Kittenrain sieht man an den Wänden immer wieder große Flächen, die mit weißem tonigem Kaolin durchsetzt sind. Untergeordnet erscheinen auch grüne Butzen von Nontronit, die ebenfalls wie Kaolin als hydrothermale Zerstellungsprodukte anzusehen sind.

KRAUS (1958) deutet die ac-Klüfte einer Faltung mit nach Nordosten abtauchender Faltenachse als Schwächezone, in der Flußspat-Quarzlösungen aufgedrungen sind.

4.4 Mylonite

4.4.1 Scherzonen

Die Scherzonen sind nur wenige Meter mächtig und erscheinen in den einzelnen Gesteinsserien quasi eingeschaltet, oder sie trennen - wie im "Irlers Holz" - den Granit vom Gneis ab. Das ihnen gemeinsame, pfahlparallele Streichen läßt auf eine Anlegung in relativ jüngerer Zeit schließen und dokumentiert ihre genetische Beziehung zum Störungssystem des Donaurandbruches.

Im Aufschluß ist das total zerklüftete Gestein von Mangan- und Eisenoxydbeschlägen graugrün, braun oder schwarz gefärbt. Unter dem Hammer zerfällt es immer entlang der Klüfte in polygonale Bruchstücke. Im Abschnitt sieht man in einer graugrünen, sehr feinkörnigen Matrix gelangte Relikte eines schwach hämatitisierten Feldspatbandes oder Großkristalles.

Im "Irlers Holz" streicht eine Scherzone E 140⁰S und teilt den Kristallgranit I vom Lagen- und Augengneis ab. Kommt man von Süden, so bemerkt man eine zunehmende Kataklase des Granits. Die Feldspäte sind zerbrochen und die Matrix verquarzt. In der Scherzone selber ist nicht mehr zu unterscheiden, ob es sich um einen ehemaligen Granit oder Gneis handelt.

Mikroskopische Untersuchung

Unter dem Mikroskop bestätigt sich das kataklastische Gefüge. Quarzbruchstücke zeigen undulöse Auslöschung. In Scherzonen sind Quarze rekristallisiert, innig verzahnt oder zeigen polygonale Mörtelstrukturen. Bei eingeschobenem Quarz sieht man die morphologische und optische Orientierung

hervorgehoben. Um zwischengeschaltete reliktsche Körner lagern sich verzahnte Neubildungen an.

Farbloser bis blaßgrüner Chlorit durchflasert in engen Bahnen die kryptokristalline Matrix mit ihren Relikten und Neubildungen. Der optisch negative Chlorit zeigt oft taubenblaue Interferenzfarben. Eingeschlossene Erzschüppchen lassen bisweilen auf ehemalige Biotite schließen. Auf Rissen sprossen radialstrahlige Neubildungen.

Die Feldspäte sind meist zu feinem Mehl zermahlen, oder liegen mit zerrissenen, korrodierten Korngrenzen in der Matrix. Plagioklase zeigen stark verbogene Zwillingslamellen und sind stark serizitisiert. Die Kalifeldspäte werden randlich von Quarz und Chlorit verdrängt. Hellglimmer sprosst in den Rissen der zerbrochenen Klasten. Akzessorisch treten opakes Erz und Limonit in Rissen auf.

4.4.2 Mylonitisierter Kristallgranit I

Dieses Gestein hat eine vorwiegende Verbreitung im Westteil des Scheuchenberges und ist entlang des Grundgebirgsanstiegs in verschiedenen Erhaltungsformen aufgeschlossen. Der Mittelberg bei Tegernheim und der Burgberg bei Donaustauf sind aus dieser Fazies bestehende Horste.

Im Handstück fällt die Kataklyse durch starke Verquarzung, zerbrochene Kalifeldspäte und zahlreiche mit Quarz verheilte Risse auf. Die Feldspäte sind wechselnd stark hämatitisiert, die Biotite chloritisiert. Chlorit umsäumt zerbrochene Feldspäte, oder sprosst auf Rissen. Bis zu drei Millimeter starke Chloritbänder durchschneiden das Gestein. Der grobkörnige, porphyrische Charakter des Kristallgranit I ist jedoch weitgehend erhalten.

4.4.3 Mittelkörniger Mylonitgranit

Dieses Gestein bildet den Höhenzug des Scheibelbergs und grenzt damit an den mylonitisierten Kristallgranit I und die feinkörnigen Mylonite. Eine Grenze ist kaum auszumachen, da das Gestein im Meterbereich von feinkörnig über mittelkörnig bis zu grobkörnig wechselt. Im Normalfall ist das rote bis fleischfarbene Gestein homogen aufgebaut und wird nur durch eine makroskopisch diffuse Orientierung der Quarze und Haarrisse geregelt. Einzelne Feldspatkristalle sind selten mit dem Auge auszumachen. Meist lösen sie sich unter verschwommenen Korngrenzen auf. Dunkelgrüner Chlorit ist diffus angereichert oder zieht in feinen Rissen durch das Gestein. Die Klufflächen sind durch Mangan- oder Eisenoxide schwarz, bzw. braun gefärbt.

Das stark kataklastische Gefüge und die beherrschende Rekristallisation von Quarz verwischen den ehemaligen Kornverband dermaßen, daß nicht entschieden werden kann, ob es sich hier nicht um einen stärker mylonitisierten Kristallgranit I handelt.

4.4.4 Feinkörnige Mylonite

Diese Mylonite treten massiv am Scheuchenberg auf. In den nordwestlich von Demling gelegenen Steinbrüchen liegen diese Gesteine in unterschiedlicher Ausbildung nebeneinander vor.

Am Hügel der Walhalla steht ein feinkörniger Mylonit mit makroskopisch sichtbaren Kataklasten an. Von GÜMBEL (1968), KRAUS (1958) und in der Übersichtskarte von TROLL (1964), wird dieses Gestein als Rotliegend bezeichnet. Durch Vergleiche mit Dünnschliffen aus dem Gebiet des Scheuchenberges konnte von mir eindeutig festgestellt werden, daß es sich um die gleiche Gesteinsart handelt, nämlich um Mylonite, die in ihrer Matrix reliktsche Kataklasten enthalten. Auch die Geologie spricht gegen die Rotliegendehypothese: Der Walhallahügel liegt in einer Linie zwischen dem aus Kristallgranit I bestehenden Burgberg in Donaustauf und dem Scheuchenberg, die gewissermaßen als Horste des längs des Donaurandbruchs absinkenden Grundgebirges anzusehen sind.

In der feinkörnig homogenen Variante lassen sich nahezu keine Komponenten mehr aus der dichten Grundmasse ausmachen. Auf den ersten Blick erscheint das Material wie ein weißer Kalkstein. Es kann aber auch rote und grüne Farbtöne annehmen. Im Normalfall ist das Gestein hell, mit einem Anflug nach grün. In kleinen braunen Flecken hat sich Limonit angereichert.

Mikroskopische Untersuchung

Im Dünnschliff sieht man ein feinkörniges, kataklastisches Gefüge das von zahlreichen, winzigen Äderchen und Rissen durchzogen wird. Hauptbestandteile sind Quarz, Feldspatrelikte und Serizit.

Unter parallelen Nicols ist der Schliff durch starken Mikrolithbesatz dunkel gefärbt. Das Gestein besteht aus einer kryptokristallinen Matrix, die mit mikrokristallinen Quarz und Schichtsilikaten durchsetzt ist. In der Matrix erscheinen die Umrisse ehemaliger Minerale, die jetzt durch Quarz und Serizit vollständig verdrängt sind. Um diese ehemaligen Inselkristalle, die noch relativ scharfe Korngrenzen aufweisen, ist mikrokristalliner Quarz in vielen polykristallinen Einzelkristallen

mosaikartig gesprosst. Auf Scherbahnen lassen Quarz und Serizit bei eingeschobenem Quarz eine optische Orientierung erkennen. Feldspatrelikte stehen nahe der vollständigen Umwandlung in Serizit.

Kalzit sprosst mit amöboiden Korngrenzen in die Matrix. Kohlensäurehaltige Wässer können aus den Plagioklasen das zur Kalzitbildung notwendige Kalzium lösen. Unter dem Binokular sieht man bei 250-facher Vergrößerung ein punktförmiges Aufbrausen der mit Salzsäure behandelten Probe, das oft in unmittelbarer Nähe der erwähnten Limonitsekretionen zu beobachten ist.

Die Bildung von Karbonaten und Limonit steht in unmittelbarer Relation zu der Absenz und nahezu vollständigen Umwandlung von Chlorit. Durch verstärkten Angriff von H^+ -Ionen auf die OH^- -Bindungen wird die Vierschicht-Einheit der Chlorite unter Wasserbildung zerstört. Dabei entsteht zunächst unter Erhaltung einzelner Brucit-Inseln der "*swelling chlorite*". Bei weiterer Zersetzung können ganze Schichten, oder neugebildete Tonminerale (Montmorillonit, Illit, Vermiculit) als Zwischenpakete einsetzen und mit den noch intakten Chlorit-Paketen alternieren (interstratified chlorite). Das Endprodukt dieser Zersetzung ist die vollständige Umwandlung zu Tonmineralen unter gleichzeitiger Bildung von Mg-Fe-Karbonaten, Limonit und SiO_2 -Gel (TRÖGER, 1959). Diese Entwicklung kann man an der beschriebenen Mylonitserie verfolgen. Der Chloritgehalt sinkt bei zunehmender Verquarzung; obwohl der zunehmende Quarzgehalt keinesfalls der Chloritumwandlung allein zuzuschreiben ist. Der Tonmineralgehalt nimmt zu, und im Endglied der Reihe entstehen durch die von der Mylonitisierung begünstigte Zirkulation H^+ -reicher Lösungen Limonit und Karbonat.

4.5 Sedimente

Die meist terrestrischen Ablagerungsbedingungen des Perms und der Trias werden mit Beginn des Juras von einer marinen Sedimentation abgelöst. Die Transgression geht auch über das bayrische Grundgebirge hinweg. Durch die starke Heraushebung und Abtragung zur Zeit des Tertiärs werden diese Sedimente erodiert, so daß heute nur noch wenige Le-sesteine von der einstigen mesozoischen Überdeckung zeugen. Deswegen finden sich heute nur noch jüngste Ablagerungen und Sedimente des Perms, die durch Grabeneinbruch in die Tiefe versenkt wurden und so von der Erosion verschont blieben.

4.5.1 Perm

Die Sedimente des Perms erstrecken sich in einem ca. 10 Kilometer langen Graben in west-östlicher Richtung entlang des Grundgebirgsanstiegs von Tegernheim bis Sulzbach. In westlicher Richtung verengt sich der Graben von ca. 500-1000 Meter bis auf 80 Meter Breite.

Die Versenkung erfolgte während der Saalischen Phase der variszischen Gebirgsbildung. Die Schichten sind an den Bruchrändern flexurartig aufgeschleppt. Im Jahre 1788 wurde nördlich von Tegernheim eine erste Grabung nach Kohle vorgenommen. Die Prospektion ging bis ins Jahr 1844 und wurde dann wegen mangelnder Ergiebigkeit der Kohleflöze endgültig eingestellt. Aus dieser Zeit stammt auch das folgende Schichtprofil:

- 7 m : Quartärer Schutt
- 27 m : Roter Ton, wechsellagernd mit rötlichen, gelben, grünlichgrauen Arkosesandsteinen, bunten Konglomeraten mit Granit- und Gneisgeröllen.
- 37 m : Grünlicher Sandstein, wechselnd mit schwarzgrauen Schiefertonen mit Kohlespuren.
- 66,5 m : Grobkörnige, weiße und graue Sandsteine.

Die Gesamtmächtigkeit des Rotliegenden ist unbekannt. eingeschaltet sind immer wieder geringmächtige Kohleflözchen oder kohlige Tonsteine. In den Kohleflözen erhaltene Pflanzenfossilien wurden als Calamites approximatus und Calamites infractus erkannt. Eine zeitliche Einstufung ist daraus nicht möglich. Durch Vergleiche der Fazies mit der Weidener Bucht und des Schmidgadener Grabens folgt eine Einstufung in die Brandschieferzone des Unterrotliegenden (sämtliche Informationen aus GÜMBEL, 1868 und BAUBERGER, CRAMER, TILLMANN, 1969).

Heute steht das Rotliegende nicht mehr an. Der von GÜMBEL (1868) als Rotliegendes angesprochene *Granitsandstein* des Walhallahügels wurde von mir als kataklastischer Mylonit erkannt.

Im Oktober 1980 führte die Deutsche BP AG, Hamburg im Rahmen der Uranexploration im Bayrischen Wald ein Flachbohrprogramm mittels Rammsonde durch. Dabei wurden auch zwei Profile über den vermuteten Rotliegendegraben gelegt. Die Deutsche BP stellte die Bohrproben zur Untersuchung zur Verfügung.

Durch die Art der Probenahme ist das Gestein stark kataklasiert und aus dem ursprünglichen Verband gerissen. Es ergab sich folgendes Bohrprofil, das mit dem obigen übereinstimmt:

- 8 m : Quartärer Schutt; mittel-bis grobkörniger, schlecht sortierter Grus aus gerundeten Feldspäten und Quarz.
- 9 m : Roter Ton; in sehr feinkörniger Matrix aus zersetzten Feldspäten, Quarz und Hämatit finden sich außerordentlich viele vergrünte Biotite. Von diesem Ton wurde am Institut für Paläontologie der Universität München bei Prof. Dr. Jung eine Pollenanalyse durchgeführt, um eine zeitliche Einstufung zu ermöglichen. Leider verlief diese Analyse negativ, da eventuell vorhanden gewesene Pollen durch die starke Oxidation zerstört wurden.
- 9,7 m: Die Probe ist ein feinkörniger, grauer oder rotgefärbter Sandstein, dessen Komponenten in einer mehligem Matrix aus zersetzten Feldspäten stecken. Unter dem Binokular sieht man dünne Bänder aus Limonit und Hämatit. Die Komponenten sind teils gerundet, teils kantig.

Mikroskopische Untersuchung

Quantitative Analyse (Vol. %)

Qu	Matrix	Kf	Pg	Bi+Chl	Summe	Schliff
39.7	52.0	5.9	2.4	-	100.0	RoGr
41.5	49.3	6.8	1.5	0.9	99.7	Ro=

Unter dem Mikroskop fällt sofort, die durch die Art der Probennahme bedingte Kataklase sämtlicher Komponenten auf.

Die Quarze zeigen unterschiedliche Rundungsgrade und löschen glatt aus. Sie schwimmen in einer Matrix bestehend aus Hellglimmer, Chlorit und zersetzten isotropisierten Feldspäten.

Von den Feldspäten ist der Kalifeldspat noch am besten erhalten. Die stark zersetzten Klasten zeigen zum Teil Reste einer Perthitentmischung. Plagioklas tritt nur noch in Relikt-kristallen auf.

5. TEKTONIK

Die Gesteinsserien des Regensburger Waldes sind von der Vielzahl der tektonischen Ereignisse geprägt.

Die aus der Anatexis I entstandenen lagigen Gneise werden während der Orogenese I um eine Südwest-Nordost streichende Faltenachse verformt. Der Regensburger Raum ist durch Südwest-Nordost streichende Gesteinseinheiten gekennzeichnet (BAUBERGER, CRAMER, TILLMANN, 1969). Dieser Richtung parallel verlaufen auch die Grenzen Granit zu Gneis.

Nach ANDRITZKY (1964) unterlagen die Gneise dieses Gebietes einer Anatexis II. Die lagigen Gneise werden zum Teil in Diatexite umgewandelt. Die variszische Orogenese (Orogenese II) bewirkt die Verformung der Gneise um eine flach nach Westen bis Nordwesten abtauchende Faltenachse. Unter südostvergenten Faltenbewegungen entsteht eine Südwest-Nordost streichende Folge von Mulden aus Körnelgneis und Sätteln aus Kristallgranit I (ANDRITZKY, 1964). Die tektonischen Elemente der beiden Orogenesen scheinen miteinander verzahnt zu sein, wobei sich der Bauplan der älteren Gebirgsbildung bedeutend stärker durchsetzen konnte. Die nachvariszische, germanotype Bruchtektonik wirkte sich nachhaltig auf den Gesteinsverband aus.

Es sind hauptsächlich zwei Störungssysteme, die das heutige Landschaftsbild prägen. Dies ist einmal der herzynisch streichende, pfahlparallele Donaurandbruch, der das bayrische Grundgebirge von den tertiären und quartären Schichten der Donauebene trennt.

In der Nähe des Donaurandbruches sind die Gesteine auf 1 Kilometer wechselnd stark mylonitisiert. In nördlicher Richtung schließen sich Mylonitzonen an, die dem Pfahl und damit dem Donaurandbruch parallel verlaufen. Der Betrag der Absenkung Tiefscholle relativ zur Hochscholle konnte bei Füssing im Innviertel abgeschätzt werden. Die Bohrung *Füssing*, 1937 traf das Kristallin in 1095 Meter Teufe an.

Im Westen wird der Regensburger Wald durch die Keilbergstörung begrenzt. Sie verläuft zunächst in nord-südlicher Richtung, um dann in Höhe der Wenzenbachlinie in die eggische Richtung umzuschwenken. Entlang dieses Störungssystems wurde der Vordere Bayrische Wald im Untermiozän und nochmals an der Wende Torton zu Sarmat viele hundert Meter emporgehoben und nach Nordosten gekippt. Das ehemalige Sedimentdach ist in der Bodenwöhrer Senke noch erhalten (BAUBERGER, CRAMER, TILLMANN, 1969). Die mesozoischen Schichten im Westen wurden dabei am kristallinen Sockel aufgeschleppt. In der Bohrung *Keilberg II* wurde das Kristallin in 150 Meter Teufe angetroffen. Nimmt man eine durchschnitt-

liche Höhe des Grundgebirges von 530 Meter an, so ergibt sich ein Versetzungsbetrag von mindestens 700 Meter.

5.1. Luftbildauswertung

An Hand der Luftbilder im Maßstab 1: 25 000 wurden Photo-lineationen ausgemacht. Die stereoskopisch bedingte Überhöhung, der schroffe Anstieg zum Grundgebirge und der üppige Baumbewuchs betonen die Lineationen der schluchtenartigen V-Täler. Großräumige Lineationen werden durch diese meist abgeschnitten oder durch Bepflanzungen verdeckt. Deswegen werden die Maxima hauptsächlich durch die Talrichtungen beeinflusst.

Die Streichrichtung der Lineationen wurde mit dem Kompass eingemessen und entsprechend ihrer Anzahl, mit linear zunehmender Intensität in den Richtungsrosen dargestellt. Weiterhin wurde das Gebiet in Ost und West unterteilt, wobei der Otterbach als Grenze angenommen wurde.

Das Maximum der Lineationen liegt im Westen (Abb. 3) mit 170° - 180° Streichrichtung steiler nach Norden gerichtet als im Osten (Abb. 4) mit 160° - 170° . Die Täler folgen also meist der Richtung der Regentalstörung. Während im Westen die Untermaxima breit gefächert sind, erscheint im Osten nur ein schwaches Untermaximum bei 140° - 150° , das mit dem Streichen der Flußspatgänge und damit mit dem Streichen der ac-Klüfte übereinstimmt. Im Donaustauffer Teil (Westen) scheint außerdem mit 110° - 120° die Donaurandbruchstörung und mit 30° - 50° das "bc" der Gneise durch.

Die Zusammenfassung der Rosen (Abb. 5) zeigt ein komplexes Bild, in dem aber eindeutig die Richtung der Regentalstörung bevorzugt wird. Diese anzahlmäßige Darstellung unterdrückte wegen der Berücksichtigung und dadurch starken Überbewertung kleinräumiger Lineationen den Einfluß großräumiger Störungssysteme auf das Gesamtsystem. Deswegen wurden die Lineationen längenmäßig erfasst und ebenfalls linear in Richtungsrosen dargestellt.

Dabei ergab sich in den beiden Teilgebieten, sowie in der Gesamtdarstellung (Abb. 6) ein ausgesprochen starkes Maximum in der Richtung 110° - 120° , die den Staffelbrüchen parallel des Donaurandbruches entspricht. Im Westteil sind die Untermaxima differenzierter gestreut als im Osten (160° - 180° , 20° - 50° , 130° - 140°).

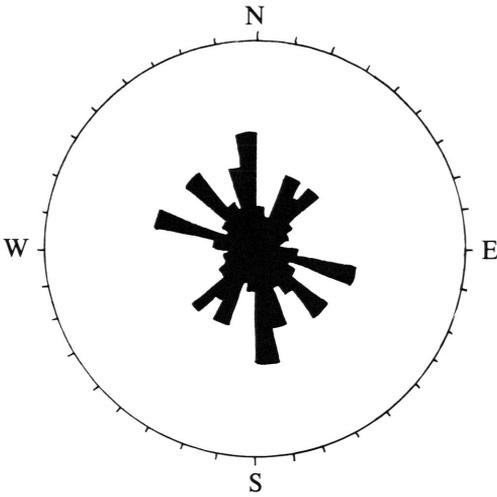


Abb. 3
Luftbildauswertung Gebiet West
Anzahl der Lineationen

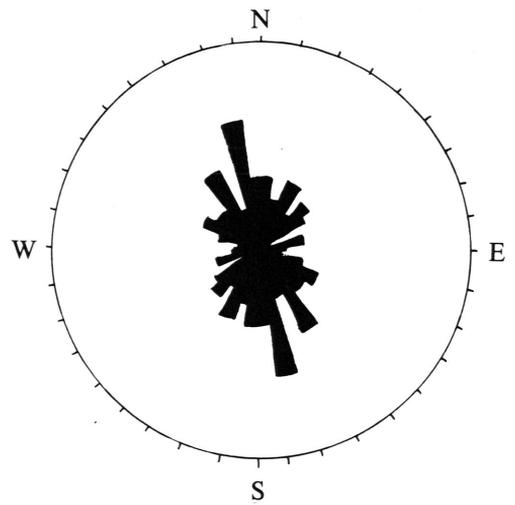


Abb. 4
Luftbildauswertung Gebiet Ost:
Anzahl der Lineationen

Radius entspricht 20 Messungen.

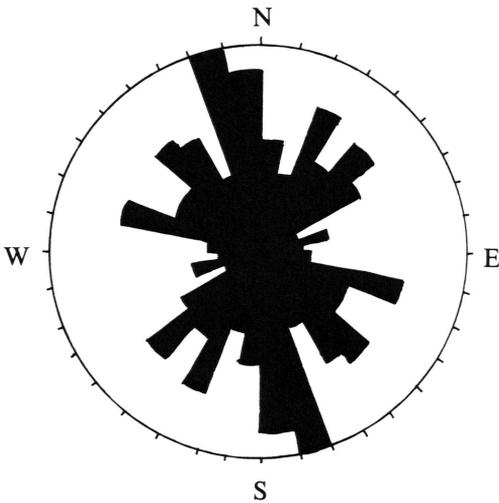


Abb. 5
Luftbildauswertung Gesamtgebiet:
insgesamt 192 Lineationen
Radius entspricht 20 Messungen

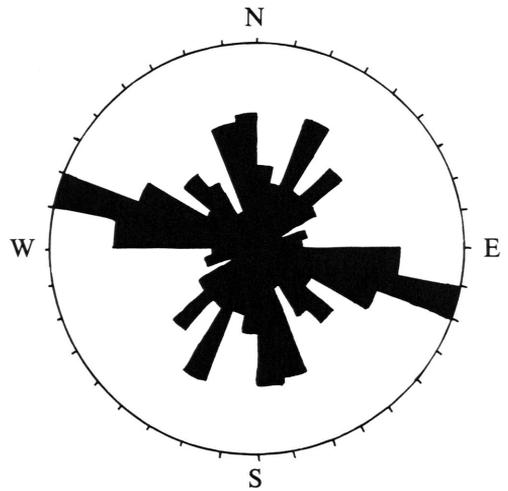


Abb. 6
Luftbildauswertung Gesamtgebiet:
Länge der Lineationen.
Radius entspricht 10 km.

In der Gesamtdarstellung erscheint das vorerst so ausgeprägte Maximum der Regentalrichtung als weniger ausgeprägtes Hauptmaximum. Die Schlußfolgerung daraus ergibt, daß die Lineationen des Donaurandbruches ältere angelegte Störungssysteme überprägt und verwischt haben. Da aber Regentalstörung und Donaurandbruch etwa gleich alt sind, muß angenommen werden, daß sich die Bewegungen entlang des Donaurandbruches bis in die jüngste Zeit fortgesetzt haben, während sich entlang der Regentallinie keine bedeutenden Ereignisse durchsetzen konnten. Dafür spricht auch der Verlauf der Donau, die bei Regensburg ihren nordöstlichen Verlauf unterbricht und nach Südosten umbiegt. Augenscheinlich folgt sie dem stärksten Absinken staffelbruchartiger Schollen.

Die ausgeprägten Untermaxima im Westteil lassen sich an Hand der Geologie erklären. Während im Osten der Kristallgranit I ein zusammenhängendes starres Massiv darstellt und dadurch weniger starke Bewegungen besser unterdrücken kann, ist diese Stabilität im Westteil nicht gegeben. Hier wird die Kontinuität des Granitmassivs durch die Gneiszüge unterbrochen. An den Kontakten entstehen Schwächezonen, an denen sich Spannungen abbauen können. Außerdem sind die viel weiche- ren Gneise anfälliger für Entlastungen entlang sekundären Störungssystemen und bewirken dadurch das Bild komplexer Bewegungsvorgänge.

5.2 Gefügemessungen im Gelände

5.2.1 Schieferiger Blastomylonit

Die s-Flächen werden hier als Melanosomen parallele Diskontinuitätsflächen angenommen, die subparallel der Achsenebene verlaufen. Dieses Gestein zeigt eine ausgesprochen straffe, parallele Ausbildung der Schieferungsflächen. Mit ca. 70° streichen zwei Gneiszüge in den Kristallgranit I. Die s-Flächen sind dem Kontakt Granit-Gneis parallel und fallen mit ca. 70° nach Nordwesten ein. Damit handelt es sich hier um einen isoklinalen Faltenbau mit südöstlicher Vergenz, der in einer älteren Orogenese I mit nach Nordosten abtauchenden Faltenachsen geprägt wurde (ANDRITZKY, 1964). Im Schmidt'schen Netz wurde durch die Pole der s-Flächen ein Großkreis gelegt und dadurch der Durchstoßpunkt der Deformationsachse bestimmt. Die b-Achse streicht demnach 65° und fällt flach mit 25° nach Nordosten ein.

5.2.2 Diatexite

Die weitgehend homogenisierten Perl- und Körnelgneise zeigen oftmals nur schwach ausgebildete Schieferungsflächen.

Die s-Flächen ordnen sich entlang eines Großkreises an und zeigen ein schwaches Maximum bei $30^{\circ}/50^{\circ}$ NW. Dabei ist ein ostwärts gerichteter Trend der Streichrichtungen entlang des Großkreises zu bemerken. Durch die Lage des Großkreises ist das Einfallen der b-Achse bestimmt und liegt mit $300^{\circ}/30^{\circ}$ NW in der Richtung der Faltenachse einer jüngeren Orogenese II. Die Streuung der s-Flächen spricht für ein Durchscheitern der Orogenese I. Die Diatexite können also als jünger angesehen werden als die lagigen Gneise. Im Zuge des letzten Deformationsaktes sind sie aus diesen entstanden und umgeprägt worden. Während manche Gebiete von einer Aufschmelzung verschont blieben und heute durch ihr lagiges Gefüge ihren damaligen Zustand demonstrieren, sind andere Partien von einer starken Anatexis und Rekristallisation erfasst worden, die das heutige Gefüge prägt.

5.2.3 Scherungszonen

In einer Mylonitzone an der Reifeldingerstraße wurden 131 Messungen vorgenommen (Abb. 7 und 8).

Es stellte sich heraus, daß die Maxima zueinander senkrecht stehen und sich aus zwei Untermaxima zusammensetzen. Das Kluftsystem ist daher zwei unterschiedlichen Bewegungsphasen zuzuordnen. Da sich die Mylonitzone erst postmagmatisch nach der Intrusion des Kristallgranit I entwickelte, ist ihre Genese in vorgeprägten Schwächezonen synorogener bis postorogener Bewegungen zu suchen.

Die Hauptklufttrichtung mit $145^{\circ}/75^{\circ}$ NE entspricht somit den ac-Klüften der Orogenese I mit nach Nordosten abtauchenden Faltenachsen. Dazu rechtwinklig erscheinen die bc-oder Längsklüfte mit $58^{\circ}/70^{\circ}$ NW. Dieses System wird durch Bewegungen jüngerer Art überprägt, die dem lokalen Streichen des Donaurandbruch parallel verlaufen. Die Längsklüfte streichen parallel der Erstreckung der Scherzone mit 125° und fallen mit 55° nach Nordosten ein. Im rechten Winkel dazu erscheinen die Querklüfte mit $20^{\circ}/70^{\circ}$ NW.

5.2.4 Granite

In diesem Diagramm (Abb. 9) sind 195 Messungen dargestellt, die aus einer Vielzahl von Granitaufschlüssen stammen. Das Hauptmaximum mit $170^{\circ}/90^{\circ}$ ist im Westteil bedeutend stärker ausgebildet als im Ostteil, wo eher herzynische Richtungen vorherrschen. Zu diesem Maximum erscheint die Ost-West-Komponente mit $80^{\circ}/90^{\circ}$ im rechten Winkel dazu streichend.

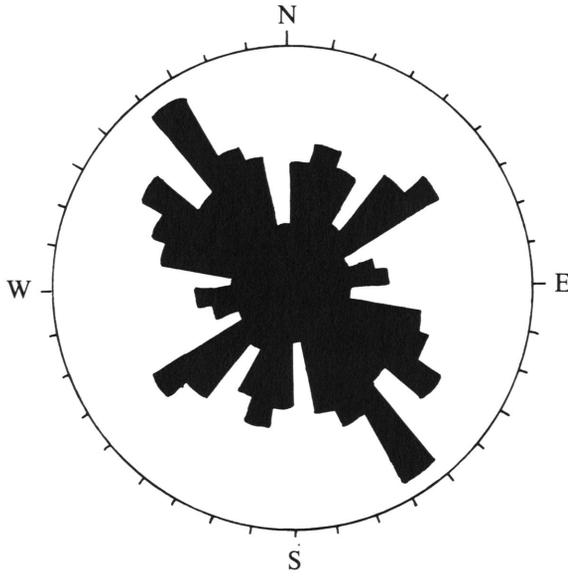


Abb. 7
Mylonitzone 1 a: Kluftrose, 181 Messungen
Radius entspricht 20 Messungen.



Abb. 8
Klüfte in der Mylonitzone 1 a,
181 Messungen (Linien der
prozentualen Verteilungsdichte
für 1, 2, 3 und 5 %).

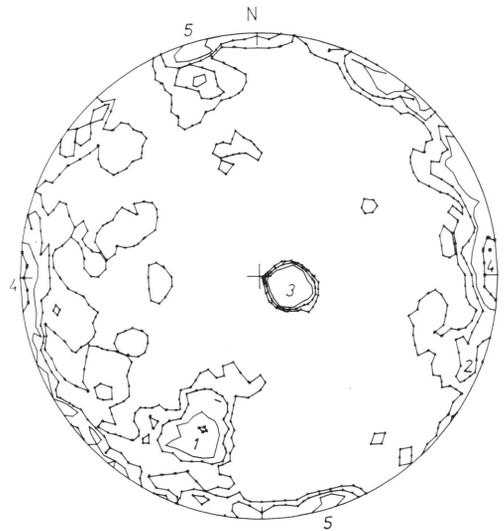


Abb. 9
Klüfte (GES) im Granitgebiet
195 Messungen (Linien der
prozentualen Verteilungsdichte
für 1, 2, 3 und 5 %).

Die Lagerklüfte bilden ein Maximum der Pole in $10^{\circ}/10^{\circ}$ NW. Ein im Schmidt'schen Netz auffallendes Maximum stellt GES 1 dar, das mit $110^{\circ}/60^{\circ}$ NE parallel dem Donaurandbruch streicht.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Klüfte eher einer Nord-Süd Tektonik folgen, als einer Orientierung nach der Faltung der Orogenese I. Deswegen erscheint die Auslegung nach einem jüngeren Bewegungsablauf als sinnvoller. Das Maximum der Klüfte mit $150^{\circ}-170^{\circ}$ entspricht den Dehnungsklüften einer Orogenese II, mit nach WNW abtauchenden Faltenachsen. Andererseits ist der Einfluß der germanotypen Bruchtektonik mit in die Interpretation einzubeziehen. Die Regentalstörung mit nahezu Nord-Süd Streichen verläuft parallel dem Hauptmaximum, das in diesem Fall die Längsklüfte präsentiert (ac-Klüfte der Orogenese II). Die Querklüfte (bc-Klüfte der Orogenese II) streichen rechtwinklig dazu. Daneben setzen sich NW-SE-Richtungen durch, die einerseits dem lokalen Streichen des Donaurandbruches, andererseits großräumigen herzynischen Streichrichtungen entsprechen (ac-Klüfte der Orogenese I). Die tektonischen Elemente überlagern sich und fallen zusammen. Denkbar wäre beispielsweise ein Verlauf der Regentalinie und des Donaurandbruches in Schwächezonen, die sich parallel zu den Strukturelementen der Orogenesen entwickelt haben.

Abkürzungen: Qu Quarz, Kf Kalifeldspat, Pg Plagioklas, Bi Biotit, Co Cordierit, Hgl Hellglimmer, Chl Chlorit, Acc Akzessorien, N Norden, S Süden, W Westen, E Osten.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDRITZKY, G. (1964) Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Blatt Nittenau TK 6839; München
- BAUBERGER, W., CRAMER, P., TILLMANN, H. (1969) Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Regensburg TK 6939; München.
- DAUNER, W. (1978) Die metamorphen Gesteine von Wenzenbach. Unveröffentlichte Diplomarbeit; TU München.
- FISCHER, G. (1959) Der Bau des Vorderen Bayrischen Waldes. J. ber. u. Mitt. oberh. geol. Ver. 41, S. 1-21; Stuttgart.
- FISCHER, G. u. TROLL, G. (1973) Bauplan und Gefügeentwicklung metamorpher und magmatischer Gesteine des Bayrischen Waldes. Geol. Bav. 68, S. 7-44; München.
- GÜMBEL, C.W. (1868) Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. II A^bt. Ostbayrisches Grenzgebirge; Gotha.
- HERGET, G. u. KÖHLER, H. (1976) Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern, Wörth TK 6940; München.
- KÖHLER, A. (1950) Zur Entstehung der Granite der Südböhmischen Masse. Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3F. 1, S. 175-184.
- KRAUS, G. (1962) Gefüge, Genese und Kristallgrößen des Kristallgranits im Vorderen Bayrischen Wald. N. Jb. Min. Abh. 97, S. 357-434; Stuttgart.
- KRAUS, G. (1958) Tektonik und Genese der Flußspatgänge östlich von Regensburg im Bayrischen Wald. N. Jb. Min. Abh. 92, S. 109-146; Stuttgart.
- MATTHES, S. u. HABENICHT, K. (1959) Über Einschaltungen von Pyroxengneismyloniten aus dem Kristallin des Vorderen Bayrischen Waldes östlich von Regensburg. Geol. Bav. 39; München.
- TRÖGER, W. (1959) Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TROLL, G. (1968) Führer zu geologisch-petrographischen Exkursionen im Bayrischen Wald, Teil I Regensburger Wald. Geol. Bav. 59; München.
- VOLGER, K. (1958) Die Anatexis im Vorderen Bayrischen Wald. Acta Albertina Ratisbonensia Nr. 22; Regensburg.