

- WALDMANN, L.: in Handbuch der Regionalen Geologie. I. Bd., 5. Abt. Die Sudetenländer unter Mitarbeit von L. WALDMANN u. A. LIEBUS von W. PETRASCHKE, Heidelberg 1944.
- WALDMANN, L.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75.000, Blatt Litschau—Gmünd (4454). Geol. B.-A., Wien 1950.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. In: SCHAEFFER, F. X. Geologie von Österreich. — Verlag Deuticke, Wien 1951. S. 10—94.
- WIESNER, F.: Die kristalline Umrahmung des Gailneukirchner Beckens. — Inaug.-Diss. phil. Fak. Univ. Graz 1942.
- WILLMANN, K.: Die Redwitzite, eine neue Gruppe von granitischen Lamprophyren. — Ztschr. Deutsche Geol. Ges., Bd. 71, 1919, Berlin 1920. S. 1—33.
- ZIRKL, E.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A. 1960. S. A 97—A 98.

Neue geologische Ergebnisse aus dem Sauwald (O.-Ö.)

Von OTTO THIELE

Mit Tafel 3

Im Rahmen bzw. im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt sind seit einigen Jahren Kartierungsarbeiten im Gange, welche die Erstellung einer geologischen Übersichtskarte des Mühlviertels und des Sauwaldes zum Ziele haben (1, 3, 4, 5, 11, 13, 15, 19 und 21). Dem Verfasser fiel dabei die Bearbeitung des südwestlichen Abschnittes zu, welcher auf beigegebenem Übersichtskärtchen dargestellt ist. Die Arbeiten, insbesondere die genaueren petrographischen Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen, trotzdem erscheint ein kurzer Überblick über die bisher gesicherten Neuergebnisse gerechtfertigt, vor allem deshalb, weil einige der hier behandelten Fragen auch für weitere Gebiete des Moldanubikums Bedeutung haben. (Über den nördlich anschließenden Teil des westlichen Mühlviertels berichtet im gleichen Heft dieser Verhandlungen G. FUCHS.)

Überblick über den geologischen Aufbau

Entlang der Donau zieht ein verhältnismäßig schmaler Streifen von Bänder- und Schiefergneisen (Hornblende- und Biotitgneise) mit Einschaltung von Amphibolit, stellenweise Graphitschiefer und Spuren von Marmor, Serpentin (Ophicalcit). Daneben finden sich reichlich aplitoide und pegmatoide Lagen und Gängchen, sowie Lager und Gänge von hellem, meist zweiglimmerigen Feinkorngranit bis Granitgneis. Die ganze Serie streicht W—E bis WNW—ESE, fällt generell steil bis mittelsteil gegen N und zeigt intensive Durchbewegung, zum Teil unter Bildung prächtiger, alpinotyper, anscheinend südvergenter Faltenstrukturen. Faltenachsen flach W—E bis WNW—ESE.

Nördlich dieser Serie folgen mit gleichsinnig orientiertem Streichen Perlgneise und Grobkorngneise (= dem Weinsbergergranit zuordenbare Mischformen mit zentimetergroßen Kalifeldspatporphyroblasten); südlich an den Schiefergneisstreifen anschließend — diesen zum Teil noch miterfassend — eine Zone starker Mylonitisation, die Donaustörung.

Der überwiegende Teil des nördlichen und ein Großteil des mittleren Sauwaldes wird von Perlgnen (Oligoklas — Biotitgnen), Cordieritperlgnen, Körnelgnen (im Sinne Gümbel — Grabers) und kalifeldspatführenden biotitcordieritreichen Migmatiten aufgebaut, alles in allem variszische Mischgesteine

mit mehr oder minder reichlichen reliktschen Partien von Schiefergneisen, Cordierit-Sillimanitgneisen und dichten Kalksilikatfelslinsen. Das generelle Schichtstreichen und die im Felde sichtbaren Lineare folgen im Nordbereich ebenfalls wieder der WNW—ESE-Richtung, gegen SE zu ist ein langsames Umschwenken in die NW—SE-Richtung zu verzeichnen.

Im Süden und in geringerem Maße auch bereits im mittleren Sauwald werden große Flächen von mehr gleichförmigen, lagigen oder flaserigen Biotit — Oligoklasgneisen aufgebaut, welche stellenweise in fast vollkommen homogen richtungslos-körnige Massengesteine granodioritischer Zusammensetzung übergehen. Hierzu treten, besonders wieder im Südteil angereichert, einige größere Granitmassive und, regellos über das Gesamtgebiet verteilt, eine Vielzahl von kleineren Granitvorkommen. Teils handelt es sich dabei um \pm cordieritführende Granite mit reichlich reliktschen Paragesteins-Einschlüssen (Schärdinger Granit und der ihm verwandte Peuerbacher Granit), teils um jüngere helle Feinkorn-Zweiglimmergranite.

Zu diesen bisher besprochenen, variszisch gebildeten bzw. geprägten Felsarten kommt nun noch eine Gesteinsgesellschaft, welche sich sowohl in mineralfazieller wie tektonischer Hinsicht deutlich abhebt: Granat-Sillimanit-Cordieritgneise, Sillimanit-Cordieritschiefer, Augitgneise usw., oft intensiv gefältelt, mit SSW—NNE gerichteten, mitunter um die (variszische) WNW—ESE-Richtung rotierten Faltenachsen. Sie repräsentieren den ältesten Gesteinsbestand unseres Gebietes.

1. Vorvariszisches Kristallin

An einigen Stellen, wie auf dem Übersichtskärtchen ersichtlich, ist der vorvariszische Gesteinsbestand, im folgenden kurz „Altbestand“ genannt, noch in größeren zusammenhängenden Partien erhalten. Er setzt sich aus einer sehr mannigfaltigen aber stets typischen Gesteinsgesellschaft zusammen: Granat-Sillimanit-Cordieritgneise mit hellen, quarz-feldspatreichen, oft intensiv gefältelten und an pygmatische Formen erinnernde Lagen; Cordierit-Quarzitgneise mit grobkristallinen Quarzbänken, granatfreie und granatführende Paragneise (Biotit-Plagioklas-Gneise) Sillimanit-Cordieritschiefer bis Granat-Sillimanit-Cordieritglimmerschiefer (wieder meist intensiv gefältelt), Augitgneise und Kalksilikatfelse (Erlane). Stellenweise tritt noch hinzu: Marmor (begleitet von Augit-Granatfels), Hornblendegneise und Amphibolite (selten) und Ultrabasite.

Mikroskopische Besonderheiten: Bei den Gr.-Sill.-Cord.-Gneisen (westl. Hochbuch, südl. U-Harmannsedt) überwiegt meist der Mikroclin stark gegenüber dem Plag., der Cordierit ist xenomorph, oft ausgesprochen zwickelfüllend und führt stets reichlich Einschlüsse von Sillimanit, der Granat hingegen idiomorph, klar und einschlußlos. In einem Granat-Sillimanit-Cordierit-Glimmerschiefer (E Ingling) ist um jedes Granatkorn eine Hülle von einschlußfreiem Cordierit entwickelt, an welche sich dann Sillimanitsträhne herumschmiegen, welche vom weiterwachsenden Cordierit umschlossen werden — ein Bild, welches zeigt, daß (zumindest hier) die erste Bildung der Granat, die folgende reiner Cordierit und schließlich Sillimanit + Cordierit war. Mit dem Sillimanit vergesellschaftet tritt fast stets grüner, mitunter auch brauner Spinell auf. Ferner findet sich sowohl in den Gneisen und Schiefen als auch in den (seltenen) Marmoren, oft reichlich Graphit.

Die Mineralvergesellschaftung in diesen Gesteinen, z. B. das Nebeneinanderbestehen von kalifreien Tonerdesilikaten und Kalifeldspat, weist auf Bildungsbedingungen hin, welche den hochtemperierten Bereichen innerhalb der Amphibolitfazies — etwa der Sillimanit-Almandin-Subfazies (TURNER-VERHOOGEN, 1951) — entsprechen. Die Cordierit-Sillimanitbildung in diesen Gesteinen steht

keineswegs mit dem Aufdringen der variszischen Granite im Zusammenhang, wie dies ältere Bearbeiter unseres Gebietes (TILL, 1913) angenommen hatten, diese Mineralisation gehört einem eindeutig älterem Metamorphosezyklus an: Die Strukturelemente in diesen älteren Komplexen liegen quer zur jüngeren, in variszischer Zeit geprägten herzynischen WNW—ESE-Streich- und Achsenrichtung, meist annähernd senkrecht dazu. Die Faltenachsen der oft recht intensiven und engen Fältelung des Altbestandes verlaufen fast stets SSW—NNE. Im Westen, etwa im Einzugsbereich des Inn, wo sogar die Grenzlinien dieser Serie zum Teil noch annähernd die alte Richtung nachzeichnen, finden sich noch flache NNE—SSW-Achsen. Hier hat sich die variszische Durchbewegung anscheinend wenig ausgewirkt. Im Mittelteil (gut studierbar an den Aufschlüssen südlich U.-Harmannsdorf und am Güterweg zwischen Ebertsberg und Langendorf) weisen NNE- bzw. SSW-Steilachsen auf eine Rotation um die jüngere WNW—ESE-Achse hin.

Auf dem Achsen-Diagramm auf Tafel 3 ist der Bereich aller B-Achsen des Altbestandes grau angelegt. Infolge der Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse und der sich daraus ergebenden geringen Anzahl sicherer Meßwerte (67) ist das sicher keine statistisch voll befriedigende Darstellung, zeigt aber m. E. die tektonischen Verhältnisse trotzdem recht eindeutig.

2. Die variszischen Mischgesteine

Die variszische Migmatisation des Altbestandes, welche in ihrem weiteren Verlauf bis zur Bildung anatektischer Massengesteine — Granodiorite und Granite — führt, kann in recht verschiedenen Formen vor sich gehen: Metablastese unter anfänglicher Beibehaltung der alten, gefältelten Strukturen, lager- und gangförmige Durchsetzung mit jüngeren Mobilisaten oder — und dies wohl vorherrschend — diffuse Auflösung durch Aufschmelzung. Es lassen sich diese Vorgänge weder räumlich noch zeitlich scharf trennen, sondern gehen sämtlich Hand in Hand und führen in ihrer Gesamtheit zu einer weitreichenden Anatexis des Altbestandes. Die Frage, wie weit dabei Stoffzufuhr mit eine Rolle spielt, soll in dieser Arbeit nicht behandelt werden.

a) Perlgneise und Cordieritperlgnese. Der Übergang von Altbestand zu Perlgnese.

Zuerst einige Worte über den Begriff Perlgnese: In Anlehnung an GÜMBEL wurden für unser Gebiet vor allem von H. V. GRABER für spezielle Typen von Mischgesteinen die Namen Perlgnese und Körnelgnese eingeführt. „Perlgnese sind Schiefergnese mit beginnender Feldspatung. Zwischen den einzelnen, oft mit Sillimanit verwobenen Glimmerfasern schalten sich gleichgroße, 2—4 mm rundliche Körner von Quarz und Feldspat oder Gruppen dieser Gemengteile ein, die sich im Querbruch wie Perlen einer Perlenschnur aneinanderreihen. Die Körnelgnese sind bereits völlig gefeldspatet, die Glimmer in einzelne Blättchen verstreut; dadurch ähnelt das Gestein Graniten“ (GRABER, 1956). Wie schon GRABER betont, können diese beiden nur graduell verschiedenen Typen wegen ihrer engen räumlichen Verquidung in unserem Gebiet nicht gesondert werden. Da nun G. FUCHS im nördlichen Nachbargebiet eine Zeitlang speziell die Übergangstypen zwischen Perlgnese und Weinsbergergranit mit ihren großen Kalifeldspatporphyroblasten als Körnelgnese bezeichnet hat, soll dieser Name überhaupt vermieden werden. Die verbleibende Bezeichnung „Perlgnese“, die nun auch für die mehr granitähnlicheren Typen Anwendung findet, ist wohl auch nicht sehr glücklich, da sie nun schon rein beschreibend nicht mehr voll entspricht. Außerdem verbinden mit dem Begriff Perlgnese verschiedene Autoren verschiedene genetische Vorstellungen: MEHNERT — Schwarzwald: Metablastese; G. FISCHER und seine Schule — Bayr. Wald: Tiefenblastomylonite; H. V. GRABER und L. WALDMANN — Mühl- und Waldviertel: Feldspatung durch Graniteinwirkung, (der Verfasser in dieser Arbeit: Metablastese und Anatexis!). Trotz dieser Bedenken soll jedoch der Name Perlgnese einstweilen — besonders im Hinblick auf die Koordinierbarkeit der einzelnen Kartenabschnitte des oberösterreichischen Kristallins (J. SCHADLER verwendete auf dem 1952 erschienenen Blatt Linz-Eferding den Begriff Perlgnese etwa im gleichen Umfang wie Verfasser) — beibehalten werden.

Die Perlgneise sind in der Regel mäßig bis schwach schiefrig struierte Plagioklas-Biotitgneise, in denen der Mikroklin entweder ganz fehlt, oder doch bedeutend gegenüber dem Plagioklas zurücktritt. In den mehr schiefrigen Typen bildet der Plagioklas Rundlinge, sonst neigt er zur Idiomorphie. Er zeigt schwachen Zonarbau, sein mittlerer Anorthitgehalt liegt im allgemeinen um 30%. Der Biotit ist meist als Scheiterbiotit entwickelt, mitunter in Parallelverwachsung mit Hellglimmer. Erzausscheidungen (Ilmenit?) an Biotitpaltrissen und Rändern sind die Regel, besonders bei beginnender Chloritisierung. Quarz ist zwickelfüllend; hiezu kommen die üblichen Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz (Orthit).

Zu diesem Mineralbestand tritt vielfach in bedeutendem Maße der Cordierit: Verhältnismäßig große, rundliche, meist einschlußfreie Formen, mehr oder minder stark umgewandelt in Hellglimmer und Chlorit oder in ein gelblich-bräunliches isotropes Mineral (eisenschüssiges Kieselsäuregel?). Bisher konnte bezüglich der räumlichen Verbreitung der Cordieritführung keine Gesetzmäßigkeit gefunden werden. Cordieritperlgnese und cordieritfreie sind offensichtlich kartennmäßig nicht zu trennen. Lediglich in den mechanisch stärker beanspruchten Bereichen entlang der Donau fehlt Cordierit ganz. Es dürfte zum Teil hier schon bei der Perlgnesebildung so starke Durchbewegung geherrscht haben, bei welcher sich der Cordierit nicht bilden konnte. Teils ging er durch Verglimmerung (und Chloritisierung) verloren.

Charakteristisch für die Perlgnese sind die in ihnen enthaltenen Relikte von Altbestand: Schiefergnese, Sillimanitgnese, Augitgnese usw., oft in ganz beträchtlicher Menge und in größeren Schollen, dann wieder in nur ganz wenigen kleineren Fetzen. Teils liegen sie diskordant zum Parallelgefüge der Perlgnese und lassen noch in sich die für den Altbestand typische Kleinfältelung erkennen, teils sind sie mit eingeregelt. Auch dort, wo man freiäugig keine Altbestandsrelikte in den Perlgnesen mehr erkennen kann, weisen u. d. M. Sillimanit- und Spinellführende Partien auf das überwältigte Ausgangsgestein hin.

Nun zur Frage der Perlgnesebildung: In älteren Arbeiten (TILL, 1913) werden die mehr massigen Typen unserer Perlgnese im allgemeinen als Cordieritgranite angesprochen, welche viel Schiefergnese material führen. Diejenigen mehr schiefrigen Typen, welche TILL selbst als Perlgnese bezeichnet hat, werden von ihm als verschieferter Cordieritgranit gedeutet. Er denkt also wohl an eine Intrusivnatur dieser Gesteine. H. V. GRABER, welcher in zahlreichen seiner 1926 bis 1936 und 1956 erschienenen Arbeiten eine Fülle von Beobachtungen mitteilt, welche das Donautal und den nördlichen Sauwald betreffen, hebt immer wieder die Mischgesteinsnatur der Perlgnese hervor: Nur deutet GRABER die Perlgnese und Körnelgnese als Mischformen zwischen Schiefergnesen und bestimmten Graniten: Bei den Mischgesteinen nördlich der Donau spricht er von Weinsberger Perl- und Körnelgnesen, also von Mischgesteinen, welche durch Einwirkung des Weinsberger Granits aus den Schiefergnesen usw. entstanden sind, in unserem Falle, südlich der Donau, von Mauthausener Perl- und Körnelgnesen.

Bezüglich der Mischgesteine, welche räumlich und genetisch mit dem Weinsberger Granit verbunden sind, möchte ich mich hier nicht äußern, da diese nur in ganz kleinem Ausmaße in mein Arbeitsgebiet hereinreichen und ja G. FUCHS im gleichen Heft dieser Verhandlungen darüber ausführlich berichtet. Was jedoch die „Mauthausener Perl- und Körnelgnese“ betrifft: In unserem Gebiet ist der Mauthausener Granit niemals Ursache zur Perlgnesebildung, und auch

ganz allgemein rufen seine Intrusionen kaum irgendwo eine weiträumigere Migmatisation oder Perlgneisbildung hervor. Im Gegenteil, er ist bekannt als diskordanter Granit mit relativ scharfen Kontakten. Nun wurde früher freilich auch der Schärdinger Granit zum Typus Mauthausen gerechnet, und die granitischen und granodioritischen Massengesteine dieses Formenkreises stehen auch tatsächlich in genetischem Zusammenhang mit der Perlgneisbildung. Doch entgegen den Vorstellungen GRABERS und WALDMANN'S, nach denen das Aufdringen der Granite die Ursache der Perlgneismigmatitbildung war, kam der Verfasser zu dem Schluß, daß die Perlgneisbildung der Granitbildung vorausging. In den Perlgneisen unseres Arbeitsgebietes zeichnet sich in beispielhaft schöner Weise die beginnende und immer weiter fortschreitende Anatexis ab, die letzten Endes zur Granodiorit- und Granitbildung führte (vergleiche THIELE, 1961 (15)). Es wird versucht werden, die Beobachtungen und Argumente, die zu dieser Überzeugung führten, in den folgenden Abschnitten darzulegen.

Daß die Perlgneise unseres Arbeitsgebietes zumindest zum Großteil aus solchen Gesteinen hervorgegangen sind, wie wir sie im Abschnitt Altbestand beschrieben haben, ist eindeutig. Das beweisen schon die auf viele Quadratkilometer weite Flächen verteilten Altbestandsrelikte in den Perlgneisen, sowie auch die an den Rändern der zusammenhängenden Altbestandsmassen beobachtbaren allmählichen Übergänge in die Perlgneise, z. B. zwischen U.- und Ob.-Harmannsedt.

Die mineralogische und mineralfazielle Veränderung bei der Perlgneisbildung aus dem Altbestand ließ sich aus dem bisher Gesagten auch bereits erkennen: Plagioklas und Biotit bildet sich neu, offensichtlich auf Kosten des ursprünglichen Granats, Sillimanits, Spinells, Mikroklins, aber nur teilweise des Cordierits. Cordierit geht vielfach in den neuen Mineralbestand mit ein: die kleinen, xenomorphen, sillimaniterfüllten Cordierite verschwinden und größere, meist einschlußfreie Cordieritrundlinge kristallisieren neu. Die Perlgneisbildung ging also in normaltemperierten Bereichen der Amphibolitfazies vor sich, zumeist bei geringer Durchbewegung (Cordieritbildung).

Nun zu der Frage, in welchem Aggregatzustand sich die Perlgneisbildung vollzogen hat: Mitunter kann man beobachten, daß bei der Blastese (bzw. Rekristallisation) von Plagioklas, Biotit, Cordierit (Quarz) die charakteristischen Fältelungsstrukturen der alten Cordierit-Sillimanitgneise in nun wohl größerer, aber doch noch zusammenhängender Form erhalten bleiben. An anderen Stellen sieht man jedoch, wie Altbestandsrelikte teils mit verschwommener, teils mit schärferer Begrenzung sowohl nach den äußeren Umrissen, als auch nach ihrer inneren Struktur diskordant in ebenflächig parallel struierter Perlgneisgrundmasse liegen. Im ersten Fall ist sicher von einer Metablastese in festem Zustand zu sprechen; im zweiten Fall jedoch — und diese Form ist flächenmäßig viel weiter verbreitet — wird man wohl mit Recht eine partielle Anatexis des Gesteins annehmen können: jedenfalls muß hier die Teilbeweglichkeit der Perlgneismasse bedeutend höher gewesen sein, als die der Relikte, wenn nur erstere einen gewissen (und bestimmt nicht allzustarken) gerichteten Druck aufgenommen hat, während letztere davon verschont blieben. Ferner kommt es in Übergangsbereichen von Altbestand zu Perlgneis mitunter auch zu diskordanten gangförmigen Quergriffen solcher Perlgneis-Mobilisate. In einer späteren, umfangreicheren und möglichst reich bebilderten Arbeit werden alle diese Erscheinungen ausführlicher beschrieben und diskutiert und auch auf die diese Fragen betreffende Literatur eingegangen werden.

b) Weitgehend homogenisierte Perlgneise:

Gegen Süden, in einzelnen „Höfen“ auch bereits im mittleren Sauwald, gehen die eben beschriebenen Perlgneise auf breiter Front in homogenere, flächig oder flaserig struierte Plagioklas-Biotitgneise über, welche in ihrer Mineralführung und Mineralausbildung vollkommen den Perlgneisen entsprechen, sich von ihnen lediglich durch ihre größere Reinheit und Gleichförmigkeit unterscheiden. Hier finden sich nur mehr vereinzelt Altbestandsrelikte, und zwar kleinere Schollen oder brotlaibförmige Gebilde von dunklen, feinkörnigen dichten Gesteinen, vor allem wieder Augitgneise. Auch im Dünnschliff finden sich keine Reste einer älteren Mineralisation (Sillimanit, Spinell usw.) mehr. Biotit, Feldspat und Quarz sind vollkommene Neukristallite. Die lagige oder flaserige Textur dieser Gesteine ist kein übernommenes Gefüge aus den überwältigten Altbeständen, vielfach auch nicht durch nachkristalline tektonische Beanspruchung verursacht, sondern zu meist bei der Kristallisation entstanden und teils als reines Fluidalgefüge deutbar, teils hat sicher auch eine gewisse Einspannung oder Durchbewegung während der Kristallisation mitgewirkt. In einzelnen Kernen nehmen diese Gesteine auch ein fast richtungslos-körniges Gefüge an, entsprechen dann in ihren technischen Eigenschaften Graniten und werden demzufolge auch in großen Steinbrüchen ausgebeutet. Der instruktivste dieser großen künstlichen Aufschlüsse ist der Steinbruch der Fa. Kapsreiter in Ach-Schnürberg: Im Nord- und Ostteil des Bruches läßt sich noch ein recht deutliches Parallelgefüge beobachten (mit umlaufenden Streichen, Einfallen 070/40 bis 115/45 Grad), gegen Süden, Westen und gegen die Tiefe nimmt die Massigkeit immer mehr zu. An den südlichen Steinbruchwänden sind an mehreren Stellen faust- bis tischgroße dunkle Schollen zu beobachten, wie sie von dem hellen granodioritischem Gestein umflossen werden. Einige, enger nebeneinanderliegende dieser Schollen sind intern feingesichtet und lassen dadurch erkennen, daß sie oft bis zu 90 Grad gegeneinander verdreht sind. Hier sind eindeutig feste Körper in einer hochteilbeweglichen Matrix geschwommen.

Aus diesen Beobachtungen kann also geschlossen werden, daß sowohl die richtungslos-körnigen, als auch die nur durch graduelle Texturunterschiede von diesen verschiedenen lagigen und flaserigen „weitgehend homogenisierten Perlgneise“ bei ihrer Bildung eine Art schmelzflüssiges Stadium durchlaufen haben. Andererseits spricht die vollkommene Übereinstimmung in puncto Mineralzusammensetzung und Mineralausbildung mit den Perlgneisen und vor allem die konkordante Einschaltung in die Perlgneismassen und die allmählichen Übergänge in dieselben gegen eine „echte“ Intrusivnatur, man wird also die „homogenisierten Perlgneise“ als in situ gebildete anatektische Granodiorite und Granodioritgneise auffassen müssen.

c) Migmatite vom Typus Wernstein:

Ein Gegenstück zu den zuletzt behandelten cordieritfreien oder zumindest cordieritarmer Massengesteinen granodioritischer Zusammensetzung bilden die stets sehr cordieritreichen und meist auch beträchtliche Mengen Mikroklin führenden Migmatite vom Typus Wernstein. Sie gehen aus den Cordieritperlgneisen hervor, sind in kleineren Vorkommen von ihnen gar nicht zu trennen, sie sind praktisch stärker homogenisierte Cordieritperlgneise und deshalb sinngemäß nur dort kartenmäßig darstellbar, wo sie größere, zusammenhängendere Massen bilden. G. HORNINGER beschreibt sie 1936 als „Flasergranit“ und führt eine Reihe von Argumenten an, daß diese Gesteine bei ihrer Bildung einen Zustand von der Art

einer zähflüssigen (vielleicht besser: teilweise flüssigen) Schmelze durchlaufen haben und seinen diesbezüglichen Ausführungen kann ich mich nur anschließen¹⁾. Daß diese Schmelzmassen zum Großteil aus ausgeschmolzenen älteren (vor allem sedimentogenen) Metamorphiten entstanden sind, wird ebenfalls bereits von HORNINGER betont, und unter anderem auch durch eine chemische Analyse erhärtet. Der Unterschied in der Auffassung der Gesteinsgenese zwischen HORNINGER und dem Verfasser besteht lediglich darin, daß HORNINGER dem Gedanken GRABERS (1929) folgend, an eine Einschmelzung des Altbestandes durch „einen Granit vom Typus Schärding“ denkt. Er spricht aber — begründeterweise — nicht von einer Aufschmelzung durch den Schärddinger Granit, vielmehr geht aus HORNINGERS Ausführungen bereits hervor, daß die Aufschmelzung des Altbestandes, welche zu den anatektischen Gesteinen des Typus Wernstein geführt hat, nicht durch die Intrusion des Schärddinger Granits verursacht wurde. HORNINGER betont, daß der „Flasergranit“ mit der nördlich anschließenden Gesteinsgesellschaft, also den Perlgneisen und dem Altbestand „derart verwoben ist, daß eine scharfe Abtrennung gegeneinander nicht möglich ist“ (S. 28). Wohingegen es „bezeichnend ist . . . , daß er an seiner Südgrenze gegen den geschlossenen Schärddinger Granit recht unvermittelt aufhört“. Alle diese Feststellungen HORNINGERS sprechen m. E. sehr gut für unsere Auffassung, daß die weiträumige Anatexis, der auch die Migmatite (besser Anatexite) des Typus Wernstein ihre Entstehung verdanken, dem Aufdringen des Schärddinger Granits vorangegangen ist.

Nun zu den mineralogischen Besonderheiten: Mit Ausnahme der Sillimanit-Almandin-Subfazies ist in der Amphibolitfazies Kalifeldspat in Gegenwart von kalifreien Tonerdesilikaten instabil (TURNER-VERHOOGEN, S. 447). Bei der Perlgneisbildung, wo es zum Abbau der in den Gesteinen des Altbestandes vielfach bestehenden Kombination Mikroklin—Granat—Sillimanit—Cordierit kommt, wird diese Regel realisiert. In diesem Sinne ist ja auch der Gegensatz zwischen den Mischgesteinen im Hofe des Weinsberger Granites, wo Cordierit nicht oder nur in Spuren relictisch vorkommt (vgl. G. FUCHS in diesem Heft) und unseren Perlgneis- und Migmatitarenalen, wo er eine recht bedeutende Rolle spielt, erklärbar. Durch die bedeutende Kalizufuhr im Zusammenhang mit der Platznahme des Weinsberger Granites war der Cordierit in jenen Bereichen nicht mehr bestandfähig, während in unserem Gebiet vielfach Tonerdeüberschuß und damit auch die Existenz des Cordierits erhalten bleibt. Das Auftreten von Mikroklin in den cordieritreichen Migmatiten widerspricht nun dem eben Gesagten, doch läßt sich in vielen Fällen nachweisen, daß der Mikroklin eine sehr späte Bildung ist. In den vorliegenden Gesteinen und zum Teil auch schon in manchen Cordierit-perlgneisen lassen sich bis zu 7 cm große Mikroklinporphyroblasten beobachten, welche regelmäßig von rundlichen, bis zu mm-großen Quarzkörnern durchspickt sind, oft aber auch flächig das übrige Mineralgefüge überwuchern und dabei neben Quarz auch Biotit und Plagioklas umschließen. Im Dünnschliff zeigt es sich, daß es an Kontakten zwischen Mikroklin und Cordierit stets zur Glimmerbildung kommt, sehr häufig finden sich rundliche Flächen, die deutlich auf die Korngestalt des ehemaligen Cordierits hinweisen, vollkommen in grobschuppigen Hellglimmer (mitunter + parallelverwachsenen Biotit) umgewandelt und

¹⁾ In meinem ersten Aufnahmebericht (1960) habe ich noch in Anlehnung an GRABER 1956 die Bezeichnung „Imprägnationsgneis“ gebraucht. Auf Grund weiterer Geländeaufnahmen und genauerer Aufschlußstudien mußte jedoch diese Bezeichnung als sinnwidrig angesehen und aufgegeben werden.

ganz charakteristisch ist das Auftreten großflächiger Hellglimmer, die felderweise von (untereinander gleichorientierten) Quarzflecken durchsetzt sind.

Das Auftreten des Mikroklin ist hier also offensichtlich auf eine Kalimetasomatose zurückzuführen, welche relativ spät einsetzte und bei den Perlgneisen und den Anatexiten vom Typus Wernstein vor allem die bereits wieder verfestigten Gesteine ergriffen und keine solche Intensität erreicht hat, um eine stabile Mineralvergesellschaftung zu schaffen.

In welchem zeitlichen Verhältnis diese Kalimetasomatose mit der Bildung des Schärddinger Granits steht, wird sich vermutlich bei der weiteren Bearbeitung klären lassen, denn auch im Schärddinger (und Peuerbacher) Granit finden sich mitunter solche typische, mit Quarzkörnern „gespickte“ Mikroklingroßindividuen eingesprengt. HORNINGER, welcher diese Kalifeldspate auch bereits beschreibt, hielt sie sowohl im Schärddinger Granit als auch im „Flasergranit“ für übernommen. — Im letzteren Falle ist dies bestimmt nicht zutreffend — dafür liegt dem Verfasser bereits genügend Belegmaterial vor; für die Vorkommen im Schärddinger und Peuerbacher Granit konnten bisher noch zu wenig Dünnschliffe untersucht werden, um eine eindeutige Aussage machen zu können.

3. Die Granite vom Typus Schärdding.

Der Schärddinger Granit wurde 1936 von HORNINGER in sehr ausführlicher und treffender Weise beschrieben. Hier nur kurz die charakteristischsten Merkmale: Ein fein- bis mittelkörniger Granit, welcher sich von den Mauthausener Typen „durch seinen großen Reichtum an mannigfaltigen, meist schwarz oder grün gefärbten, biotitreichen Putzen von Erbsen- bis Handtellergröße“ unterscheidet. Hervorzuheben wäre weiters noch der körnelige Habitus des Schärddinger Granits gegenüber dem mehr verfilzten Gefüge der Mauthausener Feinkorngranite. — „Hauptbestandteile sind Quarz, perthitischer Orthoklas, gelegentlich mit schwacher Mikroklingitterung, saurer Plagioklas und Biotit. Dazu treten als weitere primäre Bestandteile etwas Muskowit, relativ reichlich Apatit und in geringer Menge Zirkon und Erz; daneben stellt sich in wechselnder Menge, doch charakteristisch, Cordierit ein.“ (Zitiert nach HORNINGER).

Ein weiterer Granit, den ich dem Schärddinger Granit zur Seite stellen möchte, ist der Peuerbacher Granit, welcher sein Hauptverbreitungsgebiet östlich von Enzenkirchen bis über Peuerbach hat [vergl. THIELE, 1961 (15)]. Er unterscheidet sich schon makroskopisch vom eigentlichen Schärddinger Granit: Der Peuerbacher Granit läßt vielfach eine gewisse Parallelstruierung erkennen. Der Kalifeldspat bildet meist 1 bis 2 cm große, zumeist gut eigengestaltliche Einsprenglinge, auch der Biotit ist zumeist größer als beim Schärddinger Granit und bildet oft schöne sechsseitige Tafeln bzw. Schichtstöße bis zu 5 mm Durchmesser. Muskowit und Cordierit sind für den Peuerbacher Granit im allgemeinen untypisch. Gemeinsam mit dem Schärddinger Granit sind jedoch die reichlichen Fremdeinschlüsse (sowohl bezüglich Häufigkeit als auch ihrer Art) und die oft sehr unscharfen Grenzen gegenüber dem Nebengestein.

Bereits HORNINGER betont, „daß die Hauptmasse der Einschlüsse des Schärddinger Granites Abkömmlinge von Schiefergneisen, Amphiboliten oder diesen verwandten Gesteinen sind.“ (Besonders auch Augitgneis-Abkömmlinge dürften unter den Einschlüssen mengenmäßig eine bedeutende Rolle spielen.) Es sind dies die gleichen Altbestandsrelikte, wie wir sie etwa auch in den homogenisierten Perlgneisen finden. Durch den „verhältnismäßig geringen Grad der Resorption, selbst ganz kleiner Einschlüsse, durch den Schärddinger Granit“ kommt HORNIN-

GER zu dem Schluß, „daß seine derzeitige Oberfläche eine herdferne Zone aufschließt, in der das Magma nicht mehr die Energie hatte, aufgenommene Schollen stärker zu verändern.“

Diese Annahme HORNINGERS erklärt jedoch nicht alle Erscheinungsformen. Es müssen nicht nur die reliktschen, unverdauten Schollen im Schärddinger Granit berücksichtigt werden, sondern auch seine Verbandsverhältnisse mit dem Nebengestein: Die Granite vom Typus Schärdding und die migmatisch-anatektischen Gesteine, in welchen sie stecken, zeigen auf weite Erstreckung hin dieselbe Mineralfazies, sie tragen alle wichtigen Merkmale in bezug auf Struktur und Mineralausbildung gemeinsam. — Der Schärddinger Granit bricht wohl mitunter diskordant durch, wie im Vorkommen Engelhaming—Lindenberg²⁾ (aber auch hier keineswegs mit scharfen Kontakten), zwischen Schärdding und Brunntal setzt er quer gegen die Migmatite des Typus Wernstein ab (vgl. HORNINGER), auf der anderen Seite finden sich jedoch auch fließende Übergänge zwischen diesen beiden Gesteinstypen, wofür u. a. der Steinbruch Prackenberg ein instruktives Beispiel ist.

Daß die Schmelze des Schärddinger und Peuerbacher Granits nicht in der Lage war, die in ihr schwimmenden kleinen Festkörper (Altbestandsrelikte) restlos aufzulösen, zeigt nur, daß es nicht möglich ist, die kilometerweiten, bis zur Donau reichenden Areale der Cordieritperlgneise, Perlgnese bzw. Mischgnese auf die Einwirkung eben dieser granitischen Schmelze zurückzuführen, wie es GRABER (1928, 1936) und WALDMANN (1951, S. 78) taten. Andererseits belegt aber eine lückenlose Reihe von Übergangstypen von Altbestand über Perlgnese und Cordieritperlgneis, stärker anatektischen Migmatiten bis zu den Graniten des Typus Schärdding die genetische Verknüpfung zwischen Perlgnesebildung, weiter fortschreitender Anatexis und Granitbildung, die Tendenz dieser Entwicklung geht aber von der Perlgnese- zur Granitbildung und nicht umgekehrt.

4. Die jüngeren Feinkorngranite und die Ganggesteine.

Die jüngeren, „echt intrusiven“ Granite unseres Arbeitsgebietes zeichnen sich gegenüber den Schärddinger Typen durch eine gute Abgrenzbarkeit zum Nebengestein aus. Es handelt sich fast ausschließlich um besonders helle, kalifeldspat- und muskowitzreiche Typen mit An-Gehalten der Plagioklase zwischen 10 und 20%. Die Struktur und der äußere Habitus wechseln recht stark, es finden sich sowohl mittelkörnige als auch sehr feinkörnige Typen, letztere oft mit Anklängen an porphyrische Struktur. Einschlüsse von Altbestandsrelikten konnten bislang nicht beobachtet werden, wohl aber scharf begrenzte Einschlüsse von Perlgnese (Eitzenberg). Weiters ist charakteristisch, daß sich an die Gruppe dieser Granite ein reichliches Gangfolge anschließt: Ganggranite, Aplite und, vor allem an den St. Sixter Granit gebunden, Zweiglimmer-Turmalin-Pegmatite.

Die letzten Zeugen des variszischen Magmatismus im Sauwald sind Granodioritporphyre bis Quarzdioritporphyrite. Ihr Auftreten konzentriert sich auf zwei lang anhaltende, SE—NW-verlaufende Gangspaltensysteme. Auf die Bedeutung dieser Ganggesteine für die Altersbestimmung der mylonitisierenden Bewegungen längs der Donau (Donaustörung) wurde bereits in einer eigenen Publikation hingewiesen (16).

Auffallend ist das fast vollständige Fehlen lamprophyrischer Gänge im mitt-

²⁾ NW von Münzkirchen.

leren und südlichen Sauwald; Lediglich bei Simling wurde ein halbmetermächtiger, N—S-verlaufender Nadelporphyr aufgefunden. Hingegen treten im Donaubereich (Engelhartzell) und in den nördlich anschließenden, mit dem Weinsberger Granit verbundenen Mischgesteinen (Rannaschlucht, Marsbach, Pfarrwald) dunkle, hornblendeführende Ganggesteine recht häufig auf.

5. Die Donaustörung und die Schiefergneissserie des Donautales.

Entlang der Donau verläuft eine Zone intensivster Durchbewegung: Perlgneise, Grobkorngneise, Granite und Granitgneise unbestimmten Alters, Schiefergneise usw. wurden entlang W—E- bis NNW—ESE-verlaufenden, steil bis mittelsteil N-fallenden Scherflächen stärkstens (? para- bis) postkristallin deformiert, bis zur Ausbildung von Myloniten bis Ultramyloniten (Donaustörung). Daß diese Mylonitisation nicht, wie früher angenommen, ein rein kretazisch-tertiärer Vorgang ist, sondern bereits im direkten zeitlichen Anschluß an die variszische Orogenese einsetzte, wurde vom Verfasser bereits (16) betont.

Es ist jedoch wichtig, darauf hinzuweisen, daß sich nördlich an diese germanotype Störungszone ein schmaler, gleich verlaufender Streifen mit lebhafter alpinotyper Falten tektonik anschließt: Aus der Gegend von Achleiten E Passau zieht über Pyrawang—Jochenstein und dann im Nordgehänge der Donau weiter bis in die Donauschlingen bei Haichenbach (Blatt Linz—Eferding) eine sehr bunt zusammengesetzte Serie von Schiefergneisen (Biotitgneise und Hornblendegneise), Amphiboliten, Granitgneisen und \pm stark deformierten Apliten und Pegmatiten. Hinzu kommt noch in Spuren Serpentin (+ Ophicalcit), hochkristalliner Kalkmarmor, sowie Graphit und Graphitschiefer. Die auffallendsten Gesteine dieser Serie sind feinkörnige, feinlagige Gneise mit lebhaftem Wechsel von violettgrauen (= biotitreichen), grünen (= hornblendereichen), mitunter gelblichen (= Klinozoisit-Epidot-führenden) und hellen (= quarzreichen) Lagen.

Bereits TILL (1913) betont die intensive Verfaltung und die oft ausgeprägte Stengelstruktur in dieser Serie. Auch GRABER (1936, 1956) erwähnt die „geradezu alpinen Faltenbilder“ und die WNW- bis E—W-streichenden Faltenachsen. — Besonders die oben genannten feinlagigen Gneise zeigen zumeist lebhafteste Verfaltung und sind oft zu B-Tektoniten ausgebildet. Die Kristallisation (Biotit, Hornblende) hat diese Verformung überdauert.

Die Tektonik kann mit Sicherheit als variszisch angesehen werden: Die Faltenachsen fallen vollkommen mit denen der variszischen Perlgneise und Mischgesteine zusammen. Die ganze Serie fällt generell mittelsteil gegen Nord, die Faltenvergenz ist allem Anschein nach gegen Süd. Die N der Donau gelegene Scholle des westlichen Mühlviertels ist offensichtlich gegen S dem Sauwald aufgeschoben.

Die altbekannten und bisher in den Vordergrund gestellten kratogenen Bewegungen an der Donaustörung sind also lediglich die Nachwehen einer intensiven alpinotypen Bewegungszone.

Bemerkt muß noch werden, daß nach den bisherigen Dünnschliffuntersuchungen bei einer Reihe von Gesteinstypen dieser Serie (Biotitgneisen, Hornblendegneisen, Biotitamphiboliten, sowie den feinlagigen Gneisen) keinerlei Anzeichen einer älteren (vorvariszischen) Metamorphose zu finden waren. Ebenso fehlen bei diesen Gesteinen auch Belege dafür, daß sie vor der Verfaltung nach der herzynischen Richtung eine ältere Verformung mitgemacht haben. — Von Bedeutung sind dabei die oben erwähnten feinlagigen Gneise: Der oft sehr feine rhythmische Wechsel stofflich verschiedenster Lagen spricht sehr für eine Feinschichtung. Die Erhal-

tung solcher feiner sedimentärer Strukturen wäre aber kaum denkbar, wenn diese Gesteine vor der variszischen Gebirgsbildung bereits eine Verformung und Metamorphose mitgemacht hätten! Es bestehen also Gründe zu der Annahme, daß hier entlang der Donau eine im Vergleich zum vorvariszischen Kristallin jüngere Serie (etwa Paläozoikum ??) in den variszischen Bau mit einbezogen wurde.

Der Bau des Sauwaldes im Vergleich mit den angrenzenden Gebieten des südlichen Moldanubikums

Die in dieser Arbeit dargelegten Verhältnisse bezüglich Gesteinsbestand und Tektonik fügen sich sehr gut den Ergebnissen neuerer geologischer Bearbeitungen im bayrischen Raum an. Nach G. FISCHER und Arbeiten seiner Schule beherrschte ein älteres, axial NNE-gerichtetes Faltensystem, welches hochkristalline Metamorphite von der Fazies unserer Granat-Sillimanit-Cordieritgneise umfaßt, ursprünglich den gesamten Raum des Vorderen Bayrischen Waldes und wird durch eine jüngere, herzynisch gerichtete Tektonik überprägt, welche sich besonders stark im östlichen Teil auswirkt und die, ebenso wie im Sauwald, mit der Bildung von Perlgneisen (hier „Tiefenblastomylonite“) sowie einer Anatexis verbunden ist.

Die NNE-Tektonik ist nach G. FISCHER voraussichtlich assyntisch, die WNW-Tektonik sicher variszischen Alters (2).

Im Vergleich mit den östlichen Nachbargebieten ergeben sich jedoch wichtige Fragestellungen: Der in variszischer Zeit angelegte, herzynisch gerichtete Bau setzt sich nach den Darstellungen SCHADLERS auf Blatt Linz—Eferding im östlichen Sauwald bis gegen das Eferdinger Becken weiter fort; im Mühlviertel herrscht er (G. FUCHS, J. SCHADLER, L. WALDMANN u. a.) bis an die Rodellinie. Östlich der Rodelstörung ist auf SCHADLERS Karte ein N-, zum Teil sogar NNE-gerichteter Bau innerhalb der hier wieder vorherrschenden Perl- und Cordieritperlgneise gezeichnet. Auch auf der Übersichtskarte WALDMANN'S (1951) findet sich hier N—S-Streichen dargestellt und im Text dazu vermerkt (S. 76): „Die NW-sreichenden Schiefergesteine biegen nach Norden ab³⁾ und scharen sich im Lichtenberge mit dem aus dem Sauwald und dem Kürnberge herankommenden Cordierit- und Perlgneisen mit ihren Einlagerungen ... Diese Gesteinsgruppe gehört einem breiten Streifen an, der zwischen Schärding und dem Böhmerwald gegen Südosten ins Mühlviertel zieht und sich zwischen Ottensheim und Friedberg an der Moldau nach Nordosten zu einem südwärts gerichteten Bogen wendet.“ — Auf Grund mehrtägiger Übersichtsbegehungen kam jedoch der Verfasser zu der Überzeugung, daß auch hier die südost- und die nord- bis nordostverlaufenden Strukturelemente zwei verschiedenen alten Bauplänen zuzuordnen sind. Auch hier sind die nord- bis nordostverlaufenden Strukturen (abgesehen von den Auswirkungen der jungen Störungen — Rodel- und Haselgrabenstörung) auf die innerhalb der Perlgneismassen reichlich vorhandenen reliktschen Massen vorvariszischen Bestandes beschränkt. Die in variszischer Zeit geprägte Richtung verläuft weithin generell NW—SE; sie schwenkt keineswegs nach N ein, sie biegt vielmehr (in der Gegend um Linz) etwas gegen SSE ab.

Die bereits im Bayrischen Wald gefundene Gesetzmäßigkeit, daß ein älterer, NNE-gerichteter Bau varis-

³⁾ Gesperret durch Verfasser.

zisch nach der herzynischen Richtung umgeformt wurde, läßt sich also auf weite Gebiete des oberösterreichischen Anteiles der Böhmisches Masse ausdehnen.

Wenn wir unsere Betrachtungen weiter gegen Osten fortsetzen, so ergeben sich aus dem Vergleich zwischen Mühl- und Waldviertel interessante Hinweise bezüglich der Altersstellung der moldanubischen Metamorphite des Waldviertels:

1. Die im Mühlviertel und Sauwald als variszische Bildungen sichergestellten Gesteinstypen, wie Perlgneise, Grobkorngneise usw., fehlen im Waldviertel (vgl. WALDMANN, 1951, S. 79).

2. Gesteinsarten, wie sie im Waldviertel weit verbreitet und typisch sind, wie Cordierit-Sillimanitgneise, Augitgneise, Erlane, Gföhler-Gneis-ähnliche Ortho- und Mischgesteine, sind überall, wo sie im Mühlviertel und Sauwald gefunden wurden, als ältere, vorvariszische Bildungen erkennbar (G. FUCHS, O. THIELE) — und hier wie dort nach NNE-Achsen verformt!

Es drängt sich also der Verdacht auf, daß auch im Waldviertel der NNE-gerichtete Bau und die letzte Hauptmetamorphose der nach ihm verformten Metamorphite einer älteren, vorvariszischen Gebirgsbildung zuzuschreiben ist, wie das etwa auch von tschechischer Seite angenommen wird (14). Für diese Annahme spricht auch, daß die älteren variszischen Eruptiva (Weinsberger Granit und ein Teil der Diorite) im Mühlviertel syntektonisch intrudiert sind (G. FUCHS in diesem Heft), im Waldviertel jedoch natektonisch (L. WALDMANN).

In diesem Zusammenhang rückt natürlich auch die Frage nach dem Alter der moravischen Überschiebung in den Vordergrund. Ihr absolutes Alter wird vermutlich mangels Fossilführung der moravischen Kalke und Schiefer auf österreichischem Boden nicht feststellbar sein, wohl aber könnten Gefügeuntersuchungen über ihr relatives Alter in Bezug auf den moldanubischen Bau Klarheit bringen!

Literatur

- (1) BERTHOLDI, G.: Übersichtsaufnahme Blatt 12/Passau. 1 : 50.000. — Verh. Geol. B.-A. 1960.
- (2) FISCHER, G.: Der Bau des Vorderen Bayerischen Waldes. — Jahresber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver., N. F. 41, 1959.
- (3) FRASL, G.: Bericht 1956, 1957, 1958 und 1959 über Aufnahmen auf Blatt Steyregg (33). — Verh. Geol. B.-A. 1957, 1958, 1959, 1960.
- (4) FUCHS, G.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Rohrbach (14) und Engelhartzell (13). — Verh. Geol. B.-A. 1960.
- (5) FUCHS, G.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1961.
- (6) GRABER, H. V.: Fortschritte der geologischen und petrographischen Untersuchungen am herzynischen Donaubruche. — Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., Abt. 1, 137/1928.
- (7) GRABER, H. V.: Bericht über die geologisch-petrographischen Untersuchungen im österr.-bayr. Grundgebirge (Nr. 3). — Anz. d. Akad. d. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1929, Nr. 20.
- (8) GRABER, H. V.: Intrusionsfolge, Mischprodukte und Bewegungsvorgänge am Südrand der Böhmisches Masse. — Verh. Geol. B.-A. 1936.
- (9) GRABER, H. V.: Das kristalline Grundgebirge im Donautale von Passau bis Linz und seine weitere Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 1956.
- (10) HORNINGER, G.: Der Schärddinger Granit. — Tschern. Mitt. 47, 1936.
- (11) KURZWEIL, H.: Berichte 1959 und 1960 über Aufnahmen auf Blatt 16 (Freistadt). — Verh. Geol. B.-A. 1960 und 1961.
- (12) PAULITSCH, P.: Bericht (1956, 1957, 1958 und 1959) über Aufnahmen auf Blatt Rohrbach (14). — Verh. Geol. B.-A. 1957, 1958, 1959 und 1960.
- (13) SCHADLER, J.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich. Linz und Eferding, 1 : 75.000. — Geol. B.-A., Wien 1952.

- (14) Tectonic Development of Czechoslovakia. — Collected Papers, Praha 1960.
- (15) THIELE, O.: Bericht 1959 und 1960 über geologische Aufnahmen auf den Blättern Engelhartszell (13), Schärding (29) und Neumarkt i. H. (30). — Verh. Geol. B.-A. 1960 und 1961.
- (16) THIELE, O.: Zum Alter der Donaustörung. — Verh. Geol. B.-A. 1961.
- (17) TILL, A.: Über das Grundgebirge zwischen Passau und Engelhartszell. — Verh. Geol. B.-A. 1913.
- (18) TURNER, F. J., und VERHOOGEN, J.: Igneous and Metamorphic Petrology. — New York, 1951.
- (19) VOHRZYKA, K. und E.: Bericht 1959 und 1960 über Aufnahmen auf Blatt Leonfelden, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A. 1960 und 1961.
- (20) WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs in: F. X. SCHAEFFER, Geologie von Österreich, Wien 1951.
- (21) ZIRKL, E.: Bericht 1959 und 1960 über Aufnahmen auf Blatt 16, Freistadt, O.-Ö. — Verh. Geol. B.-A. 1960 und 1961.

Der Untergrund des Krafthauses Latschau (Lünerseewerk) und seiner Umgebung

VON OTTO REITHOFER

Mit Tafel 4

Durch den Bau des Speicherbeckens Latschau wurden die Untergrundverhältnisse in der Senke von Latschau teilweise geklärt (REITHOFER, 1955).

Als erste Vorarbeit für den Bau des Lünerseewerkes der Vorarlberger Illwerke wurde im Jahre 1948 südlich des Westrandes des Speicherbeckens im Bereiche des geplanten Festpunktes der Verteilrohrleitung ein Sondierschacht abgeteuft. In diesem Schacht wurden nur die Ablagerungen der Schuttkegel und die oberen Partien des blockreichen jungen Moränenschuttes aufgeschlossen.

Im November und Dezember 1953 wurden südlich des Speicherbeckens sechs Sondierbohrungen niedergebracht (siehe Lageplan und Profile 1, 3 und 4). In der folgenden Übersicht wird nach der Nummer der Bohrung die Seehöhe der Geländeoberfläche angegeben.

Bohrung 1 (1002,88 m). Bis 3,00 m (?) Schuttkegelmaterial, bis 19,00 m Schlernmoräne, bis 26,30 m Würm-Grundmoräne, bis 35,20 m Phyllitgneis und Glimmerschiefer, im folgenden abgekürzt Phyllitgneis. (Bis 26,30 m Schlagbohrung, darunter Kernbohrung. Letztere wird im folgenden nicht mehr eigens angeführt.)

Bohrung 2 (1009,23 m). Bis 5,00 m (?) Schuttkegelmaterial, bis 16,00 m Schlernmoräne, bis 19,20 m Würm-Grundmoräne, bis 27,15 m Phyllitgneis. (Bis 19,20 m Schlagbohrung.)

Bohrung 3 (1010,16 m). Bis 3,50 m (?) Schuttkegelmaterial, bis 12,30 m Schlernmoräne, bis 13,10 m Würm-Grundmoräne, bis 24,25 m Phyllitgneis. (Bis 13,50 m Schlagbohrung.)

Bohrung 4 (997,93 m). Bis 9,00 m (?) Schuttkegelmaterial, bis 19,00 m Schlernmoräne, bis 34,00 m Würm-Grundmoräne, bis 39,40 m Phyllitgneis. (Bis 34,00 m Schlagbohrung.)

Bohrung 5 (998,15 m). Bis 11,50 m (?) Schuttkegelmaterial, bis 22,30 m Schlern-