

**Erläuterungen**  
zur  
**Geologischen Karte von Bayern**  
**1 : 25 000**

**Blatt Nr. 5937 Fichtelberg**

von  
**Gerhard Stettner**

mit einem bodenkundlichen Beitrag von Fritz Kohl  
und einem forstwirtschaftlich-standortkundlichen Beitrag  
von Martin Reißmann

Mit 29 Abbildungen und 3 Beilagen

**M Ü N C H E N 1958**

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt  
München 22, Prinzregentenstraße 28



**Erläuterungen**  
zur  
**Geologischen Karte von Bayern**  
**1 : 25 000**

**Blatt Nr. 5937 Fichtelberg**

von  
**Gerhard Stettner**

mit einem bodenkundlichen Beitrag von Fritz Kohl  
und einem forstwirtschaftlich-standortkundlichen Beitrag  
von Martin Reißmann

Mit 29 Abbildungen und 3 Beilagen

**M Ü N C H E N 1958**

Herausgeber und Verlag: Bayerisches Geologisches Landesamt  
München 22, Prinzregentenstraße 28

**Gesamtherstellung: Akademische Buchdruckerei F. Straub, München**

# Inhaltsverzeichnis

	Seite
A. Einleitung . . . . .	5
B. Landschaftsgeschichte . . . . .	5
C. Gesteinsfolge . . . . .	7
I. Metamorphe Gesteine . . . . .	7
a. Die sedimentäre Gesteinsserie . . . . .	7
Kambrium? . . . . .	8
1. Das Liegende des Wunsiedler Marmors . . . . .	8
2. Der Wunsiedler Marmor und seine kalksilikatischen Äquivalente . . . . .	11
3. Die Graphitschieferserie . . . . .	13
4. Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung Kalksilikatbänder in der Graphitschieferserie usw. . . . .	14
5. Cordiert-Sillimanit-Hornfelsglimmerschiefer usw. . . . .	16
Ordovizium? . . . . .	18
6. Muscovit-Biotit-Kontaktglimmerschiefer und Quarzitschiefer . . . . .	18
b. Metamorphe Eruptivgesteine . . . . .	20
1. Amphibolite . . . . .	20
2. Prävariskische saure Metamagmatite usw. . . . .	22
Der Orthogneis der Wunsiedler Bucht . . . . .	23
Porphyroidgneise usw. . . . .	28
II. Eruptivgesteine . . . . .	29
a. Jungvariskische Granite . . . . .	29
1. Der Weißenstädter Porphyrganit . . . . .	30
Biotitreiche, granodioritische Dachfazies usw. . . . .	32
Die aplitisch-pegmatitischen Dachbereiche usw. . . . .	33
2. Der Fichtelgebirgs-Randgranit, Köseinegranit . . . . .	33
3. Der Fichtelgebirgs-Kerngranit . . . . .	35
4. Der Zinngranit . . . . .	37
5. Die Pneumatolyse im Zinngranit . . . . .	38
6. Pegmatit- und Aplitgänge usw. . . . .	43
7. Aplitgranitgänge . . . . .	43
8. Das „Regelungsbild“ der Granite . . . . .	44
9. Die Kontaktmetamorphose . . . . .	44
10. Die Intrusionsfolge der Granite . . . . .	46
11. Zum Alter der Granite . . . . .	46
b. Postgranitische Eruptivgänge . . . . .	47
1. Proterobas . . . . .	47
2. Mesodiabas (Gangdiabas) . . . . .	49
3. Kersantit . . . . .	50
4. Quarzporphyr . . . . .	51
c. Hydrothermale Gänge im Gefolge der Granitintrusionen . . . . .	52
1. Quarzeisenglanzgänge . . . . .	52
2. Quarzgänge . . . . .	53
III. Tertiär . . . . .	54
a. Tertiäre Verwitterung . . . . .	54
b. Hochflächenlehme usw. . . . .	56

	Seite
IV. Quartär . . . . .	56
a. Pleistozän (Diluvium) . . . . .	56
1. Diluvium im allgemeinen . . . . .	57
2. Diluviale Schotterterrasse usw. . . . .	58
3. Jungdiluviale Fließerden der Hochlagen . . . . .	58
4. Jungdiluviale Blockmeere . . . . .	62
b. Holozän (Alluvium) . . . . .	63
Alluviale Talböden . . . . .	63
Torfmoore und anmoorige Flächen . . . . .	63
D. Tektonik . . . . .	65
I. Die variskische Orogenese . . . . .	65
Der Faltenbau in der Wunsiedler Bucht . . . . .	66
II. Granittektonik . . . . .	68
III. Die postvariskische Schollentektonik . . . . .	69
E. Geophysikalische Verhältnisse . . . . .	70
F. Hydrogeologische Verhältnisse . . . . .	72
G. Erzvorkommen und nutzbare Gesteine . . . . .	74
I. Erzvorkommen . . . . .	74
a. Zinnerz . . . . .	74
b. Uranerze . . . . .	77
c. Titaneisensande . . . . .	77
d. Eisenerze . . . . .	77
1. Eisenglanzvorkommen . . . . .	77
2. Eisenspat und Brauneisen . . . . .	78
II. Nutzbare Gesteine . . . . .	78
a. Die Gesteinsindustrie . . . . .	78
b. Granit-Steinbrüche . . . . .	79
c. Steinbrüche im Proterobas . . . . .	81
d. Steinbrüche im Wunsiedler Marmorzug . . . . .	81
e. Torf . . . . .	81
H. Die Böden . . . . .	82
J. Forstwirtschaftliche und standortkundliche Verhältnisse . . . . .	98
K. Baugrund . . . . .	105
L. Vorschläge für Lehrwanderungen . . . . .	105
M. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen . . . . .	108
N. Chemische Analysen von Gesteinen des Blattgebietes . . . . .	111
O. Schrifttum . . . . .	113

## A. Einleitung

Die Geologie des Fichtelgebirges wird beherrscht vom Granit. Er vor allem gibt diesem Mittelgebirge das morphologische Gesicht mit seinen bewaldeten Kuppen, die mit dem Schneeberg und Ochsenkopf die 1000 m-Grenze überschreiten.

Das Blatt Fichtelberg umfaßt das zentrale Fichtelgebirge: Ein nach Osten offener Kranz von Granithöhen, emporgewölbt durch tektonische Vorgänge, umgibt die Reste einer alten Rumpffläche, die sogenannten Wunsiedler Bucht. Diese morphologische Einteilung enthält auch eine grobe geologische Gliederung. Die Gesteine der Wunsiedler Bucht setzen sich aus einem Verband von gefalteten metamorphen Sedimenten und Orthogneisen zusammen, denen im hufeisenförmigen Rahmen der relativ junge, nichtverformte Granit gegenübersteht. Dieser junge variskische Granit prägt aber nicht nur das Gesicht der Landschaft sondern auch das Gefüge der übrigen Gesteine.

Auch für die Bevölkerung war und ist der Granit ein wichtiger Wirtschaftsfaktor. Das dem Granit entstammende Zinn brachte im ausgehenden Mittelalter eine erste wirtschaftliche Blüte, die in den Stadtgründungen und anderen Rechtsverleihungen ihren Ausdruck fand. In den letzten 100 Jahren verhalf der Granit der Gesteinsindustrie des Fichtelgebirges zum Aufblühen, die heute einem beachtlichen Teil der Bevölkerung Arbeit gibt.

## B. Landschaftsgeschichte

Zu allen Zeiten der Geschichte unseres Krustenteils gab es eine „Landschaft“. Auf ihre Gestaltung können wir aus der Fazies der jeweiligen Ablagerungen oder in Analogie mit der Entwicklung anderer Gebiete und „Gebirge“ jüngerer Zeiträume und besserer Überlieferung Rückschlüsse ziehen.

Die mutmaßlich kambrischen Ablagerungen unserer Arzberger Serie entstanden wahrscheinlich in einem küstennahen, flachen Meeresbecken. Denn aus dem lebhaften Wechsel von tonig-sandigen und karbonatischen Gesteinen spricht die Nähe eines Festlandes. Die Graphitführung im Marmor und in den hangenden Schiefen läßt ein lagunenartig abgeschnittenes Meeresbecken mit reicher Entwicklung organischen Lebens annehmen. Nach der Aufsplitterung des Wunsiedler Marmors zu schließen, befand sich im Norden eine Festlandsschwelle. Der submarine Vulkanismus äußerte sich nur spärlich zu Beginn der Entwicklung. Im Ordo-

vizium deuten die mächtigen und im großen einheitlichen sandig-tonigen Schichtpakete auf stärkeres Absinken des geosynklinalen Meeresbodens. Der starke submarine Vulkanismus reichte nicht bis in unser Gebiet („bayerische Fazies“ in der Umrahmung der Münchberger Gneismasse). An der Wende zum Devon hob sich die Kruste im Gefolge der kaledonischen Gebirgsbildung teilweise aus dem Meer und es schloß sich eine kurze Festlandszeit an, von der uns aber keine Spuren überkommen sind. Im Mitteldevon versank unser vermutlich noch kahles oder nur von niederen Gefäßpflanzen besiedeltes Gebiet wieder ins Meer. Erst als in der Tiefe der Geosynklinale die karbonische Faltung vollendet war, entstieg die variskische Gebirge den Fluten. Wir wissen nicht, ob dieses alte Gebirge Höhen wie die heutigen Hochgebirge erreicht hat. Die Art der Ablagerungsprodukte spricht eher für ein Gebirge mittlerer Höhenlage. Wenn auch in den folgenden Perioden der Erdgeschichte das Meer immer wieder das „Alte Gebirge“ überspült haben mag, wofür die Entwicklung der mesozoischen Gesteine im fränkischen Vorland spricht, so besaß doch unser Gebiet bis heute einen festländischen Charakter.

Die Entstehung heutiger Landschaftsformen reicht nicht weiter als ins Tertiär zurück<sup>1)</sup>. Doch begegnen uns im Gesicht der Landschaft auch SW-NE und SE-NW gerichtete Züge, in welchen wir die vererbten Strukturelemente des variskischen Faltengebirges erkennen, herausgearbeitet durch Schollenbewegungen, Verbiegungen, Verwitterung und Abtragung. WURM (1932) sieht in der prämiozänen Landschaft ein Bergland, mit Becken und Talungen, die später von Sedimenten zugefüllt wurden. Sicher war es ein hügeliges Land, dessen Morphologie stärker belebt war als die der heutigen Rumpfflächen. Im Untermiozän begannen stärkere Senkungen, während welcher auch die Röslau Niederung vorgezeichnet wurde. In unserem Gebiet scheint jedoch deren letztliche Einsenkung erst später erfolgt zu sein. Die Krustenverbiegungen im Miozän waren von Basalruptionen begleitet, die allerdings erst östlich und südöstlich außerhalb unseres Gebietes auftreten. Dann wurde das hügelige Miozänland zu der altpliozänen Rumpffläche eingeebnet, deren verwaschene Formen uns im Kern der Wunsiedler Bucht gegenüberstehen (Abb. 25). Mit dem langsamen Zurückgehen der Erwärmung und dem mehrmaligen Schwanken der Niederschlagstätigkeit wandelte sich auch das Pflanzenkleid im Tertiär von tropischen Urwäldern zu Savannen und Steppen. WURM (1932) glaubt auch auf arides Wüstenklima schließen zu können. Wie es auch v. GAERTNER (1936) beschreibt, erstreckten sich die Täler damals vorwiegend in westöstlicher Richtung. Die Schollenbewegungen im Jungpliozän schufen im wesentlichen die heutigen Züge durch die Heraushebung des Zentralstockes und seiner Ausläufer mit vertikalen Hebungsbeiträgen bis über 500 m. Den Hebungen steht die Einsenkung

---

<sup>1)</sup> v. GAERTNER (1936) verdanken wir eine erste Analyse der „Morphologie am Ostabfall des Fichtelgebirges“.

des Beckens von Leupoldsdorf—Tröstau und der Röslausenke gegenüber. In diese Phase gehört die Neuanlage SE-NW-gerichteter Täler und Höhenrücken. Die ehemals vorherrschende Westostrichtung der Talzüge wurde entweder durch herzynisch streichende Verwerfungen zerschnitten oder durch sanfte Queraufwölbungen aufgeteilt. Letztere sind in der Wunsiedler Bucht sehr gut beobachtbar.

Eine letzte Ausgestaltung vollbrachten die pleistozänen Abtragungsvorgänge. Ihnen verdanken wir die Ausarbeitung und Nachtiefung der Täler vor allem dort, wo jungpliozäne Aufbiegungen rasche Erosion verlangten. So etwa das Röslautal und Hammerbachtal nordwestlich Leupoldsdorf, welche dort eine SW-NE-streichende Aufwölbung durchschneiden. Ein anderes Beispiel ist das Egertal zwischen Franken und Oberröslau und das Birkenbachtal südöstlich Weißenstadt.

Die herausgehobenen Massive und auch die altplioazäne Rumpffläche erhielten weitere Zurundung und Einebnung durch die flächenhaften Solifluktionvorgänge in einer Tundrenlandschaft. Am Ausgang des Pleistozäns steht die Bildung der Blockmeere und Felsruinen. Seither haben nur noch die Vermoorung und die Kultivierung durch den Menschen die Landschaft verändert.

## C. Gesteinsfolge

### I. Metamorphe Gesteine

Die prägranitischen Gesteine liegen alle im metamorphen Zustand vor. Ihre Bildungszeit liegt vor der variskischen Gebirgsbildung, deren Hauptfaltungsphase (sudetische Phase, zwischen Unter- und Oberkarbon) die Gesteine in epizonalem Niveau verformte. Die Kontaktmetamorphose durch die jungen Granite prägte ihnen das Hornfelsgefüge auf.

#### a. Die sedimentäre Gesteinsserie

Eine erste stratigraphische Gliederung der metamorphen Sedimente des Fichtelgebirges verdanken wir v. GAERTNER (1942). Die Gesteine seiner „Arzberger Serie“ sind auf Blatt Fichtelberg durch ihre Ausdehnung und Vielfalt der Entwicklung von besonderem Interesse. Dagegen treten die wahrscheinlich ordovizischen Gesteine im Nordwesten flächenmäßig wie auch mit ihrer petrographischen Einförmigkeit in den Hintergrund. Das Alter der Arzberger Serie läßt sich nicht sicher festlegen, da die Metamorphose den Fossilinhalt zerstört hat. Nur der durch v. GAERTNER auf Blatt Waldsassen kartierte Verband mit dem anscheinend konkordant auflagernden Ordovizium zeugt von dem eindeutig präordovizischen Alter der Arzberger Serie. v. GAERTNER stellt sie deshalb ins Kambrium. Wieweit auch algonkische Elemente beteiligt sind, läßt sich heute noch nicht mit Sicherheit sagen. So läßt sich zum Beispiel der

Marmor der Arzberger Serie sowohl mit unterkambrischen Kalken (Lausitz etc.) als auch mit solchen des böhmischen Algonkiums vergleichen.

Die auf Blatt Waldsassen erarbeitete stratigraphische Gliederung bestätigte sich bei der auf Blatt Fichtelberg gefundenen Schichtenfolge im wesentlichen. Hinzu kommt die Auffindung des Liegenden des Wunsiedler Marmors, der bei v. GAERTNER das tiefste Schichtglied darstellt. Dagegen sind die eigentlichen Plattenquarzite im Hangenden der Serie im südlichen Bereich der Wunsiedler Bucht nicht vorhanden und im Norden bei Franken nicht mit Sicherheit als solche identifizierbar.

Gegenüberstellung der Schichtenfolge in der „Arzberger Serie“ im Raum von Arzberg (v. GAERTNER) und im Raume Wunsiedel

Arzberg (v. GAERTNER)	Wunsiedel
Hangendes Ordovizium Frauenbachquarzit	nicht vorhanden
Bänderschiefer und Plattenquarzit	Plattenquarzite fehlen Wechselagerung von dunklen, z. T. gebänderten Quarziten und Muscovit-Biotit-Glimmerschiefern
Graphitführende Tonschiefer	Graphitschieferserie (Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer mit lagenweiser Graphitanreicherung; Einlagerungen von Kalksilikatbändern).
Wunsiedler Kalk	Wunsiedler Marmor, massige Kalksilikatfelse  Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer, Muscovitquarzite, Quarzite; Einlagerungen von Amphiboliten

## Kambrium?

### 1. Das Liegende des Wunsiedler Marmors: Glimmerschiefer, Muscovitquarzite, Quarzite, *cbgl*

Südwestlich Leupoldsdorf taucht in einem Sattelkern das Liegende der Karbonatgesteine (Kalksilikatfelse als Äquivalent des Wunsiedler Marmors) auf. In seiner Ausbildung gleicht es den Gesteinen im Süden des Wunsiedler Marmorzuges, welche bei der Annahme eines normalen Faltenbaues ebenfalls das Liegende bilden (siehe Seite 66).

Die Gesteine im Liegenden des Wunsiedler Marmors setzen sich aus Muscovit-Biotit-Glimmerschiefern, Muscovitquarziten und Quarziten zusammen, die einer ursprünglich tonig-sandigen Schichtenfolge entsprechen. Der quarzitische Anteil verstärkt sich im Süden bei Breitenbrunn am Nordrand des Kösseinemassivs. Eine Wechsellagerung schwankt in cm-, dm und m-Dimensionen.

Charakteristische Einlagerungen von Amphiboliten finden sich sowohl im Sattelkern südöstlich Leupoldsdorf wie auch im Gebiet südlich des Wunsiedler Marmorzuges (siehe Seite 20).

Die zum Teil phyllitartig aussehenden Gesteine erweisen sich bei mikroskopischer Betrachtung als Hornfelsglimmerschiefer. Der aus der epizonalen Formung (sudetische Phase der variskischen Gebirgsbildung) hervorgegangene Mineralbestand unterlag einer weitgehenden Umkristallisation, hervorgerufen durch die Kontaktwirkung der spätrogenen Granite. Das b-tektonische Gefüge ist jedoch bis in mikroskopische Feinheiten abgebildet erhalten geblieben.

Die Sericite der Durchbewegungsphase wurden im Verlauf der Muscovitneubildung aufgezehrt, der kataklastisch-mylonitische Quarzbestand rekristallisierte zum granoblastischen Hornfels-Pflastergefüge. Vom Mineralbestand der epizonalen Fazies blieb reliktsch Albit und Granat erhalten. Die Feldspäte bilden jedoch nur einen sehr geringen Anteil des gesamten Mineralbestandes. Die Granatführung häuft sich im Gebiet östlich und südöstlich Breitenbrunn. Die Granate nisten bevorzugt in den

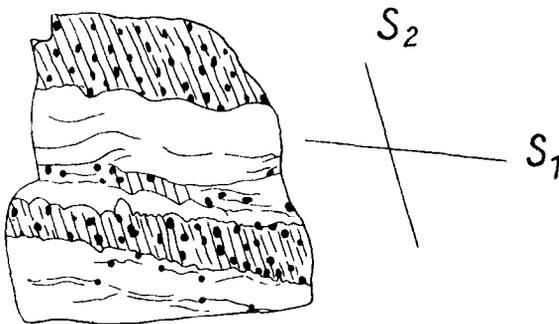


Abb. 1. Quarzit-Granatglimmerschiefer-Wechsellagerung. Fundort östlich Breitenbrunn. Natürl. Größe.  $s_1$  = sedimentärer Lagenbau,  $s_2$  = Schieferung in den Granatglimmerschieferlagen.

glimmerreichen Lagen der Quarzit-Glimmerschiefer-Wechsellagerung (Abb. 1). Die Einzelindividuen bleiben in ihrer Größe unter 1 mm  $\phi$ . In den fast ausschließlich von Muscovit zusammengesetzten Glimmerlagen des Gesteins sind die Granate noch sehr gut erhalten. In den quarzi-

tischen Bereichen dagegen werden die Granate siebartig von Quarz durchlöchert und bis auf skelettäre Reste in Form von Zwickeln und dünnen Stegen zwischen Quarzgranoblasten aufgezehrt (Abb. 2). Die Umrisse der Granate sind zum Teil ganzrandig, zum Teil sind sie aber auch zerbrochen und zu Trümmerzügen in Richtung der Schieferung ausgezogen. Sie werden von Glimmerzügen umflossen, die gelegentlich Wirbel abbilden. Diese Granate gehören also unzweifelhaft zum epizonalmetamorphen Mineralbestand. Die Durchbewegung der sudetischen Phase hat ihre Bildung überdauert.

Neubildungen der Hornfelsphase sind als faziestypische Mineralien Biotit, Andalusit, Cordierit, sowie Turmalin. Muscovit bildete sich außer als „Rekristallisation“ des Sericits in einer zweiten späteren Phase. Von den Kontaktmineralien erscheint als erstes und in größter Entfernung vom Granitkontakt der Biotit. Biotite wie Muscovite bilden teils das alte Gefüge, den tektonischen Lagenbau und die Kleinfaltung ab oder sie erscheinen als Querglimmer. Maßgebend für die Kristallisation war die Wegsamkeit für die mineralbildenden Lösungen.

Größere Querbiotite bis zu 5 mm  $\phi$  fallen in den Glimmerschiefern südlich des Röslautales in der Umrahmung des Kösseinegranits auf. Durch Abbauvorgänge sind die Biotite häufig chloritisiert.

Eine größere Schieferscholle ist im Kösseine-Granitmassiv am Kaiserfelsen südlich der Luisenburg eingeschlossen. Das Gestein ist stark kontaktmetamorph überprägt und enthält reichlich Andalusit; Cordierit tritt an Menge stark zurück (Andalusit-Cordierit-Kontaktglimmerschiefer).

Helle Quarzitlinsen innerhalb der Glimmerschiefer, q

Auf dem Hammerbühl westlich Breitenbrunn sind den umgebenden quarzitischen Glimmerschiefern und Muscovitquarziten helle, reine Quarzitlinsen eingeschichtet. Das helle, gelbliche Gestein ist an der Oberfläche luckig-porös angewittert und stark geklüftet. Die Aufschlüsse sind sehr flachgründig und geben über das anstehende frische Gestein kein richtiges Bild. Es scheint jedoch, daß eine stengelig-säulige Absonderungsrichtung nach Nordosten, also in der Richtung des allgemeinen Achsengefüges abtaucht. Ein Gesteinsdünnschliff wurde quer zu dieser Richtung angefertigt und die Quarzachsen vermessen. Das hierbei erhaltene Regelungsbild entspricht einem B-Tektonit. Das kleinkörnige Quarzgestein, in dem nur hin und wieder winzige Gefügegegenossen bemerkbar sind, ist sicher bei der granitischen Kontaktmetamorphose rekristallisiert (Pflastergefüge!). Es bildet jedoch das epizonalmetamorph erworbene B-Gefüge ab, was bei Quarz nicht häufig der Fall ist.

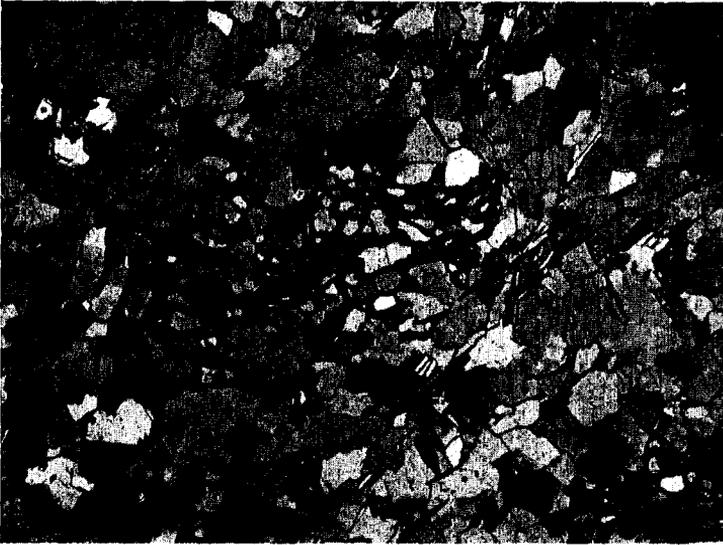


Abb. 2. Reliktischer, skelettärer Granat in Muscovitquarzit. Fundort südöstlich Breitenbrunn. Vergrößerung 54 fach. Schliff 3791.



Abb. 3. Calcitmarmor im Steinbruch Furthammer. Der Marmor zeigt deutlich das Abtauchen der Faltenachse nach rechts (Pfeil → Ostnordost). Die Überdeckung durch tertiäre Verwitterungslehme greift in Schlotten und Karren in den massigen Marmor ein.



## 2. Der Wunsiedler Marmor und seine kalksilikatischen Äquivalente, *k* und *ks*

In unserem Gebiet verläuft der Zug des Wunsiedler Marmors im Tal der Röslau und ist über große Strecken von diluvialen und alluvialen Ablagerungen überdeckt. Hinzu kommt häufig eine Auflagerung tertiärer Verwitterungslehme.

Aufschlüsse des Anstehenden finden sich bei der Walkmühle südwestlich Wunsiedel, südöstlich Schönbrunn bei der Stollenmühle, bei Furthammer und am östlichen Ortsrand von Tröstau. Bei der Röslaubrücke in Furthammer wurde der Marmor unter einer 4–6 m mächtigen quartären Überdeckung erbohrt.

Das Aussehen und die Zusammensetzung ist über den ganzen Bereich recht einheitlich. Es ist ein weißer Calcitmarmor, der gelegentlich dünne Dolomiteinlagerungen führt. Eine dunkle, schwärzliche Bänderung wird durch Graphiteinstäubungen, lichtrosafarbene Bänder durch Phlogopit hervorgerufen. Der Graphit entstammt sehr wahrscheinlich biogenen sedimentären Ablagerungen und kennzeichnet deshalb mit seiner Bänderung den ehemaligen sedimentären Schichtenbau. Diesem Lagenbau parallel verlaufen auch die feinkörnigen Dolomithänder.

Wenn auch in den spärlichen Aufschlüssen keine Faltenbilder wie weiter im Osten sichtbar sind, so gehört doch die b-achsiale Strömung des Marmors zu seinen besten Merkmalen. Korngefügemessungen von Calcit- und Dolomitmarmor aus dem Wunsiedler Marmorzug bei Sinatengrün und Göpfersgrün erbrachten das für B-Tektonite typische Reglungsbild, sowie Regelungen, die Zwischenstadien von B- und s-Tektoniten darstellen. Der Marmor ist in der Regel ein mittelkörniges Gestein mit in *s* (= Schieferung) gelängten Körnern. Eine mittlere Korngröße wurde aus mehreren Schlifften verschiedener Orientierung zu den tektonischen Koordinaten bestimmt. *D* bezeichnet den größten, *d* den kleinsten Durchmesser. Bei Calcit wurden folgende Werte gefunden:  $D = 1,5$  mm,  $d = 1,0$  mm. Bei Dolomit:  $D = 0,4$  mm,  $d = 0,3$  mm. Die Calcitkörner besitzen meist leicht unregelmäßig verzahnte Korngrenzen und bilden seltener ein Pflastergefüge, wie es beim Dolomit fast ausschließlich der Fall ist. Alle Körner zeigen im mikroskopischen Bild Zwillingslamellierung. Im Marmor gibt es auch feinkörnige Calcitbereiche, deren Erstreckung subparallel *s* (Schieferung) nicht auf eine sedimentäre Vorzeichnung zurückgeführt werden kann, obwohl die Schieferung in vielen Fällen der sedimentären Vorzeichnung folgt. Hier handelt es sich wohl im wesentlichen um feinkörnige Rekristallisate, um Granoblasten, die ihr Entstehen der granitischen Kontaktmetamorphose verdanken. Ihnen zugrunde liegen kataklastische Durchbewegungen, welche die Kristallisation im Verlauf der sudetischen Faltungsphase überdauert haben. Kleine Calcitgranoblasten sitzen auch in scheinbar ungestörten Calcitagregaten, vorwiegend auf Korngrenzen oder innerhalb der älteren Calcite.

Mit den kontaktmetamorph gebildeten Phlogopiten wandert auch Quarz in Gestalt gerundeter, kleiner Körner in das Calcitgefüge ein. B. LINDEMANN (1904) beschreibt Quarz in Form kleiner Doppelpyramiden als Einschlüsse im Calcit.

Außer blastisch regenerierten Kataklysebereichen wurden auch andere gefunden, deren Bestandteile keine Rekristallisation erfahren haben. Ihre Entstehung wird postgranitischen Störungen im Verein mit Schollenbewegungen zugeschrieben.

Massige Kalksilikatfelse als stratigraphische Äquivalente des Wunsiedler Marmors, ks

Kalksilikatfelse, deren Entstehung durch Kontaktmetamorphose bzw. Kontaktmetasomatose aus dem Marmor beweisbar ist, lassen sich an verschiedenen Stellen finden.

Der Wunsiedler Marmorzug wird bei der Ortschaft Eulenloh (unter quartären Ablagerungen verborgen) vom Granit abgeschnitten und in der Kontaktnähe in gebänderte Kalksilikatfelse umgewandelt. Im Osten, außerhalb von Blatt Fichtelberg, tritt die Silikatisierung des Marmors zwischen Göpfersgrün und der Johanneszeche, sowie in den Steinbrüchen von Stemmas und bei Hohenberg auf. Auf Grund seiner Untersuchungen an Kalksilikatfelsen bei Sinatengrün hat LAUBMANN (1916) bereits darauf hingewiesen, daß diese sicherlich metamorphe Äquivalente von Karbonatgesteinen sind.

In den letztgenannten Bereichen außerhalb Blatt Fichtelberg ist es offensichtlich, daß hier die mehr dolomitisch entwickelten Marmorpartien zuerst von der Silikatisierung erfaßt wurden; zumal östlich Hohlenbrunn der prämetamorphe Dolomitgehalt im Wunsiedler Marmor stark zunimmt.

Die Möglichkeit und Wahrscheinlichkeit einer derartigen Umwandlung, sowie stratigraphisch-tektonische Überlegungen berechtigen zu der Annahme, daß die mächtigen Kalksilikatzüge des zentralen Fichtelgebirges stratigraphisch dem Wunsiedler-, Arzberger- und Marktredwitzer Marmor äquivalent sind.

Reliktische Marmorpartien finden sich in Kalksilikatfelsen 2 km westlich Tröstau an der alten Silberhausstraße (Pötzelschacht früherer Beschreibungen) und massige Marmore nordwestlich Bibersbach.

Stratigraphisch bedeutsam erscheint, daß nach Norden zu nicht nur die Silikatisierung des Karbonatgesteins vorherrscht, sondern daß darüber hinaus das bei Wunsiedel kompakte Marmorlager sich in mehrere, weniger mächtige Horizonte aufsplittert, zwischen die sich primär tonig-sandige Schichten einschieben. Wahrscheinlich nahm in dieser Richtung auch der ehemals dolomitische Anteil am Karbonatgestein zu. Diese Entwicklung deutet darauf hin, daß wir uns nach Norden zu einem Gebiet mit anderen sedimentären Faziesbedingungen nähern.

Die Kalksilikatfelse sind in der Regel gebänderte Gesteine, deren Lagerbau durch unterschiedliche Mineralisation entsprechend der Ver-

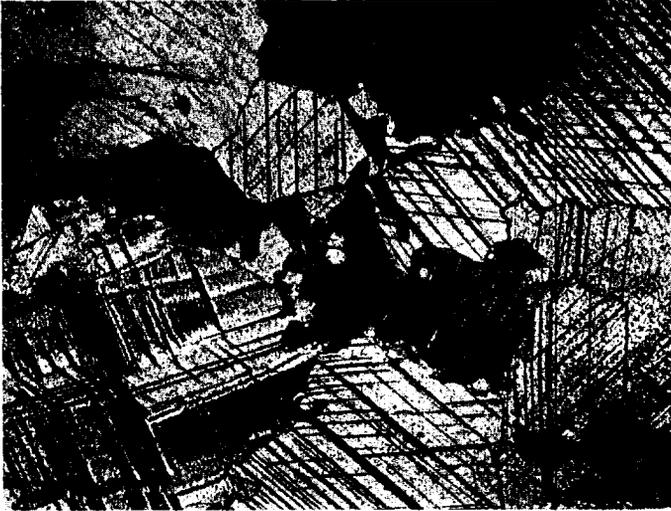


Abb. 4. Calcitmarmer (Sinatengrün). 52 fache Vergrößerung. Schliff A 31.

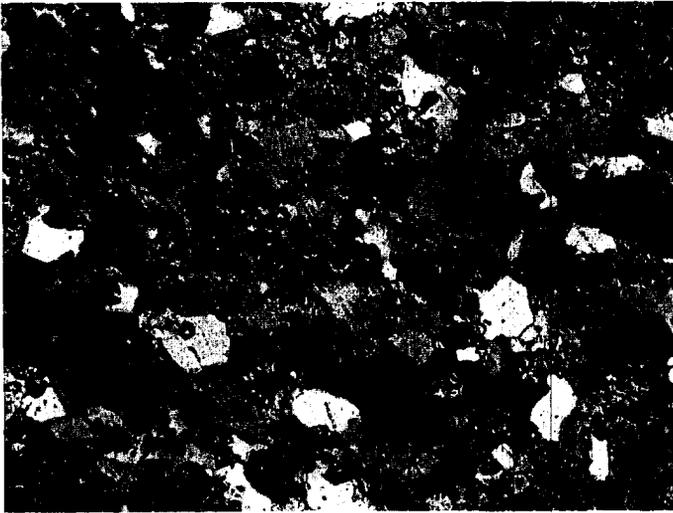


Abb. 5. Kalksilikatquarzit nördlich Wunsiedel am Gneiskontakt. In einem quarzitären Grundgewebe liegen als Reste eines älteren Gefüges kleine Granat- und Diopsidkörner. 70 fache Vergrößerung. Schliff 3728.



Abb. 6. Graphitglimmerschiefer mit kontaktmetamorpher Auflösung des bereits re- bzw. umkristallisierten Biegeschergefüges (untere Bildhälfte). Neubildung von Querbiotiten. 54 fache Vergrößerung. Schliff 3688.

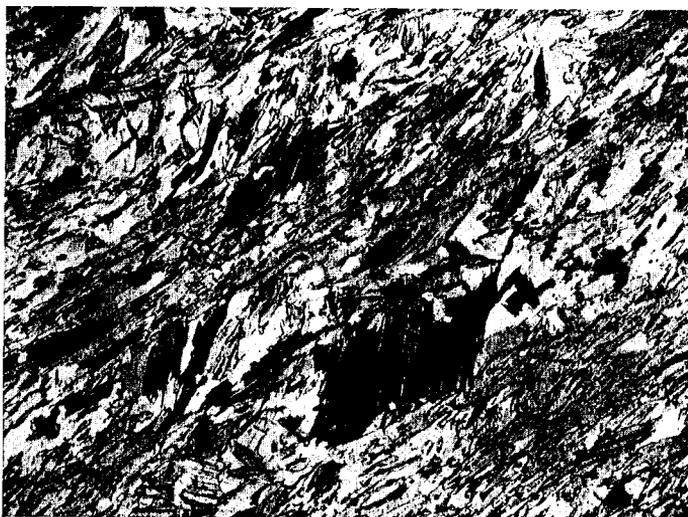


Abb. 7. Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer. Wunsiedel, Aufschluß am Bahnübergang der Straße nach Hof. Biotite (dunkel) als Querglimmer, Muscovite liegen im s des Gesteins (l. u. nach r. o.). Vergrößerung 65 fach. Schliff 3788.

drängungsgeschichte und dem Ausgangszustand bedingt ist. Die Bänderung läßt Falten- bzw. Fältelungsstrukturen sehr schön hervortreten. Sind noch leichter verwitterbare Calcit- oder Dolomitlagen an der Zusammensetzung beteiligt, so arbeitet die Verwitterung die Fältelung modellhaft heraus (z. B. im Bahneinschnitt westlich Tröstau).

#### Der Mineralbestand der Kalksilikatfelse

An der Zusammensetzung beteiligen sich als Kalk- und Magnesiumsilikate vor allem Diopsid und Granat. Zoisit- $\alpha$ , Klinozoisit, Epidot, Skapolith, grüne Hornblende und Aktinolit leiten sich von Diopsid durch diaphthoritische Umwandlung bei sinkenden Kontakttemperaturen ab. Von diesen sekundären Kalksilikaten sind Zoisit-  $\alpha$  und Klinozoisit die häufigsten. Skapolith hat nur örtliche Bedeutung. Quarz und Feldspäte stellen einen mehr oder weniger großen Anteil am Gesamtbestand. Quarz kann sogar soweit vorherrschen, daß regelrechte Quarzite entstehen, in welchen der Granat- und Diopsidanteil nur mehr eine untergeordnete Bedeutung hat (nördlich Wunsiedel am Gneiskontakt [Abb. 5]).

Der Anteil der Feldspäte am Mineralbestand der Kalksilikatfelse wechselt stark. Der Kalifeldspat — stets Mikroklin — wird besonders in den Kalksilikatfelsen im Norden bei Bibersbach-Grün zu einem Hauptbestandteil. Dabei sind die Mikrokline in Lagen angereichert. Im Gebiet westlich Schönbrunn tritt neben Mikroklin Albit häufiger auf. Eine seltene aber auffallende Erscheinung in diesen Albiten sind perthitartige Quarzspindeln. Zwillingslamellierte Albite und Albitoligoklase sind in den Kalksilikatfelsen seltener.

In den gefältelten Kalksilikatfelsen reichern sich die Feldspäte häufig in den aufgeweiteten Faltenscheiteln an. Ähnliches Verhalten zeigen Skapolithe in Kalksilikatfelsen südwestlich Eulenloh.

Ein sehr verbreitetes Mineral in den Kalksilikatgesteinen ist Titanit. Biotit und aus ihm hervorgegangener Chlorit tritt nur im Gebiet von Grün in stärker vergneisten Gesteinen auf. Zirkon konnte in mehreren Schriffen festgestellt werden.

### 3. Die Graphitschieferserie, *cbgr*

#### Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer mit lagenweiser Graphitanreicherung

Im Hangenden des Wunsiedler Marmors erscheinen Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer, in denen sich lagenweise gehäuft Graphit als staubartiger Gemengteil einstellt. Die ganze Serie fällt durch ihre dunklen, blaugrauen bis schwarzen Farben auf. Quarzitisches Einlagerungen kommen vor, erlangen aber erst im Hangenden der Serie wieder Bedeutung. Im Gebiet von Wunsiedel haben die Graphitschiefer zum Teil noch ein tonschiefer-phyllitartiges Aussehen, weswegen sie WURM (1932) im dortigen Raum als Graphitphyllite beschrieb. Der kristalline Habitus der

Serie ist jedoch auf Blatt Fichtelberg im allgemeinen derart, daß die Gesteine als Glimmerschiefer bezeichnet werden müssen. Mit der zunehmenden Metamorphosierung nimmt der quarzitischer Charakter der Serie nach Westen zu. Der hohe Quarzgehalt des Schiefers kristallisiert um (unter allgemeiner Korngrößenzunahme) und durch die starke Biotitneubildung gehen aus den Graphitschiefern im Westen um Tröstau dunkle Biotitquarzite hervor. Biotit wird wie überall im engeren und weiteren Kontaktbereich der Granite zu einem wichtigen Gefügebestandteil. In den verhältnismäßig feinkörnigen Graphitschiefern treten die Biotite durch ihre relative Größe stark hervor. Sie waren hier wohl sehr titanreich. Denn Titanit und andere sekundäre Titanminerale (Rutil, Anatas) sind mit den ausgebleichten Biotiten in auffälliger Häufigkeit verknüpft.

Der Graphitgehalt wechselt lagenweise oft sehr stark. Bei der kontaktmetamorphen Umkristallisation wird der staubartige Graphit zumeist in die Intergranulare gedrängt, weshalb mit zunehmender Metamorphose eine geringe Aufhellung des Gesteins verbunden ist.

#### 4. Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerung, *ebq*

In der „Schönbrunner Mulde“ folgt der Graphitschieferserie im Hangenden eine stärker quarzitischer Serie, in der Muscovit-Biotit-Glimmerschiefer mit Quarziten in Bändern von mm-, cm-, dm-, und m-Mächtigkeit wechselagern. Örtlich, so bei Schönbrunn, zeigen die grünlich- bis blaugrauen Quarzite ihrerseits häufig eine feine Bänderung.

Neben Quarz sind in erster Linie Muscovit und Biotit am Mineralbestand beteiligt. Muscovit ersetzt den epizonal aus dem ehemals tonigen Bestandteilen des Sediments entstandenen Sericit als kontaktmetamorphe Neukristallisation. Das Muscovitgefüge bildet das ältere Schieferungsgefüge nach. Vorwiegen oder Zurücktreten des Muscovits im Mineralbestand bedingt die makroskopisch ansprechbare Wechselagerung. Der Biotit tritt dagegen als kontaktmetamorphe Neubildung sowohl in den quarzitischeren wie auch in den glimmerigen Partien gleich häufig auf. Sie liegen mit ihrer Basis zum Teil in s (= Schieferung) des Gesteins und bilden dann ebenfalls das Schieferungsgefüge ab. Sie treten aber auch als ausgesprochene Querbiotite auf. Chloritisierung der Biotite unter Erzabscheidung (meist Titanit und andere sekundäre Titanminerale) ist hier wie überall verbreitet. Die spärlichen Feldspäte in diesen Horizonten sind Albite. Meist erscheinen sie als kleine augenartige Gebilde mit  $\phi$  unter 0,05 mm. Sie sind wohl Relikte des epizonalen Mineralbestandes. Sichere Relikte dieser Mineralfazies sind kleine Granate, die verstreut im Gestein mikroskopisch beobachtet werden können. Sie zeigen ähnliche Verdrängungserscheinungen wie die der „Liegendserie“. Turmalin konnte vereinzelt gefunden werden. Östlich Schönbrunn bildet er in den Gesteinen mikroskopisch kleine Turmalinsonnen.

Auch in den Gesteinen dieser hangenden Serie ließen sich in mikroskopisch dünnen Lagen Graphiteinstäubungen feststellen. Die Abtrennung von der eigentlichen Graphitschiefer-Serie ist also eigentlich nur durch das Zurücktreten, bzw. Fehlen von Graphit und der stärker quarzitischen Entwicklung gegeben. Hinzu kommt, daß in beiden Serien geringmächtige Kalksilikatbänder eingeschaltet sind, die anschließend beschrieben werden.

### Kalksilikatbänder in der Graphitschieferserie und in der Quarzit-Glimmerschiefer-Serie, ks

Die in diesen Gesteinen eingelagerten Kalksilikatbänder besitzen zwischen Zentimeter- und Meter-Mächtigkeit. Als faltungskompetente Schichten innerhalb der Schiefer zeigen sie modellhaft schöne Faltenbilder. Ihre mineralogische Zusammensetzung gleicht im wesentlichen der der großen Kalksilikatfelszüge. Im Bahneinschnitt westlich Tröstau sind stark verfaltete Kalksilikatfelse als Einlagerungen in Biotitquarziten aufgeschlossen. In ihnen zeigt sich ein starker Wechsel in der mineralogischen Zusammensetzung. Calcitlagen, z. T. mikroskopisch dünn, wechseln ab mit diopsid- und granatreichen Lagen. Quarz-Feldspat-Glimmerlagen sind eingeschaltet und zeigen oft eine differenzielle Kleinfältelung. Dieser Lagenbau, der der makroskopisch sichtbaren Bänderung zugrundeliegt, beruht möglicherweise auf einer bereits primären stofflichen Differenzierung; etwa einem Wechsel von kalkigen, dolomitischen und mergeligen Lagen. Die differentielle Feinfältelung der silikatischen Partien und ihr scharf geregeltes Korngefüge spricht für den präorogenen Silikatbestand und nicht für eine postorogene Verdrängung und Nachzeichnung des Fältelungsgefüges im Verlauf der granitischen Kontaktmetamorphose. Doch besteht auch noch die Möglichkeit, daß es sich bei den Alumosilikatlagen um Verdrängungen handelt, die vom Kontakt des dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht zugrundeliegenden alten Granites ausgegangen sind. Die verschieden zusammengesetzten Lagen in den Kalksilikatfelsen sind im mikroskopischen Bild nicht scharf voneinander getrennt, sondern es bestehen in der Regel Übergänge. In den Lagen selbst herrscht vertikal wie lateral (/s) ein vielfältiger Wechsel. In den Calcitlagen erscheinen als Neubildung Quarzgranoblasten, die teils in der Intergranulare oder auch in den Calciten rundliche Körner bilden. Albite ohne Zwillingslamellierung folgen der Intergranulare und verdrängen von dort in lappigen Formen den Calcit. Diese Verdrängungsformen finden sich meist in der unmittelbaren Nähe von Diopsidneubildungen im Calcitgefüge. Häufen sich diese Bildungen, so entsteht schließlich ein Quarz-Feldspat-Diopsid-Gestein, in dem nur wenig Calcitkörner vom Ausgangsbestand zeugen. Sekundär entstanden bei sinkenden Temperaturen aus den Kalksilikatmineralen der Kontaktmetamorphose, besonders aus Diopsid, die Minerale Ziosit- $\alpha$ , Klinoziosit, Aktinolit (nephritartige büschelige Aggregatformen). Örtlich werden Biotite vom

Rand ausgehend in kleine Diopsidaggregate umgewandelt. Biotite unterliegen ferner häufig der Chloritisierung.

Kalifeldspat, der in den alumosilikatreichen Lagen erscheint, wird gelegentlich durch Albit verdrängt.

### **5. Cordierit-Sillimanit-Hornfelsglimmerschiefer- und -Gneise, *cbg*, mit Einlagerungen von Kalksilikatfelszügen, *ks***

Die Gesteine der Arzberger Serie sind im Norden der Wunsiedler Bucht, im Gebiet um Bibersbach—Oberröslau—Grün—Franken weit stärker metamorph als im bisher beschriebenen Bereich Wunsiedel—Tröstau. Schon im Gelände zeigt sich dieser Unterschied deutlich. Ein großer Abschnitt dieser Paragneise war deshalb auf der GÜMBELschen Karte mit dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht vereinigt.

Sillimanit ist ein typischer Bestandteil des Gesteins und verrät, daß hier höhere Temperaturen im Kontaktbereich des Granits geherrscht haben, als in den bisher beschriebenen Gebieten. Die stärkere Re- und Neukristallisation hat die primären Gefüge weitgehend verwischt. Nur die eingelagerten Kalksilikatfelse haben ihre Bänderung bewahrt.

Das Hornfelsgneisgebiet bietet nur wenige Aufschlüsse des Anstehenden. Die teilweise tiefgründige Verwitterung entwertet jedoch auch diese weitgehend. So ist eine Gliederung des Komplexes nur durch die eingelagerten Kalksilikatfelszüge möglich.

Parallelstreichende Kalksilikatfelszüge sind durch mächtigere Cordierit-Sillimanit-Gneis-Zwischenlagen getrennt. Diese Paragneiseinlagerungen sind so mächtig, daß ihre Entstehung als silikatische Verdrängung von Karbonatgesteinen, wie wir dies ja in kleinen Dimensionen verbreitet feststellen können, ausgeschlossen ist. Die Zersplitterung des Wunsiedler Marmors in einzelne weniger mächtige Karbonatgesteins-horizonte geht sicher auf eine primäre sedimentäre Aufgliederung zurück. Wir fassen deshalb die Schar der parallelstreichenden Kalksilikatfels-horizonte zu einer Zone zusammen und stellen sie als Ganzes dem Wunsiedler Marmor stratigraphisch gleich. Zwei derartige Zonen konvergieren bei nach Nordosten abtauchenden Faltenachsen nach Osten und zeigen damit eindeutig ihre tektonische Stellung. Die nördliche der beiden Zonen streicht bei Grün Ost—West und biegt südlich Oberröslau nach Südosten ein. Der südliche Zug ist nur kurz nordwestlich Bibersbach verfolgbar. Er streicht SW—NE. Die Vereinigung beider Zonen nördlich Bibersbach (an der östlichen Blattgrenze) ist durch Granitintrusionen abgeschnitten. Die beiden Kalksilikatfelszonen umschließen einen Sattel, in welchem jedoch nur nahe dem Scheitel (1 km östlich Brücklas) das Liegende zum Vorschein kommt. Der Orthogneis der Wunsiedler Bucht füllt den übrigen Sattelpbereich restlos aus. Das Liegende in Gestalt von Sillimanit-Muscovit-(Biotit)-Quarziten entspricht unserer Vorstellung vom Liegenden des Wunsiedler Marmors. Amphiboliteinlagerungen wie

im Süden sind jedoch nicht gefunden worden. Das vorhandene Verbreitungsgebiet ist aber wohl auch zu klein, um viel erwarten zu können.

Die silikatischen Gesteinsbereiche innerhalb der Kalksilikatfelszonen setzen sich aus Sillimanit-Biotit-Muscovit-Quarziten und aus Pinitgneisen zusammen, entsprechend einer primären Variation von sandig-tonigen Sedimenten. In den Pinitgneisen ist hier der Cordieritgehalt restlos pinitisiert und die Biotite in der Regel chloritisiert. Sillimanit tritt gegenüber seinem häufigen Auftreten in mehr quarzitischen Gesteinsbereichen stark zurück und fehlt bisweilen. Als Feldspat tritt Mikroklin auf und kann mengenmäßig zu den Hauptbestandteilen gezählt werden.

Die Gesteine im Hangenden der Karbonatgesteinszone nehmen im Gebiet um Oberröslau und im Dreieck Grün—Franken—Birk größere Flächen ein. Die Gesteine dieses Bereiches sind ebenfalls durch die Anwesenheit von Sillimanit und Cordierit (Pinit) gekennzeichnet. Eine stratigraphische Gliederung dieses Komplexes ist kaum durchzuführen. Die petrographischen Unterschiede sind nur gering und liegen allein in der Betonung des einen oder anderen Minerals. Insgesamt kann man aber sagen, daß die Gesteine um Franken, besonders südlich der Ortschaft am Frankenberg, quarzreicher sind, als die des übrigen Bereiches. Ähnliche Unterschiede treten jedoch auch örtlich im ganzen Gebiet auf.

Sehr glimmerreiche Gesteine liegen am Granitkontakt nordöstlich Oberröslau. Sie sind wohl aus reinen Tonschiefern hervorgegangen.

Graphitgneise als Äquivalente der Graphitschiefer konnten nicht beobachtet werden. Entweder hat die stärkere Metamorphose den Graphitgehalt in irgendeiner Weise beseitigt, oder es tritt hier bereits primär der Graphitgehalt im Gestein zurück, oder es fehlt an geeigneten Aufschlüssen, daß Äquivalente nicht gefunden werden konnten.

Am Mineralbestand der Gneise und Glimmerschiefer beteiligen sich Quarz, Muscovit, Biotit (Chlorit), Sillimanit, Cordierit (Pinit), Mikroklin, Albit, Oligoklas, Granat.

Der Gneis- und Glimmerschieferhabitus des Gesteins, der zunächst eine straffe tektonische Einregelung der Mineralkomponenten annehmen läßt, erweist sich bei der mikroskopischen Untersuchung als das Ergebnis einer Abbildungskristallisation. Die Neukristallisation folgt entsprechend dem Prinzip der Wegsamkeit den alten Schieferungs- und Bewegungsflächen des Gesteins. Die präkristalline Deformation (sudetische Faltungsphase) hat das ganze Gebiet in epizonalem Niveau erfaßt und wie im Südteil des Blattes phyllitische Gesteine in Quarz-Albit-Sericit-(Almandin-)Fazies erzeugt. Die kontaktmetamorphen Neubildungen wuchsen bevorzugt in s des Gesteins. Der Sericit setzte sich um zu Sillimanit und Kalifeldspat (Mikroklin), der weitere Tonerdeüberschuß wurde in Cordierit festgelegt. Für diese Umsetzung ist es typisch, daß gerade der Sillimanit mit seinen strählig-faserigen Aggregaten sklavisch die alten tektonischen Strukturen nachzeichnet. Da in den Hellglimmern sicherlich neben Kalium auch Natrium gebunden war, ist ein Teil der

Albite wohl ebenfalls auf diese Bildungsphase zurückzuführen. Die Glimmer, Muscovit und Biotit, halten sich nur ganz allgemein an die texturale Vorzeichnung im Gestein. Sie kristallisierten sowohl mit ihrer Basis im alten *s* des Gefüges, als auch quer dazu (besonders die Biotite = Querbiotite). Bei den Muscoviten häufig zu beobachten ist die Ausbildung einer dem *s* folgenden Gestaltachse bei querliegender kristallographischer Basis.

Muscovite werden ebenso wie Quarz und Cordierit von Sillimanit durchschwärmt. Die Cordierite befinden sich in den Sillimanit-Glimmersträhnen oder in deren Nachbarschaft. Zum Teil sind sie noch frisch, in vielen Fällen jedoch durch feinschuppige Aggregate aufgezehrt (Pinit). Zwischen den Sillimanit-Glimmer-Zügen liegen die granoblastischen Quarz-Feldspat-Zeilen. Als Feldspäte sind stets Mikroklin und Albit zugegen. Albit scheint älter oder zumindest gleichalt zu sein, wächst jedoch in einer späteren Phase erneut und verdrängt Mikroklin.

Möglicherweise entstammt mancher Albit der epizonalen Mineralgesellschaft und würde demnach Reliktmineral sein. Sichere Hinweise dafür gibt es jedoch nicht. Denn der Quarz, dessen Kristallisation alle anderen überdauert, dringt gegenüber allen Feldspäten verdrängend vor und engt sie auf verzweigte und zertrennte Gebilde ein.

Sichere Relikte des epizonalen Mineralbestandes sind nur Granate, die nordöstlich Oberröslau in den stark glimmerigen Cordierit-Sillimanit-Gneisen gefunden werden können. In ihnen nistet auf Sprüngen neben Quarz sowohl Biotit wie auch Sillimanit und schreibt ihm eine eindeutig ältere Bildungszeit zu.

## Ordovizium?

### 6. Muscovit-Biotit-Kontaktglimmerschiefer, *og1* und Quarzitschiefer, *og*

Von den bisher beschriebenen metamorphen Sedimentgesteinen abgetrennt liegen im Nordwesten jenseits des Schneeberg-Rudolfstein-Granitrückens zumeist quarzitische Kontaktglimmerschiefer. Ihre Verbindung mit wahrscheinlichem Ordovizium auf dem westlich anschließenden Blatt Bad Berneck, die Eintönigkeit der ganzen Serie und die nicht seltene feine Bänderung, hervorgerufen durch die Wechsellagerung ehemals tonig-sandiger Schichten im mm-Rhythmus, läßt auch hier Ordovizium annehmen. Eine genauere stratigraphische Einstufung konnte nicht erfolgen. Wahrscheinlich sind Frauenbach- und Phykodenschichten am Aufbau des Ordoviziums auf Blatt Fichtelberg beteiligt.

Stärker quarzitische Gesteine, die auf der Karte innerhalb der Kontaktglimmerschiefer ausgeschrieben wurden, sind westlich der Weißenhaider Mühle felsbildend. Sie ähneln in ihrem Aussehen sehr dem Frauenbachquarzit. Es sind im angewitterten Zustand sehr helle Gesteine,

Muscovitquarzite, bei denen besonders die s-Flächen mit Muscovit tapeziert sind. Auf Klüften und Rissen, auch auf s-Flächen liegen Brauneisenüberzüge.

In den Gesteinsverband sind präorogen saure Magmatite eingedrungen und mitverfaltet. Ihre Einfaltungsform läßt Rückschlüsse auf den größeren Faltenbau zu.

Wie in der kambrischen Gesteinsserie bilden die kontaktmetamorphe- und neukristallisierten Minerale das tektonische Gefüge in ausgezeichneter Weise ab. Im Gelände ist es daher nicht immer möglich, die Hornfelsnatur des Gesteins sicher zu erkennen. Das s-Gefüge, b-ach-siale Striemung und Feinfältelung sind an jedem Handstück sowie im Aufschluß einwandfrei erkennbar. Im Kleinbereich zeichnen die Wechselagerungen von quarzitischen und glimmerreichen Bändern schöne Biegescherfalten. Bei geringem Glimmeranteil bzw. sehr dünnen Glimmerzwischenlagerungen ist die unregelmäßig linsige Zerschering der Quarzlagen häufiger.

Die petrographische Variabilität der ordovizischen Gesteine ist also nicht sehr groß. Im mikroskopischen Bild beherrscht überall die Quarzkristallisation das Korngefüge. Quarz verdrängt die Feldspäte. Er drängt auch die Glimmer in Zwickel und mörtelartige Reste zusammen. In Quarziten setzen manchmal Glimmerzüge unbekümmert durch das regenerierte Quarzgefüge hindurch. Andererseits untergliedern dünne Muscovitzüge und einzelne Schüppchen die Quarzlagen in einzelne Zeilen, die aus einfach aneinandergereihten, in s gelängten Quarzkörnern bestehen. Bei stärkerer Quarzneukristallisation geht dieser Zeilenbau mehr oder weniger vollständig verloren. Das gleiche gilt in den stärker durchbewegten Partien. Nur wenige Quarze zeigen eine undulöse Auslöschung und nur die aus älteren Großquarzen hervorgegangenen Porphyrostore (SCHÜLLER 1934) zeigen eine Felderteilung und eine gewisse Granulierung mit geringfügiger Abweichung der Dunkelstellung in den Teilfeldern. Im allgemeinen besitzen die Quarze untereinander ein granoblastisches Gefüge mit meist ganzrandigen Korngrenzen. Teils sind die Korngrößen annähernd gleich, teils herrschen aber auch große Unterschiede. Im letzteren Falle sind dann auch die Korngrenzen unregelmäßig gestaltet. Der Feldspatanteil ist in der Regel gering. Es sind dann stets Albite, deren Zugehörigkeit zum epizonalmetamorphen Altbestand wahrscheinlich ist. Granulierte Albitaggregate zeigen eine stärkere Hellverglimmerung. Sie bilden nur noch kümmerliche Zwickel und selten Mörtelkränze zwischen den vordrängenden Quarzen. Daneben erscheinen jedoch auch noch verhältnismäßig frisch aussehende Albite und Albitoligoklase; doch werden auch sie in gleicher Weise von Quarz verdrängt.

Von den Glimmern ist stets Muscovit zugegen. Aus dem Sericit des epizonalen Mineralbestandes hervorgegangen, bildet er vor allem das alte Tektonitgefüge ab. In Zwickeln des kontaktmetamorphen Pflastergefüges trifft man ab und zu auch auf verschülferte Hellglimmer, die möglicher-

weise Relikte des Altbestandes darstellen. Unversehrte Muscovite, deren Anordnung keine Beziehung zum vorgegebenen Gefüge aufweist, sind sichere Neukristallisationen. Hier lassen sich zwei altersverschiedene Generationen unterscheiden. Entweder gehören sie der eigentlichen thermischen Kontaktmetamorphose des Granits an, oder ihre Bildung entspricht der deuterischen Kristallisation im Granit. Die Muscovite der letzteren Bildungsphase sind in allen kontaktnahen prägranitischen Gesteinen und in den Graniten selbst beobachtbar.

Die Biotite sind alle Bildungen der Kontaktmetamorphose. Sie führen meist kleine pleochroitische Höfe um winzige Einschlüsse. Der Biotitgehalt schwankt oft sehr. In manchen Gesteinen überwiegt er den Muscovit, in anderen ist er nur sporadisch vertreten. Die Anordnung der Biotite im Gesteinsgefüge wurde lediglich von der Wegsamkeit im Verlauf der Kristallisation bestimmt. So zeichnen sie unter den entsprechenden Voraussetzungen das s-Gefüge nach oder sie kümmern sich nicht um die tektonische Vorzeichnung. Der Abbau der Biotite zu Chlorit (-Pennin) ist überall beobachtbar, jedoch von Ort zu Ort unterschiedlich vorangeschritten.

Turmalin ist in der Nähe des Zinngranits nicht selten. Die kleinen Nadeln sind in der Regel parallel b des Gefüges eingeschlichtet und erscheinen in Schlifften senkrecht zur Faltenachse mit ihren typischen trigonalen Querschnitten. Sie sind zonar gebaut und zeigen im Schnitt senkrecht zur c-Achse um einen dunkelolivgrünen Kern einen gelblich-olivgrünen Mantel. Es steht außer Zweifel, daß ihre Bildung der Kontaktmetamorphose der jungen Granite zuzuordnen und ihre scheinbare Einregelung als Abbildungskristallisation zu deuten ist.

Andalusit konnte in kleinen Individuen mehrmals mikroskopisch gefunden werden. Sillimanit erscheint in der unmittelbaren Nähe des Weißenstädter Granits.

## **b. Metamorphe Eruptivgesteine**

### **1. Amphibolite, A**

Auffallende, wenn auch im Blattgebiet wenig verbreitete Einlagerungen in der Arzberger Serie bilden geringmächtige Amphibolite. Auf dem östlich anschließenden Blatt Markredwitz sind Amphibolite wesentlich stärker verbreitet. WURM (1928) beschrieb Amphibolitgänge aus dem Wunsiedler Marmor und in einer älteren Arbeit befaßte sich HASSE (1905) vor allem mit den Vorkommen am Ostrand des Kösseinemassivs. Wo dort der Verband zum Nebengestein aufgeschlossen ist, kann man konkordante, akkordante und diskordante Einlagerung beobachten. In allen Fällen haben sie aber mit ihrem Nebengestein die tektonische Formung gemeinsam. Sie sind also sicher älter als die sudetische Phase der variskischen Gebirgsbildung. Im Orthogneis setzen keine derartige Gänge auf, weshalb man sie auch für älter als diesen hält. Die diskordante Natur spricht

für Intrusivgänge, der Gesteinschemismus für ehemalige Diabase und deren Abkömmlinge.

Bei den Vorkommen auf Blatt Fichtelberg ist jedoch auffallend, daß sie auf einen ganz bestimmten stratigraphischen Bereich innerhalb der Arzberger Serie beschränkt sind. Es kann sich hier deshalb, abweichend von den oben angeführten Vorkommen, durchaus um Einlagerungen von ehemals synsedimentären Diabasen handeln, analog dem Vorkommen im Flitterbachprofil bei Arzberg, auf das v. GAERTNER aufmerksam gemacht hat. Weiter im Süden, in der nördlichen Oberpfalz im Gebiet von Erben-dorf-Neustadt/Waldnaab ist nach TEUSCHER (1952) der kambrische Diabas-vulkanismus besonders stark gewesen.

Makroskopisch sind es in der Regel feinkörnige Gesteine von dunkler, bläulichgrauer bis schwärzlicher Farbe. Sie verlieren mit Annäherung an den Granit zunehmend ihr straff paralleltexturiertes Tektonitgefüge und erhalten ein mehr massiges Aussehen. Das mikroskopische Bild zeigt dann einen typischen Hornfelsamphibolit mit diablastischen Hornblende-aggregaten in einem granoblastischen Quarz- (Plagioklas)- Grundgewebe. Das begrenzte Mineralspektrum mit Hornblende und Quarz als Haupt-gemengteil, neben welchem Plagioklas und die übrigen Mineralphasen (Pyroxen, Biotit, Chlorit, Ziosit, Albit, Titanit, Zirkon, nach HASSE (1905) auch Olivin, Plenoast, Enstatit, Augit) weit in den Hintergrund treten, ist typisch für tektonisierte Diabase. Bei der Durchbewegung ist das Primärgefüge verloren gegangen. Amphibolisierung (auch der Plagio-klase) und Zerlegung in feinkörnige Aggregate kennzeichnet die Mineral-umwandlungen während der kinetischen Verformung. Die Kontaktmeta-morphose durch den Granit bewirkte die Rekrystallisation und Mineral-neubildungen. Größere poikilitisch durchlöchernde, bräunlich-olivfarbene Hornblendens mit lappig-buchtig konturierten Formen scheinen am An-fang dieser Entwicklung zu stehen. Den größten Teil bilden aber oliv-grüne diablastische Hornblendens, die, von kleiner, gedrungener und meist schlecht begrenzter, unregelmäßiger Gestalt, in Haufen aggregieren (Abb. 10). Das Grundgewebe besteht hier aus einem feinkörnigen Quarz-pflaster, in welchem auch gleichgroße ( $\phi$  um 0,05 mm), nicht zwillings-lamellierte Plagioklase mehr oder weniger stark auftreten können. In diesem Grundgewebepflaster liegen hier und da isoliert farblose Klinopyroxen, die vom Grundgewebsquarz verdrängend eingeengt werden. Biotit als kontaktmetamorphe Neubildung erscheint untergeordnet in schlecht umgrenzten Individuen und siedelt sich mit Vorliebe um die reichlich eingestreuten Erzpartikel an. Epidot entstand beim Abklingen der Kon-taktmetamorphose.

In den vom Kontakt entfernter gelegenen Vorkommen südwestlich Leupoldsdorf zeigt die jüngste Hornblendegeneration eine mehr spießige, nematoblastische Entwicklung und gehört wegen ihrer blaßgrünen Farben mehr zu den „gemeinen“ Hornblendens.

## 2. Prävariskische saure Metamagmatite

Orthogneise in Biotit-Andalusit-Hornfelsfazies, Gh  
und in Sillimanit-Hornfelsfazies, Ghg

Die Orthogneise des Blattgebietes werden zu den Epigneisen gestellt. Das ist eine Gruppe von sauren Magmatiten, die einer prävariskischen Magmenbewegung angehören und die ihre tektonische Prägung in der Epizone erfahren haben. Sicherlich gehören sie alle einer Phase an und verdanken ihre Differenzierung nur dem unterschiedlichen Intrusionsniveau. Außerhalb des Fichtelgebirges sind sie in Thüringen und im Vogtland verbreitet. Mit Ausnahme der hier mit der Arzberger Serie verknüpften Orthokörper intrudierten sie (nach v. GAERTNER) fast überall in Gesteine des unteren Ordoviziums. In Thüringen erscheinen erste Aufarbeitungsprodukte in tiefoberdevonischen Konglomeraten, so daß dort eine Einengung der Intrusionen auf die Zeit zwischen mittleres Ordovizium und Oberdevon möglich ist. WURM (1956) bringt diese Magmenbewegung mit der kaledonischen Bewegungsphase zwischen Gotland und Devon in Zusammenschau. Hier im Fichtelgebirge läßt sich das Alter weniger gut einengen. Als untere Grenze gilt ebenfalls das mittlere Ordovizium, während die passive Verformung in der sudetischen Phase (zwischen Unter- und Oberkarbon) die bereits erstarrten Körper kataklastisch-mylonitisch überprägte. Ein Kriterium für die Altersfrage stellt möglicherweise der Grad der Einfaltung dar. Die Größe der Magmatitkörper spielt bei ihrer passiven Verformung und Einfaltung eine maßgebende Rolle. So zeigt der Wunsiedler Gneis ein anderes Verhältnis zum Faltenbau der Arzberger Serie, als die Porphyroidgneise im weiteren Rahmen. Letztere sind als lagerartige Intrusiva von relativ geringer Mächtigkeit vollständig in den sudetischen Faltenbau einbezogen. Der größere Körper des Wunsiedler Gneises durchschneidet dagegen den Faltenbau. Möglicherweise hat schon vor seiner Platznahme eine regelmäßige Faltung bereits bestanden.

Die primäre petrographische Natur läßt sich aus Strukturelikten erkennen. SCHÜLLER (1934 und 1936) beschreibt solche aus dem westlichen Fichtelgebirge und macht wahrscheinlich, daß die Ausgangsgesteine feinkörnige bis grobkörnige Granite, möglicherweise auch Intrusivporphyre waren. Die petrographische Differenzierung wird dem unterschiedlichen Intrusionsniveau zugeschrieben.

Die Durchbewegung und passive epizonale Formung erfolgte während der variskischen Orogenese in der sudetischen Phase. Hierbei entstanden mylonitische Gneise in einer Quarz-Albit-Sericit-Fazies mit einem wechselnden Anteil von Relikten des Altbestandes. Nach der sudetischen Phase drangen die jungen Granite in den nun festgefügteten Faltenbau ein und lösten durch ihre thermische Energie und Lösungszufuhr eine weitgehende Um- und Neukristallisation aus. Diese Kontaktmetamorphose prägte das heutige Gesicht der Orthogneise. Es entstanden je nach der

Höhe der thermischen Energie der Granite Gesteine der Sillimanit- oder der Andalusit-Biotit-Hornfelsfazies.

Mit der Entstehung der Tonerdeüberschuß-Mineralien befaßte sich SCHÜLLER (1934, 1936). Andalusit und Sillimanit entstanden — wie schon bei der Beschreibung der Parahornfelse erläutert — je nach Nähe und Temperatur des Kontaktes zusammen mit Mikroklin aus dem epizonal gebildeten Sericit. SCHÜLLER fand dabei den Sillimanit in größerer Entfernung vom Granit. Diese scheinbare Umkehr der zu erwartenden Reihenfolge, die SCHÜLLER auf die Mitwirkung von nicht näher erläuterten Mineralisatoren zurückführt, läßt sich nach den neuen Erkenntnissen über die Intrusionsfolge der jungen Granite und deren thermische Energie zwanglos erklären. Der Kontakt der Gneise am Nußhardt mit Andalusit spricht für relativ niedrige Temperaturen am Rand- und Zinngranit. Am Kontakt zum Weißenstädter Granit und dem entsprechenden Porphyrganit östlich und nordöstlich Marktredwitz herrschten höhere Temperaturen und hier kam es neben Andalusit zur Bildung von Sillimanit.

#### Der Orthogneis der Wunsiedler Bucht

In der Wunsiedler Bucht nimmt der Orthogneis die größte geschlossene Fläche ein (nahezu 30% des gesamten Blattgebietes). Er durchgreift diskordant den Faltenbau der Arzberger Serie, besitzt aber die gleiche tektonische Prägung wie sein sedimentärer Rahmen.

Die Gesteinsausbildung wechselt von Augen- und Stengelgneisen zu grob- bis feinkörnigen Flasergneisen und kennt alle Übergänge. Aus diesem Grunde wurde von einer Abgrenzung der verschiedenen Erscheinungstypen auf der Karte Abstand genommen, zumal der petrotektonischen und metamorphen Gesteinsfazies und deren Darstellung eine größere Bedeutung zukommt. Die Augengneise, zumeist grobkörnig entwickelt, haben ihre größte Verbreitung im Gebiet westlich Vordorf und sind am Nußhardt am besten aufgeschlossen.

Die Ost-West-Erstreckung dieser Gneismasse von nahezu 12 km bei einer größten Querausdehnung von 5,5 km, die Relikte des prämetamorphen Gefüges und Mineralbestandes, sprechen für einen ehemaligen Granit. Intrusivkontakte gegen den sedimentären Rahmen waren 1956 beim Straßenbau nördlich Leupoldsdorf aufgeschlossen. Im übrigen Bereich zeigt allein schon das Kartenbild die diskordant-intrusive Natur. Im Westen schneidet der junge Granit an normalen Intrusivkontakten wie auch an tektonischen Grenzen den ursprünglich weiter nach Westen reichenden Gneiskörper ab.

Von dieser geschlossenen Gneismasse abgetrennt, aber sicher im tieferen Untergrund mit ihr zusammenhängend, ist im Norden bei Oberörschlag ein Orthogneisvorkommen durch den jüngeren Granit in drei kleinere Teilbereiche zerlegt.

## Relikte des prämetamorphen Zustandes

Daß der Orthogneis der Wunsiedler Bucht kein primäres, in der Katazone geprägtes Gestein ist, sondern daß diesem ein normaler Granit zugrunde liegt, das hat schon OBEREMBT (1905) vertreten. Er hielt allerdings den Gneis für die durchbewegte Randzone des jungen Granits. Erst SCHÜLLER (1934) erkannte in seiner grundlegenden Arbeit über die epizonal verformten Mägmatische des westlichen Fichtelgebirges, daß hier ein älterer Granit vorliegt.

OBEREMBT hat auf einem seiner Arbeit beigegebenen Kärtchen am Manzelberg, südlich Vordorf, inmitten des Gneises Granit eingezeichnet, den er in einem Profil mit dem jungen Fichtelgebirgsgranit im Westen in Verbindung treten ließ. In der Tat werden an dieser Stelle immer wieder bei der Feldbestellung granitartige Blöcke herausgeackert. Doch schon an den Blöcken und Lesesteinen läßt sich erkennen, daß das scheinbar richtungslose, grobkörnige Gefüge in deutlich „gestreckte“, gneisartige Bereiche übergeht. Wir haben hier weniger stark oder nicht verschliffene Relikte des alten Granits vor uns. Nach den Blöcken zu schließen, haben sie im umgebenden Gneis linsige Form und Durchmesser bis zu mehreren Dezimetern. Aufschlüsse des Anstehenden sind leider nicht vorhanden. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß in den granitischen Partien das Korngefüge zwar deutliche Beanspruchung, jedoch nur geringe Bewegungsspuren aufweist. Die Feldspäte, Oligoklasse und Kalifeldspäte, sind noch recht gut erhalten. Unter den bis zu 2 cm großen perthitischen Kalifeldspäten, die Karlsbader Zwillinge bilden, konnten sichere Mikrokline gefunden werden. Die Feldspäte werden randlich von granoblastischen schmalen Quarz-Feldspat-Aggregaten umsäumt, die an Schwächezonen auch die Feldspäte durchziehen. Zwischen den meist geradlinig begrenzten Feldspäten des Altbestandes sind die alten Quarze zu gefelderten und undulös auslöschenden Aggregaten zerfallen und nur teilweise rekristallisiert.

Ebenfalls Relikte, nur in kleineren Ausmaßen, sind die bis zu 10 cm großen „Augen“ in den Augengneisen. Es sind dies nichts anderes als die mehr oder weniger stark geschonten porphyrischen Einsprenglingsfeldspäte des ehemaligen Granits.

Am Schauberg und am östlichen Nußhardttabhang findet man häufig noch recht gut erhaltene Kristallformen. In der Regel sind die Großfeldspäte randlich stark verschliffen, zerbrochen und von mylonitischen Bahnen durchzogen. Die entstandenen Subindividuen sind in teilweise rekristallisierte Felder zerteilt. Bei den Großfeldspäten in den „Augen“ handelt es sich um perthitische Kalifeldspäte, deren Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz häufig noch gut zu beobachten ist. Unter ihnen haben sich einwandfrei Mikrokline feststellen lassen; andere sind derartig fleckig-gestrübt, daß die Entscheidung ob Orthoklas oder Mikroklin nicht ohne weiteres möglich ist. Wie bei den jungen Graniten sind mit

den großen Kalifeldspäten kleinere Plagioklase (Oligoklas) verwachsen und eingeschlossen. Unzweifelhaft gehören auch diese zum Altbestand. In mehreren Fällen konnten auch Biotitaggregate des Altbestandes in den großen perthitischen Mikroklinen gefunden werden. Sie unterscheiden sich von den späteren Neubildungen durch die Spuren mechanischer Beanspruchung (Verbiegung, Zerbrechung), durch eine mehr olivbraune Farbe (junge Biotite sind bei einfach polarisiertem Licht rotbraun), sowie durch den lamellaren Abbau zu Chlorit, der in den übrigen Biotiten hier nicht zu beobachten ist. Die Abbauvorgänge verleihen den Biotiten des Altbestandes ein strähniges Aussehen.

Mit Ausnahme des Primärbiotits, der in den stärker durchbewegten Bereichen nur selten erhalten blieb, sind die reliktschen Mineralphasen des Primärbestandes in fast allen untersuchten Gesteinsdünnschliffen angetroffen worden. Sie sind in Zeilen angeordnet und zeichnen die Bahnen der kataklastischen Durchbewegung ab.

Mikroklin vertritt in weiten Bereichen allein den Kalifeldspat, sowohl die Großfeldspäte, als auch die der Grundmasse. Nur im Westen stellen Orthoklase in der Grundmasse größere Anteile. Es sind dann in der Regel unverzwilligte Individuen mit feinen Perthitstreifen (Faserperthite). Oligoklase vertreten die Plagioklasreihe.

Natürlich ist auch Quarz als Reliktmineral zu erwarten. Quarzkornaggregate, die in ihrer optischen Orientierung nur wenig voneinander abweichen („Porphyroster“ nach SCHÜLLER) deuten auf ehemalige Großquarze des Primärbestandes hin. Um so mehr, als in ihnen auch gelegentlich Körner mit der sogenannten BÖHMISCHEN Streifung gefunden werden. Die Fähigkeit des Quarzes zu rascher Rekristallisation nach tektonischer Zerlegung, verwischt jedoch meist sowohl das alte Gefüge, als auch den mylonitisch-kataklastischen Zustand und macht ihn in der Regel untauglich für faziesreliktische Untersuchungen. Auch in größerer Entfernung vom Granitkontakt sind die Quarze nach der Kataklase rekristallisiert.

Die heutige Differenzierung des Gesteinsgefüges (Augen-, Stengel- und Flasergneise verschiedener Körnigkeit) mit der unterschiedlichen Erhaltung der Relikte läßt uns die Frage aufwerfen, ob dies allein durch die unterschiedliche mechanische Deformation erzeugt oder ob nicht auch bereits primäre Gefügeunterschiede innerhalb des Wunsiedler Gneises geherrscht haben. Eine befriedigende Antwort hierauf läßt sich jedoch heute noch nicht geben.

#### Mechanische Umformung des granitischen Mineralbestandes und Gesteinsgefüges in der Epizone

Die Durchbewegung und Hauptverfaltung erfolgte in der sudetischen Phase und zwar in hochepizonalem bis epizonalem Niveau. Sie verschliff den Granit zu einem „Epigneis“ mit der epizonalen Quarz-Albit-Sericit-Mineralfazies. SCHÜLLER hat diese Umformung an den Epigneisen des westlichen Fichtelgebirges eingehend beschrieben (1934 und 1936).

Hauptmerkmal der damit verbundenen Vorgänge ist die mechanische Zerlegung des Primärgefüges in kleinere bis kleinste Bestandteile und die Angleichung des Mineralbestandes an die epizonale Fazies: Neubildung von Sericit, Albit und Verquarzung unterschiedlichen Ausmaßes. Die mechanischen Spuren dieser tektonischen Phase zeigen sich in den bereits erwähnten Relikten durch Zerbrechung, Mylonitzonen, Verbiegungen (Altbiotite), Zerfelderung. Über große Bereiche wird der Biotit ausgemerzt. Wenig kontaktmetamorph regenerierte kataklastische bis mylonitische Gesteine fallen südöstlich Birk durch ihr dichtes und bandstreifiges Aussehen auf.

Geringmächtige Einlagerungen von aplitischem Gneis am Nußhardt führen Granat. Er bildet in Lagen aneinandergereiht kleine Augen und zeigt deutliche Beeinflussung durch die Durchbewegung. Nach den in den metamorphen Sedimentgesteinen gemachten Beobachtungen gehört dieser Granat zum Mineralbestand der epizonalmetamorphen Fazies. Die Bewegungen haben jedoch seine Bildung überdauert.

#### Die Umwandlung der Epigneise in die Hornfelsfazies durch Kontaktmetamorphose

Die Intrusion der jungen Granite nach Abschluß der Faltung mit unterschiedlicher thermischer Energie und Gehalt an leichtflüchtigen Gemengteilen führte je nach der Lage des Kontakts zur Re- und Neukristallisation entsprechenden Ausmaßes. Es entstanden Hornfelsgneise mit den typischen Kontaktmineralien Andalusit und Sillimanit. Sillimanit zeigt die höhere Temperatur an und kennzeichnet den Kontakt gegen den Porphyrgranit des Weißenstadt-Marktleuthener Granitmassivs. Hier kommt es auch zu Feldspatneubildung (Mikroklin), die im übrigen Bereich des Orthogneises nicht mit Sicherheit beobachtbar ist. Andalusit kennzeichnet den Kontakt zu den anderen jungen Graniten. Häufiger erscheint er in den Augen- und Stengelgneisen des Nußhardtgebietes. In säuliger Form ist Andalusit in den glimmerreichen Lagen angereichert.

Es ist anzunehmen, daß die jungen Granite die ganze Wunsiedler Bucht unterteufen. Denn ein durchschnittlicher Grad der Neukristallisation ist im ganzen Verbreitungsgebiet des Wunsiedler Gneises sichtbar. Die Biotitneubildung, das am besten mit bloßem Auge feststellbare Zeichen der Neukristallisation, nimmt aber auffallend gegen den Kontakt Gneis/Granit zu. Auch hier herrscht bei den Glimmern (Biotit wie Muscovit) das bereits eingehend behandelte Phänomen der Abbildungskristallisation.

Im mikroskopischen Bild zeigt das Pflastergefüge die Hornfelsnatur. Es ist jedoch nahezu ausschließlich der Quarz, der durch seine Kristallisations- und Verdrängungsgrenzen den reliktschen Gemengteilen die Pflasterformen aufprägt. Mit konvexen Ausbuchtungen verdrängt der Quarz die Feldspäte, durchlöchert sie siebartig und löst so ehemalige

„Großfeldspäte“ je nach Ausmaß in verästelte Gebilde oder in Einzelkörner mit konkav-konvexen Grenzen auf.

Das frische Aussehen von Kalifeldspäten, von Orthoklasen wie von Mikroklinen im Quarz-Feldspatpflaster erweckt den Anschein, daß durch die Kontaktmetamorphose auch bei ihnen zumindest eine Teilregenerierung des Kristallbaues erfolgte. So besonders auch bei den Faserperthit-Orthoklasen in feinkörnigen Gneisen nordwestlich der Vordorfer Mühle. Die Glimmer der Hornfelsphase zeichnen sich im mikroskopischen Bild durch ihre mechanische Unversehrtheit, ihre frischen Farben und ihre häufig regellose Anordnung aus. Die Biotite besitzen einen Pleochroismus von rotbraun zu blaß-strohgelb. Pleochroistische Höfe um Zirkoneinschlüsse sind nicht selten (Abb. 9). Die Muscovite kristallisieren unter gleichzeitiger Aufzehrung der Sericite des Epigneises. Gelegentlich sind sie mit Biotit parallelverwachsen oder sie durchspießen Biotitaggregate, was für das Altersverhältnis von Bedeutung ist.

Die nach der Erstarrung der jungen Granite noch folgende pneumatolytisch-hydrothermal-metasomatische Nachphase betrifft Granit und Gneis im Kontaktbereich in gleicher Weise. Nur daß die damit verknüpften Erscheinungen (Albitisierung, Verglimmerung und Verquarzung) vom Kontakt weg viel schneller abnehmen, als es bei der Hauptphase der Kontaktmetamorphose der Fall war. In dieser deuterischen Phase des Granits werden im Gneis vor allem die Kalifeldspäte durch Albit verdrängt. Von allen möglichen Grenzflächen und Rissen aus zehrt Albit in warzigen, von Myrmequitquarz durchzogenen Gebilden die Mikrokline randlich auf. Flächige Albitisierung führt zu schachbrettartiger Felderung von Großfeldspäten. Auch Oligoklase werden von myrmequitischen Quarzgebilden durchlöchert. Muscovite dieser Phase bilden sich ebenfalls auf Kosten von Kalifeldspat und fallen durch ihre unregelmäßigen, auch fächerartigen Formen auf.

Auch in dieser Phase überdauert die Verquarzung alle übrigen Mineralneubildungen.

Besonders starke Verquarzung und Verglimmerung herrscht örtlich im Orthogneis zwischen Leupoldsdorf und der Hildenmühle. Die Neubildung von Quarz erfolgt hier mit der schrittweisen Zersetzung der Feldspäte, die schließlich nur noch als unregelmäßig zerlappte Fetzen innerhalb der großen Quarzkörner sichtbar sind und schließlich ganz verschwinden. Gleichzeitig mit der Verquarzung geht die Sericitisierung vor sich. Unregelmäßig verteilt, in kleinen und größeren Nestern sitzen die Hellglimmer in den neugebildeten Quarzen oder füllen die Zwickel zwischen den Körnern.

Die Kontaktmetamorphose durch den „Metagranit“

Wie bei den jungen Graniten ist natürlich auch eine von dem diesem Orthogneis zugrundeliegenden älteren Granit ausgehende Kontaktmetamorphose zu erwarten. Einwandfreie Metahornfelse konnten jedoch nicht

mit Sicherheit festgestellt werden. Anscheinend haben die epizonale Verformung und die weitreichende Kontaktmetamorphose der jungen Granite die älteren Kontakterscheinungen überprägt.

### Porphyroidgneise in Andalusit- Hornfelsfazies, P

Im Gegensatz zum Orthogneis der Wunsiedler Bucht sind diese saueren Metamagmatite nur kleinere Körper, deren Formen völlige Einfaltung in die umgebenden Gesteinsserien verraten.

Die ältere Bezeichnung „Porphyroidgneis“ wurde für diese Gesteine beibehalten, obwohl der reliktsche Mineralbestand wie beim Wunsiedler Gneis auf ein granitisches Gestein hindeutet. Makroskopisch herrscht jedoch ein deutlicher Unterschied. Die kleinen Körper konnten bei der Durchbewegung wesentlich stärker mechanisch verschliffen werden. Dabei entstanden Gesteine, die den umgebenden Paragesteinen oft zum Verwechseln ähnlich sehen. Sie unterscheiden sich makroskopisch meist nur durch die eingesprengten porphyroklastischen, kantigen Feldspäte mit  $\phi$  bis zu 2 mm Größe. Lassen sich Feldspatrelikte nicht mit bloßem Auge feststellen — wie das häufig der Fall ist — dann kann die Zugehörigkeit zu den Porphyroidgneisen nur durch die mikroskopische Untersuchung bestimmt werden (Nachweis orthogener Mineralphasen). Das erschwert die Kartierung solcher Körper.

In der Verlängerung der von SCHÜLLER (1934) beschriebenen „Epigneise“ der Goldkronacher Serie nach Nordosten liegen bei Weißenhaid (SW Weißenstadt) kleinere Epigneisvorkommen. Porphyroidgneis-Lesesteinvorkommen außerhalb der kartierten Flächen — vor allem in der Verlängerung nach Südwesten — konnten nicht auf kartierbare Vorkommen zurückgeführt werden. Es scheint, daß bei der Verfaltung Auswulzung und innige Verknetung mit dem Nebengestein stattfand.

Die Porphyroidgneise westlich Weißenhaid sind durch die kleinen hellen, oft gelblich angewitterten Feldspatporphyroklasten, gelegentlich auch durch eine mehr massige Erscheinungsform in der Regel sicher von der umgebenden Gesteinsserie abzutrennen.

Alle Gesteinsdünnschliffe zeigen ein ähnliches mikroskopisches Bild: In einem meist ungleichkörnigen granoblastischen Quarzpflaster liegen porphyroklastische Feldspatkörner und streifig-linsige Aggregate des alten prädeformativen Mineralbestandes. Die Anordnung in mehr oder weniger unregelmäßigen Streifen geht parallel  $s$  (= Schieferung) des Gesteins. Während die Feldspäte nach ihrer Zerbrechung und Zerlegung in kleinere Bruchstücke keinerlei Regeneration erfahren haben, reichte jedoch für die Quarze die Kontaktmetamorphose zu einer weitgehenden Re- und Sammelkristallisation, verbunden mit der Verdrängung der Feldspäte. Es scheint, daß die vorwiegend quarzitisches aufgebauten benachbarten Gesteinsserien des Ordoviziums eine gewisse Bedeutung für die starke Verquarzung der Porphyroidgneise haben. So wurden vorwiegend

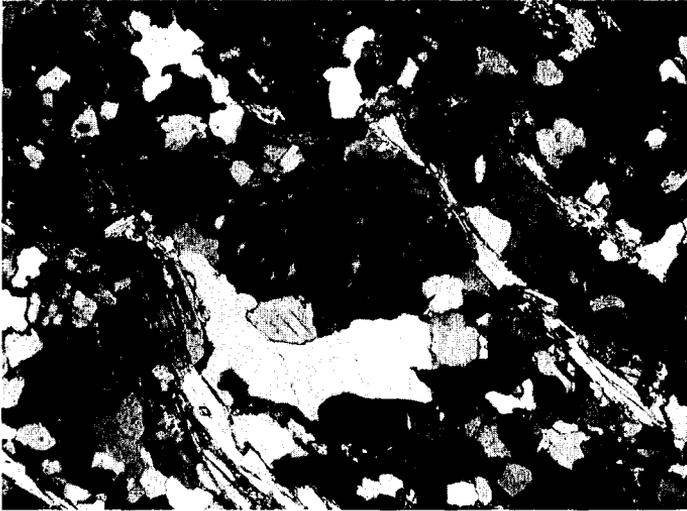


Abb. 8. Orthogneis der Wunsiedler Bucht. In der Bildmitte reliktscher perthitischer Kalifeldspat im granoblastisch regenerierten Tektonitgefüge. Nordwestlich Vordorfer Mühle. Vergrößerung 54 fach. Schliff 3034.

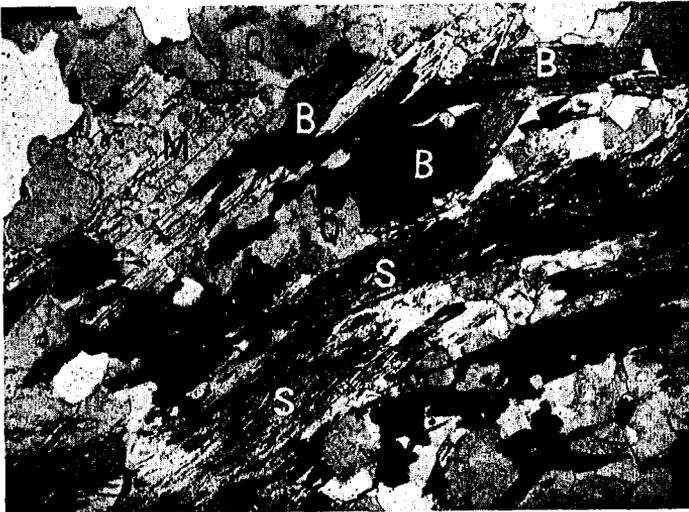


Abb. 9. Orthogneis der Wunsiedler Bucht. Vorkommen südlich Oberröslau, in Sillimanit-Hornfelsfazies. Sillimanit liegt in der s-Fläche des Tektonitgefüges. S = Sillimanit, B = Biotit, M = Muscovit, Q = Quarz. Vergrößerung 38 fach. Schliff 3713.

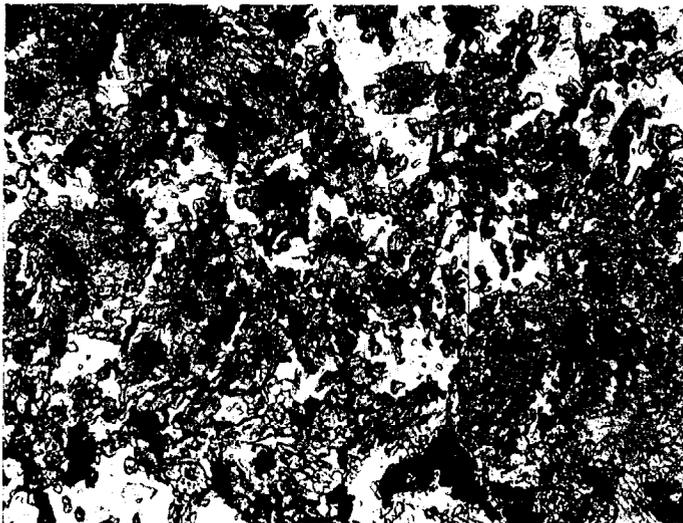


Abb. 10. Amphibolit in Hornfelsfazies. Südlich Wunsiedel (nordöstlich der Luisenburg). Diablastisches Gefüge der an Menge vorwiegenden Hornblendens (grau) in einem feinkörnigen, granoblastischen Quarz-Plagioklas-Grundgewebe (hell). Erzpartikel (schwarz) aggregieren sich in lockeren Haufen. Vergrößerung 68 fach. Schliff 3792.



Abb. 11. Oligoklas (P) in Mikroklin (Kf). Verdrängung beider Feldspäte durch Albit (Ab) unter Abscheidung von Myrmekitquarz. Weißenstädter Granit. Vergrößerung 70 fach. Schliff 3706.

aus Feldspäten zusammengesetzte Gesteinslagen randlich vom vordringenden Quarz angegriffen und zu schmalen Zeilen eingeeignet.

Auch hier sind die großen Feldspäte wie im Wunsiedler Gneis Mikroklone, deren Verzwilligung nach dem Karlsbader Gesetz an wenigen Exemplaren noch beobachtet werden konnte. Unter den „Grundmasse-Feldspäten“ finden sich Orthoklas, Mikroklin, Albit-Oligoklas. Biotite des Altbestandes sind chloritisiert. Sie bilden aufgefaserte, strähnige Schuppen und sind gewöhnlich häckselartig in Zwickeln angereichert. Ihnen stehen die unversehrten Biotite der Hornfelsphase gegenüber, die sich vorzugsweise auf den s-Flächen des Gesteins ansiedelten. Das gleiche gilt für die Muscovite, die durch Rekrystallisation aus dem Sericit der Epigneisphase hervorgegangen oder neu gebildet wurden. Großquarzkörner werden von Glimmerzügen und Zeilen kleiner Quarzkörner parallel s durchzogen.

Neben Albiten mit Zwillingbildung, die zum größten Teil dem Altbestand angehören und zum Teil wohl auch Repräsentanten der durchlaufenen epizonalen Quarz-Albit-Sericit-Fazies darstellen, finden sich in manchen Schriffen auch Albite ohne Zwillinglamellierung. Diese wurden posttektonisch gebildet. Desgleichen Albitgängen mit Chlorit als Nebengemengteil.

Andalusit, gelegentlich auch Turmalin konnten nur in den granitnahen Porphyroidbereichen gefunden werden.

Auch in der „Arzberger Serie“ im Süden des Blattes sind zwischen Fahrenbach und Breitenbrunn Porphyroidgneise eingelagert. In einem langgestreckten, zusammenhängenden Vorkommen begleiten sie den Nordrand des Kösseinemassivs. Südwestlich Breitenbrunn ist ein kleineres Vorkommen den quarzitischen Glimmerschiefern eingeschaltet. Als Bestandteil der diluvialen Fließerden überstreut der Porphyroidgneis den ganzen Hang zum Talboden der Röslau hinunter.

Für die Zusammensetzung, die tektonische und kontaktmetamorphe Prägung gilt im wesentlichen das bei dem Vorkommen von Weißenhaid gesagte. Nur bedingt die unmittelbare Lage am Granit eine noch stärkere Kontaktmetamorphose. Andalusit wird oft zu einem auffallenden Gemengteil. Eine späte Verglimmerung ist in den Schriffen von Gesteinen um Fahrenbach ein auffallendes Merkmal. Ihr fallen die Andalusite weitgehend zum Opfer. Auch die Chloritisierung der jungen Biotite scheint in diese Phase zu gehören.

## **II. Eruptivgesteine**

### **a. Jungvariskische Granite**

Die Granite des Fichtelgebirges durchschneiden diskordant den variskischen Faltenbau. Sie sind demnach jünger als die Hauptfaltungsphase und wurden nur noch durch spätere Schollenbewegungen örtlich gestört.

Mehrere Granitvarietäten lassen sich durch ihr unterschiedliches Gefüge und den Verband unterscheiden und in eine Intrusionsfolge gliedern.

Die Kontaktmetamorphose mit ihren Mineralisationen im Nebengestein gibt einen Hinweis auf die unterschiedliche thermische Energie und das Intrusionsniveau der Granite.

### 1. Der Weißenstädter Porphygranit, G 1

Unter den Graniten nimmt dieser im Fichtelgebirge die größte Fläche ein. Eines seiner Hauptmerkmale ist das geschlossene Auftreten über einen größeren Bereich hinweg. Mit seinen etwas basischeren, teilweise schon granodioritischen Ausläufern reicht er von der Reuth bei Gefrees im Westen bis über Haslau im Osten hinaus; das sind rund 40 km. Außerdem ist dieser Porphygranit im Verband mit Redwitzit bei Marktredwitz verbreitet.

Die porphyrische Struktur wird durch Einsprenglingsfeldspäte hervorgerufen, die bis zu 12 cm lang werden können (im Mittel 4—8 cm) und in einer meist mittelkörnigen Grundmasse liegen. Charakteristisch für den Weißenstädter Granit ist die Ausbildung einer dunkleren „redwitzitischen“ Randfazies, die zum Teil granodioritische Zusammensetzung besitzt. Im allgemeinen erreicht dieser basischere Saum nur Mächtigkeiten von wenigen Metern und fand auf der Karte keine Darstellung. Nur im Osten bei Schönwind ist ein größerer Granitbereich durch eine stärkere Biotitführung und durch das Auftreten von Hornblende gekennzeichnet und auch auf der Karte abgetrennt. Die Genese dieser Randfazies ist nicht einheitlich. Teils handelt es sich um verändertes Nebengestein, das durch alle Stadien des Überganges mit dem Granit verbunden ist (Angleichung an den Mineralbestand und sukzessive Beseitigung des Übergewichts an dunklen Gemengteilen (Biotit), schlierige Granitisationsverbände über Meter-Bereiche, Kalifeldspatblastese). Diese Vorgänge sind kennzeichnend für Granite in tieferem Niveau. Metasomatische Entstehung am Kontakt trifft jedoch nicht für granodioritische Säume zu, die neben stärkerem Biotitanteil auch Hornblende, Titanit und Titaneisen führen. Wie die große Masse des ganzen Granits hat auch diese granodioritische Randfazies eine magmatische Phase durchlaufen. Daß der Weißenstädter Granit ein echtes Intrusionsgestein ist, zeigen Aufschlüsse im östlich anschließenden Blattgebiet Marktredwitz, besonders der Intrusionsverband in den Tagebauen der Johanneszeche bei Göpfersgrün. Bezeichnend für den Weißenstädter Granit ist der Reichtum an Aplitgängen und aplitisch-pegmatitischen Dachpartien im Gebiet um Oberröslau. Die reichliche Entwicklung von „Restschmelzen“ gerade in den Bereichen, in welchen Karbonatgesteinshorizonte mit dem Granit in Kontakt treten und anscheinend in ihm aufgenommen wurden, spricht dafür, daß die bei der Silifizierung der Karbonate freigesetzte Kohlensäure maßgebend an der pegmatitisch-aplitischen Entwicklung beteiligt war. Die Armut dieser „Restschmelzen“ an Bor-, Fluor- und Erzmineralien bedeutet, daß es nicht zu einer summarischen Anreicherung der eigentlichen Restlösungen gekommen war, wie wir es bei dem Kristallisationsablauf von

Graniten im oberen Stockwerk gewöhnt sind. Die echten Restlösungen blieben vielmehr in den Interstitialräumen des Granits und führten hier zu Verdrängungen geringen Ausmaßes.

An der Zusammensetzung des normalen Porphyrgranits G1 beteiligen sich folgende Mineralphasen: Als Feldspäte Mikroklin, Oligoklas, Albit, als weitere Hauptgemengteile Quarz, Biotit (Chlorit), Muscovit. Akzessorien sind Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon, Erz (meist Titaneisen, aus dem Titanit bei thermalen Prozessen hervorgeht).

Die Kalifeldspäte sind perthitische Mikrokline, die in der Regel Karlsbader Zwillinge bilden. Ein deutlicher, schon im Gelände auffallender Zonarbau wird durch die Einlagerung von kleinen Plagioklasen und Biotiten betont, die mit ihren größten Flächen der jeweiligen Wachstumsfront angelagert sind. Das zeigt uns, daß es echte Einsprenglinge und nicht jüngere Porphyroblasten sind; denn im erstarrenden Granit muß die Umgebung der Einsprenglinge noch beweglich genug gewesen sein, um eine mechanische Anlagerung der Biotit-Basistafeln und der (010)-Flächen der Plagioklase an (001), (010) oder (110) der Kalifeldspäte zu ermöglichen.

Eine zweite Mikroklingeneration gehört der mittelkörnigen Grundmasse des Granits an. Sie unterscheidet sich von der Einsprenglingsgeneration durch einen wesentlich geringeren Perthitgehalt und ihr formloses Wachstum, das andere Mineralkomponenten regellos einschließt. Mikroklin nistet sich in Oligoklasen an Rissen und sonstigen Fehlerstellen ein und erzeugt Verdrängungen geringen Ausmaßes. Es scheint, daß auch die echten Mikroklineinsprenglinge in dieser Phase noch geringfügig verdrängend weiterwuchsen.

Die Plagioklase sind in erster Linie Oligoklase mit einem schwachen Zonarbau. Sie zeigen vielfach idiomorphe Umgrenzung und parallele Anlagerungen anderer Gefügegenossen. In der Nachphase der Erstarrung wurden sie randlich und daneben auch im Innern unregelmäßig netzartig albitisiert. Dabei ging die Zwillinglamellierung verloren. Nach außen wuchs Albit weiter und verdrängte unter Abscheidung von Myrmekitquarz Mikroklin (Abb. 11). Diese deutlicheren Vorgänge sind in allen untersuchten Gesteinsproben zu finden, jedoch sehr unterschiedlich ausgeprägt. Albit-Myrmekit-„Geschwüre“ nehmen auch von Schwächestellen im Mikroklingitter ihren Ausgang. Orthoklas konnte in den Schriffen nicht gefunden werden. Die Plagioklase sind häufig von einer Verglimmerung befallen. Die olivbraunen Biotite zeigen von Ort zu Ort unterschiedliche Chloritisierung. Muscovit kommt in geringer Menge vor.

Die Quarze besitzen meist unregelmäßige Korngrenzen. Zum Teil sind sie miteinander verzahnt. Die Körner sind oft rissig, zeigen Felderung und undulöse Auslöschung. Verdrängung von Feldspat durch Quarz kann fast überall in unterschiedlichem Ausmaß beobachtet werden.

Von den akzessorischen Mineralien fällt vor allem der Apatit in bis 1 mm großen gedrungenen Säulchen auf. Gegen den Massivrand steigt der Anteil der akzessorischen Mineralien Apatit, Titanit und Titaneisen.

### Biotitreiche, granodioritische Dachfazies des Weißenstädter Granits, G 1 b

Südlich Schönwind ist das Hauptverbreitungsgebiet einer auffallend biotitreichen und einsprenglingsarmen granodioritischen Dachfazies des Weißenstädter Granits. Zwischen Granit und Dachfazies bestehen innerhalb und am Ostrand des abgegrenzten Bereiches (G 1 b) kontinuierliche Übergänge. Deshalb wurde eine summarische petrographische Kennzeichnung als „Granodiorit“ unterlassen.

Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß die Kalifeldspäte im Mineralbestand prozentual abnehmen bis schließlich Oligoklas und deuterisch gebildeter Albit überwiegen. Mit den Biotiten sammeln sich grüne, braunfleckige Hornblenden, Titaneisen und daraus hervorgegangener Titanit in kleinen Haufen an (Abb. 12), Apatite gesellen sich bei. In Richtung auf den Kontakt nimmt die Tendenz zu granodioritischer Ausbildung zu. Aber auch hier, im Gebiet von Schönwind, wie auch im übrigen Verbreitungsbereich des Weißenstädter Granits beträgt die Tiefe dieser dunkleren Säume nur wenige Meter.

Der Weißenstädter Granit unterteuft die Kontaktglimmerschiefer westlich Weißenhaid in geringer Tiefe. Denn Leseblöcke der granodioritischen Dachfazies lassen sich hier an verschiedenen Stellen finden. Anstehendes ist jedoch nicht auffindbar und wegen der starken Solifluktion ist auch eine Lokalisierung nicht möglich.

Bei der bisher beschriebenen Randfazies des Granits lassen sich keine Anzeichen erkennen, die gegen eine magmatische Natur sprechen. Dagegen ist die metasomatische Entstehung eines äußeren redwitzitischen Saumes hinlänglich nachzuweisen. Auf begrenztem Raum ist hier die Ausbildung wechselhaft, schlierig und in der Zusammensetzung uneinheitlich. Eine Paralleltexur ist häufig noch sichtbar und ebenfalls Übergänge zum Hornfelsgneis. Granitische Schlieren greifen unregelmäßig und nicht mechanisch erklärbar in den Hornfels, Kalifeldspäte sprossen auf (Stbr. bei der Thusmühle westlich Oberröslau) und führen zur allmählichen Granitisierung der Hornfelse. Bezeichnend ist als akzessorischer Gemengteil Sillimanit, der aus dem Hornfelsbestand übernommen, in den Quarzen und auch in den Plagioklasen eingeschlossen ist. Das bedeutet, daß die Granitisierungsphase die eigentliche thermische Kontaktmetamorphose überdauert hat.

Das oft sehr biotitreiche dunkle, redwitzitische Gestein ist zum Teil sehr plagioklasereich (Oligoklas bis Andesin mit An-Gehalt bis 45 %). Kalifeldspäte sind selten, der Quarzgehalt ist unterschiedlich. Als akzes-

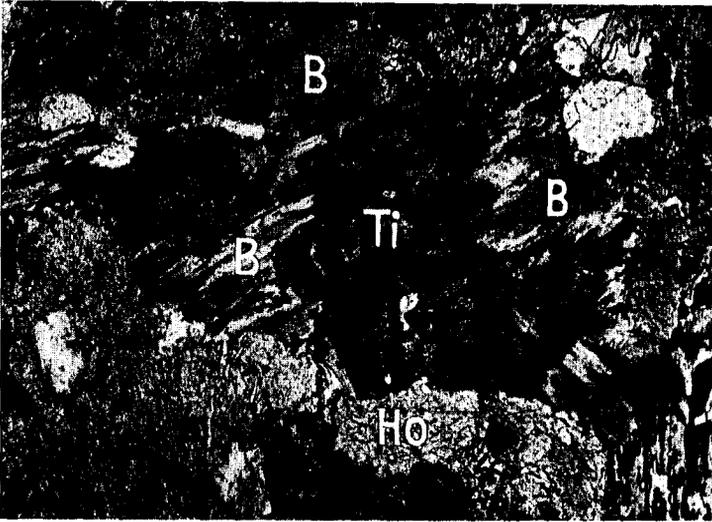


Abb. 12. Titanit-(Titaneisen)-Biotit-(Chlorit)-Hornblende-Aggregat im granodioritischen Randsaum des Weißenstein Granits. Ti = Titanit + Titaneisenreste, B = Biotit + Chlorit, Ho = Hornblende. Vergrößerung 54 fach. Schliff 3702.



Abb. 13. Aplitapophyse des Weißenstein Granitmassivs in der Kalksilikatfelszone südlich der Porzellanfabrik Oberörslau, mit Mikroklin, Plagioklas und Quarz. Vergrößerung 54 fach. Schliff 3709.



sorisches Erz wiegt Titaneisen in Form kleiner Leistchen vor. Es zeigt je nach dem Grad sekundärer Beeinflussung randliche Umwandlung in Titanit.

## Die aplitisch-pegmatitischen Dachbereiche und Gangbildungen, G 1a

Die geologische Stellung und Genese der aplitisch-pegmatitischen Dachpartien des Weißenstädter Granits im Gebiet südöstlich Oberröslau ist bereits eingangs erörtert worden. Der Form nach sind es teils flächige Dachbereiche, die ohne scharfen Kontakt unregelmäßige Apophysen in das Nebengestein entsenden. Man kann deshalb letztere kaum mehr als Gänge ansprechen. Mitten in den von Kalksilikatfelszügen durchsetzten Hornfelsgneisen südlich Oberröslau findet man immer wieder derartige Gesteine, Lesesteine auch in der Gegend südlich Grün.

Andererseits treten aber auch scharf durchsetzende, meist schmale Gänge auf. Am besten sind solche im bereits genannten Steinbruch bei der Thusmühle westlich Oberröslau aufgeschlossen. Sie streichen SE—NW und fallen nach NE (Aplite) oder nach SW (Pegmatitgächchen) ein.

Der Mineralbestand setzt sich aus Mikroklin, Oligoklas, Albit und Quarz zusammen (Abb. 13). Seltener erscheint Muscovit. Aus den Kalksilikatgesteinen aufgenommen sind Epidot, Klinozoisit und Granat, die je nach Lage des Vorkommens in unterschiedlicher Menge beibrechen.

Die Mikrokline zeigen keine perthitische Entmischung und gleichen so der zweiten Mikroklingeneration im Granit. Sie und die Oligoklase werden wie im Granit von deuterischem Albit vom Rand aus (Intergranulare) oder unregelmäßig netzartig verdrängt. Myrmekitquarzbildung erfolgt sowohl in den warzigen Albiten im Mikroklin als auch in Oligoklasen. Diese deuterischen Erscheinungen sind sehr unterschiedlich ausgeprägt und treten mancherorts kaum in Erscheinung.

Der Quarzgehalt der pegmatitisch-aplitischen Gesteine ist sehr unterschiedlich.

## 2. Der Fichtelgebirgs-Randgranit, Kösseinegranit, G 2

Porphyrische Granite mit einer feinkörnigen Grundmasse sind im ganzen Fichtelgebirge weit verbreitet. Sie stellen eine ausgesprochene Dach- und Randfazies dar, deren Erstarrungsverlauf im thermisch noch nicht angeglichenen Rahmen rascher erfolgte als es zu einer gleichmäßigeren Kristallisation notwendig gewesen wäre.

Soweit nicht durch spätere Intrusionen verdeckt und beseitigt, bildet dieser Granit das mächtige Dach einer Reihe von Teilmassiven (Rudolfstein-Schneeberg, Platte-Hohe Mätze, Ochsenkopf, Kösseine, Waldsteinzug, Kornberg).

Die Grundmasse des Gesteins ist in der Regel feinkörnig und schwankt innerhalb gewisser Grenzen. In ihr liegt einsprenglingsartig eine ältere

Generation von Feldspat, Quarz und Biotit. Mit der Körnigkeit der Grundmasse schwankt auch die Einsprenglingsführung. Sowohl in Gesteinen, deren Grundmasse als mittelkörnig zu bezeichnen ist (Kösseinegranit), als auch in besonders feinkörnigen Gesteinen tritt der Anteil der Einsprenglingsgeneration zurück. Beispiele für die letztere Form des Auftretens bietet die Gipfelregion der Platte, der Haberstein NNE Karches, ein kleineres Gebiet westlich Silberhaus am Fußweg nach Fichtelberg, und im nördlichen Teil des Blattes liegt 2 km südöstlich Weißenstadt ein weiteres Vorkommen von feinkörnigem, einsprenglingsarmem Randgranit. Im übrigen Teil des Blattgebietes — das Kösseinemassiv als Sonderfall ausgenommen — herrscht das normale porphyrische Gefüge. Allgemein kann man jedoch von dieser Granitgeneration sagen, daß regionale Gefügeunterschiede stärker als bei allen anderen Graniten des Fichtelgebirges in Erscheinung treten. Dies deutet darauf hin, daß im intrudierten Rahmen keine ausgeglichenen Temperaturverhältnisse geherrscht haben. Die Sonderentwicklung des Kösseinemassivs mit zurücktretenden Einsprenglingsfeldspäten in mittelkörniger Grundmasse ist in diesem Sinne zu verstehen. Hier spricht auch die stärkere Kontaktwirkung für einen etwas höheren Energiegehalt der Granitschmelze, bzw. für ein etwas tieferes Erstarrungsniveau.

Beim Randgranit und Kösseinegranit läßt sich weder eine eigene aplitisch-pegmatitische Spätphase noch eine pneumatolytisch-hydrothermale Vererzungsphase feststellen.

Im Randgranit stehen sich Einsprenglinge von perthitischem Kalifeldspat (hier und da als Karlsbader Zwillinge), von Quarz und von Biotit einem feinkörnigen Gemenge von Oligoklas, Albitoligoklas, Orthoklas, Quarz und Glimmer gegenüber. Die Kalifeldspäte der Grundmasse sind meist Karlsbader Zwillinge und fast stets durch sehr feine Glimmeraggregate getrübt. Nach einer ersten Kristallisation kam es zu einer enormen poikilitischen, siebartigen Durchlöcherung des ganzen Gefüges durch Quarz. In der Regel häufen sich derartige kleine, rundlich konturierte Durchdringungsquarze um Zentren. Das führt bei genügender Dichte zu sphärolithartigen Gebilden mit graphophyrartigem Gefüge. In dieser Kristallisationsphase kam es auch zu einer verbreiteten Muscovitneubildung, meist auf Kosten des Kalifeldspates, der hierbei unregelmäßignetzartig verdrängt wird. Albitneubildung konnte in geringem Umfang festgestellt werden.

Ein bezeichnendes mineralogisches Merkmal für den Randgranit liegt im regional unterschiedlichen Auftreten von Orthoklas und Mikroklin. So wurde in den untersuchten Gesteinsproben des Schneeberg-Rudolfsteingebietes kein Mikroklin beobachtet. Sowohl Einsprenglinge wie die Kalifeldspäte der Grundmasse sind Orthoklase. Erst im Süden, im südlichen und östlichen Vorland der Platte ersetzt Mikroklin in zunehmendem Maße den Orthoklas. Sichere Orthoklase lassen sich hier nur mehr selten finden. Mikroklineinsprenglinge im Plattenbereich und im Leupoldsdorfer

Wald haben nur eine feine verwaschene, nicht sehr auffallende Verwitterung.

Alle Kalifeldspäte sind stark perthitisch. Mit dem regionalen Auftreten von Mikroklin im Korngefüge geht die verstärkte Albitisierung auffällig parallel. Im südlichen Verbreitungsbereich sind zwar die siebartigen Durchlöcherungen mit Quarz nicht mehr so häufig wie im Norden, jedoch verdrängt Quarz nun mehr in flächigen Körnern die Kalifeldspäte vom Rand aus. Das gilt besonders für den Kösseinegranit. Bei ihm tritt auch die Albitisierung von Kalifeldspat und Plagioklas stärker in Erscheinung; Verdrängungen dieser Art halten sich zwar in gewissen Grenzen, sind jedoch wesentlich ausgeprägter als im eigentlichen Randgranit der westlichen Blatthälfte. Die Plagioklase zeigen eine Verglimmerung. Der Quarz wächst vor allem gegen die Kalifeldspäte verdrängend vor und zerlegt größere Körner in kleine Teilbereiche. Auch siebartige Durchlöcherung ist zu beobachten. Neubildung von Muscovit entspricht der oben erwähnten Phase. Als akzessorische Gemengteile sind vor allem Apatit und Zirkon zu nennen. Nebengesteinsschollen kleineren Ausmaßes (cm -- dm) häufen sich besonders am Schauerberg (Biotithornfelse).

### 3. Der Fichtelgebirgs-Kerngranit, G 3

Grobkörniger Granit tritt vor allem im Süden und Südwesten des Blattes mit dem Rand- bzw. Kösseinegranit in Kontakt. Der Intrusionsverband in Aufschlüssen an der Luisenburg (südlich Wunsiedel)), im Gebiet südlich Eulenloh und Einschlüsse von porphyrischem Randgranit im übrigen Bereich zeigen, daß der grobkörnige Granit eine jüngere Intrusionsphase darstellt. Der Verband im Südwesten läßt erkennen, daß es sich um eine unter dem Mantel des Randgranits erstarrte Fazies mit längerer Kristallisationszeit handelt. Wir bezeichnen deshalb diesen Granit als Fichtelgebirgs-Kerngranit.

An Schwächezonen kam es zur Intrusion des bereits erstarrten Daches, wobei die Fuge zwischen Dach (Randgranit) und Nebengestein als Aufstiegsbahn und Erstarrungsort fungierte. Die Durchwärmung -- auch des Sediment- und Gneismantels war inzwischen so angeglichen, daß auch in den Außenbereichen eine ruhige Erstarrung zu grobkörnigen Gesteinen möglich war.

Im Stoffbestand ist die Verwandtschaft mit der porphyrischen „Randfazies“ (G 2) augenscheinlich. Nicht nur daß mancherorts Übergänge im Gefüge zu sehen sind (z. B. 1 km nordöstlich Fichtelberg), sondern auch im Mineralbestand sind Angleichungen erkennbar. So führt der grobe Kerngranit im Westen zumindest in seinen dachnahen Bereichen Orthoklas, dagegen die Grobgranite südlich Tröstau und im Bereich des Kösseinemassivs als Kalifeldspat Mikroklin. Außer diesem Unterschied in der Ausbildung der Kalifeldspäte sind die übrigen Besonderheiten inner-

halb des groben Kerngranits von untergeordneter Bedeutung. So zeichnet er sich bei der Luisenburg, am Nordostrand des Kösseinemassivs, durch das gehäufte Auftreten von Granat ( $\phi$  bis zu mehreren mm) und Cordierit neben den üblichen Akzessorien wie Apatit und Erz aus. Ihre Entstehung geht auf Assimilation von Nebengesteinseinschlüssen zurück, an denen der Granit hier sehr reich ist (Cordierit-Biotit- bzw. Feldspat-Biotit-Hornfelse).

Am Nußhardt ist mit dem grobkristallinen Kerngranit mittelkörniger, einsprenglingsarmer Granit vergesellschaftet.

Folgendes Bild gilt für den Kerngranit im allgemeinen: Die größten Komponenten sind die Kalifeldspäte. Sie erreichen Größen bis zu mehreren cm, sind in der Regel Karlsbader Zwillinge und stark von Perthit-schnüren durchzogen. Letztere erweitern sich netzartig und bilden schließlich — im Dünnschliffbild — flächige Verdrängungen. In manchen Fällen ersetzen diese Sekundäralbite mehr als die Hälfte des Kalifeldspats. Die nichtverdrängten Reste sind durch dunkle pigmentartige Einlagerungen sehr getrübt und nur selten besteht die Möglichkeit zwischen Mikroklin und Orthoklas sicher zu unterscheiden.

Die Plagioklasse sind Oligoklasse und Albitoligoklasse. Auch sie erleiden einen internen Abbau, indem zunächst die Randbereiche saurer und bei Verschwinden der Zwillinglamellierung albitisch werden. Dieser Vorgang findet sich bisweilen auch im Innern. Darüber hinaus weisen vor allem die Oligoklasse meist eine Hellverglimmerung auf. Die Albitisierung ist nicht so weitreichend wie bei den Kalifeldspäten und insgesamt starken örtlichen Schwankungen unterworfen. In keinem der übrigen Granite ist jedoch das Ausmaß der Verdrängungen durch Quarz so groß wie im Kerngranit. Quarz verdrängt in erster Linie die Kalifeldspäte vom Rand aus und engt sie oft auf kleine isolierte Reste ein. Albit und Oligoklas werden nur in geringerem Umfange von Quarz angegriffen. Die Längspinakoide der Plagioklasse scheinen besonders widerständig gegenüber dem Angriff des Quarzes zu sein. Auch im Innern der Kalifeldspäte sproßt Quarz und durchlöchert sie siebartig. In diese durch Verdrängungen charakterisierte Nachphase der Kristallisation gehört wahrscheinlich auch die Neubildung von Muscovit, der sowohl in größeren einheitlichen Tafeln als auch unregelmäßig netzförmig — den Kalifeldspat verdrängend — auftritt. Gewöhnlich stehen die unregelmäßigen Verdrängungen mit der erstgenannten Ausbildung in Zusammenhang und in gleicher Orientierung. Muscovit findet sich auch in paralleler Verwachsung mit Biotit. Die Biotite häufen sich in Aggregaten (besonders im Kerngranit der Luisenburg). Mit ihnen sind dann gewöhnlich die akzessorischen Mineralien angereichert (Erz, Apatit, Granat, Cordierit, Spinell). Die tiefbraunen Biotite haben kräftige pleochroitische Höfe um Zirkoneinschlüsse. Chloritisierung kommt vor, ist aber im allgemeinen nicht sehr häufig.

#### 4. Der Zinngranit, G 4

Der jüngste Granit der spätvariskischen Abfolge, der Zinngranit, ist ein mittelkörniges, in der Regel einsprenglingsfreies Gestein. Seine größte Ausdehnung hat der Zinngranit auf Blatt Fichtelberg am Schneeberg-Nordhang — Rudolfstein — Schloßberg. Unter der Überdeckung der diluvialen Fließerden und Blockschuttmassen erstreckt er sich bis unmittelbar südlich vom Dorf Schönwind, tritt dort mit dem Kontaktglimmerschiefer in Berührung und schiebt mit 40—45° nach Nordwesten unter diesem ein. Dieser ganze zusammenhängende Zinngranitkomplex macht den Eindruck einer zwischen dem Randgranit und dem Sedimentdach liegenden Kalotte von nicht allzugroßer Mächtigkeit. Am Schneeberg-Osthang zeigt die Karte den Zinngranit als bankartige Einlagerungen im Randgranit. Es sind dies wahrscheinlich nichts anderes als die Ausbisse von lagergangartigen Intrusionen in der nach NW einschiebenden primären Bankung des Randgranits. Für diese Annahme sprechen auch die Lagerungsverhältnisse in einem Tiefenaufschluß am Rudolfstein. Nur herrscht dort der Zinngranit vor und der ältere Randgranit bildet als Rest bankartige Einlagerungen. Mit dem morphologischen Abtauchen des Schneeberg-Rudolfsteinzuges nach Nordosten und seinem Aufgehen in der alten Rumpffläche der Wunsiedler Bucht verschwindet auch der Zinngranit. Nur 400 m nordöstlich Franken taucht er nochmal in einem kleinen Vorkommen auf.

Ohne direkten Zusammenhang mit dem Zinngranit im Schneeberg-Rudolfsteingebiet erscheinen die Vorkommen im Süden des Blattes im wesentlichen auf der Fuge zwischen dem Randgranit und dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht. Am Seehügel schiebt der Zinngranit unter den Gneis nach Osten ein. Neben der Tektonik spricht auch die Zinnpneumatolyse im Dach des Zinngranits, im Gneis beim Seehaus für das Einschleichen nach Osten. Eine Störung bildet die erzgebirgisch verlaufende Grenze des Zinngranits gegen den Gneis nördlich der Platte, an welcher der Südostflügel herausgehoben wurde und das Liegende des Gneises entblößt liegt. Die Störung läuft im Gneis weiter nach Nordosten. Eine Parallelstörung bildet die Grenze des Zinngranits gegen den Kerngranit am Nußhardt. Nach Südosten läßt sich Zinngranit in kleinen Vorkommen bis zum Steinknock (2 km westlich Tröstau) verfolgen. Erst bei Nagel im Süden auf Blatt Ebnath nimmt der Zinngranit wieder größere Flächen ein.

Der Verband zwischen porphyrischem Randgranit und Zinngranit ist an vielen Stellen aufgeschlossen. So in einem Steinbruch östlich des Rudolfsteins, wo der Zinngranit den älteren Randgranit unregelmäßig durchdringt und wahrscheinlich werden läßt, daß nicht nur mechanische Platznahme, sondern auch Stoffaustauschvorgänge eine Rolle gespielt haben. Dabei kommt sicher dem erhöhten Gehalt an leichtflüchtigen Komponenten im Zinngranit besondere Bedeutung zu.

Weitere schöne Aufschlüsse des Verbandes geben Tiefenaufschlüsse am Rudolfstein und am Fuchsbau, sowie ein Steinbruch am Südostrand

des Zinngranitvorkommens östlich der Platte. Kontakte sind auch an Leseblöcken häufig zu beobachten.

Petrographisch ist der Zinngranit zunächst dadurch charakterisiert, daß die Korngrößen der verschiedenen Komponenten nicht wesentlich voneinander abweichen. Wo größere Kalifeldspäte sich beigesellen, handelt es sich wohl in erster Linie um Bildungen einer jüngeren pneumatolytischen Phase (z. B. am Rudolfstein), aber auch möglicherweise um Kalifeldspäte, die aus dem überwältigten Randgranit übernommen wurden. Die schlierigen Durchdringungsbilder mit sich verengenden und absätzigen Schläuchen, einem zwar raschen Übergang aber nicht scharfen Kontakt, sprechen für die letztgenannte Möglichkeit. Weiter auch der Umstand, daß im südlichen Verbreitungsgebiet als Reste größerer Kalifeldspäte Mikrokline im Randbereich des Zinngranits auftreten, analog dem Auftreten von Mikroclin im Randgranit des südlichen Blattbereiches. Im Zinngranit herrscht sonst als Kalifeldspat Orthoklas. Vielfach in der Gestalt Karlsbader Zwillinge sind die trüben Orthoklase stark perthitisch. Die Perthitschnüre weiten sich zu ausgedehnten Albitisierungen, die den Kalifeldspatanteil überwiegen können („Schachbrettalbitisierung“). Auch von Plagioklaseinschlüssen innerhalb der Kalifeldspäte geht eine Albitisierung aus, üblicherweise gleichlaufend mit einer randlichen und manchmal auch völligen Albitisierung der Plagioklase (Oligoklase) unter Verblässen und Verschwinden der Zwillingslamellierung. Die Neubildung von Albit in der Intergranulare ist im ganzen Zinngranit sehr auffällig. Der Anteil der Muscovite unter den Glimmern ist groß. Die Verdrängung von Kalifeldspat durch Muscovit ist stärker als in den älteren Graniten, soweit letztere nicht in engem Verband mit dem Zinngranit stehen. Von den Muscoviten sind ausgebleichte Biotite durch Erzabscheidung zwischen den Lamellen zu unterscheiden. Die Ausbleichung der Biotite häuft sich in pneumatolytisch stärker beeinflussten Granitbereichen.

## **5. Die Pneumatolyse im Zinngranit**

Die leichtflüchtigen Bestandteile des Granitmagmas sammelten sich im Verlauf der wiederholten Intrusionen an und fanden erst in der Spätphase der Kristallisation des Zinngranits den Weg nach oben. Sie sind deshalb zeitlich und räumlich eng mit diesem Granit verbunden, der die spätvariskische, posttektonische Granitreihe abschließt. Der Erzpneumatolyse verdankt dieser letzte Granit seine Sonderstellung und die Bezeichnung „Zinngranit“.

In ihren Auswirkungen lassen die Pneumatolyse und ihre hydrothermalen Abklänge folgende Formen erkennen:

1. Diffuse Umbildungen im Korngefüge, verbunden mit der Kristallisation neuer Mineralphasen.
2. Bildung pegmatitischer Schlieren und Nester, pneumatolytischer Mia-rolen, Um- und Neukristallisation an Bahnen stärkerer Durchgasung (Entgasungsschlote).

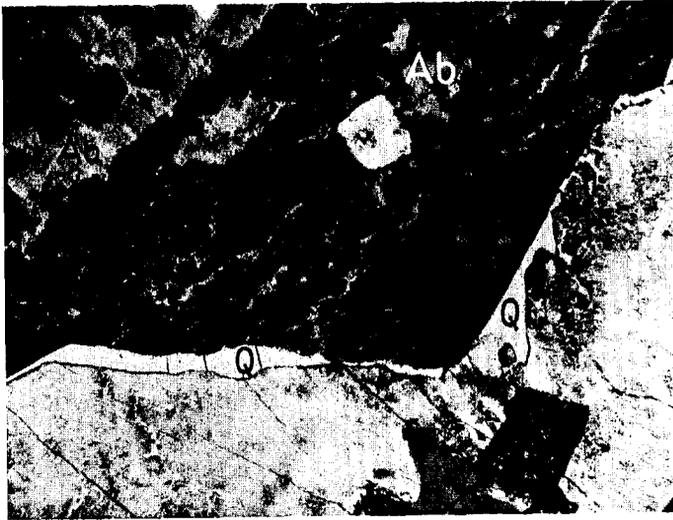


Abb. 14. Perthitischer Kalifeldspat (Karlsbader Zwillings) mit flächenhaften Verdrängungen durch Albit (Ab) und Quarzschläuche (Q) auf der Zwillingssebene. Kerngranit nordöstlich Fichtelberg, Vergrößerung 50 fach. Schliff 3700.



bb. 15. Mittelkörniger Zinngranit (G 4) dringt in porphyrischen andgranit (G 2) ein. Steinbruch südlich vom Rudolfstein. Als Größenvergleich ein 5 DM-Stück.

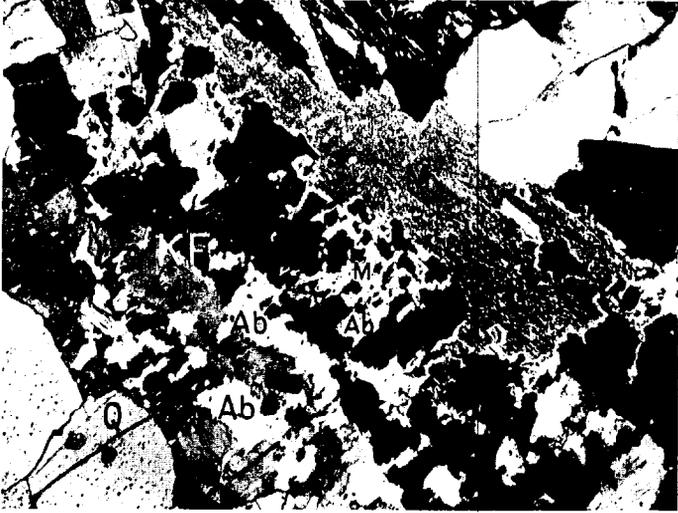


Abb. 16. Karlsbader Zwilling von Orthoklas (KF) im Zinngranit vom Rudolfstein wird von Albit (Ab), Muscovit (M) und Quarz (Q) verdrängt. Vergrößerung 52 fach. Schliff 2045.



Abb. 17. Schmale Greisenschnur (kleinkörnige Mineralaggregate von links oben nach rechts unten) mit Arsenkies (schwarz) in einer größeren Einschlußscholle von Randgranit im Zinngranit beim Fuchsbau. Vergrößerung 45 fach. Schliff 3677.

Das sind zunächst alles Vorgänge und Bildungen, die eine tektonische Vorzeichnung nicht erkennen lassen, nur daß diese sich in Kontaktnähe häufen.

- Die völlige Erstarrung und feste Einfügung in das Spannungsfeld des saxothuringischen Gebirgsbaues führten zur Ausbildung eines Fugennetzes, dessen Elemente teils dem inneren Spannungsfeld des Granits zugehören, zum größeren Teil aber dem des Rahmens. Die partielle Öffnung dieser Fugen (Schwundklüftung) macht sie zu Abzugsbahnen und Kristallisationsstätten der nun aus dem pneumatolytischen in den hydrothermalen Temperaturbereich absinkenden Restphasen.

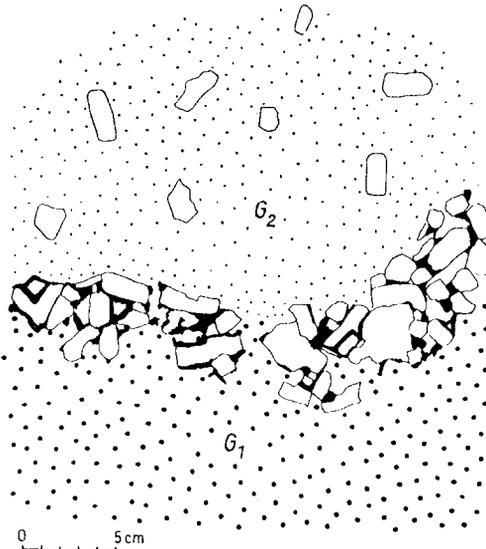


Abb. 18. Pegmatitische Kristallisation an der Unterseite einer Einschlussscholle von Randgranit (G 2) im Zinngranit (G 4), hervorgerufen durch Stau der pneumatolytischen Durchgasung. Steinbruch östlich vom Rudolfstein.

Die unter 1. genannten Umbildungen sind im ganzen Zinngranit, jedoch in regional unterschiedlichem Ausmaß feststellbar. Es wird wohl die ganze „Zinngranitschmelze“ einen erhöhten Anteil an leichtflüchtigen Bestandteilen enthalten haben. Diese „Mikropneumatolyse“ veränderte den Zinngranit in den für Greisen typischen Verdrängungen. Die pneumatolytischen Erscheinungen häufen sich im Gebiet des Rudolfsteins und am Fuchsbau. Der mit dem Zinngranit in unmittelbarem Verband stehende Randgranit (Rudolfstein, Schneeberg, Fuchsbau, Zinnhänge), sowie Orthogneis (Seehaus) wurde ebenfalls von der Pneumatolyse erfaßt.

Die Feldspäte — unter ihnen vor allem die Kalifeldspäte verquarzten und verglimmerten. Topas bildete sich neu und wurde zu einem verbreiteten Gemengteil des Zinngranits. An Erzminerale entstanden im Granit: Uraninit (kristallisiertes Uranpecherz<sup>2)</sup>, Zinnstein, Wolframit, Arsenkies, Kupferkies, dunkle Zinkblende mit Kupferkies-Entmischungströpfchen, Pyrit<sup>3)</sup>. Flußspat tritt in stark umgewandelten Bereichen auf. Zinnstein kristallisierte nur im unmittelbaren Dachbereich des Zinngranits und ist bis auf die vom alten Bergbau bei Schönbind bebauten und unter dem Nebengestein eintauchenden Bereiche von der Erosion abgetragen und in die Seifen verlagert. Dagegen finden sich die anderen oben genannten Erzminerale noch in den aufgeschlossenen Granitbereichen des Rudolfsteins (NEUHAUS 1953). Lediglich das Uranpecherz ist in den nahe der Oberfläche gelegenen Zonen ausgemerzt, bzw. in sekundäre Uranglimmer übergeführt, die Sulfide oxydiert.

Verstärkung der pneumatolytischen Durchgasung führte zunächst zu weiteren Verdrängungen, Kornvergrößerung an und in den Entgasungsschloten, verbunden mit Neubildung von größeren Kalifeldspäten. Schließlich kommt es zur Weglösung von Gestein und Miarolenbildung. In diesen Hohlräumen erscheinen die pneumatolytischen Mineralien in flächenreichen Kristallformen: Quarz als Bergkristall und Rauchquarz, rötlicher Orthoklas (als Karlsbader und Bavenoer Zwilling), weißer Albit, Muscovit, Zinnwaldit, Turmalin, Topas und Zinnstein. Turmalin und Topas gehen sich hier — wie es die Erfahrung lehrt — aus dem Weg. Während in den pegmatitisch-pneumatolytischen Nestern des Rudolfsteins Turmalin und kein Topas erscheint, ist Turmalin im Fuchsbaugebiet seltener in den Miarolen zu finden. Dagegen haben dort die bläulichen, flächenreichen Topase (bis 3 cm groß!) früher dem Vorkommen zu einer gewissen Berühmtheit verholfen. LAUBMANN beschrieb vom Fuchsbau auch Zinnstein-Kristalle.

Ausgedehnte pegmatitische Entwicklung unter dem Dach des Nebengesteins als Folge starker pneumatolytischer Umbildungen erschlossen die heute nicht mehr zugänglichen Gruben und Versuchsschürfe bei Schönbind. Sie liegen hier unmittelbar am Kontakt gegen den schmalen Keil von Kontaktglimmerschiefern zwischen Zinngranit und Weifenstädter Granit und reichen oft weit in den Granit hinein. Pegmatitische Nester enthielten im Innern bis 1 cm-große Zinnstein-Kristalle. Der Granit ist am Kontakt in etwa 10 m Mächtigkeit unterschiedlich stark vergreist und enthält nach dem Untersuchungsergebnis einer eingehenden Beschürfung aus der Zeit vor dem 2. Weltkrieg<sup>4)</sup> u. a. Turmalin, Epidot, Flußspat,

---

<sup>2)</sup> Uraninit wurde erstmalig 1946 von Dr. KUMMER im Granit des Rudolfsteins nachgewiesen.

<sup>3)</sup> Titaneisen und Magnetit, welche NEUHAUS (1953) als weitere Erzminerale aus dem Granit vom Rudolfstein nennt, sind wohl primäre Akzessorien.

<sup>4)</sup> Mineralogische Studiengesellschaft Freiburg: Berichte an die Bergbehörde 1935—1937.

Arsenkies, Zinnstein und ab und zu auch gediegen Gold. LAUBMANN (1925) beschreibt daneben auch die starke Verglimmerung in der Greisenzone und Pyrit. Mit zunehmender Entfernung vom Kontakt läßt die Vergreisung allmählich nach und beschränkt sich auf schmale herzynisch streichende Greisenzonen. Einwanderung von Zinnstein in das Nebengestein wurde zwar vermerkt, doch existieren hierüber keine ausreichenden Untersuchungen. Der durch die bergmännischen Aufschlüsse bei Schönkind in verschiedenen Teufen durchfahrene Kontakt Granit/Kontaktglimmerschiefer schiebt mit 40—45° nach Nordwesten ein.

In einem Steinbruch östlich des Rudolfsteins, der im Grenzbereich von Zinngranit und Randgranit mit starker gegenseitiger Druchdringung liegt, gehen Durchgasungsschlote mit pegmatitisch struierten pneumatolytischen Kristallisationen und Miarolen vertikal durch den Verband beider Granite. Andererseits wirken Einschlußschollen von Randgranit aber auch stauend gegenüber den von unten kommenden Dämpfen. Dies führt dann in ihrer Unterseite zu Um- und Neukristallisation pegmatitischer Quarz-Feldspat-Aggregate (Abb. 18). Am Rudolfstein finden sich in den Miarolen gelegentlich dichte grünlichgraue Überzüge auf den schön kristallisierten Orthoklasen. Es sind dies Gemenge von feinnadeligem Turmalin und montmorillonitischer Tonsubstanz (Bestimmung durch M. SALGER, München).

Im Gebiet der „Zinnhänge“ westlich vom Fuchsbau schwimmen reichlich Einschlußschollen von Randgranit im Zinngranit. An einem Randgranit-Leseblock konnten hier kleine Miarolen mit Turmalin gefunden werden. Auch diese zeigen also, daß keine primären pegmatitisch-pneumatolytischen Bereiche in unseren Graniten vorliegen, sondern daß es sich hier wahrscheinlich stets um sekundäre Umbildungen im vordem einheitlich kristallisierten Granit handelt.

Nur wenige cm mächtige Pegmatitlagen füllen anscheinend Gewölbespannungsrisse im Granit der Fuchsbaugegend aus. In einem Tiefenaufschluß am Fuchsbau war durch eine 1—5 cm mächtige Pegmatitschnur ein derartiges „Gewölbe“ von 10 m  $\phi$  und 1 m Scheitelhöhe — von einer Strecke durchschnitten — aufgeschlossen. Gleiche Bildungen sind in einem weiter im Südosten gelegenen Steinbruch zu beobachten.

Während die Lage der bisher beschriebenen Bildungen entweder durch den Kontakt oder Kleingewölbespannungen bedingt war, oder keinerlei tektonische Vorzeichnung erkennen ließ, ordnen sich schmale Greisenzüge, verbunden mit Scharen dünner Erzschnüre und Mineralgängen streng in die herzynische Richtung ein. Sie treten nur im engeren Verbreitungsbereich des Zinngranites auf. Die Mineralisation der Greisen- und Vererzungszüge entspricht im wesentlichen der der diffusen Pneumatolyse. Teufenunterschiede treten jedoch hier noch besser in Erscheinung. So konnte bisher Zinnstein nur in Quarzgängen bei Schönkind neben Arsenkies, Kupferkies und Pyrit gefunden werden. Im übrigen Bereich wurde Zinnstein als Bestandteil der Erzschnürchen noch nicht nachgewiesen.

Als echt pneumatolytisches Mineral tritt Wolframit auf, als Minerale des Übergangs in den hydrothermalen Bereich Arsenkies und Flußspat und als hydrothermale Bildungen Pyrit, Zinkblende und Kupferkies. Quarz begleitet alle diese Minerale. Arsenkies und Kupferkies sind die vorherrschenden Sulfide im Norden, wobei Arsenkies an Menge stark überwiegt. Im Süden sind die Vorkommen erzärmer und Pyrit gegenüber Arsenkies und Kupferkies in den Quarz-Flußspatgängen vorherrschend. Der Flußspat besitzt stets violette Farbe und hat Würfelform.

Im Zinngranit sind als sekundäre Uranminerale Kalk- und Kupferuranglimmer sehr verbreitet (vgl. auch v. AMMON, 1910). Sie sitzen auf Klüften (z. B. Fuchsbau), in tektonisch gelockerten Gesteinsbereichen, z. B. Ruschelzonen in erzgebirgischer Richtung: SW-NE (Rudolfstein) oder auch sonst in der Intergranulare des Granits (Fuchsbau). Uranglimmer erscheint weiter in den Miarolen, auf Hohlräumen in Quarzgängen oder auch im Quarz der Gänge eingewachsen (z. B. Rudolfstein und Fuchsbau).

v. AMMON (1910) und GÜNTHER (1914) befaßten sich erstmals eingehender mit dem Torbernitvorkommen vom Fuchsbau. GÜNTHER vertrat bereits die Meinung, daß die Uranglimmer aus ursprünglich im Granit vorhandener Pechblende durch Lösungsumsätze hervorgegangen sind.

Gut ausgebildete Torbernitkristalle fand man damals in einer Spalte im Fuchsbaugranit, die mit einem kieselsäure- und eisenreichen Lockerprodukt gefüllt war. Dieser Masse lag nach GÜNTHER ein eisenreiches Kieselgel zugrunde und in diesem kristallisierte bei Zufuhr entsprechender Lösungen das Kupferuranphosphat. Den hohen Radiumgehalt des Tobernits schrieb GÜNTHER der adsorbierenden Wirkung des Kieselgels zu.

Wahrscheinlich spielen deszendente Verwitterungslösungen eine maßgebende Rolle bei der Entstehung der sekundären Uranminerale, wobei vor allem auch an die Auswirkungen der tertiären Verwitterung gedacht werden kann. Die Bildung von Uranglimmer durch hydrothermale Lösungsumsätze muß daneben ebenfalls angenommen werden, im Ausmaß ist diese jedoch noch nicht sicher abgrenzbar.

Grünliche tonige Verwitterungsbildungen enthalten keine Uranminerale, wohl aber adsorptiv gebundene Radiumemanation (GÜNTHER 1914).

Zwischen Kalkuranglimmer (Autunit) und Kupferuranglimmer (Torbernit) besteht ein bemerkenswerter Unterschied im Größenwachstum. Torbernit findet sich fast stets in makroskopisch erkennbarer Größe. Bei freiem Wachstum erreichen die smaragdgrünen quadratischen Blättchen Kantenlängen bis zu 1 cm und mehrere mm Dicke. Derartige Gestalt und Größe wurde im Gebiet bei Autunit nicht beobachtet. Bei gewöhnlicher Betrachtung sind die gelbgrünen Autunitschüppchen ohne kristallographische Begrenzung und seltener zu finden als Torbernit. Bei Ab-leuchtung von Steinbruch -und Grubenwänden mit dem UV-Licht der Quarzlampe übertrifft jedoch die Häufigkeit des im Granit feinverteilten Autunits, der sonst unsichtbar bleibt.

Auffallend ist eine rosafarbene Zersetzung der Feldspäte vor allem in den Bereichen des Fuchsbaugranits, in welchem Uranglimmer auftreten. M. SALGER, München, stellte in dem rosafarbenen Zersetzungsprodukt einen erheblichen Montmorillonitgehalt fest. Auch am Rudolfstein kann man eine derartige Zersetzung in den Anfangsstadien beobachten.

## 6. Pegmatit- und Aplitgänge als Gangfolge der Granite

Echte und einheitliche Pegmatitgänge in herzynischen Fugen sind nicht beobachtet worden. Nur die geringmächtigen Aplitgänge, die einzig das Fuchsbaugebiet etwas häufiger durchstreichen, führen gelegentlich größere pegmatitische Strukturen. Selten erreichen die Gänge mehr als 40 cm Mächtigkeit. Im Streichen belegen sie den ganzen SE- bzw. NW-Quadranten. Sie häufen sich einmal mit Streichen um  $100\text{--}110^\circ$  SE (meist mit pegmatitischen Strukturen). Aplitite mit  $120\text{--}130^\circ$  SE-Streichen erreichen die größten Mächtigkeiten (30—40 cm). Auch sie führen gelegentlich pegmatitische Salbänder und Schnüre.  $135\text{--}145^\circ$  SE-streichende Aplitite sind sehr geringmächtig. Pegmatitische Abschnitte weisen wiederum ganz schmale Aplitgängchen mit Streichen bei  $160\text{--}170^\circ$  auf. Auffallend sind jeweils die rötlich gefärbten Kalifeldspäte der pegmatitisch struierten Abschnitte, sowie gelegentlich weiße Albitkristalle von mehr als 2 cm Kantenlänge.

SANDBERGER (1892) beschrieb aus der Ortschaft Tröstau einen Gang, der sich im wesentlichen aus Albit und hellem Lithiumglimmer zusammensetzte und der als Nebengemengteil auch Flußspat enthielt. Ein ähnliches Gestein war auch in den Grubenbauen der alten Eisenerzgrube bei Eulenloh aufgeschlossen. Die hier damals gefundenen langgestrecktblättrigen Lithiumglimmer-Aggregate zeigten einen Zonarbau: ein innerer bräunlicher Bereich (Zinnwaldit) wurde von einem äußeren silberweißen umgeben. Ganz ähnlich zusammengesetzte Gesteine kommen im Verband mit Kalksilikatgesteinen 2 km westlich Tröstau, südlich der alten Silberhausstraße vor.

## 7. Aplitgranitgänge

Ein im Mittel etwa 1 m mächtiger Granitgang durchschneidet mit  $140^\circ$  SE-Streichen die Sedimentgesteine im Bahneinschnitt westlich Tröstau. Seine Zusammensetzung ähnelt der des Zinngranits in den südlichen Bereichen. Als Feldspäte beteiligen sich stark albitisierte Kalifeldspäte (Karlsbader Zwillinge), Albitoligoklase, Oligoklas, wenige, meist ausgebleichte Biotite, Muscovit einmal in größeren Individuen und dann als unregelmäßige Verdrängungen im Kalifeldspat. Auffallende Nebengemengteile sind pinitische Pseudomorphosen nach Cordierit sowie Topas. Ähnliche kleinkörnige aplitgranitische Gesteine kommen auch im Verband der kleinflächigen Zinngranitvorkommen an der alten Silberhausstraße vor (2 km WSW Tröstau). Südöstlich Leupoldsdorf fanden sich vor Jahren Leseblöcke von granatführendem Aplitgranit.

## 8. Das „Regelungsbild“ der Granite

Die Fichtelgebirgsgranite sind posttektonische, den Faltenbau quer durchgreifende Intrusionen. Sie zeigen weder para- noch postkristalline Deformation, welche eine generelle Änderung des Gefüges hätte hervorrufen können. Harnische und sonstige den Granit durchsetzende Störungen besitzen nur örtliche, jedoch keine regionale Bedeutung.

Die porphyrischen Granitvarietäten und unter diesen besonders der Weißenstädter Granit zeigen zum Teil subparallele Gleichrichtung der Kalifeldspat-Einsprenglinge. Ein derartiges „Regelungsbild“ läßt sich zwar im m-Bereich häufig durchverfolgen, wechselt aber auch schon im Blockbereich und erst recht über das ganze Blatt hinweg. Hinzu kommen die spärlichen Aufschlüsse, die nur an recht wenigen Stellen einen guten Einblick gestatten. Schon aus diesem Grunde muß bei einer Beurteilung der Regelung Zurückhaltung geübt werden. Beim Weißenstädter Granit steht jedoch eines fest: Das Interngefüge der Einsprenglingsfeldspäte zeigt ihren Charakter als echte Einsprenglinge (Seite 31) an und macht wahrscheinlich, daß es sich bei den mehr oder weniger gleichorientierten Einsprenglingsschwärmen um Abbildungen von Fließerscheinungen handelt.

Im Rand- und Kerngranit sind gleichgerichtete Einsprenglingsschwärme weitaus seltener, so daß sich eine Diskussion erübrigt.

## 9. Die Kontaktmetamorphose

Bei der Beschreibung der Para- und Orthohornfelsgesteine sind verschiedene Gesetzmäßigkeiten der Kontaktmetamorphose bereits hervorgetreten. Wir brauchen deshalb an dieser Stelle nicht mehr ausführlich auf die Rekrystallisationen und sonstigen Mineralisationen eingehen. Sie sind meist Ausdruck der rein thermischen Kontaktwirkung und fanden in einem großen Temperaturintervall statt. Faziestypische Hornfelsminerale, Mineralneubildungen, die auf verschiedenen hohe Temperaturen am Kontakt hinweisen, sind die isochemischen, aber kristallographisch verschiedenen Modifikationen von  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , Andalusit und Sillimanit. Sie entstehen, wie SCHÜLLER (1934, 1936) beispielhaft dargelegt hat, wie folgt: Sericit + Kieselsäure  $\rightarrow$  Andalusit, Sillimanit + Kalifeldspat (Mikroklin).

War Natrium neben Kalium in den Hellglimmern gebunden, dann erklärt sich auch die Bildung von Albit.

Sillimanit entsteht bei höheren Temperaturen als Andalusit und kennzeichnet den Kontakt des Weißenstädter Granits, Andalusit den Kontakt der übrigen Granite. Lediglich der Kösseinegranit nimmt unter den letzteren eine gewisse Sonderstellung ein. Lokal begrenztes Auftreten von Sillimanit an seinem unmittelbaren Kontakt (südöstlich außerhalb unseres Blattes), seine gleichmäßigere Struktur verrät einen ruhigeren, kontinuierlichen Kristallisationsablauf bei etwas höheren Temperaturen.

Das Vorkommen von Cordierit in den Hornfelsen ist an die tonerde-reicheren höher temperierten Kontakte gebunden. In der Kontaktsphäre des Weißenstädter Granits findet sich Cordierit überall, wo die chemische Voraussetzung erfüllt war; im Bereich der anderen Granite nur in unmittelbarer Kontaktnähe des Kösseinemassivs.

Die Biotitneubildung in den Hornfelsen stellt — abgesehen von der Re- und Umkristallisation ortsansässiger Mineralphasen — das erste und vielfach auch einzige Faziesmineral der Hornfelsphase dar. So kennzeichnet Biotit die Hornfelsglimmerschiefer des weiten Kontaktvorfeldes. Fleckschiefer und Knotenschiefer gehen hier auf die Biotitblastese zurück. Bei Biotit, besonders wenn er in reinen Quarziten auftritt, und bei Turmalin müssen wir mit Stoffwanderungen rechnen. Stoffwanderungen sind ebenfalls unerlässlich, wenn wir die Entstehung der Kalksilikatfelse erklären wollen (Seite 12). Das Fehlen von Wollastonit bedeutet, daß nicht übermäßig hohe Temperaturen geherrscht haben. Granat (Grossular) und Diopsid sind die primären Kontaktminerale und entsprechen also der 9. Hornfeldklasse der GOLDSCHMIDTSchen Nomenklatur. Erst östlich außerhalb unseres Blattes tritt Vesuvian in größerem Umfang an die Stelle des Granats.

In den Kalksilikatfelsen und ihren silikatischen Nachbargesteinen wurde wiederholt eine Aufzehrung der Biotite durch feinkörnige Diopsid-(Titanit-)Aggregate beobachtet. Bedingung hierfür war eine steigende Temperatur und Zufuhr von Kieselsäure und Ca-Molekül. Temperaturänderungen im Verlauf der Kontaktmetamorphose sind sowohl auf den Intrusionsablauf eines einzelnen Magmatits, wie auch auf wiederholte Granitintrusionen beziehbar. Der Vorgang der Diopsidierung ist mit einem der posttektonischen, jüngeren Granite verbunden, da auch ausgesprochene Querbiotite verdrängt werden. Das für die Bildung von Diopsid nötige Ca wurde durch die Verdrängung von Calcit durch Quarz freigemacht, das freigewordene K und Al durch Neubildung von Kalifeldspat gebunden.

Die Kontaktmetasomatose ist in den aus Calcit- und Dolomitmarmor hervorgegangenen Kalksilikatgesteinen am sinnfälligsten dokumentiert. Die Stoffaustauschvorgänge in silikatischen Kontaktgesteinen sind dagegen weniger auffallend, doch durchaus ebenso interessant.

Die Reihenfolge von rein thermischer Kontaktwirkung zur Metasomatose zeigt für den Weißenstädter Granit auch an, daß es ein echt magmatisches Gestein ist. Denn ein Magma ruft zunächst Durchwärmung und erst mit fortschreitender Kristallisation metasomatische Umsetzungen in seinem Kontakthof hervor. Die Feldspatisierung oder „Vergneisung“ der Hornfelse am Weißenstädter Granit — als Funktion der Intrusionstiefe — verlangt für diesen Magmatit tieferes Intrusionsniveau und dementsprechend länger andauernde Kontaktwirkung.

Die Frage nach der Kontaktwirkung des alten frühvariskischen Granites, der dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht zugrundeliegt, muß vor-

erst unbeantwortet bleiben. Sicher hat auch dieser Granit eine Kontaktwirkung hervorgebracht. Ist es doch auffallend, daß gerade in seinem unmittelbaren Kontaktbereich die Karbonatgesteinszüge fast vollständig in Kalksilikatfelse übergeführt sind.

## 10. Die Intrusionsfolge der Granite

Nach Beendigung der Einfaltung des variskischen Orogens, mit dem Abschluß der sudetischen Phase, folgte gesetzmäßig der isostatische Ausgleich, verbunden mit der Heraushebung des Gebirgskörpers. In diese Zeit des Oberkarbons und unteren Perms fiel der Aufstieg der Granite und ihre Platznahme. Dabei bleibt für uns unentschieden, ob es sich um juvenile oder palingene Schmelzen oder um beides handelte.

Als erster postsudetischer Granit intrudierte der Weißenstädter Granit (G 1) in ein noch verhältnismäßig tiefes Niveau. Zwischen seiner Intrusion und der des Randgranits (G 2) liegt eine längere Phase der Aufwärtsbewegung und entsprechendes Zurücksinken der Geoisothermen.

Deshalb intrudierte der Randgranit in einen thermisch nicht ausgeglichenen Rahmen. Das porphyrische Gefüge mit feinkörniger Grundmasse verrät eine raschere Erstarrung nach der Platznahme. Nach der mittlerweile erfolgten stärkeren Durchwärmung des Kontakthofes konnte der Kerngranit (G 3) und seine erneut mobil gewordenen Massen das bereits erstarrte Dach intrudieren und grobkörnig kristallisieren. Nach einem kurzen Intervall schließt der Zinngranit (G 4) die Intrusionen ab. Während seiner Kristallisation war nach weiterer Aufwärtsbewegung der Druck der Auflast so gering geworden, daß retrogrades Sieden die leichtflüchtigen Komponenten freisetzte (Pneumatolyse).

Die Entwicklung vom reinen Mikroklinggranit (Weißenstädter Granit) zu Graniten, die lediglich Orthoklas als Kalifeldspat führen (Zinngranit) entspricht einer von G. FISCHER (1951) ausgesprochenen Erfahrung, daß Granite der Oberkruste meist nur Orthoklas, tiefere Granite jedoch ausschließlich Mikroklin als Kalifeldspat führen.

## 11. Zum Alter der Granite

Mit Ausnahme der unteren Begrenzung der Intrusionszeit durch die sudetische Faltungsphase im obersten Kulm an der Wende zum Oberkarbon, fehlen im Fichtelgebirge obere Zeitmarken. Ablagerungen des Oberkarbons und unteren Perms sind nicht in Kontaktnähe vorhanden. Absolute Altersbestimmungen liegen bis heute noch nicht vor. So müssen wir vorläufig die ganze Zeit des Oberkarbons und Unterrotliegenden für die Granitintrusionen des Fichtelgebirges freilassen. Die relativen Altersunterschiede der einzelnen Intrusionen und ihre mineralogischen Merkmale verlangen jedoch eine Betonung der zwischen dem Weißenstädter Granit und den folgenden Graniten liegenden Intrusionspause.

## b. Postgranitische Eruptivgänge

Im postgranitisch konsolidierten Gebirgsbau erlangen die SE-NW gerichteten herzynischen Klüfte besondere Bedeutung. Durch Zerrungen geöffnet dienen sie als Aufstiegskanäle für basische Schmelzen. Die in ihnen erstarrten „Lamprophyre“ zeigen uns heute die damaligen Zerrungszonen an. Eine derartige Zone quert das ganze Blatt von der Südost- bis zur Nordwestecke. Eine weitere verläuft nur eine kurze Strecke im SW auf Blatt Fichtelberg und wird durch den Proterobasgang westlich Fichtelberg-Neubau gekennzeichnet.

Die im folgenden beschriebenen basischen Ganggesteine lassen sich alle von einem einheitlichen Magma herleiten. Die Kersantite weichen zwar in ihrer Zusammensetzung von der der übrigen Gesteine etwas ab. Sie haben jedoch nur lokale Bedeutung und können überdies durch geringfügige Differentiation (Anreicherung der Plagioklase etc.) aus dem feldspatbasaltischen „Diabasmagma“ abgeleitet werden. Es ist nicht sicher, daß es sich um echte Lamprophyre, d. h. basische Differentiationsprodukte des Granits handelt.

Die Intrusionszeit ist hier in unserem Gebiet nicht genau festzulegen, nachdem schon für die Granitintrusionen als die nächstältere Bildung ein weiter Zeitraum angenommen werden muß. Jünger als die Gangdiabase sind die Quarzporphyrgänge des Marktleuthener Granitmassivs, wie ein untertage aufgeschlossener Verband in der Specksteingrube Johanneszeche östlich Göpfersgrün gezeigt hat. Wir stellen deshalb die Intrusionen ins Unterrotliegende.

### 1. Proterobas, Pr

Der Proterobas ist ein mittelkörniger Gangdiabas, wie der primäre Mineralbestand, der Gesteinschemismus und das ophitische Gefüge zeigen. Die Primärminerale sind Augit und basische Plagioklase (Andesin — Labrador mit 45—60 % An). Primäre Akzessorien sind Biotit, Apatit, Titaneisen, Pyrit und Magnetkies.

Diese primäre Mineralkombination ist jedoch nur zum Teil erhalten geblieben (Abb. 19). Hochhydrothermale Mineralumwandlungen haben Augite und Plagioklase teilweise oder völlig in andere Mineralphasen übergeführt. Diese Vorgänge waren die Folgen einer Autometamorphose im Eruptivgestein. Die wasserreichen Restlösungen des nahezu ganz erstarrten Gesteins verursachten den Abbau der nun bei gesunkener Temperatur instabil gewordenen Primärminerale. Je nach Zutritt der hochthermalen Restlösungen ist die Umwandlung zu den für die damals herrschenden Temperaturen typischen Mineralkombinationen mehr oder weniger ausgeprägt. Die dabei neugebildeten Mineralphasen sind Albit-Oligoklas, Epidot, Hornblende, Chlorit und Titanit

Die Umwandlung erfaßte zuerst die Plagioklase. Denn in Schliffen, in welchen die Augite noch völlig erhalten waren, sind die basischen Feld-

späte bereits zu Andesin-Oligoklas und Albit-Oligoklas abgebaut worden. Bei gesteigerter Umbildung werden die Andesine und Oligoklase von Albit-Oligoklas fleckig und perthitartig durchsetzt und verdrängt. Dabei geht die Zwillingslamellierung verloren. Quarz nistet sich in feinen graphophyrischen Schläuchen ein und in den Zwickeln zwischen den Plagioklasleisten bilden sich granophyrische Quarz-Feldspatverwachsungen. Der Feldspat dieser Verwachsungen ist anscheinend ebenfalls Albit-Oligoklas. Das bei diesem Abbauprozess freigewordene Calcium dient der Neubildung von Epidot, der charakteristisch für den sekundären Mineralbestand ist. Epidot kann die Plagioklase pseudomorph ersetzen oder Klüfte mineralisieren. Grüne Epidotbestege auf Klüften sind sehr häufig beobachtbar. Epidot konzentriert sich weiterhin in Putzen, kugeligen Gebilden bis zu mehreren  $\phi$ , die rasch, aber ohne scharfe Grenze in das gewöhnliche Proterobasgefüge übergehen. In den Epidotputzen bilden Hornblende, Augitrelikte, Plagioklase und Erzpartikel mengenmäßig nur untergeordnete Bestandteile. Sie zeigen aber, daß es sich hier ebenfalls um das gleiche Ausgangsgestein gehandelt hat wie beim übrigen Proterobas. In den Putzen rückt Quarz anteilmäßig an die zweite Stelle. Er fällt auch schon makroskopisch gelegentlich ins Auge. Im allgemeinen sind aber auch die Augite teilweise oder ganz in braune und vielfach weiter in grüne Hornblenden übergeführt. Eine Chloritisierung der Augite erfolgte entweder direkt oder auf dem Weg über ein Hornblendestadium. Die Biotite des primären Mineralbestandes sind stets restlos chloritisiert.

Als Neubildung entstanden stengelige braune Hornblenden, die besonders in den helleren Epidotputzen und in Feldspatanreicherungen auffallen.

Calcit bindet freigesetztes Calcium.

Gelegentlich kommen nestartige Feldspatanreicherungen vor, in welchen die Beteiligung dunkler Gemengteile stark zurücktritt. Ein Dünnschliff durch eine derartige Partie zeigt, daß auch hier die Plagioklase in der beschriebenen Weise weitgehend zu Oligoklas und Albit-Oligoklas abgebaut sind und die graphophyrischen Quarz-Feldspatverwachsungen sich in den Räumen zwischen den Plagioklasleisten ausgebreitet haben. Als Zwickelfüllung erscheint Calcit und Quarz. Epidot ist in etwas geringerer Menge als durchschnittlich im Gestein vorhanden, braune und grüne Hornblende, sowie Chlorit tritt zurück.

Überall im Proterobas und in seinen lokalen Sonderentwicklungen sind Titaneisen (meist leistenförmig) und Apatit als Primärbestandteile reichlich zu finden. Beide, besonders aber der Apatit, überstehen anscheinend unversehrt die autometamorphen Prozesse. Pyrit, der frei oder in Verwachsungen mit Titaneisen vorkommt, scheint im Verlauf der Umbildungen neu entstanden zu sein. Titanit und Rutil sind Sekundärminerale und leiten sich zum Teil aus dem Titangehalt der Augite, zum Teil aus Titaneisen her.



Abb. 19. Proterobas mit Epidotisierung der Plagioklase (bes. in der unteren Dru-  
 hälfte rechts und links). Die Räume zwischen den Plagioklasleisten (P) füllen Au-  
 gite (A). Proterobasgang westlich Fichtelberg. Vergrößerung 45 fach. Schliff 2057.



Abb. 20. Kersantit mit Plagioklas, Hornblende und Biotit. Östlich Vordorf. Ver-  
 größerung 68 fach. Schliff 3765.



Verbreitung: Von Fichtelberg über den Ochsenkopf nach Bischofsgrün reiht sich Steinbruch an Steinbruch auf dem Proterobasgang und schließt ihn ausgezeichnet auf. Der Gang besitzt durchschnittlich 15 m Mächtigkeit (5—20 m) und setzt steil in die Tiefe. Geringmächtige Parallelgängchen können in unmittelbarer Nähe des Hauptganges gelegentlich beobachtet werden. Eine Gabelung des Ganges in zwei Parallelgänge erfolgt nach Übertreten auf das Blatt Bad Berneck.

Der Verlauf des Proterobasganges auf Blatt Fichtelberg zeigt westlich Neubau einen deutlichen Knick. Das im Süden herrschende SSE-NNW-Streichen geht hier in ein SE-NW-Streichen über. Diese Kniebildung ist auch in anderen Strukturen sichtbar.

An der Oberfläche verwittert der Proterobas zu kugeligen Gebilden mit schaliger Absonderung.

## 2. Mesodiabas (Gangdiabas), Md

Die Mehrzahl der schmalen „Lamprophyrgänge“ sind ebenfalls Gangdiabase, feinkörnige dunkle Gesteine, deren mineralogische Zusammensetzung und ophitisches Gefüge dem der Diabase entspricht. Für sie wird die früher eingeführte Bezeichnung „Mesodiabas“ vorläufig beibehalten.

Primäre Hauptbestandteile sind basische Plagioklase (Andesin bis Labrador) und Augit (meist Titanaugit). Primäre Akzessorien sind Titan-eisen, Apatit und unter gewissen Bedingungen Biotit. Ersatz der Augite durch Hornblende und Hinzukommen von Biotit leiten über zu Gesteinen, die in manchen Fällen als Augit-Kersantite bezeichnet werden können. Diese Entwicklung ist jedoch im wesentlichen auf die durch Lesesteinfunde bezeugten Vorkommen beschränkt, die sich von der Höhe nord-östlich Leupoldsdorf zum Kersantitgang von Vordorf hinziehen. Im übrigen herrscht jedoch die gleiche Tendenz zur Umgestaltung des primären Mineralbestandes wie im Proterobas. Diese äußert sich im teilweisen (randlichen) und völligen Ersatz der Augite durch Hornblende und Chlorit und dem Abbau der basischen Plagioklase zu Albit-Oligoklas und Epidot. Darüber hinaus kommt es zur Verglimmerung und Chloritisierung der Plagioklase. Dabei wird Quarz freigesetzt und Calcit neugebildet.

In den untersuchten Gesteinsproben sind nur noch in seltenen Fällen basische Plagioklase zu finden (Andesin mit bis 40 % An). Die zwischen den Plagioklasleisten eingeklemmten Augite deuten durch zum Teil violette Farben auf ihren Titangehalt hin. Die reichlich eingestreuten Erzpartikel sind in erster Linie Titan-eisen. Ihre Zersetzung (Bildung von Leukoxen) sowie das beim Abbau der Titanaugite freigewordene Titan führt zu der verbreiteten Titanit- und Rutilbildung.

Im Gelände fallen die Mesodiabase durch ihre dunkle schwärzlich-grüne Farbe auf, sowie durch ihre kugelig-schaligen Verwitterungs- und Absonderungsformen. Herausgewitterte Kugeln besitzen meist eine helle Verwitterungsrinde.

Die verschiedenen Lesesteinfunde von Mesodiabas im Schönbrunner Wald (Kösseinemassiv) stammen wahrscheinlich von mehreren Gängen. Diese lassen sich jedoch wegen ihrer Verdeckung durch diluviale Fließ-erden und Blockschutt nicht lokalisieren. Nur einer dieser Gänge ist in einem nun verfallenen Granitsteinbruch bei der Schreinerswiese (500 m südlich vom Schauerberg) aufgeschlossen. WURM beschrieb ihn in den Erläuterungen zu Blatt Wunsiedel (1932).

Die Lesesteinvorkommen zwischen Leupoldsdorf und Hildenbach, die ja sicher auch SE-NW-streichenden Gängen angehören, zeigen durch das Hinzutreten von Biotit (fast stets chloritisiert!) eine mineralogische Annäherung an die im NW folgenden kersantitischen Gesteine.

Nordwestlich Vordorf setzen die diabasartigen Ganggesteine wieder ein und sind am Rudolfstein und auf den Feldern nordwestlich Schön- lind in mehreren Parallelgängen kartierbar. 1 km nordwestlich Voitsumra schneidet die Blattgrenze einen Mesodiabasgang ab. Etwas gröber stru- ierte Gesteine am Rudolfstein (3 km südlich Weißenstadt) zeigen den stärksten Grad der Umwandlung. Sie äußert sich in einem fast vollstän- digen Ersatz der Plagioklase durch Epidot unter pseudomorpher Erhaltung der Umgrenzung, in der völligen Verdrängung von Augit durch braune Hornblende und starker Quarzausscheidung. Titanitkrümel und Rutil treten häufiger auf. Vom Primärbestand sind lediglich die hier reich- licher auftretenden langsäuligen Apatite erhalten geblieben. Die Vor- kommen bei Schön- lind zeigen stärkere Chloritisierung. Dagegen sind beim Mesodiabasgang in der NW-Ecke des Blattes die primären Bestände besser erhalten geblieben. Die Augite sind in der Masse unversehrt, nur die Plagioklase wurden weitgehend chloritisiert und verglimmert. Epidot hat als Sekundärmineral nur ganz untergeordnete Bedeutung. Als Neu- bildung erscheint Quarz, sowie Calcit, der rundlich begrenzte Körner bis zu 1 mm  $\phi$  in dem feinkörnigen Gestein bildet.

### 3. Kersantit, LK

Östlich Vordorf durchsetzt ein Kersantitgang den Gneis. Sein durch Lesesteine bezeugtes Streichen beträgt ca. 135° (SE-NW). Den Blockan- häufungen in dem Kühlgrüner Hängetälchen nach zu schließen, erreicht der Gang nur hier, etwa 400 m östlich Vordorf eine größere Mächtigkeit. Sein Fortstreichen nach Nordwesten ist wahrscheinlich. Doch sind die Lesesteinfunde auf den Feldern nördlich Vordorf zu spärlich um den Gang auf der Karte zur Darstellung zu bringen.

In dem grauen, feinkörnigen Gestein sind die hellen und dunklen Gemengteile mit bloßem Auge noch deutlich unterscheidbar. Das Korn- gefüge erscheint unregelmäßig.

Bei mikroskopischer Betrachtung zeigt sich ein Gewirr von Plagio- klasen mit einem zurücktretenden Anteil von Hornblende und Biotit. Die Integration ergab folgende quantitative Zusammensetzung: Plagio-

klas 65 %, Hornblende 21 %, Biotit (Chlorit) 11 %, Akzessorien (Erz, Titanit, Apatit, Quarz etc.) 3 %.

Die Plagioklase sind in der Regel zonar gebaut. Ein Kern von Andesin (30—40 % Anorthit-Gehalt) wird von einem schmalen Oligoklassaum (24—30 % An) umgeben. Die mitunter unregelmäßig buchtig-bogigen Grenzen dieses Saumes gegenüber den Gefügegenossen lassen vermuten, daß die Bildung der äußersten Oligoklaszone erst nach der Erstarrung des Gesteins zuende gekommen ist. Die Hornblenden besitzen fleckig-bräunliche bis grünliche Farben. Braune Hornblenden sind meist grün-fleckig und haben grüne Säume, grüne Hornblenden weisen noch braune Flecken auf. Langsäulige Ausbildung ist selten, in der Regel handelt es sich um kurzprismatische Individuen. Die Biotite besitzen einen Pleochromismus von rötlichbraun zu blaßgelb. Sie sind häufig unter Erzabscheidung chloritisiert (-Pennin).

#### 4. Quarzporphyr

Im Steinbruch bei der Thusmühle westlich Oberröslau fand sich eine etwas über 1 m lange Einschlußscholle von Quarzporphyr, die einerseits im Intrusivverband an den Granit grenzt, andererseits jedoch durch Störungen von der ursprünglichen Gangintrusion abgetrennt ist. Das Vorkommen ist so klein, daß es auf der Karte keine Darstellung finden konnte. Weitere Vorkommen dieser Art sind bisher auf Blatt Fichtelberg nicht gefunden worden.

Der Quarzporphyr stellt wahrscheinlich einen etwas abseits stehenden westlichen Ausläufer des Quarzporphyrschwarmes dar, der etwa 9 km östlich das Weißenstadt—Marktleuthener Granitmassiv in steilherzynischer Richtung (SSE-NNW) durchzieht. Gehört das Vorkommen zu dieser Phase, dann erfolgte die Intrusion nach der der Gangdiabase. Denn letztere werden im Gebiet der Johanneszeche bei Göpfersgrün von einem Quarzporphyrgang durchbrochen.

Das dichte, schwärzliche Gestein ist durch die bis 2 mm  $\phi$  erreichenden Feldspateinsprenglinge hell gesprenkelt. Der Kontakt gegen den Granit ist als Mikrobekzie ausgebildet. In einer Tiefe von etwa 1—2 mm ist das Korngefüge des Granits aufgelockert und zerbrochen, während sich auf der anderen Seite die vom Granit abgerissenen Bruchstücke rasch in der teils glasigen, teils feinkristallinen Grundmasse des Quarzporphyrs verlieren.

Die Einsprenglingsgeneration setzt sich aus Oligoklas, Orthoklas, braunem Biotit, und Quarz zusammen. Ihnen steht die zu einem großen Teil noch glasige Grundmasse gegenüber, in der als Entglasungsprodukte hauptsächlich Glimmerschüppchen, und von einer Reihe weiterer Bestandteile vor allem die massenhaft auftretenden Titanitkrümel zu nennen sind. Die Oligoklase haben meist eine annähernd idiomorphe Gestalt, sind aber häufig stark verglimmert. Da ein Fluidalgefüge nur unmittelbar am Kontakt gut ausgebildet ist, sind auch die Plagioklasleistchen

nur dort einigermaßen parallelgeordnet. Die Orthoklase erscheinen frisch und ungetrübt, doch erhielten sie durch Anschmelzung bzw. Lösungsvorgänge runde, auch eingebuchtete Formen. Die Biotite zeigen sehr häufig eine Zerlegung in kleinschuppige Aggregate innerhalb der nun pseudomorphen Umgrenzung. Besser erhaltene Individuen sind häufig verbogen. Mit allen Biotiten sind stets krümelartige Titanitaggregate verknüpft. Rundliche Quarze bilden nur einen ganz geringen Anteil am Einsprenglingsbestand.

### c. Hydrothermale Gänge im Gefolge der Granitintrusionen

Als letztes hydrothermales Gefolge der Pneumatolyse im Zinngranit sind oben die Flußspat und Sulfide führenden Quarzgängchen genannt worden. Ihre ausschließliche Verbreitung im Zinngranitgebiet und ihre geringe Mächtigkeit (nur wenige cm) läßt sie aber gegenüber den mächtigen Quarz-Eisenglanz-Gängen und reinen Quarzgängen in den Hintergrund treten. Die letztgenannten Mineralgänge lassen sich nicht dem Gangfolge eines bestimmten Granites zuordnen. Ihre Verbreitung reicht ja auch weit über den engeren Bereich des Fichtelgebirges hinaus (Oberpfalz).

#### 1. Quarzeisenglanzgänge, Q Fe

Ihr Vorkommen beschränkt sich im wesentlichen auf den Südwesten des Blattgebietes. Den Schwerpunkt bildet der sogenannte Gleißingerfels westlich Fichtelberg, wo durch mehrere Jahrhunderte hindurch Bergbau auf Eisenglanz (Hämatit) stattfand. Hier, am Gleißingerfels, scharf sich eine ganze Reihe von mächtigen Gängen. A. SCHMIDT (ref. in FINK 1906) berichtet von insgesamt 18 Quarzeisenglanzgängen. Als größte Gangmächtigkeit wird 10 m angegeben (FINK, 1906). Die Kartierung konnte jedoch nur jene Gänge erfassen, die oberflächlich anstehen oder durch Pingenzüge der Alten verfolgt worden sind. Alle Gänge streichen herzynisch ( $135^{\circ}$ — $160^{\circ}$  NW) und fallen steil nach Südwesten ein. Der Eisenglanz kommt in derben, meist aber fein- bis grobschuppigen Massen vor. In Drusen kam es zur Ausbildung schöner Eisenglimmerrosetten. Der Quarz ist häufig palisadenartig entwickelt. Die Mächtigkeit der Erzführung wechselt sehr stark innerhalb der einzelnen Gänge. Anschwellungen erreichten örtlich Mächtigkeiten von 6 m Erz.

Auch der Granit ist in der Nähe der Gänge gelegentlich von dünnen und verästelten Eisenglanzgängen durchtrümpert. Als weiteres Erzmineral erscheint nur selten Pyrit.

Die hydrothermalen Lösungen beeinflussten den Granit in der unmittelbaren Nachbarschaft der erzführenden Gänge so, daß sich GÜMBEL seinerzeit veranlaßt sah, diese „Varietät“ als „Steinachgranit“ zu bezeichnen. Diese hydrothermalen Einflüsse äußerten sich im grobkörnigen Kerngranit, in welchem die Quarzeisenglanzgänge bei Fichtelberg

aufsetzen, in einer rötlichen Färbung der Kalifeldspäte und bei den Plagioklasen in einer grünlichen Verfärbung. Während jedoch die fleischroten Kalifeldspäte einen durchaus frischen Eindruck machen, sind die Plagioklase (Oligoklase) mehr oder weniger stark zersetzt. LAUBMANN (1921) untersuchte derartige licht-graugrün gefärbte, zersetzte Plagioklase und fand, daß in erster Linie eine Verglimmung zu Sericit und untergeordnet auch Chloritisierung stattfand.

Die Eisenglanzführung der übrigen Quarzeisenglanzgänge auf Blatt Fichtelberg nimmt gegenüber dem Vorkommen vom Gleißingerfels stark ab. Nur die näher bei Fichtelberg gelegenen Gänge und diejenigen, welche östlich der Ortschaft nach Nordwesten auf Karches zu streichen, haben in früheren Zeiten eine Beschürfung erfahren. Nördlich und nordöstlich Silberhaus durchtrütern schmale und verästelte Eisenglanzgängen den Granit. Bei den übrigen Vorkommen (um Eulenloh und nördlich und westlich Vordorf) ist der Anteil von Eisenglanz in den Quarzgängen meist sehr gering.

Metasomatische Vererzungen im Wunsiedler Marmorzug bei Eulenloh verschaffen den Quarz-Eisenglanzgängen hier eine gewisse Bedeutung. Wenn auch heute keine Aufschlüsse vorhanden sind, so geben uns doch Lesesteinfunde von Gangerzstücken Hinweise, daß zumindest ein derartiger Gang den hier unter der Talsohle verlaufenden Marmorzug an der Stelle der Hauptvererzung kreuzt. U. a. wurde vor Jahren ein größerer, einem Quarzeisenglanzgang entstammender Erzblock etwa 200 m östlich Neuenhammer (NW Eulenloh) ausgegraben. Daß die metasomatische Vererzung im Marmor räumlich sehr begrenzt ist, das zeigten indirekt Bohrungen, welche in unmittelbarer Nähe des alten Bergbaues nur entmutigend geringe Vererzungsspuren feststellten.

Zeitlich dürfen wir nun diese metasomatischen Vererzungen im wesentlichen der hydrothermalen Nachphase der spätvariskischen Granit-intrusionen zuschreiben (vgl. auch Seite 55).

Eisenglanzführende Quarzgänge gehen allmählich durch Nachlassen und Aussetzen der Erzführung in reine Quarzgänge über.

## **2. Quarzgänge, Q**

Reine Quarzgänge kommen im ganzen Blattgebiet vor. Mächtigere Quarzgänge, Quarzgangzonen und starke Durchtrümerung der Gesteine häufen sich jedoch in manchen Gegenden und zeigen dann meist auch stärker gestörte Gesteinsbereiche an. So fallen starke Quarzhäufungen nördlich Göringsreuth (NW Wunsiedel) mit einer Störung zusammen. Auffallend starke Durchtrümerung mit Quarzgängen ist im Orthogneis nördlich Hildenbach zu beobachten. Auch diese Vorkommen liegen in der Verlängerung einer SSE Hildenbach kartierbaren Störung. Quarzgänge häufen sich in der Gegend von Brücklas (südlich Oberröslau), dann vor allem südlich Weißenstadt und westlich Voitsumra. Auch die Zinnerz-

untersuchungsbetriebe bei Schönwind haben in ihren Grubenbauen herzynisch streichende und steil nach SW einfallende Quarzgänge angetroffen. Ein ESE-WNW-streichender Quarzgang setzt im Granit südöstlich Weissenstadt auf. Ein weiterer, in der gleichen Richtung streichender mächtiger Quarzgang tritt südlich Wunsiedel auf Blatt Fichtelberg über.

### III. Tertiär

Weder aus dem Jungpaläozoikum noch aus dem Mesozoikum sind in unserem Gebiet sedimentäre Ablagerungen erhalten. Es scheint, daß das Fichtelgebirge während dieser langen Zeit meist Abtragungsgebiet gewesen ist. Würden trotzdem Sedimente gebildet, so sind sie inzwischen der Erosion zum Opfer gefallen. Erst aus dem Tertiär sind uns in naher Nachbarschaft sichere Zeugen erhalten. Sie stehen hier mit dem Egerer Becken in Verbindung und sind — soweit sie Pflanzenreste führen — auch einigermaßen datierbar. Auf Blatt Fichtelberg gibt es jedoch keine derartig ansprechbaren Sedimente. Sie müßten am ehesten in der tertiär angelegten Röslausenke (Wunsiedel) zu finden sein, aus der WURM (1932) kleine Braunkohlenflöze (in Schloten des Marmors von Hohenbrunn) erwähnt hat. Hochflächenlehme unbestimmten Alters (zwischen Bibersbach und Bahnhof Oberröslau) sind zwar sehr wahrscheinlich tertiäre Bildungen, besitzen aber keine größere Mächtigkeit und haben sicher keinen weiten Antransport erfahren. Rostfarbene Schotter mit lehmigem Bindemittel, die v. GAERTNER (1936) aus dem Weissenstädter Becken beschreibt und für welche ihm auch jungtertiäres Alter möglich scheint, dürften wohl sicher zum Pleistozän gehören.

Wichtiger als diese zweifelhaften Ablagerungen ist die tertiäre Verwitterung.

#### a. Tertiäre Verwitterung

Schon vor dem Tertiär begann für unser Gebiet eine Festlandszeit unter tropisch-subtropischen Klimabedingungen. Hierbei kam es zu einer tiefgründigen Verwitterung der Gesteine, wie sie heute in den warmen Klimagürteln unserer Erde vor sich geht. Neben der sialitischen Verwitterung (unter allgemein humiden Bedingungen) kam es sicher auch bei wechselfeuchtem Klima zu allitischer, lateritischer Verwitterung, wie es ja auch HARRASSOWITZ (1926) aus Böhmen beschreibt.

Es ist nicht leicht diese intensive Verwitterungsepoche zeitlich genauer festzulegen. Verwitterungsbildungen, die auf tropisches bis subtropisches Klima zurückzuführen sind, kennen wir bereits aus der Oberkreide und aus dem ganzen Tertiär bis ins Pliozän hinein (v. FREYBERG 1923, HARRASSOWITZ 1926). Von PIETZSCH (1913) wurde eine präcenomane Kaolinisierung in Sachsen und Böhmen festgestellt.

Es scheint jedoch, daß die intensivsten Verwitterungsvorgänge bereits vor dem Miozän stattfanden (WURM 1932). Die uns erhaltenen tertiären

Verebnungsflächenreste entstammen einer späteren, nach WURM altpliozänen Einebnung. Das erklärt, daß wir in unserem Gebiet kaum mehr vollständige tertiäre Verwitterungsprofile finden können. Einzig bei ausgedehnten alten Rumpfflächenresten in wenig exponierter Lage besteht die Hoffnung, über dem kaolinisierten Ausgangsgestein Reste allitischer Verwitterung zu finden (z. B. lehmige Roterde nördlich Leupoldsdorf). Die weniger vollständigen Verwitterungsprofile sind im Bereich der Verebnungsflächenreste zu finden. Intensität und vertikales Ausmaß richten sich nach Zusammensetzung und Gefüge (auch Kluffgefüge) des Ausgangsgesteines. Granite scheinen insgesamt am stärksten betroffen, während bei den schiefrigen Gesteinen (Gneise, Glimmerschiefer) die Zerklüftung eine wesentlichere Voraussetzung darstellte. Innerhalb der Granitfamilie setzten die feinkörnigen Varietäten des Randgranits der Vergrusung den stärksten Widerstand entgegen. Grob- und mittelkörnige Granite, wie der Weißenstädter Granit und der Kerngranit zeigen dagegen sehr tiefgründige Verwitterung.

Verebnungsflächenreste mit tiefgründiger Verwitterung finden sich nicht nur im Gebiet der Wunsiedler Bucht und im nach Nordwesten abzweigenden Weißenstädter Becken, sondern auch auf den hochgehobenen Schollen des Platte-Schneeberg-Zuges (z. B. in der Einsattelung zwischen Platte und Seehügel, dann am Seehaus und im Nußhardtgebiet).

Eine Anzahl von Bohrungen (siehe Bohrergebnisse!) gab Auskunft über die Mächtigkeit der Verwitterungsdecke. So stand eine Bohrung westlich Eulenloh in einer Tiefe von 81 m immer noch in verwittertem Gestein. Bei einer weiteren, in der Nähe angesetzten Bohrung erreichte man in 60 m Tiefe unverwittertes Gestein.

Nördlich der Fuchsbau-Steinbrüche ist der Zinngranit bis 30 m tief grusig zersetzt, in stark zerklüfteten Bereichen bis über 100 m. Bohrungen im Gebiet westlich Weißenstadt (Wasserversorgung der Stadt Hof) erbrachten im Weißenstädter Granit Verwitterungstiefen von 18, 20, 25, 26, 35, 37, 38, 47 und 65 m. In einer Bohrung wurde sogar noch bei 91 m verwitterter Granit angetroffen.

Ähnliche Verhältnisse herrschen auch im Gebiet um Oberröslau. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß es sich in allen Fällen nur um unvollständig erhaltene tertiäre Verwitterungsprofile handelt. Fehlen doch bis auf wenige Reste alle Zeugen der lateritischen Entwicklung und auch der Bereich der im Verwitterungsprofil folgenden Kaolinisierung ist nur mehr örtlich und auch dann nur unvollständig erhalten. Meistens haben wir es nur mit dem untersten Teil des tertiären Verwitterungsprofils zu tun, mit der dem eigentlichen chemischen Angriff vorausgehenden Vergrusung, der Lockerung des Gesteinsgefüges. In diesen Bereichen wurde in den Biotiten (Chloriten) das Eisen oxydiert und Goethit gebildet, der dem Grus die rostgrülichbraune Färbung verleiht.

Die Entstehung von Spat- und Brauneisenerz bei Eulenloh ist früher von WURM (1925) den Auswirkungen des tertiären Basaltvulkanismus zu-

geschrieben worden. Wenn auch eine solche Ableitung aus vielerlei Gründen unwahrscheinlich ist, so kann doch eine teilweise Entstehung im Tertiär nicht ganz von der Hand gewiesen werden. Ist uns doch gerade hier — wie auch die Bohrungen zeigen — eine sehr tiefreichende tertiäre Verwitterung erhalten. Es ist ohne weiteres denkbar, daß eisenreiche Verwitterungslösungen aus den abgearbeiteten Teilen der spätvariskischen, postgranitischen Vererzung zu deszendenden Eisenspatbildungen führten. Die Brauneisenbildung bis in mehrere 10er von Metern Teufe unter dem heutigen Grundwasserspiegel muß ohnedies auf die Wirkung der tertiären Verwitterung zurückgeführt werden.

### **b. Hochflächenlehme unbestimmten Alters, I und tiefgründige lehmige Gesteinsverwitterung**

Nordwestlich Bibersbach erscheinen mächtigere Lehme in einer sehr flachen Einsattelung der Hochfläche. Die Lage läßt vermuten, daß die schwach sandigen, gelblichen bis ockerbraunen Lehme zumindest teilweise im Verlauf der altploziänen Einebnung aus der Nachbarschaft angeschwemmt wurden.

Auf der Hochfläche nördlich vom Bahnhof Oberröslau treten Umlagerungsvorgänge zurück und wir haben eine Verlehmung eluvialer Entstehung vor uns. In diesen Lehmen sind auch weit mehr unverwitterte Bestandteile des darunter anstehenden Gesteins enthalten, vor allem Quarzbruchstücke. Ähnliches gilt für die tiefgründige lehmige Verwitterung der Kalksilikatfelse südlich Leupoldsdorfer Hammer. Die Kalksilikatfelse sind zu grünlichgelben bis rötlichgelben lehmigen Massen zersetzt. Unter dem Bereich der periglazialen Durchbewegung lassen sie noch das bandstreifige Gefüge des Ausgangsmaterials erkennen, mit Einschaltungen weniger stark verwitterter Gesteinslagen.

## **IV. Quartär**

### **a. Pleistozän (Diluvium)**

Mit der Klimaverschlechterung des ausgehenden Tertiärs schließt die Periode der intensiven, tiefgründigen Verwitterung ab und es beginnen nach stärkeren Schollenbewegungen im Jungpliozän die diluvialen Kaltzeiten. Diese durch Zeitabschnitte wärmeren Klimas gegliederten Kaltzeiten, fassen wir als Pleistozän zusammen. Sie entsprechen den Eisvorstößen aus dem alpinen und skandinavischen Raum.

Während dieser Eiszeit entstand im wesentlichen die Zurundung der heutigen Oberflächenformen, soweit durch die jungplioziänen Schollenbewegungen neue morphologische Gegensätze geschaffen waren. Die Umlagerung und Abtragung älterer Verwitterungsprofile und Gesteinslockermassen übte für die heutige Bodenbewirtschaftung und auch für die

Landschaftsgestaltung einen großen Einfluß aus, so daß auf diese pleistozänen Bildungen nicht eindringlich genug hingewiesen werden kann.

Die Auswirkungen der Kaltzeiten sind im Fichtelgebirge, soweit sie die letzten Phasen betreffen, noch gut erkennbar. Umstritten ist jedoch die glaziologische Stellung des Fichtelgebirges. Die heutige morphologische Ausprägung bestand sicher schon zu der damaligen Zeit und es ist deshalb begreiflich, daß die über das umgebende Niveau herausragenden Höhen im periglazialen Vorfeld der großen Vereisungsgebiete eine gewisse Sonderstellung einnahmen. Eine Vereisung ist jedoch nicht nachweisbar. Mit Ausnahme embryonaler Quelleiskare in den schattseitigen Hängen des Schneeberg — Platte-Kammes finden sich keine Zeugen, die einer ernsthaften Kritik standhalten könnten. Auch eine kontinuierliche Verfirnung während der Kaltzeiten, wie sie G. PRIEHÄUSSER für den Bayerischen Wald und auch für das Fichtelgebirge vertritt, ist hier sehr fraglich.

### **1. Diluvium im allgemeinen, d**

Während der diluvialen Kaltzeiten herrschte bis in größere Tiefen Dauerfrostboden. Das sommerliche Auftauen geschah nur oberflächlich. Frostwechsel, unterschiedliches Gefrieren und Auftauen führte zu Spannungen und Bewegungen im wasserdurchtränkten steinigen Boden, was wir an der wirren Lagerung innerhalb dieses Bereiches ablesen können. Die Auswirkung derartiger periglazialer Frostböden finden wir überall auf flachen, nicht oder nur sehr wenig geneigten Flächen. Frostkessel erreichen bis 1,5 m Tiefe, was etwa der damaligen Auftautiefe entspricht. Schon bei geringer Hangneigung geriet beim Auftauen der breiartige Boden über dem noch gefrorenen Untergrund ins Fließen (Solifluktion). Je nach den zurückgelegten Entfernungen und je nach der Art des Gesteinsmaterials kam es zu einer subparallelen Einregelung der mitgeführten Gesteinsbruchstücke.

Diese flächenhaften Hangbewegungen waren Abtragungsvorgänge ersten Ranges und es ist verständlich, daß vor allem durch sie die im Jungpliozän herausgehobenen Granitmassive ihrer tertiären Verwitterungsrinde weitgehend beraubt und zugerundet wurden. Die Abtragungsvorgänge waren in den morphologisch weniger belebten Gebieten der Rumpfflächenreste natürlich weniger stark. Da aber schon etwa 3° Neigung genügte um bei genügender Durchfeuchtung eine Bewegung auszulösen, sind Solifluktionsvorgänge auch hier vorhanden. Auch waren die tertiären Zersatzmassen hierfür geradezu prädestiniert. Eine Klassierung des Materials wird natürlich bei diesem Bodenfließen nicht erreicht. Eindeutige Aussagen können deshalb — falls gute Aufschlüsse fehlen — nicht immer gemacht werden.

Das Phänomen der *a s y m m e t r i s c h e n* Täler, dessen Zustandekommen unterschiedlich starker periglazialer Solifluktion zugeschrieben wird (u. a. THAUER 1955), ist auch in unserem Blattbereich beobachtbar.

Es wird hier vor allem auf das Röslautal südwestlich Wunsiedel hingewiesen, bei welchem einem konkaven Nordwesthang auf der südöstlichen Talseite ein konvexer Steilhang gegenübersteht (zumindest im Osten). Regelmäßigkeit der Exposition einer bestimmten Hängform ist im weiteren Verlauf des Tales nicht immer gegeben. Das trifft auch auf viele andere Beispiele zu, die noch für Blatt Fichtelberg genannt werden könnten. Es scheint eben, daß außer der Exposition noch weitere, in der Regel ortsgebundene Faktoren die asymmetrische Ausbildung der Täler mitbestimmen.

Die durch keine Pflanzendecke regulierte Schneeschmelze ließ die Schmelzwässer in kurzer Zeit zu Fluten mit starker erosiver Kraft und hohem Transportvermögen anschwellen. Diese Schmelzwässer stellen deshalb einen zweiten Faktor der landschaftlichen Ausgestaltung und der Bildung entsprechender Ablagerungen dar. Schuttmassen in den Tälern und Senken, mächtige Lehme usw. können wir uns kaum mit der heutigen Wasserführung unserer Bäche und schmalen Flußläufe entstanden denken. Ein Hauptteil der in den alluvialen Talböden liegenden Ablagerungen gehört daher wohl noch ins Pleistozän (Schotter und Sande im Bereich des Beckens von Leupoldsdorf-Tröstau und im Becken von Weißenstadt).

## **2. Diluviale Schotterterrasse im oberen Röslautal, dt**

Im Tal der Röslau zwischen Leupoldsdorf und Waffenhammer liegt eine niedrige Terrasse, die im wesentlichen aus Schottern (vorwiegend Gneismaterial) besteht. In sie ist etwa 2 m tief der heutige Talboden eingetieft. Nachdem die heutige Röslau kaum mehr derartige Schotter zu transportieren vermag, gehen wir nicht fehl, wenn wir diese ins Pleistozän stellen. Entsprechende Terrassenreste finden sich auch im östlich davon gelegenen Hammerlbachtal zwischen Vordorf und der Hildemühle. Doch entspricht das sie aufbauende Material (wenig sortierte, stark lehmig-tonige Massen mit wechselndem Anteil grober Komponenten) mehr den allgemeinen diluvialen, nur über kurze Strecken transportierten Ablagerungen.

Terrassenartige Flächen im Röslautal östlich Tröstau bei der Grötschenmühle und bei Krohenhammer-Walkmühle bestehen nicht aus fluviatilen Ablagerungen, sondern aus Fließlehmen, die von den Hängen zutal gewandert sind.

## **3. Jungdiluviale Fließerden der Hochlagen („Firneisgrundschutt“), dt**

Schon aus der Überschrift dieses Abschnittes ist ersichtlich, daß über die genetische Deutung dieser „Gesteine“ noch keine Einigkeit besteht. Während G. PRIEHEUSSER diese Gebilde als Firneisgrundschutte deutet, halten wir diese für Fließerden, deren abweichender Typus auf die besonderen Bedingungen der Höhenlage zurückzuführen ist.

Grundsätzliche Übereinstimmung mit den gewöhnlichen Fließerden herrscht darin, daß in den meisten Fällen der Zusammenhang mit dem

anstehenden Gesteinszersatz noch vorhanden ist. Das vergruste, bzw. zersetzte Anstehende ist hangabwärts verzogen, wobei Unterschiede der Färbung oder Zusammensetzung des Ausgangsgesteins in einer hangparallelen Streifung Ausdruck finden. Weiter hangabwärts verliert sich durch die Vermengung der verschiedenen Bestandteile und Farbtöne der farbstreifige Charakter. Es entstanden gleichfarbene Wanderschutte mit rötlichbrauner, brauner bis grauer Tönung, je nachdem welcher Teil des abgearbeiteten Verwitterungsprofils den Hauptanteil stellt. Größere Komponenten wurden dabei eingewickelt (z. B. Proterobaskugeln in der Umgebung des Proterobasganges westlich Fichtelberg). Bei entsprechender Formanisotropie und Beweglichkeit des umgebenden Materials kam es zur Einregelung plattiger Körper in die Bewegungsflächen.

Entfernungen, die auf diese Weise zwischen Abtragungs- und Ablagerungsort zurückgelegt wurden, betragen im äußersten Fall der bisher beobachtet werden konnte, 1300 m. Und zwar kommt aus der flachen Einsattelung zwischen Seehügel und dem Hinteren Nösser ein Fließerd-Gneisschuttstrom, der beim Seehaus den Kontakt überschreitet und auf Granit bis an die Fichtelgebirgsstraße hinunterreicht. Im Feinerdematerial eingebettet liegen die wenig kantengerundeten, plattigen Gneisbruchstücke parallel zum Hang orientiert. Das ganze Gebilde macht den Eindruck eines zungenartigen Schlammstromes, der, zunächst einer flachen Rinne abwärtsfolgend, sich seinerseits über in Bewegung geratenen Granitzersatz lagert.

An der Abflußstelle ist bezeichnenderweise auch heute der Gesteinszersatz stark wassergesättigt und bewirkt ständige Bodenfeuchtigkeit, sowie den Austritt von Quellen.

Im allgemeinen wurden aber bei den mehr flächenhaften Abwärtsbewegungen keine derartig großen Entfernungen zurückgelegt. Vor allem bei grusigem granitischem Material kann man nur mit Fließbeträgen von maximal mehreren hundert Metern rechnen. Dabei besteht abgesehen vom Material eine Abhängigkeit von der Neigung, Länge, Lage, Exposition und Form des Hanges.

An steileren Hängen und entsprechend rascherem Fließen stellt sich ein lamellares, parallel struiertes, blättrig flaseriges Gefüge ein. Lamellares Fließen, wohl auch infolge differentieller Auftau- und Gefriervorgänge und weitere Ausarbeitung durch Gefrieren von in diesen Fugen zirkulierendem Wasser sind an dieser Gefügebildung beteiligt. Jüngere Eisenhydroxydinkrustationen an diesen Fugen festigen das Gefüge.

Das sind bisher alle Merkmale, die in gleicher oder zumindest ähnlicher Weise ebensogut auch außerhalb unserer „Hochlagen“ gefunden werden können. Nun stellen sich jedoch als weitere Merkmale Besonderheiten ein, die nur diesen höher gelegenen Bildungen eigen sind.

Da fällt zuerst die dichte Packung dieser Gesteine auf. Je mehr lehmiges Feinmaterial an der Zusammensetzung beteiligt ist, umso dichter ist die Packung und umso fester ist dieses pleistozäne Gestein. Der Aus-

druck „betonartig“ wurde dafür schon gebraucht und ist manchmal auch angebracht.

Die eingelagerten Grobkomponenten tragen auf ihrer Oberseite einen Feinerdeüberzug, während die Unterseite schmutzfrei erscheint. Die Feinerdeüberzüge sind in der Ruhelage erworben und zeigen keinerlei Beeinflussung durch Bewegungen. Ihre Entstehung hat für die genetische Klärung des Gesamtproblems jedoch nur untergeordnete Bedeutung, da selbst im nur verzogenen und mit dem Anstehenden noch zusammenhängenden Zersatz derartige Feinerdeüberzüge vorkommen und darüber hinaus auf dem Anstehenden darunter selbst. Es zeigt jedoch, daß eine enorme Übersättigung an Wasser geherrscht haben muß, um die vertikale Bewegung und den Absatz der Trübe zu ermöglichen. Die Trübe sedimentierte auch im übrigen Gesteinsgefüge ein und hat so zu der dichten Packung aller Bestandteile beigetragen.

G. PRIEHEUSSER hat in seinen verschiedenen Arbeiten (siehe Schriftenverzeichnis) diese hier als „Fließerden der Hochlagen“ gedeuteten Bildungen als „Firneisgrundschutte“ bzw. als „Firnbodenschutte“ angesprochen. Die Abwärtsbewegung schreibt er der Auflast des Firneises zu, die dichte Packung ebenfalls seiner drückenden Last. Beim Abwärtsgleiten habe das Firneis Gesteinsschutt vom Boden in sich aufgenommen und beim Abschmelzen wieder abgelagert. Die Bildungen würden also nach Ansicht G. PRIEHEUSSER'S Grundmoränen entsprechen. Seien es nun passiv durch ein Firneis oder erst nach Aufpauerung als Fließerde in Bewegung gesetzte Massen, fest steht, daß diese in höherem Maße als normale Fließerden von Eis, bzw. Wasser durchsetzt waren.

Eine morphologische Ausprägung haben die beschriebenen „Fließerden der Hochlagen“ nicht erfahren. Sie überkleiden flächig die Hänge mit Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern bis zu etwa 3 m, wobei die größten Mächtigkeiten in Hangmulden zu finden sind. Hohlformen, die den „Toteislöchern“ PRIEHEUSSERS im Bayerischen Wald ähneln, sind im Fichtelgebirge nicht selten. Sie liegen aber stets nur in zinnerzführendem Granit- und Gneisschutt und sind nichts anderes als alte Zinnseifenwerke (Zinngräben usw.).

Die frischesten Formen dieser pleistozänen Gesteine sind in den Lagen über 800 m erhalten. Sie entsprechen dem jüngsten „Firneisgrundschutt“ G. PRIEHEUSSERS im Bayerischen Wald, tragen hier wie dort nur eine bis 40 cm mächtige Verwitterungsdecke und zeigen keine Frosterdespuren. Ihre Entstehung fällt in die letzte Kaltzeit. Auf an den Unterhängen liegenden „Fließerden der Hochlagen“ ist die Bodenbildung mächtiger und periglaziale Durchbewegungen führten zu Frostböden oder bei entsprechender Durchfeuchtung in geneigten Lagen zu Fließerden, die mehr dem allgemeinen Typus entsprechen. Es ist deshalb anzunehmen, daß die darunterliegende Fließerde vom Hochlagentypus einer vorhergehenden, älteren Kaltzeit entstammt. Nun zeigt sich aber auch gerade an den Unterhängen (in Gruben und Bachrissen), daß zwei derartige Bildungen

übereinander liegen. Diese unterscheiden sich durch unterschiedliche Festigkeit, meist auch in der Zusammensetzung (verschieden große Anteile von Grob- und Feinmaterial) und in der Färbung. Die hangende Decke ist in der Regel lockerer und führt deshalb mehr Wasser, so daß bei Anschnitten auf der Grenzfläche Wasser austreten kann. Die fester gefügte Liegendecke setzt der Erosion größeren Widerstand entgegen. Daher rühren auch die terrassenartigen Ausräumungsformen im Karchesgraben südöstlich vom Forsthaus Karches. Würde man die einzelnen Decken jeweils als Zeugen einer Kaltzeit annehmen, dann könnten wir im Fichtelgebirge insgesamt drei nachweisen. Aber bisher konnten keine reliktschen interglazialen oder interstadialen Bodenbildungen und auch keine Fossilien gefunden werden. Die Einordnung in das allgemeine Eiszeitschema ist daher schwierig. Wahrscheinlich stammen alle diese Bildungen aus der letzten großen Vereisungsperiode, aus der Würmeiszeit, oder — allgemein gesprochen — aus dem Jungdiluvium. Die vorausgehende Riß-Würm-Interglazialzeit währte etwa 2—3 mal so lang wie die

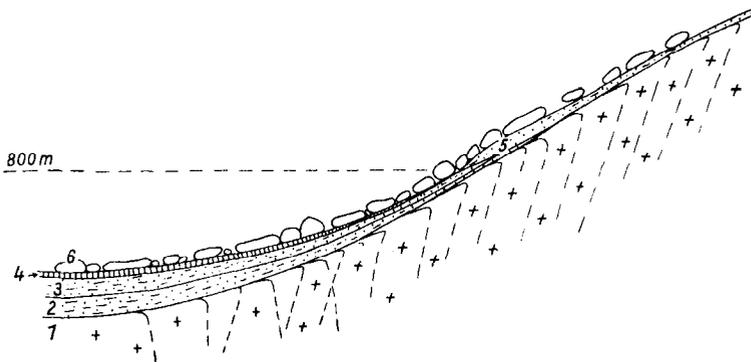


Abb. 21. Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse kaltzeitlicher Fließerdecken in den „Hochlagen“.

- 1 = anstehender Granit mit Zersatzverziehung nahe der Oberfläche.
- 2 = Liegendecke des jungpleistozänen Hochglazials.
- 3 = Hangendecke des jungpleistozänen Hochglazials.
- 4 = Auflagerung von Fließ- und Frosterde auf 3.
- 5 = Fließerden vom Hochglagentypus der jüngeren Tundrenzeit in Höhen über 800 m NN.
- 6 = Blockschuttauflage.

seit Ausgang des Pleistozäns bis heute verflossene Zeit. Wir dürfen daher annehmen, daß ein großer Teil der sicher ebenfalls nur geringmächtigen Spuren älterer Kaltzeiten während dieser langen Interglazialzeit abgetragen worden ist. Irgendwelche Reste fielen dann der periglazialen Abtragung und Umlagerung im Jungdiluvium zum Opfer.

Mit G. PRIEHÄUSSERS Aufstellung für den Bayerischen Wald sehen wir es auch für das Fichtelgebirge als wahrscheinlich an, daß die nur über

800 m Höhe vorkommenden Fließerden der Hochlagen der jüngsten Kaltzeit des Jungdiluviums entstammen der jüngeren Tundrenzeit (8800—8100 v. Chr.). Von dieser zeitlich durch die vorausgehende Allerödzeit (10 000—8800 v. Chr.) getrennt, rechnen wir die bis etwa 550—600 m herabreichenden beiden Decken dem Hochglazial des Jungdiluviums zu. Das ganze Pleistozän dauerte etwa 600 000 Jahre, davon das Jungdiluvium rund 100 000 Jahre.

#### 4. Jungdiluviale Blockmeere

Für jeden Beschauer gehören die Blockmeere und verstürzten Granitmassen zu den auffallendsten und eindrucksvollsten Erscheinungen im Fichtelgebirge. Sie bedingen einen eigenartigen urzeithaften Reiz, der auch GOETHE auf seinen Wanderungen sehr beeindruckte und von dem er sagte, daß ihm dergleichen niemals wieder vorgekommen sei. Doch seinem forschenden Sinn entging auch nicht der geologische Charakter dieser Bildungen. GOETHE gab als erster eine allgemein zutreffende Deutung der Entstehung, indem er die Verwitterung mit allen ihren verschiedenen Angriffsmöglichkeiten dafür verantwortlich machte.

Blockmeere und Blockströme dieser Art begegnen uns fast ausschließlich nur in Granitgebieten der im Pleistozän periglazialen Bereiche. In Granitgebieten deshalb, weil die Ausbildung derartiger Blockformen zum Wesensmerkmal der Granitverwitterung gehört. Die dem Kluffgefüge nacharbeitende Verwitterung rundet die Kluffkörper zu wollsackähnlichen Formen. Die Gneise erleiden eine mehr plattige Zerlegung und nur die massigen Augengneise vom Nußhardt bringen ähnliche Blockmassen hervor.

Für die Erklärung der Blockmeere muß der ganze Entwicklungsgang des Gebietes seit dem Tertiär herangezogen werden. Die tertiäre Verwitterung des Gebirgsrumpfes erreichte auf Grund petrographischer, tektonischer und hydrologischer Unterschiede ganz verschiedene Tiefen und zwar auch innerhalb der einzelnen Granitareale. So kam es, daß neben tiefgründig vergrusten und zersetzten Bereichen auch relativ frische Gesteinskomplexe inselartig aufragten. Die Herauswölbung der heutigen Höhenzüge brachte Verstärkung der Erosion im ausgehenden Tertiär und vor allem im Pleistozän, wobei das verwitterte Gestein zuerst ausgeräumt wurde, während wenig verwitterte Bereiche zunächst ruinenartig stehen blieben. Die zunehmende Freistellung durch die periglazialen flächenhaften Abräumungsvorgänge begünstigte oder verursachte den ganzen oder teilweisen Einsturz dieser Felsruinen.

An flachen Hängen ist das Abrollen der Blöcke kaum denkbar. Hier kommt der Abtriftung durch Solifluktion während der Kaltzeiten die größte Bedeutung zu. Liegen doch hier die oft mehrere Kubikmeter großen Blöcke stets auf pleistozänen Fließerden. Sie tauchen nicht oder nur wenig mit ihrer Unterfläche in diese Schutte hinein. Innerhalb der

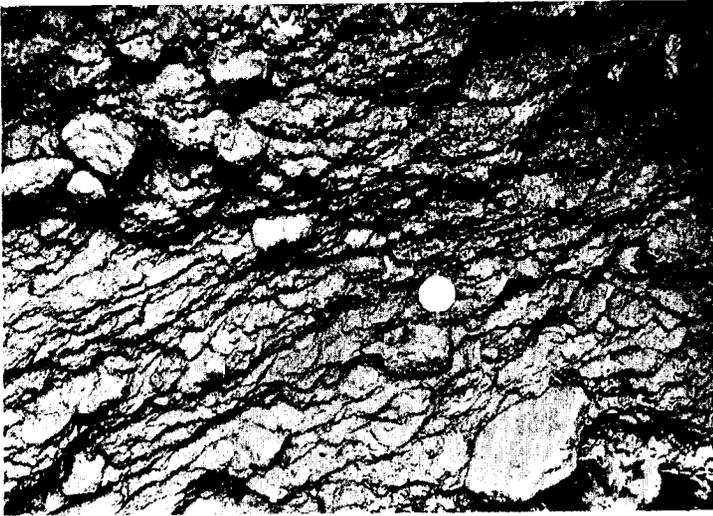


Abb. 22. Fließerde vom Hochlagentypus mit blättrigem Gefüge. Feinerdematerial wiegt vor. Grobkomponenten aus schwach kantengerundetem, kleinkörnigem Randgranit. Größenvergleich 5 DM-Stück im Bild. Etwa 1 km nordöstlich Forsthaus Karches.

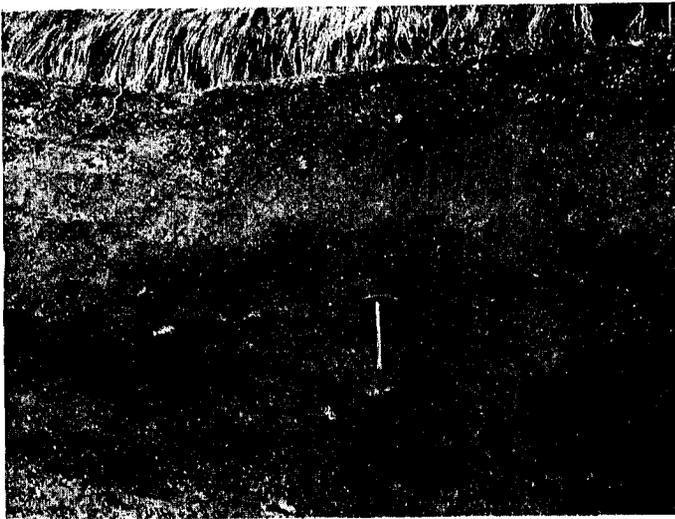


Abb. 23. Fließerde vom Hochlagentypus ohne deutliche Paralleltextrurierung. Sehr wenig Feinerdematerial, vorwiegend bestehend aus Granitgrus des groben Kerngranits. 600 m westlich vom Fichtelsee.



Abb. 24. Bankung im Zinngranit parallel zur Landoberfläche. Steinbruch 1,2 km südwestlich Bahnhof Leupoldsdorf.



Abb. 25. Die altploziäne Festebene im Gebiet des Zeitelmooses (Wunsiedler Bucht). Im Hintergrund der jungploziän herausgehobene Kamm von Platte—Seehügel—Nußhardt—Schneeberg.

Fließerden — seien es die normalen oder die der „Hochlagen“ („Firneisgrundschutte“) sind keine derartig großen Blöcke zu finden. Das bedeutet, daß die Blockschuttströme jeweils jünger als die Unterlage sind. Ältere Blockschutte sind wahrscheinlich in den Interglazial- und Interstadialzeiten aufgearbeitet worden. Die Bewegung der Blöcke endete mit dem Pleistozän. Unter heutigen Klimabedingungen ist ein Weitertriften nicht mehr denkbar. Doch stellt auch sicherlich die nachpleistozäne Wiederbewaldung einen stabilisierenden Faktor dar.

Wo massiger Orthogneis Anteil an der Zusammensetzung der Kamm-lagen nimmt, wie z. B. am Nußhardt, da gehen auch von ihm Blockströme aus. So hat der nach Südwesten zum Karchesgraben herunterziehende Gneisschuttstrom früher zur irrigen Annahme eines anstehenden spitzen „Gneiskeils“ gegeben.

Der kaum verwitterbare Quarz der Quarz- und Quarzeisenglanzgänge wurde ebenfalls von der Solifluktion verschleppt und überstreut nun weithin die Hänge (z. B. westlich Fichtelberg oder westlich Voitsumra).

### **b. Holozän (Alluvium)**

Mit der Rückkehr einer geschlossenen Pflanzendecke und der Bewaldung nach der letzten pleistozänen Kaltzeit kam es in den seither vergangenen 10 000 Jahren kaum mehr zu Bodenbewegungen nennenswerten Ausmaßes. Der Wasserhaushalt war ausgeglichener, die Transportkraft des fließenden Wassers und dessen Erosionsvermögen sank erheblich. Bei der fast völligen Bewaldung wurde die Schneeschmelze zeitlich in die Länge gezogen, sodaß anders als im Pleistozän die Frühjahrsüberschwemmungen nur noch wenig in Erscheinung traten. Ein Großteil des Wassers wurde bereits an Ort und Stelle im biologischen Kreislauf verbraucht. So ist das Alluvium in unserem Gebiet im wesentlichen durch Vermoorungen charakterisiert.

#### Alluviale Talböden, a

Die holozänen Ablagerungen in den alluvialen Talböden sind auf Blatt Fichtelberg nur von sehr geringer Mächtigkeit. Nur im Egertal und im unteren Röslautal ist sicheres angeschwemmtes Alluvium von mehr als 1 m Mächtigkeit zu finden. Eine Bohrung an der Röslaubrücke in Furthammer erbrachte über diluvialem Grobsand 2,2 m Auelehm und Torf, eine andere daneben nur 0,8 m Auelehm.

#### Torfmoore und anmoorige Flächen

Überall wo Niederschläge oder austretendes Grundwasser keinen raschen Abfluß finden konnten, an flachen Hängen, in Hangmulden und in flachen Sätteln, in Quellmulden, flachen Talwannen der Hochflächen und auf den ebenen Böden der diluvial eingeschnittenen Täler, kam es während des Holozäns zur Vermoorung und Torfbildung.

Meist ging die Entwicklung über die eines Waldmoores, Bruchwaldmoores und Übergangsmoores nicht hinaus. Die Entwicklung zum Hochmoor nahm nur die Seelohe (nach KRONBERGER [1953/54] besser Torflohe genannt) nördlich vom Fichtelsee und wahrscheinlich auch das Zeitelmoos. Doch ist das letztere heute dermaßen abgetorft, daß die vollständige Entwicklung nicht mehr ablesbar ist. Die größte Torfmächtigkeit wurde bei der Torflohe mit 6,5 m erbohrt, die Stichwand von 1947 maß 3—4 m. Alle übrigen Torfmächtigkeiten auf Blatt Fichtelberg liegen unter diesen Werten. Im Zeitelmoos ist die ursprüngliche Gesamtmächtigkeit nicht mehr feststellbar.

Die seit dem ausgehenden Pleistozän verfloßenen 10 000 Jahre lassen sich durch die Waldgeschichte gliedern, wie sie vor allem durch Pollen in den Torfmooren dokumentiert wird. Hierfür steht uns die Untersuchung der Torflohe (Seelohe) durch FIRBAS und v. ROCHOW (1956) zur Verfügung.

Nach diesen Untersuchungen durchmißt die Entwicklung der Torflohe das ganze Holozän bis nahe an unsere Gegenwart. Der Beginn der Vermoorung liegt noch im Pleistozän. Im Spätglazial und im frühen Postglazial entstand auf dem Untergrund diluvialer Fließerden mit Blockschuttauflage ein Riedmoor. Zu seiner Zeit bedeckten Birken- und Kiefernwälder das Gebirge, im Moor selbst kamen Weiden hinzu. Die Hauptbildungszeit des Riedmoors fällt in die Vorwärmezeit (8150—6800 v. Chr.). Nach dem herrschenden Baumbestand wird diese Zeit als Birken—Kiefernzeit bezeichnet. Das Riedmoor ging in ein schilfreiches Niedermoor über, dessen Entstehung vor allem in die frühe Wärmezeit fällt (6800—5500 v. Chr.), der waldgeschichtlich die Haselzeit entspricht und weiter in den älteren Abschnitt der mittleren Wärmezeit (5500—4000 v. Chr.), bzw. der Eichenmischwaldzeit. Darüber folgt ein Waldtorf unter Beteiligung von Kiefern, Fichten, Birken und Weiden, der örtlich während einer feuchteren Phase durch Ried- und Braunmoortorf faziell vertreten wird. Die Entstehung dieses Abschnittes fällt in die Eichenmischwald—Fichtenzeit bzw. in die mittlere Wärmezeit (4000—2500 v. Chr.). Durch Versumpfung kommt es anschließend zur Bildung eines ombrogenen Sphagnumtorfes, dessen Wachstum bis nahe an unsere Gegenwart heranreichte. Dieser letzte Hochmoorabschnitt repräsentiert die Buchen—Fichtenzeit, bzw. späte Wärmezeit (etwa 2500 bis 800 v. Chr.), die Buchen—Tannenzeit bzw. jüngere Nachwärmezeit. Im untersuchten Profil setzt die geschlossene Getreidekurve 70 cm unter der Oberfläche ein, so daß dieser oberste Abschnitt nach der Besiedelung des Fichtelgebirges (12.—13. Jahrhundert) entstanden sein dürfte.

Es ist anzunehmen, daß auch die anderen Torfmoore bei entsprechender Untersuchung Bildungsabläufe ähnlicher Art zeigen würden. Auch sie besaßen sicher die Möglichkeit des Wachstums bis in die Gegenwart, falls nicht der Mensch ihrem Entwicklungsgang durch Entwässerung vor-

zeitig ein Ende setzte. In vernäßen Waldbereichen ist auch heute noch die Entstehung von Vermoorungen zu beobachten.

Größere geringmächtig vermoorte Flächen wurden als „anmoorig“ andeutungsweise in der Karte ausgeschieden. Viele kleinere Vorkommen fanden keine Berücksichtigung, da diese Karte ja vor allem die Geologie darstellen soll und nicht die bodenkundlichen Erscheinungen.

Fichtelit, als ein dem Erdwachs verwandter monoklin-sphenoidisch kristallisierender Kohlenwasserstoff, tritt im Torf des Zeitelmooses und der Seelohe bzw. Torflohe auf.

## D. Tektonik

### I. Die variskische Orogenese

Das Fichtelgebirge ist ein Teil des variskischen Faltengebirges und gehört dessen saxothuringischer Zone an. Die historische Entwicklung dieser Zone zeigt Sedimentation im Kambrium und Silur (1. Geosynklinalstadium), dann erste Krustenbewegungen im Gefolge der kaledonischen Gebirgsbildung. Diese Krustenbewegungen machen sich vor allem durch Sedimentationslücken bemerkbar. Vom Mitteldevon bis ins Unterkarbon herrschte dann wieder Sedimentation, bereichert durch Effusiva und Tuffe eines Initialmagmatismus (2. Geosynklinalstadium). Hierauf folgte die variskische Hauptfaltung, in unserem Gebiet in der sudetischen Phase zwischen Unter- und Oberkarbon. Weitere Spannungen im Gebirgsbau lösten sich nur mehr in Brüchen und Schollenbewegungen (saalische Phase usw., saxonische Bewegungen).

Die magmatische Tätigkeit unseres Raumes läßt sich in diesen geotektonischen Ablauf wie folgt einordnen:

1. Während der ersten Geosynklinalstadiums tritt initialer basischer Magmatismus sowohl im Kambrium als auch im Ordovizium auf. Auf Blatt Fichtelberg zeugen hiervon Diabaslagergänge im untersten Abschnitt des Kambriums. Außerhalb Blatt Fichtelberg herrscht starker kambrischer basischer Magmatismus im Süden bei Erbdorf (TEUSCHER 1952). Basischer Magmatismus kennzeichnet auch das Ordovizium und Gotlandium „bayerischer Fazies“ in der Umrahmung der Münchberger Gneismasse (ref. in WURM 1956).

2. Die Krustenbewegungen zwischen Gotland und Devon (kaledonische Phase) lösten Magmenbewegungen aus. Stellen wir außer den Porphyroidgneisen auch den Orthogneis der Wunsiedler Bucht in diese Phase, dann dürfen wir wegen seiner diskordanten Stellung eine der Intrusion vorausgehenden Faltung annehmen (vgl. Seite 22). Das würde bedeuten, daß in unserem Gebiet nicht nur Krustenverbiegungen epirogenen Charakters durch die kaledonische Gebirgsbildung erzeugt wurden. Eine Intrusion dieses alten Granites unmittelbar vor der variskischen Hauptfaltungsphase ist wenig wahrscheinlich, eine syntektonische, sudetische

Intrusion ausgeschlossen. Die Zusammengehörigkeit des Orthogneises der Wunsiedler Bucht mit den Porphyroidgneisen und die Strukturelikte der letzteren (Hinweise auf granitporphyrische Gesteine) verlangen Intrusionen in verhältnismäßig hohes Niveau, was aber im Unterkarbon sicher nicht mehr gegeben war.

3. Für den initialen Magmatismus der zweiten Geosynklinalphase fehlen in unserem Gebiet die Zeugen. Diese erscheinen erst am SE-Rand der Münchberger Masse und vor allem im Frankenwald.

4. Mit dem Aufsteigen des Gebirgskörpers nach der Einfaltung, (isostatischer Ausgleich) ist das Aufdringen der Granite verbunden. Die Konsolidierung des Orogens wurde durch ihre Platznahme beendet, es beginnt nun

5. die Zeit der Bruch- und Schollentektonik. Fugen öffnen sich und gestatten das Aufdringen basischer Schmelzen aus größerer Tiefe (Gangdiabase), während Gangintrusionen von Quarzporphyren granitischen Restherden entstammen mögen.

Damit schließt die variskische Gebirgsbildung.

### **Der Faltenbau in der Wunsiedler Bucht**

Bei der Klärung stratigraphischer Folgen ist schon auf den Faltenbau hingewiesen worden. Umgekehrt hat auch die gute petrographische Gliederung der Arzberger Serie die Entzifferung des Faltenbaues erleichtert. Wesentliche Voraussetzung hierfür war die Kartierung der bisher nur lückenhaft bekannten Kalksilikatfelszüge und ihre stratigraphische Gleichstellung mit dem Wunsiedler Marmor. Im geologischen Bild erscheint die Mulde von Schönbrunn am eindeutigsten. Ihre Schenkel werden im Süden vom Wunsiedler Marmorzug und im Norden vom Göringsreuth—Hildenbühl-Kalksilikatfelszug gebildet. Die ungewöhnliche Mächtigkeit des letzteren wird durch seine Sattellage erklärt (Hildenbühl-Sattel). In seinem Kern erscheint bei nach Nordosten abtauchenden Faltenachsen das Liegende des „Wunsiedler Marmors“ (letzterer hier in metamorpher Ausbildung als Kalksilikatfels). Die liegenden quarzitischen Glimmerschiefer verschwinden südwestlich einer Querstörung wieder unter dem Kalksilikatfelsattel (Tröstau—Leupoldsdorfer Becken).

Der Orthogneis der Wunsiedler Bucht schneidet den Faltenbau diskordant ab. Im Norden des Blattes zeichnet der Verlauf der Kalksilikatfelszüge von Bibersbach—Grün und die Achsenlage einen weiteren Sattel. Nach der Ortschaft in dessen Kern bezeichnen wir diesen als Sattel von Brücklas. Die zwischen diesem und dem Hildenbühlsattel liegende Mulde ist gänzlich von Orthogneis ausgefüllt. Auf der anderen Seite folgt nach Norden ein stratigraphisch unterernährtes und durch stärkere Metamorphose uniformiertes Gebiet, das schließlich durch den Weißenstädter Granit abgegrenzt wird.

Problemreicher ist die tektonische Stellung im Gebiet südlich des Wunsiedler Marmorzuges (siehe Seite 8). Bei der Annahme eines normalen Faltenbaues muß dort das Liegende des Wunsiedler Marmors erscheinen. Denn der Wunsiedler Marmorzug zeigt sich in unserem Gebiet eindeutig als der Nordflügel eines Sattels. In der Tat gleichen die hier auftretenden Gesteine mit ihren charakteristischen Amphiboliteinlagerungen denen im Kern des Hildenbühlsattels. Dieser Umstand muß deshalb betont werden, weil dabei an die wiederholt aufgelebte Diskussion um die tektonische Stellung des Gebietes zwischen dem Wunsiedler- und dem Arzberg—Marktredwitzer Marmorzug gerührt wird.

V. GAERTNER faßt diese Zone auf Grund der Ergebnisse seiner Kartierung auf Blatt Waldsassen (im Gebiet von Arzberg—Hohenberg) als geologische Mulde auf, der Verband des Wunsiedler Marmorzuges zwischen Tröstau—Wunsiedel—Göpfersgrün—Johanneszeche, sowie der großtektonische Bau sprechen eher für eine Sattelanlage. Eine sichere Entscheidung wird sich jedoch erst nach Abschluß der geologischen Kartierung des ganzen fraglichen Gebietes fällen lassen. Würde sich dabei die Annahme einer Mulde bestätigen, dann müßten wir südlich des Wunsiedler Marmorzuges eine den Faltenbau abschneidende Störung finden, an der das Liegende des Wunsiedler Marmors gegen das Hangende (hier Plattenquarzite) abstößt. Die Möglichkeit derartiger Zerschierung und Aufschiebung nach Nordwesten ist hier durchaus gegeben. Tritt doch mit dem Engerlegen des Faltenbaus in der Wunsiedler Zone auch eine Steilstellung und leichte Überkipfung nach Nordwesten auf, mit der die vordem südöstliche Vergenz der Faltung von einer nordwestlich gerichteten überlagert wird.

In den beschriebenen Großfaltenbau ordnet sich eine Klein- und Kleinstfaltung ein, deren Amplituden von mehreren 10er von Metern bis herunter in den nur mikroskopisch erfaßbaren Bereich schwanken. Die Faltungsfreudigkeit der Kalksilikatgesteine ist bei der Gesteinsbeschreibung betont worden.

Je weniger grob ein Gestein bei der Kontaktmetamorphose umkristallisierte, umso besser ist das mikroskopische Tektonitgefüge erhalten. So zeigt das mikroskopische Bild des Graphitschiefers von Wunsiedel (Abb. 6) noch deutlich eine Feinfältelung, bei der die Betonung des einen Faltschenkels die beginnende Scherung vorzeichnet. In anderen Bildern, z. B. bei Muscovit-Biotit-Glimmerschiefen (Abb. 7) ist das alte Muscovitgefüge in einer Richtung zerschert. Die kontaktmetamorphe Neukristallisation der Biotite, welche auf Abb. 7 mit ihrer Basis in einem bestimmten Winkel zum Muscovit-s stehen, deutet möglicherweise auf den zweiten, versteckten und tektonisch nicht ausgearbeiteten Schenkel einer Feinfältelung hin.

Die tektonische Skizze (Tafel 1) und die zugehörigen Diagramme (Tafel 2) zeigen die Lage der Faltenachsen (B), der s-Flächen und der Klüftung.

Im Verbreitungsbereich der Arzberger Serie südwestlich Wunsiedel herrscht allgemein einheitliches Achsenstreichen ( $50-70^\circ$  NE) und Abtauchen der Achsen nach Nordosten ( $5-40^\circ$ ) (D 1). Die Querklüftung (ac) = 1 B ist gut ausgebildet (stark betontes Maximum im NE-Quadranten des Diagramms D 4). Entsprechend dem unterschiedlichen Abtauchen der Faltenachsen entwickelt sich die Mächtigkeit der Mulden und Sättel. Stark einschränkend wirken jedoch antithetische Schollenrotationen im Klein- und Großbereich. Während in diesem Verbreitungsgebiet der Arzberger Serie Schollenbewegungen nur einheitlich gerichtete antithetische Rotationen verursachten, führten die Bewegungen der gleichen Phase im Orthogneis der Wunsiedler Bucht an NW-gerichteten Strukturen zu großräumigen Verbiegungen. Im Gebiet östlich Vordorf herrscht NE-Abtauchen, im Südwesten dagegen SW- Abtauchen der Faltenachsen (D2). Zweifelsohne handelt es sich hier nicht um primär geprägte Unterschiede, sondern um eine Queraufwölbung, die in die Phase der ersten germanotypen Zerblockung des konsolidierten Faltenbaues und Ausbildung der großen Querstrukturen gehört. Die Bewegungen fanden wahrscheinlich im Unterrotliegenden, vielleicht zum Teil auch noch in der saalischen Phase STILLES an der Wende zum Oberrotliegenden statt. Die NW-streichende Wölbungsachse, an deren Flanken die B-Achsen entgegengesetzt abtauchen (Achsenrampe), läßt sich nach SE als Störungslinie bzw. Zone tektonischer Unruhe weiter verfolgen. Im Scheitelgebiet der Aufwölbung zeigen Mineral- und Eruptivgänge den Zerrungscharakter der Störungszone an. Ihre Bildung gehört wohl in den gleichen Zeitraum. In der Verlängerung nach Südosten häufen sich nördlich Tröstau Störungen. Weiter im SE lassen die riegelartigen Formen der aus der quartären Überdeckung herausragenden Granite die starke Querzerlegung durch Störungen erkennen. In der NW-Verlängerung der Querstruktur setzt unter Weißenstadt ein mächtiger Quarzgang auf. Störungen queren weiter im NW den Waldsteinzug und innerhalb der Münchberger Gneismasse erscheint die Querzone von Münchberg, ein hervorstechendes Querelement innerhalb der Gneismasse.

Die Kontaktglimmerschiefer im Nordwesten des Blattes zeigen eine Versteilung der Faltenachsen (Diagramm D 3), im Streichen und in der Richtung des Abtauchens jedoch keine Änderungen. Das Fehlen von ausgesprochenen Querklüften (ac) läßt die Möglichkeit einer schiefen Prä- gung in Erwägung ziehen.

## II. Granittektonik

Der echt intrusive Charakter der spätorogenen Fichtelgebirgsgranite ist bereits betont worden (siehe Seite 29 und 46). Sie drangen in einen konsolidierten Faltenbau ein, dessen Gefügeanisometrie den erstarrenden Granitkörpern vererbt wurde. Der Vergleich der tektonischen Daten in den Gefügediagrammen (Tafel 2) und in der tektonischen Skizze (Tafel 1)

zeigt, daß keine wesentlichen Abweichungen im Kluffnetz von Graniten, metamorphen Sedimenten und Metamagmatiten auftreten. Die erste Schwundklüftung im Granit (Zinngranit), dokumentiert durch Aplite und pneumatolytisch-hydrothermale Mineralisation, ordnet sich der NW-streichenden „Querklüftung“ des Rahmens ein. Die s-Klüftung im Granit steht in enger Beziehung zum s- und B-Gefüge des Rahmens.

Ein derartiges Fugensystem darf deshalb nicht zur Konstruktion von Schmelzbewegungen und zur Deutung der Platznahme herangezogen werden, wie dies erst kürzlich geschehen ist (BISCHOF 1956). Für das Eindringen der Granite aus Südosten fehlen alle Anzeichen. Sie kamen alle mehr oder weniger vertikal aus der Tiefe.

Ein nur dem Granit gehörendes Eigengefüge ist die Bankung. Bei der Besprechung des Verbandes von Zinngranit und Randgranit (Seite 37) wurde eine frühe, „primäre“ Bankung im Randgranit angenommen, der dann die Intrusionen des Zinngranits folgten. Die heute in Steinbrüchen und an Felsgruppen zu beobachtende Bankung folgt mehr oder weniger streng der Landoberfläche (Abb. 24). Auf eine Darstellung dieser Lagerfugen in der tektonischen Skizze und den Diagrammen wurde deshalb verzichtet. Die Lagerfugen schneiden den Verband der altersverschiedenen Granite unserer Abfolge. Ihre Lage kann deshalb in diesem Falle nicht mit dem ehemaligen Kontakt Granit/Nebengestein parallel verlaufen. Die heutige Gestalt der Granitkuppen wird daher auch kaum mit der oberflächlichen Form der Intrusivkörper übereinstimmen. Einen hinlänglichen Beweis hierfür bietet schon der auf der Karte dargestellte Verband der verschiedenen Granite. Wo der Kontakt gegen das Nebengestein durch Gruben aufgeschlossen war, z. B. der NW Kontakt des Schneebergmassives bei Schönwind, da zeigte es sich, daß dieser wesentlich steiler als der Schneeberg-NW-Hang, nämlich mit 40—45° nach NW einschneidet.

### III. Die postvariskische Schollentektonik

Während sich die prätertiäre germanotype Schollentektonik nur an dem inneren Gefüge der Gesteine ablesen läßt, gestatten die morphologischen Formen der Landschaft Rückschlüsse auf die jüngsten Verstellungen und Bewegungen unseres Krustenteils. Heraushebungen und Absenkungen von Schollen modifizierten die altpaläozoische Landoberfläche und bestimmten die Struktur unserer heutigen Landschaft.

Die Heraushebung des Kössenmassivs erfolgte vorwiegend parallel zum variskischen Faltenbau und bewirkte SW-NE-Erstreckung. Gleiches gilt für den Abschnitt Rudolfstein—Schneeberg, während der herausgehobene Riegel des Platte—Seehügel—Nußhardt-Kammes die herzynisch streichende Querverbindung zwischen beiden erstgenannten Komplexen herstellt. Die höchste Kuppe des Fichtelgebirges, der Schneeberg (1051 m), liegt auf der Kreuzung beider Strukturelemente. Die nordwestliche Quergliederung tritt in der Anlage der Täler besonders im SW-Teil des

Blattes deutlich hervor. Das ganze Gebiet ist hier in vorwiegend NW-SE gerichtete Schollenstreifen unterschiedlicher Höhenlage zerlegt. Das große Quertal von Karches, dem die Fichtelgebirgsstraße folgt, entspricht einem eingesackten Schollenstreifen, ist also ein tektonischer Graben („Karches-Graben“) in der Scheitelregion der Queraufwölbung.

Steilherzynische bis N-S-gerichtete Einbrüche vermitteln im Süden den Übergang des Karchesgrabens in die tiefer liegende Senke von Mehlmeisel-Ebnath (Blatt Ebnath).

Neben Heraushebungen über die altpaläozoische Landoberfläche sind auch Einsenkungen unter ihr Niveau in geringerem Ausmaß vorhanden. Über Wunsiedel reicht die Röslausenke in unser Gebiet herein und mündet in das ebenfalls tiefer liegende Becken von Leupoldsdorf—Tröstau. Da sich in der Röslausenke außerhalb unseres Blattes tertiäre Ablagerungen fanden (Seite 54) und im Becken von Leupoldsdorf—Tröstau die tertiäre Verwitterung besonders mächtig erhalten ist, kann es sich in beiden Fällen nicht um postaltpaläozoische Ausräumung handeln. Es sind vielmehr tektonisch angelegte Formen. Das bestätigt auch die Geologie im Gebiet westlich Tröstau. Durch die Absenkung dieses Bereiches (das vertikale Ausmaß übersteigt den heutigen Höhenunterschied wesentlich [Sprunghöhe etwa 200 m]) kommen wir im Leupoldsdorf—Tröstauer Becken wieder in den breit entwickelten Kalksilikatsattel, wie er etwa am Hildenbühl entwickelt ist. Die liegenden Glimmerschiefer der Arzberger Serie sind wieder verschwunden.

Mit der Anlage des Beckens von Leupoldsdorf—Tröstau steht die Einsattelung und starke Quergliederung des Gebietes zwischen Kösseine und Hohe Mätze in Zusammenhang. Diese Querzone schafft eine Verbindung zu der Senke von Ebnath—Mehlmeisel im Süden.

## **E. Geophysikalische Verhältnisse**

### **I. Radioaktivität**

Erste systematische Messungen auf diesem Gebiet verdanken wir GÜNTHER (1914). Umfangreiche neue Untersuchungen im Rahmen der Uranprospektion sind noch im Gange. Ergebnisse dieser Arbeiten wurden noch nicht veröffentlicht.

#### **a. Die Radioaktivität der Gesteine**

Der Arbeit von GÜNTHER (1914) ist bereits zu entnehmen, daß sich die Granite ganz deutlich durch erhöhte Aktivität von den Orthogneisen und sedimentogenen Hüllgesteinen abheben.

GÜNTHER benützte damals zur Messung der  $\alpha$ -Strahlung des gepulverten und zur Entfernung der Emanation ausgeglühten Gesteinspulvers ein Quarzfadenelektrometer mit aufgesetzter Ionisierungskammer. Wenn

auch die Meßmethode einige Unsicherheiten aufweist, so wurden doch Unterschiede gemessen, die durchaus mit denen vergleichbar sind, die wir mit modernen Meßmethoden gewinnen.

Untereinander geben die verschiedenen Granitvarietäten jedoch keine wesentlichen Unterschiede zu erkennen, die sich in unsere Gliederung der Abfolge sinnvoll einfügen lassen. GÜNTHER fand in Kontaktglimmerschiefern geringe, im Proterobas vom Ochsenkopf und im Wunsiedler Marmor keine Aktivität.

### b. Radioaktivität der Quellwässer

GÜNTHER hat in den Jahren 1909—1912 auch eine Anzahl von Quellwässern des Fichtelgebirges auf ihren Radium- und Emanationsgehalt untersucht. Höhere Werte erhielt er dabei lediglich bei den aus Granit entspringenden Quellen. Unter diesen ragte eine im westlichen Fuchsbau-Steinbruch mit max. 294,4 Mache-Einheiten besonders hervor. Diese Quelle lag in unmittelbarer Nähe des damals aufgeschlossenen Torbernitvorkommens. Die Schüttung der Quelle war sehr gering und der fast stagnierende Charakter des Wassers erklärt auch die sehr hohe Aktivität. Die übrigen auf Blatt Fichtelberg registrierten Werte liegen allerdings alle unter 100 Mache-Einheiten. Eine bemerkenswerte Aktivität (110,1 und 154,7 Mache-Einheiten) fand GÜNTHER bei einer von der Heilanstalt Bischofsgrün genutzten Quelle, die nur etwa 200 m westlich außerhalb unseres Gebietes auf Blatt Bad Berneck gelegen ist.

Die von GÜNTHER auf Blatt Fichtelberg untersuchten Quellen ergaben folgende Werte (Mache-Einheiten):

Aus dem Zinngranit entspringende Quellen:

Quelle in Stbr. Fuchsbau	294,4	291,5	256,4 ME
Quelle südlich vom Fuchsbau	43,9 ME		
Bernsteinbrunnen SW Seehaus	78,6	76,4 ME	
Quelle NW vom Rudolfstein	44,6	40,9 ME	

Aus dem Rand- bzw. Kösseinegranit entspringende Quellen:

Quelle nördlich Silberhaus	64,0 ME		
Quelle bei der Luisenburg	57,9 ME		

Aus dem Fichtelgebirgskerngranit entspringende Quellen:

Quelle der Fichtelnaab	38,5 ME	36,1 ME	
Säuerling in der Seelohe (Jean Paul-Sauerbrunnen)	25,5 ME		

Aus Orthogneis entspringt nahe dem Seehaus eine Quelle mit 0,96 ME

Aus Kontaktglimmerschiefern entspringende Quellen:

Quelle der Alten Eger	13,6	13,0 ME	
Quelle südlich der Weißenhaider Mühle		2,0 ME	

### c. Radioaktivität der Luft

Auch zur Feststellung des Emanationsgehaltes der Luft im und über dem Boden hat GÜNTHER mehrere Messungen ausgeführt und hierbei über dem Granit einen „beträchtlichen“ Gehalt an radioaktiver Emanation feststellen können.

## II. Schwermessungen

Von der Deutschen Geodätischen Kommission wurden im Jahre 1957 auf Blatt Fichtelberg 9 Gravimetermessungen entlang der Straße Wunsiedel—Oberröslau—Marktleuthen, ausgeführt. Eine Reduktion der reinen Meßwerte ist noch nicht erfolgt, so daß eine geologische Auswertung noch nicht möglich ist.

## F. Hydrogeologische Verhältnisse

Entsprechend den landschaftlichen Gegensätzen unterscheiden sich auch die Niederschläge in den Teillandschaften unseres Blattgebietes und ebenfalls die hydrogeologischen Verhältnisse.

Die dem Klimaatlas von Bayern (1952) entnommene mittlere jährliche Niederschlagsmenge beträgt in den westlichen Hochlagen örtlich mehr als 1200 mm. Sie sinkt im Regenschatten des Höhenkranzes in der Wunsiedler Bucht kontinuierlich bis unter 750 mm (im Gebiet östlich Oberröslau).

Während in den Hochlagen die lehmige Überdeckung durch pleistozäne Fließerden und das fast völlige Fehlen des tiefgründigen Zersatzmantels bewirken, daß die Niederschläge zu einem großen Teil oberflächlich oder oberflächennah abfließen, bewirkt der mächtige Zersatzmantel im Bereich der altplozänen Rumpffläche in Verbindung mit dem geringeren Relief, daß ein weit größerer Prozentsatz der Niederschläge in den Boden einsickern kann. Gemildert wird allerdings dieser Gegensatz dadurch, daß die letztgenannten Bereiche im weniger von Niederschlägen bedachten Regenschatten des Zentralstockes liegen.

Betrachten wir zunächst die Hydrogeologie des westlichen Waldgebirges. Auf den über 800 m hoch gelegenen dichten Fließerden der Hochlagen mit sehr geringmächtiger Bodenbildung fließt ein hoher Prozentsatz des Niederschlagswassers mehr oder weniger oberflächlich ab. Einsickerndes Wasser nährt zum Teil einen Hangwasserzug, der innerhalb des blättrigen Gefüges und auf der Oberfläche der unterlagernden älteren Fließerde abfließt, als auffälliger Quellenkranz in der Nähe der 800 m Isohypse zutage tritt und Hangvernässungen und Vermoorungen hervorruft. Da das Einzugsgebiet jeweils wenig ausgedehnt ist und einen wesentlichen Beitrag zu diesen Quellen die Oberflächenwässer liefern, unterliegen diese Quellen starken Schwankungen. In den tieferliegenden Waldgebieten vermag der Boden weit mehr Wasser aufzunehmen. Die

entsprechenden Quellen an den Mittel- und Unterhängen sind demgemäß weniger von jahreszeitlichen Niederschlagsschwankungen abhängig. Wo in Hochlagen noch tiefgründiger tertiärer Gesteinszersatz vorhanden ist und die Aufnahmefähigkeit wesentlich erhöht ist, treten Quellen und flächige Wasseraustritte auf, die auch nach trockenen Jahren kaum in ihrer Ergiebigkeit nachlassen. So etwa am Seehaus in über 900 m Höhe und im Sattel zwischen Nußhardt und Schneeberg.

Im frischen Granit und Gneis steht das Wasser in den Klüften und es ist nicht immer leicht stärker durchklüftete, evtl. tektonisch gestörte Bereiche zu finden, in welchen eine brauchbare Wasserschüttung erfolgt. Immerhin ist man überrascht, wenn nahe dem Schneeberggipfel eine 30 m tiefe Bohrung 2,5 l/sec erbringt. Die neue Wasserversorgung der Gemeinde Vordorf basiert auf einer Reihe von zusammengeleiteten Quellen am östlichen Unterhang des Seehügel—Nußhardt-Kammes. Es handelt sich hier zum Teil um gelöstes Kluftwasser.

Hohe Niederschläge (über 1000 mm/Jahr) und gute Speichermöglichkeiten begegnen uns im Granitgebiet um Voitsumra. Das hier am Nordrand unseres Blattes nach Osten streichende Gebiet des Weißenstädter Granits ist durch tiefgründige Vergrusung ausgezeichnet. Nur örtlich kommt hier das unverwitterte Anstehende bis an die Oberfläche. Wir können hier also nach entsprechender Prüfung gute natürliche Wasserspeicher im stark porösen Grus erwarten.

Ähnlich, wenn auch nicht ganz so ausgeprägt, ist es im Bereich des Orthogneises der Wunsiedler Bucht, wo tiefgründige Verwitterung die Porenräume des Gneises erweitert hat. Es muß allerdings betont werden, daß dort, wo an sich die Niederschlagsmenge geringer und zudem rasches Versickern der Niederschläge erfolgt, der Wald bereits unter dem Mangel an oberflächennahem Wasser leidet und deshalb die Möglichkeit der Wassererschließung sorgfältiger und gewissenhafter Prüfung bedarf.

Die heute der neuen Sammelwasserversorgung angeschlossenen Ortschaften um Vordorf bezogen vorher ihr Wasser aus den nahen Quellmulden der Hochfläche oder aus ihrem unmittelbaren Untergrund. Diese Art der Versorgung war jedoch nicht mehr dem wachsenden Bedarf und den Forderungen der Hygiene gewachsen.

Unter den allgemein nur wenig Kluftwasser führenden alten Sedimentgesteinen der Wunsiedler Bucht kommt dem Wunsiedler Marmor eine ausnehmende Bedeutung zu. Stärkere Klüftung und vor allem Hohlräume machen ihn zu einem Wasserspeicher ersten Ranges. Seine Lage in der Röslniederung verschafft ihm ständige Neuzufuhr von Wasser. Die Versorgung der Stadt Wunsiedel basiert auf ihm (Wasserwerk NE der Walkmühle). Da der Marmorzug jedoch unter dem Stadtgebiet verläuft, ist die Möglichkeit einer Verunreinigung gegeben.

Auch die massigen Kalksilikatfelse können auf Grund ihrer stärkeren Zerklüftung Wasser speichern. Da ihnen jedoch wegen ihrer allgemeinen Höhenlage und ihres geringen Einzugsgebietes keine größeren Wasser-

mengen zugeführt werden, kommen sie für Versorgungsanlagen kaum in Betracht.

Eine Wassergewinnung aus jungen Aufschüttungen in den größeren Tälern, etwa im unteren Röslautal oder im Egertal, kommt wohl wegen der geringen Mächtigkeit derartiger Bildungen und auch wegen der selten hygienisch einwandfreien Beschaffenheit kaum in Frage.

## G. Erzvorkommen und nutzbare Gesteine

Wenngleich auch der Erzbergbau im Fichtelgebirge der Vergangenheit angehört und die heute noch vorhandenen Erzvorkommen meist kaum mehr als Lagerstätten im wirtschaftlichen Sinne angesprochen werden können, so rechtfertigt die frühere Bedeutung doch eine kurze geschichtliche Darstellung.

### I. Erzvorkommen

#### a. Zinnerz

Am Anfang der Entwicklung stand die Ausbeutung der Zinnseifen, die ohne besondere technische Hilfsmittel durchzuführende Auswaschung des schweren Erzes aus den quartären Abtragungsmassen des Zinngranits. Zinnwäschereien wurden schon im 13. Jh. aus dem Wunsiedler Gebiet erwähnt. Zweifelsohne stand mit dieser Metallgewinnung die Besiedelung in engem Zusammenhang. Das Zinn gab wahrscheinlich auch den Anreiz für den Burggrafen Friedrich III von Nürnberg zum Erwerb von Weißenstadt (1281) und von Wunsiedel (1282). Damals entstand durch das Verzinnen von Eisenblech eine kleine Industrie und damit ein gewisser Wohlstand, wofür auch die Erhebung Wunsiedels zur Stadt spricht (1326). 1365 wurde für das damals hohenzollerische Gebiet das Iglauer Bergrecht eingeführt. Die ältesten aktenmäßigen Verleihungen auf Zinnerz gehen auf die Jahre 1407, 1411 und 1423 zurück.

Die Spuren der alten Zinnwäschereien begegnen uns überall im Verbreitungsbereich des Zinngranits und seiner Abtragungsprodukte (Tafel 3). Flur- und Waldbezeichnungen geben auch dem Nichtgeologen Hinweise auf frühere Zinnerzgewinnung. So etwa die Bezeichnungen: Zinngräben, Zinnhänge, Zinnleite, Zinnbach, Zinnschützweiher, Dürre Seife usw.

Chroniken berichten, daß produktive Zinnwäschen im Röslautal bis vor die Tore Wunsiedels gegangen sind. Erwiesen sind hier kurzlebige Waschetriebe bei der Stollenmühle („die edle Fischerin“) von 1729—1730, bei Furthammer („Treue Freundschaft“, 1717 und „Gelobtes Land“ 1719—1729, 1742), sowie bei Tröstau (Seifenwerk „Weißer Schwan“) um das Jahr 1725. Man gewann hier auch etwas Gold (3/4 Dukaten im Jahr).

Größeres Ausmaß besitzen die Erdbewegungen westlich und südwestlich der Vordorfer Mühle, im Bereich der Schöffellohe, bei den „Zinn-



Abb. 26. Verwitterungsformen des Granits: Felsruine am Rudolfstein südlich Weissenstadt.

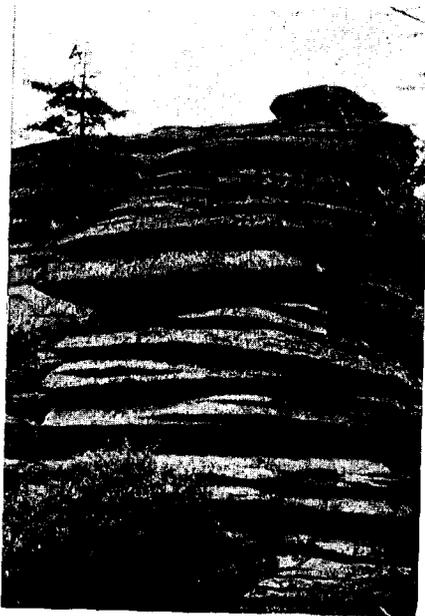


Abb. 27. Verwitterungsformen im Granit: Felsruine am Rudolfstein südlich Weissenstadt mit plattiger Absonderung.



Abb. 28. Granitruine am Rudolfstein mit klaffender Querkluff.

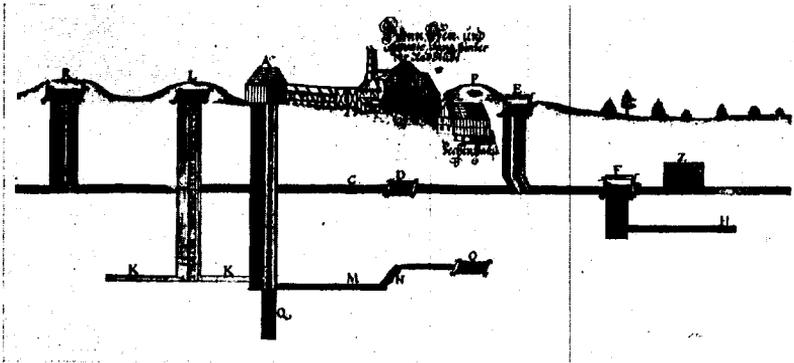


Abb. 29. Ausschnitt aus dem Grund- und Saigerriß des Zinnbergwerkes bei Schönwind und Weißenhaid („Beschertes Glück“ und „Fröhliche Hoffnung“) aus dem Jahre 1733 von Johann Georg Ullmann, Wunsiedel.

gräben“, sowie weiter im Süden bei der sog. Schmierofenhütte und am Zinnschützweiher. In diesem Gebiet befanden sich wahrscheinlich auch die von FLURL (1792) erwähnten Seifenbetriebe und die später auf Veranlassung von ALEXANDER VON HUMBOLDT durch die preußische Regierung betriebenen Wäschereien. Letztere sind im Jahre 1826 eingegangen.

Im 16. Jh. betrieb die Familie WALDENFELS im Gebiet des Fichtelsees Zinnwäschereien (1530). 1598 wird von dort eine Wunsiedler Gewerkschaft genannt. Geseift wurde in der Umgebung des Fichtelsees auch im 17. und 18. Jh. E. W. MARTIUS (1795) beschrieb den Betrieb einer solchen Zinnwäscherei in anschaulicher Weise.

Mit diesen Seifen am Fichtelsee stehen jene unterhalb des Seehauses (RW 4491.00 HW 5544.00) in Zusammenhang. Dort begann man kurz vor dem 1. Weltkrieg (1913) wieder mit der Beschürfung von Zinnseifen. Versuche, die man östlich jenseits des Kammes im Gebiet der Zinngräben zu gleicher Zeit unternahm, fanden ein baldiges Ende. Am Seehaus jedoch wurden die Untersuchungs- und Waschbetriebe erst 1924 wieder eingestellt. In den Seifen fand man bis 1 cm große Zinngrauen. Daneben suchte man hier auch nach den primären Zinnsteinvorkommen im Granit (siehe Seite 76).

Die Autarkiebestrebungen des Dritten Reiches veranlaßten in den Jahren 1935—1937 erneute Untersuchungen. So beschürfte die Mineralogische Studiengesellschaft Freiburg systematisch die Zinnseifen im Egertal zwischen der Weihermühle westlich Weißenstadt und Voitsumra—Weißenhaid. Dabei stieß man auch auf ältere Seifenbetriebe. Die damaligen Untersuchungen ergaben rund 6 mio to Zinnstein-führende Ablagerungen (pleistozänen Alters, wie wir heute wissen) mit etwa 1200 to Zinn (Gehalte im Durchschnitt 0,02 % Sn). Im Jahre 1940 setzte die damalige Reichsstelle für Bodenforschung die Arbeiten fort und untersuchte das Gebiet zwischen der Weihermühle und dem südwestlichen Ortsrand von Weißenstadt. Zwar erhielt man auch hier zum Teil gute Resultate, doch erschien der Zinnstein in dermaßen feinen Partikeln, daß eine naßmechanische Anreicherung wegen der zu hohen Erzverluste wirtschaftlich nicht zu vertreten war. Kleinere Zinnseifenwerke arbeiteten jedoch während des 2. Weltkrieges südlich Weißenstadt am Schwarzen Weiher. Neben Zinnstein wurden hier auch geringe Mengen Wolframit mitgewonnen.

Wahrscheinlich ging man schon im ausgehenden Mittelalter dazu über auch die primären Zinnerze zu suchen. Die besten Anreicherungen fand man im Kontaktbereich des Zinngranits bei Schön lind südwestlich Weißenstadt. Im 15. Jh. sollen die Gruben (und Wäschereien) sich am besten rentiert haben. Im 16. und 17. Jh. waren die „FürstENZEHE“, „Beschert Glück“ und die „Grafenzeche“ zwischen Schön lind und Weißenhaid in lebhaftem Betrieb. Und zwar besonders unter dem Markgrafen Georg-Friedrich von Ansbach—Bayreuth (1556—1603) und dessen Nachfolger, dem Markgrafen Christian von Bayreuth—Kulmbach (1603—

1655). Hussitenstürme und der 30-jährige Krieg setzten diesem Bergbau ein vorläufiges Ende. 1670—1672 machte man vergebliche Versuche die Gruben und Hütten bei Schönlinde—Weißenhaid wieder in Betrieb zu nehmen. In der ersten Hälfte des 18. Jh. eröffnete man erneut die Gruben. Aus diesem Betriebsabschnitt ist uns ein Grund- und Saigerriß des Grubengebäudes erhalten (siehe Abb. 29). 1733 wurde wegen des massenhaft beibrechenden Arsenkieses ein Arsenikfang angelegt. Aber diese Wiederbelebungsversuche waren nur von kurzer Dauer und blieben mehr oder weniger erfolglos. Das gilt auch für jene Versuche, welche die preussische Regierung durch Alexander von Humboldt in den Jahren 1792 bis 1797 durchführen ließ. In der Zeit zwischen dem 1. und 2. Weltkrieg wurden neue vergebliche Versuche gemacht abbauwürdige primäre Zinnerzvorkommen im Gebiet von Schönlinde zu finden. Die Schürfbetriebe von 1919—1924 beschrieb LAUBMANN (1925). 1935 bis 1957 teufte die Mineralogische Studiengesellschaft einen Schacht 27 m ab, von welchem aus man in mehreren Sohlen den Kontaktbereich des Granits untersuchte. Man fand in einer Mächtigkeit von etwa 10 m den Granit am Kontakt vergreist und mit einem Gehalt von 0,05—0,08 % Zinn. Örtliche Anreicherungen fand man auch in Quarzgängen.

Auf der Suche nach den primären Wurzeln des Seifenzinns untersuchte man auch am Seehaus (1914—1924) den unter den Gneis nach Osten einschiebenden Zinngranit durch ein ganzes Netz von Stollen. Die Streckenauffahrungen blieben jedoch zumeist im hier noch recht tiefgründigen tertiären Zersatz. Man fand dabei eine Anzahl Zinnsteinführende Quarzgänge (ähnlich wie bei Schönlinde), mit Gehalten von maximal 0,56 % Sn. Im leicht vergreisten Nebengestein fand man durchschnittlich einen Gehalt von 0,4 bis 0,6 % (?) Zinn (Angaben gegenüber der Bergbehörde).

Ein alter, zwar nur kurzlebiger Abbau von primären Zinnerz ging in den Kalksilikatfelsen westlich Schönbrunn in der ersten Hälfte des 18. Jh. um (Grubenfeld „Gottes Gabe“ und „Georg Wilhelm Schacht“). Hier, etwa 1 km westlich Schönbrunn, haben pneumatolytische Lösungen eine Ummineralisierung im Kalksilikatfels hervorgerufen, unter der Kristallisation von Albit, Apatit, grünem Granat (Grossular), Bergkristall, Chaledon, Diopsid, silberhaltigem Bleiglanz, Gold(?). Eine eingehende Beschreibung dieser Mineralien von der „Acherwiese“ gab DÜLL (1899).

Vom Jahr 1920 an begann man auch südlich Weißenstadt, ca. 1 km nordöstlich vom Rudolfsteingipfel mit der Suche nach primären Zinnerzvorkommen. Bei diesen Arbeiten, die bis in unsere Gegenwart reichen, konnte jedoch kein primäres Zinnerz gefunden werden. Man fand nur ein auch übertage ausstreichendes Bündel von SE-NW-streichenden dünnen Erzschnüren in einer schmalen, nur wenig ausgeprägten Greisenzone. Von der eigentlichen Zinnerzparagenese fand sich nur örtlich in ganz geringer Menge Wolframit.

## **b. Uranerze**

Im Granit des Rudolfsteins südlich Weißenstadt treten SW-NE-streichende und bis zu mehrere dm mächtige Ruschelzonen auf, die reichlich von Torbernit (Kupferuranphosphat) durchsetzt sind. Außerdem konnte im unverwitterten Zinngranit als akzessorischer Gemengteil Uraninit nachgewiesen werden (S. 40). Der Urangehalt des Roherzes ist zwar gering, doch besitzt das Vorkommen eine größere Ausdehnung. Die Beurteilung der Bauwürdigkeit unterliegt noch starken Meinungsschwankungen.

Die Uranglimmertapeten auf Klüften im Granit des Fuchsbau-Gebietes, wie sie heute in einem Steinbruch aufgeschlossen sind, haben keine wirtschaftliche Bedeutung. Die bergbauliche Untersuchung hat nennenswerte Anreicherungen noch nicht feststellen können.

## **c. Titaneisensande**

Schon bei den Zinnerz-Waschversuchen der Alten im Egertal zwischen Weißenstadt und Oberröslau störte ein Erz, das am Konzentrat mit größeren Anteilen beteiligt war. Es wurde später als Titaneisen identifiziert (v. SANDBERGER 1892). Nach der Untersuchung der Granite wissen wir heute, daß dieses Titaneisen vor allem den Randbereichen des Weißenstädter Granits entstammt. Größere Anreicherungen sind jedoch in den Talausfüllungen kaum zu erwarten.

## **d. Eisenerze**

### **1. Eisenglanzvorkommen**

Nur die Eisenglanzvorkommen vom Gleißingerfels westlich Fichtelberg erlangten eine gewisse Bedeutung<sup>5)</sup>. Erste Kunde über die Erzgewinnung gibt die Belehnung der Herren von Hirschberg durch Kurfürst Philipp von der Pfalz mit dem Recht, alle Metalle im Umkreis von Mehlmeisel gewinnen zu dürfen. Einen sonderlichen Aufschwung nahm der Bergbau damals jedoch noch nicht.

Die Anfänge waren sehr dürftig und erst zu Beginn des 17. Jh. bildete sich ein richtiger Bergbau und eine Eisenindustrie heraus. Der 1604 in Schwung gekommene Bergbau auf den Gruben „Gottesgab“, dem späteren Fichtelberg, wurde 1635 während des 30-jährigen Krieges unterbrochen, um nach Friedensschluß 1648 wieder aufgenommen zu werden. Eine eigentliche Blütezeit kam erst in der ersten Hälfte des 18. Jh. Danach ging der Ertrag der Gruben stetig zurück. Nachdem der Bergbau in der ersten Hälfte des 19. Jh. keine besonderen Erfolge mehr verzeichnen konnte, ging er mit dem Aufkommen der englischen und rheinischen Konkurrenz langsam ein. 1859 erfolgte die Betriebseinstellung durch Entschließung der Kgl. Bayer. General-Bergwerks- und Salinen-Admini-

<sup>5)</sup> FINK: Das Eisenglimmervorkommen am Gleißingerfels bei Fichtelberg (1906).

stration. Eine Neueröffnung in den 70er Jahren des vergangenen Jahrhunderts hatte keinen Erfolg. 1894 begann man erneut mit dem Abbau (bis 1907). Diesmal jedoch nicht mehr als Eisenerz sondern zur Herstellung einer Panzerschuppenfarbe. Immer wieder fanden sich Industrieunternehmen, die Hoffnungen auf dieses Eisenglanzvorkommen am Gleißingerfels setzten. Aber auch die Versuche in den Jahren 1921, 1922—1927 und 1936—1939 endeten mit Mißerfolgen. Es zeigte sich immer wieder, daß die Erzanreicherungen zu sporadisch und absätzig sind und daß deshalb auch mit modernen Gewinnungsmethoden ein wirtschaftlich tragbares Ergebnis nicht zu erreichen ist.

## **2. Eisenspat und Brauneisen**

Die Eisenerzvorkommen unmittelbar westlich Eulenloh gaben immer wieder Anreiz zu Bergbau. Doch nie dauerte es lange bis zur Einstellung der Arbeit. So erging es dem ersten nachweisbaren Betrieb um 1727/28, dessen Eingehen man dem Wasser zuschrieb (Grube „Katharina Glück“ und „Reicher Georg“). Akten existieren über Versuche in den Jahren 1845, 1846—1849 und 1853—1863 („Engelsburg“ und „Michaelszeche“). 1912 wurde ein Schacht 53 m abgeteuft und auch Erz angefahren. 1913 mußte man auch diesen Versuch einstellen. Den Schwierigkeiten der Wasserhaltung unter einem wasserreichen Talgrund und denen des Ausbaues in einem wenig standfesten, tiefgründig verwitterten Gebirge war der Bergmann damals nicht gewachsen; fehlten ihm doch auch hier die entsprechenden technischen Hilfsmittel. Aber dies war sicher nicht der einzige Grund für die sich immer wiederholenden Mißerfolge. Wir können sicher sein, daß auch zu wenig Erz vorhanden war, um einen Bergbau auf Eisenerz wirtschaftlich zu gestalten.

Viele andere Versuche nach Erzen in unserem Gebiet zu graben, etwa am Friedhof von Schönbrunn (1923, 1924), bei Göringsreuth (1925) oder bei Fahrenbach (1940) blieben gänzlich erfolglos, da entweder die geologische Einsicht fehlte oder die phantasievolle Deutung des Ausschlags der Wünschelrute zugrundelag.

## **II. Nutzbare Gesteine**

### **a. Die Gesteinsindustrie<sup>6)</sup>**

Die Granitindustrie stellt heute im Fichtelgebirge einen bedeutenden Wirtschaftszweig dar. Zwar gelangen in zunehmendem Maße importierte Gesteine (vor allem aus Skandinavien) zur Verarbeitung, um dem nicht immer guten Geschmack des Publikums zu genügen. Doch basiert der

---

<sup>6)</sup> Herrn Dr. KARL BERGMANN, Weißenstadt, verdanke ich einen guten Einblick in die wirtschaftliche Situation der Gesteinsindustrie, durch freundliche mündliche Mitteilung und durch Einsichtnahme in seine Dissertation: Die fichtelgebirgische Granitindustrie. Diss. Tübingen, 1948.

Ursprung der Gesteinsindustrie auf dem einheimischen Granit, der auch heute noch eine gute Grundlage bietet.

Der Granit wurde ja schon in den frühesten Zeiten als Baustein verwendet. Man verarbeitete zunächst den Granitblockschutt, wo man ihn nahe bei der Hand hatte. Blockmeere und anstehende Felspartien wurden auch dann noch fast ausschließlich verarbeitet, als der regellosen Granitgewinnung durch eine Verordnung des Bayreuther Markgrafen Georg Wilhelm im Jahre 1721 ein Ende gemacht wurde. Den Abbau unterstellte man nun den Bergämtern. Diese verliehen die Grubenfelder, welche von „Gewerkschaften“ ausgebeutet werden sollten. Jede Gewerkschaft umfaßte 128 Kuxe, die verkauft und vererbt werden konnten. Hierauf beruht auch heute noch die Struktur der steinbrechenden Unternehmen.

Bei der Granitgewinnung war man zunächst der Meinung, daß nur die übertage anstehenden und herumliegenden Blöcke brauchbar wären. Manche malerische Felspartie mag dieser Ansicht zum Opfer gefallen sein; besonders als der Bahnbau in Nordostbayern um die Mitte des vorigen Jahrhunderts einen starken Auftrieb der Granitindustrie brachte. In dieser Zeit begann man auch den Granit zu sägen und zu schleifen und legte damit den eigentlichen Grundstein für die heutige Gesteinsindustrie.

## **b. Granit-Steinbrüche**

Es soll nur ein kurzer Überblick über die Steinbrüche auf Blatt Fichtelberg gegeben werden.

Innerhalb des hier beschriebenen Fichtelgebirgsausschnittes befindet sich eine größere Anzahl von Steinbrüchen. Viele davon sind verlassen und verfallen, die übrigen besitzen im Augenblick keine größere Bedeutung.

Beginnen wir mit unserem Anteil am Kösseine massiv, so ist als einziger voll in Betrieb stehender Steinbruch der am Schauerberg zu nennen (Fa. Reul, Kirchenlamitz). Es gelangt mittelkörniger, einsprenglingsarmer Kösseinegranit zum Abbau. Das gebrochene Gestein ist allgemein frisch und von hellgrauer Farbe. Ein Teil der Plagioklase ist gelblich angewittert. Die nicht ganz einheitliche Struktur (größere Feldspateinsprenglinge, Nebengesteinseinschlüsse und Assimilationsprodukte) schränkt die Verwendungsmöglichkeiten ein. Es werden in erster Linie Werksteine erzeugt.

Der Steinbruch an der Schreinerswiese, den WURM (1932) in den Erläuterungen zu Blatt Wunsiedel erwähnt, ist mittlerweile verfallen, ebenso der Steinbruch im groben Kerngranit unterhalb der Luisenburg. In letzterem wurde der grobkörnige, blaugraue „Kösseinegranit“ (oder auch „Luisenburggranit“) gebrochen. Für den Geologen waren hier die Einschlußschollen vom älteren Kösseinegranit und von Nebengestein interessant (WURM 1932, Abb. 9, S. 22). Die hangenden Partien zeigen ter-

tiäre Vergrusung mit Übergang in pleistozäne Flicßerde (Hochlagentypus), außerdem überlagernden Blockschutt (WURM, 1932, Fig. 1, auf Tafel VI).

Am Ostrand des Köseinemassivs liegt der stillgelegte Steinbruch am Burgstein, dessen Granit in der petrographischen Ausbildung dem vom Schauerberg entspricht.

Südlich Tröstau, nahe der Blattgrenze liegt ein kleiner Steinbruch in grobkörnigem Kerngranit, in welchem Schollen von porphyrischem Randgranit schwimmen. Das Gestein ist gelblich und zeigt mehr oder weniger starke Beeinflussung durch die tertiäre Verwitterung. Frischer ist der Granit im ca. 500 m NW davon gelegenen Steinbruch am Birkenrangen. Allerdings ist hier die Durchsetzung mit porphyrischem Randgranit stärker ausgeprägt.

Dem Zentralstock (hier dem Platte-Schneebergzug) vorgelagert ist eine morphologische Stufe mit den Steinbrüchen am Fuchsbau. Südöstlich von diesen liegen die Steinbrüche im östlichen Leupoldsdorfer Wald (Seilerschlag). In allen Brüchen wird Zinngranit gebrochen; nur im Steinbruch, der am weitesten im Süden liegt, beteiligt sich auch porphyrischer Randgranit. Der Zinngranit ist mittelkörnig und einsprenglingsfrei, besitzt hier — das gilt vor allem für den Fuchsbau — keine besondere Festigkeit und gelbliche Farbe. In den westlichen Fuchsbau-Steinbrüchen tritt Vergrusung und Kaolinisierung auf (tertiäre Verwitterung). Die in diesem Gebiet gebrochenen Gesteine werden fast ausschließlich zu Werksteinen verarbeitet.

An den südwestlichen Abhängen des Seehügels und des Hinteren Nosser werden auch heute noch größere Blöcke des Blockschuttes zu Werksteinen verarbeitet (mittelkörniger Zinngranit).

Am Schloßberg und Rudolfstein südlich Weißenstadt ist heute nur noch ein einziger Steinbruch in Betrieb (300 m östlich Rudolfstein). Er baut im Durchdringungsbereich von Rand- und Zinngranit ab. Die älteren Steinbrüche nordöstlich vom Rudolfstein und nördlich davon, am Schloßberg, sind längst stillgelegt. Aus ihnen stammen z. B. die Säulen für die Befreiungshalle bei Kelheim. In den letztgenannten Steinbrüchen kam ausschließlich Zinngranit zum Abbau, der hier gelegentlich auch mehrere cm große Feldspateinsprenglinge führt.

Am nördlichen Fuße des Rudolfsteins wurde in tertiär vergrustem Granit „Sand“ gewonnen. Desgleichen in Gruben im Zinngranit an der Straße von Weißenstadt nach Meierhof und nach Birk nordöstlich der Finkenmühle.

Im Bereich des Weißenstädter Granits sind mehrere Steinbrüche angelegt worden, doch ist heute keiner mehr in Betrieb. Ein Steinbruch nordwestlich Oberröslau (bei der Thusmühle) liegt im Kontaktbereich des Granits und zeigt stark wechselnde petrographische Ausbildung, durchstreichende Alpit- und Pegmatitgängen, sowie eine Scholle von Quarzporphyr.

### c. Steinbrüche im Proterobas

Auf dem Proterobasgang westlich Fichtelberg reiht sich Steinbruch an Steinbruch, um dieses gesuchte Material für Denkmäler und Walzen zu gewinnen.

Allein die geringe Mächtigkeit des Ganges (10—20 m), sein steiles Einfallen und die meist tiefgründige Verwitterung (Einsturzgefahr der Granitwände!) bringen oft genug Schwierigkeiten mit sich, die fast jedes Unternehmen bis an den äußersten Rand der Rentabilität drängen können. Ungleichmäßigkeiten in der Struktur und Farbe, hervorgerufen meist durch gelbgrüne Epidotanreicherungen und helle, feldspatreiche Streifen und Schlieren lassen nicht jeden Block für Denkmalszwecke Verwendung finden. Eingesprengter Pyrit gibt durch Oxydation an der Luft rostige Punkte. Andererseits stören chloritisierte Metasilikate in Körpern, die als Walzen in der Industrie dienen sollen, wegen ihrer geringen Festigkeit gegenüber mechanischer Beanspruchung. Aus Blöcken, die weder für den einen noch für den anderen Zweck Verwendung finden können, werden vorwiegend Pflastersteine hergestellt.

### d. Steinbrüche im Wunsiedler Marmorzug

Auf Blatt Fichtelberg wird heute nur bei Furthammer der weiße Kalkmarmor in einem kleineren Steinbruchbetrieb gebrochen (Abb. 3). Der Marmor wird in verschiedene Körnungen gebrochen und vermahlen und findet vor allem für die Kunststeinherstellung, für die chemische Industrie und auch für Düngezwecke Verwendung. Alle übrigen Steinbruchversuche liegen heute still und sind zum Teil eingefüllt. So bei der Walkmühle, bei Krohenhammer, bei der Stollenmühle und am Nordostrand von Tröstau. Hinderlich für den Abbau ist vor allem die Lage des Marmorzuges unter der Talsohle.

### e. Torf

Zu den nutzbaren Bildungen gehört auch der Torf der nacheiszeitlichen Moore. Fürs Ganze gesehen ist jedoch seine wirtschaftliche Bedeutung gering. Die Torfvorkommen werden von der anwohnenden bäuerlichen Bevölkerung ausgebeutet.

Nur bei der Torflohe am Fichtelseeberg wissen wir mehr über den Abbau (KRONBERGER 1953/54). Schon 1650 besorgte man mittels Grabenstich eine Vorentwässerung des Moores. 1790 oder 1795 wurde der Fichtelsee angestaut. 1840 bis 1849 baute man den Torf der eigentlichen Seesohle ab, 1880 bis 1890 beutete die Fichtelberger Glashütte das Vorkommen aus. 1947 zwang die Brennstoffknappheit zur Freigabe eines 163 m langen und 20 m breiten Torfstreifen im mittlerweile dem Naturschutz unterstellten Gebiet (FIRBAS 1956).

## H. Die Böden

(FRITZ KOHL)

Im Rahmen der geologischen Erläuterungen zum Blattgebiet Fichtelberg kann die Beschreibung der Böden nur einen kurzen Abriss über die naturgegebene Vielfalt der vorkommenden Bodenbildungen geben. Die Ungunst der klimatischen Verhältnisse wie auch des Bodenausgangsmaterials hat arme Böden hervorgebracht, die insbesondere der landwirtschaftlichen Nutzung und Erzeugung enge Grenzen setzt. Die landwirtschaftlich genutzten Flächen nehmen daher auf Blatt Fichtelberg nur einen verhältnismäßig geringen Raum ein, die Hauptbodenbenutzung liegt auf dem Gebiete der Forstwirtschaft.

Die Landschaft trägt Mittelgebirgscharakter; die Meereshöhen liegen rund zwischen 1000 und 500 m; die höchsten Erhebungen wie z. B. der Schneeberg oder der Rudolfstein haben kuppenartiges Gepräge. Die niedrigeren Lagen weisen langgestreckte Kammlagen und Höhenzüge auf, die mit mehr oder weniger sanften Hängen in wasserreiche weite Senken und Täler abfallen.

Die landwirtschaftlich genutzten Böden finden sich fast ausschließlich nordöstlich einer Diagonalen, die das Kartenblatt von Nordwest nach Südost schneidet. Die Rodung und Besiedelung hat sich auf dieses Gebiet konzentriert, weil die flach- bis höchstens mittelgründigen Böden der hier gelegenen alten, verebneten Landoberflächen wie auch die Fließerden auf den sanften, langgestreckten Hängen einen kargen Ertrag versprochen. Hingegen sind die Granit- und Gneisverwitterungsböden, die im Bereich südwestlich obengenannter Diagonalen weite Verbreitung haben, infolge ihrer Höhenlage, der Geländeausformung, des hohen Fels- und Steinanteils und ihrer Flachgründigkeit siedlungsfeindlich. Dieses Gebiet mit seinen Felsenmeeren, Blockschuttströmen, Frost- und Wanderschuttdecken blieb der Forstwirtschaft vorbehalten.

Den klimatischen Verhältnissen wie auch dem verschiedenartigen Bodenausgangsmaterial als den mehr oder weniger unveränderlichen natürlichen Gegebenheiten ist besonderes Augenmerk zu schenken. Das Klima auf Blatt Fichtelberg ist rau und kühlfeucht; die Regenmengen liegen zwischen den Werten eines jährlichen Niederschlagsmittels von 1200 mm im Gebiet des Schneebergs und etwa 750 mm im Bereich der Wunsiedler Bucht. Die mittlere Jahrestemperatur ist niedrig und wurde bei obengenannten Orten zwischen 5 und 6° Celsius festgestellt. Dementsprechend ist die Vegetationsperiode nur kurz; die Niederschlagsmengen in den Monaten Mai mit Juli liegen im langjährigen Mittel zwischen 300 und 220 mm. Die Temperaturen der Hauptvegetationsmonate ergeben für Mai mit Juli mittlere Durchschnittswerte von 11 und 12° Celsius (KNOCH 1952).

Tabelle 1.

## Bodenreaktion, Basensättigungsgrad, austauschbares Calcium

Bodenausgangsmaterial und Ort	Tiefe in cm	pH in H <sub>2</sub> O	pH in n KCl	Basensättigungsgrad V-Wert in %	austauschbares Calcium im 1% NH <sub>4</sub> Cl-Auszug mg/100 g Boden	CaCO <sub>3</sub>	Beurteilung des Reaktionszustandes
<i>Zinngranit</i>	0—5		3,0	0,9	15	0	sehr stark sauer
Hangschutt	6—20		3,7	1,3	4	0	sehr stark sauer
N-Hang des Rudolfstein im Wald	25—40 50—70		4,2 4,3	4,8 5,2	7 5	0 0	stark sauer stark sauer
<i>Weißstädter Granit</i>	3—0		3,2	n.b.	n.b.	0	sehr stark sauer
tiefgründige Vergrusung	0—12 12—22		3,7 4,0	1,1 2,7	12 7	0 0	sehr stark sauer stark sauer
Oberröslau N a) Wald	ab 25		4,0	7,7	7	0	stark sauer
b) Acker	0—18 ab 18		4,2 3,9	19,7 20,7	111 52	0 0	stark sauer sehr stark sauer
<i>Orthogneis mit Flaseergneis</i>	0—10		3,5	4,9	39	0	sehr stark sauer
tiefgründiger Zersatz	10—15 20—30		3,7 4,1	1,6 5,2	6 4	0 0	sehr stark sauer stark sauer
LeupoldsdorfNW S-Grube am Waldrand	30—55 70—90		4,0 4,3	3,0 1,9	4 4	0 0	stark sauer stark sauer
<i>Sillimanit-Biotit-Hornfelsgneis-Vg</i>	0—20	5,5	4,4	n.b.	n.b.	0	stark sauer
Oberröslau N Acker	20—30 ab 30	4,6 4,8	3,7 4,8	n.b. n.b.	n.b. n.b.	0 0	sehr stark sauer sauer
<i>Phyllitischer Glimmerschiefer - Vg</i>	0—20	6,0	4,9	n.b.	106	0	sauer
Wunsiedel S Acker	20—40 42—50	5,6 5,7	4,4 4,6	n.b. n.b.	83 77	0 0	sauer sauer
<i>Graphitschiefer - Vg</i>	0—18		4,3	35,1	n.b.	0	stark sauer
Tröstau N Acker	18—45 50—65		4,0 3,8	23,8 39,4	n.b. n.b.	0 0	sehr stark sauer sehr stark sauer
<i>Kalksilikatfels - Vg</i>	0—20	5,3	4,3	24,8	106	0	stark sauer
Wunsiedel WNW Acker	20—55 ab 55	4,5 4,8	3,8 3,9	6,3 17,1	45 67	0 0	sehr stark sauer sehr stark sauer

Als wichtigste Bodenausgangsmaterialien finden sich in der Reihenfolge des Umfanges ihrer Verbreitung Granite (Zinngranit und Weißenstädter Granit), Gneise (Ortho- und Paragneise), Glimmerschiefer (u. a. Graphitschiefer), Kalksilikatfelse, sowie pleistozäne und holozäne Ablagerungen, die sich aus den Verwitterungsprodukten obiger Gesteine zusammensetzen; hinzu kommen noch organogene Ablagerungen und Bildungen, die als oligotrophe ombrogene Moore in Mulden, Senken und Tallagen mehr oder weniger große Flächen einnehmen. Es handelt sich meist um basenarme Ausgangsgesteine und dementsprechend finden sich auf Blatt Fichtelberg stark saure und saure Böden; Tabelle 1 gibt über die Verhältnisse der Bodenreaktion, den Basensättigungsgrad, sowie über die Gehalte an Austauschkaik näheren Aufschluß. Es ist ersichtlich, daß die Böden meist sehr stark saure Reaktion aufweisen; lediglich der phyllitische Glimmerschiefer zeigt nur saure pH-Werte und einen gewissen, höheren Gehalt an austauschbarem Ca. Unter Ackerkultur haben die Krumen durch Anwendung von Kalkdüngemitteln und auch von basenhaltigen Mineraldüngern eine geringe Aufbasung erfahren, wie dies aus den Werten für den Gehalt an austauschbarem Ca ersichtlich ist.

Mit dem Begriff der Bodenart werden die Böden nach ihrer Korngrößenzusammensetzung charakterisiert. Hiermit wird das Filtergerüst, ein Faktor der Bodenfruchtbarkeit festgestellt, der für die bodenbildenden Vorgänge und Abläufe in physikalischer, chemischer und biologischer Hinsicht von entscheidender Bedeutung ist.

Entsprechend der grobkörnigen Zusammensetzung der Granite und Gneise bildeten sich durch die Verwitterung leichte Böden, die als steinige, grusige, schwach lehmige bis lehmige Sande angesprochen werden. Der hohe Anteil an Steinen und Grus macht die Böden besonders leicht und durchlässig. Aus den mehr feinkörnig zusammengesetzten Gesteinen der Glimmerschiefer, der Graphitschiefer und der Kalksilikatfelse sind ebenfalls leichte Böden hervorgegangen, die sich z. T. durch einen hohen Glimmergehalt, vor allem aber durch einen großen Anteil an feinen und feinsten Sanden auszeichnen. Diese Böden werden auf Grund ihrer Korngrößenzusammensetzung als lehmige und stark lehmige Sande bis Sandlehme bezeichnet und zählen zu den besseren und wertvolleren Böden des Kartengebietes. Die leichte Bodenart der aus Graniten, Gneisen wie auch aus Glimmerschiefer entstandenen Bodenbildungen, wird durch den geringen Gehalt (5—13 %) an feinsten Bestandteilen, an Rohton mit einem Korngrößendurchmesser von unter 0.002 mm noch besonders hervorgehoben. Die Böden, die sich aus den Fließerden an den langgestreckten und flach auslaufenden Hängen entwickelten, bestehen je nach Herkunft des Ausgangsgesteins aus grusigen, sandigen und feinsandigen Lehmen. Die mineralischen Sedimente in den Tälern und Senken setzen sich häufig aus feinstkörnigen Abschwemmassen zusammen; es finden sich jedoch auch grusig sandige Ablagerungen. In Tabelle 2 wird die mittels Sieb- und Sedimentationsanalysen (THUN, HERRMANN,

Tabelle 2. Bodenarten

Bodenausgangsmaterial und Ort	Horizont	Tiefe	Korngrößenverteilung										Roh- ton:
			Anteile > 2 mm in % des Gesamt- bodens		Grobsand:		Feinsand:				Schluff:		
			2-1	1-0,6	0,6-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06	0,06-0,02	0,02-0,01	0,01-0,006	0,006-0,002		
Zinngranit-Hang- schnitt	A <sub>2</sub>	6-20	24	15,9	11,8	20,0	9,1	5,3	9,9	9,9	5,1	7,6	5,4
				47,7		24,3				22,6			
N-Hang des Rudolf- stein	B s+h	25-40	31	15,6	9,5	15,8	7,8	7,2	16,0	9,3	2,6	6,1	9,1
				40,9		31,0				19,0			
Weissenstädter Granit tiefgründig ver- grust	A	0-10	28	21,2	10,3	15,3	6,3	5,0	10,2	9,0	6,7	8,4	7,6
				46,8		21,5				24,1			
Voitsumra W	C	15-35	30	21,3	12,3	19,2	7,6	8,5	7,4	5,1	5,6	5,2	7,8
				52,8		23,5				15,9			
Orthogneis mit Fiasergneis	A B	10-15	22	10,2	7,5	13,5	12,4	9,8	12,9	9,0	6,0	6,9	11,8
				31,2		35,1				21,9			
Leupoldsdorf NW S-Grube	B <sub>11</sub>	20-30	27	13,7	7,7	12,7	7,9	8,9	9,5	10,4	6,6	9,4	13,2
				34,1		26,3				26,4			
C	B <sub>12</sub>	30-55	28	14,8	8,9	12,4	7,7	6,4	12,8	10,1	6,0	7,5	13,4
				36,1		26,9				23,6			
C	70-90		62	24,7	10,7	18,8	18,4	5,0	10,6	3,9	1,4	1,3	5,2
				54,2		34,0				6,6			

Tabelle 2. Fortsetzung:

Bodenausgangsmaterial und Ort	Horizont	Tiefe	Korngrößenverteilung										Rob- ton:	
			Anteile > 2 mm in % des Gesamt- bodens		Grobsand:		Feinsand:				Schluff:			Rob- ton: <0,002
			2-1	1-0,6	0,6-0,2	0,2-0,1	0,1-0,06	0,06-0,02	0,02-0,01	0,01-0,006	0,006-0,002			
Glimmerschiefer Wunsiedel S	A <sub>1</sub>	0-20	14	4,6	2,6	6,6	16,0	10,6	21,6	14,2	8,2	9,1	6,5	
				13,8			48,2				31,5			
	C <sub>11</sub>	20-40	27	6,2	4,1	8,3	11,7	9,7	23,3	13,9	7,4	7,1	8,3	
				18,6			44,7				28,4			
	C <sub>12</sub>	42-50	45	10,7	5,6	9,3	10,8	9,0	20,1	13,7	7,0	5,6	8,2	
				25,6			39,9				26,3			
Graphitschiefer Tröstau N	A <sub>1</sub>	0-18	21	5,4	3,5	8,1	8,9	11,5	22,4	12,4	8,1	11,2	8,5	
				17,0			42,8				31,7			
	B	18-45	19	5,3	3,8	10,9	10,0	18,1	14,7	10,7	6,9	9,9	9,7	
				20,0			42,8				27,5			
	C	50-65	25	10,0	7,3	16,4	14,3	10,5	17,4	7,8	4,3	4,7	7,3	
				33,7			42,2				16,8			
Kalksilikaffels Wunsiedel WNW	A	0-20	21	2,4	1,9	5,4	13,1	19,0	25,4	9,2	5,0	8,3	10,3	
				9,7			57,5				22,5			
	B	20-55	25	2,1	1,5	5,0	13,4	18,5	24,2	9,1	5,4	8,6	12,2	
				8,6			56,1				23,1			
	C	ab 55	37	1,4	1,1	5,2	16,5	21,8	26,3	7,9	3,7	6,0	10,1	
				7,7			64,6				17,6			

KNICKMANN 1955) ermittelte Korngrößenzusammensetzung einiger typischer Verwitterungsböden nachgewiesen.

In den letzten Jahrzehnten ist auf Grund des Fortschreitens der Erkenntnis auf dem Gebiet der Bodenentwicklungslehre neben die wichtige Feststellung der Bodenart der Begriff des Bodentyps getreten. Die Wanderungsrichtung des Bodenwassers mit den in ihm gelösten Stoffen, das Filtergerüst des Bodens mit dem von ihm abhängenden Wasser-, Luft- und Wärmehaushalt und die Profildifferenzierung, die durch die Bodenentwicklung bedingt ist, sind bodeneigene Kriterien; diese ermöglichen es, die vorkommenden Bodenformen zu klassifizieren und charakteristischen Bodentypen zuzuordnen. Unter den vorherrschenden Klimaverhältnissen nimmt die Perkolationsrichtung der Bodenlösungen ihren Verlauf von oben nach unten. Bodenhorizonte, Gründigkeit, Textur, Struktur, Humusmenge und Art des Humus, Kalk- und Reaktionsverhältnisse, Spuren des pflanzlichen und tierischen Bodenlebens, Bodenfarbe, Bleichungen, Ausscheidungen, Konkretionen und Wasserverhältnisse sind die äußerlich erkennbaren Hauptbodenmerkmale, die die Profildifferenzierung bestimmen. Weitere bestimmende Faktoren der Bodenentwicklung sind die Ausformung des Geländes (das Relief), ferner der biotische Faktor (Organismen einschließlich des Menschen) und die Zeit. Auf die bodenkundlichen Grundlagen kann hier jedoch nicht näher eingegangen werden. Es muß auf die einschlägige Literatur verwiesen werden (KUBIENA 1948 und 1953; LAATSCH 1954; MUECKENHAUSEN 1957; SCHEFFER-SCHACHTSCHABEL 1956; VOGEL 1952 und 1957).

Die Entwicklungsgeschichte der Böden des Blattes Fichtelberg muß unter dem Gesichtspunkt betrachtet werden, daß diese im periglazialen Bereich lagen und daß die Verwitterungsprodukte der Ausgangsgesteine bei dem vorliegenden Relief vor allem im Quartär durch die Wirkung von Eis und Wasser mannigfache Umlagerungen und Verfrachtungen erfahren haben. Hiervon zeugen Blockschuttströme, Wanderschutt und Fließerden, die an geeigneten Aufschlüssen oftmals in mehreren Decken übereinander zu beobachten sind.

Das lebhaft zerschnittene Relief im Gebiet der Granit- und Gneisverwitterung zeigt stark mit Steinen durchsetzte Hangschuttböden, die stellenweise mit groben Wanderblöcken überdeckt oder durchsetzt sind. An steileren Hängen hat die Graben- und Rinnenerosion in den Hangschuttdecken deutliche Spuren hinterlassen. An einem Bacheinschnitt am Nordhang des Schneeberges wurde unter Buchen—Fichtenwald folgendes Profil gefunden:

Bodenausgangsmaterial: zwei übereinanderliegende Hangschuttdecken aus Zinngranit

Bodenart: sandiger schwach toniger Lehm auf stark steinigem grobsigem schwach tonigem Lehm

Bodentyp: mittelgründige Braunerde geringer Basensättigung

Profilbeschreibung:

jüngere Decke:

A<sub>11</sub> 0—3 cm rohhumoser sandiger schwach toniger Lehm von schwarzer Bodenfarbe

A<sub>12</sub> 3—20 cm grauschwarzer sandiger schwach toniger Lehm

(B)<sub>1</sub> 20—80 cm brauner sandiger schwach toniger Lehm

ältere Decke

(B)<sub>2</sub> ab 80 cm dichtgelagerter stark steiniger grusiger sandiger Lehm

Unter dem maßgeblichen Einfluß des basenarmen und nährstoffarmen Ausgangsmaterials, sowie der hohen Niederschläge (1200 mm) im Bereich des Schneebergmassivs, ferner der niederen Temperaturen, der Durchlässigkeit des Filtergerüsts und der vorherrschenden Fichtenmonokultur konnten, wie zu erwarten, an mehreren Stellen Podsolprofile aus Verwitterungshangschutt des Zinngranits festgestellt werden. Das saure Bodenausgangsmaterial und das kühlfeuchte Klima bedeuten für das erwünschte Bodenleben zur Bildung eines mit Basen abgesättigten Humus einen ungünstigen Standort. Es kommt zur Ansammlung einer Rohhumusdecke, deren Hauptanteil die schwer zersetzbaren Nadeln der Fichten bilden. Moose, Heidelbeere und Preisselbeere tragen zur Vermehrung des Rohhumus bei. Es bilden sich in der Rohhumusdecke unabgesättigte Humussäuren, die den Mineralbestand der oberen Bodenschichten angreifen, alle Basen und sogar das Eisen und Aluminium wanderungsfähig machen und auf diese Weise den Oberboden (A-Horizont) bleichen. Im Unterboden, dem B-Horizont erfolgt die Ausfällung der Humus- und Sesquioxid-Kolloide; diese ausgeflockten Substanzen sind als braun oder schwarzbraun gefärbter Anreicherungs-horizont über dem unveränderten Untergrund (C-Horizont) zu erkennen. Am Nordhang des Schloßberges wurde am Weg zum Rudolfstein als Beispiel für vorher geschilderte Bedingungen folgendes Profil aufgenommen (s. a. Tabelle 1 und 2):

Bodenausgangsmaterial: Hangschuttdecke aus Zinngranit

Bodenart: steiniger bis stark steiniger grusiger bis stark grusiger lehmiger Sand

Bodentyp: stark ausgeprägter Meso-Podsol

Profilbeschreibung:

A<sub>0</sub> 1—0 cm Rohhumusdecke

A<sub>1</sub> 0—6 cm schwarzer rohhumoser schwach steiniger bis steiniger, grusiger bis stark grusiger lehmiger Sand

A<sub>2</sub> 6—20(30) cm gebleichter weißer steiniger grusiger bis stark grusiger lehmiger Sand

B<sub>1</sub> 30—36 cm dunkelbrauner humoser steiniger grusiger bis stark grusiger lehmiger Sand

B<sub>2</sub> 36—45 cm rostrotbrauner steiniger grusiger bis stark grusiger lehmiger Sand

C ab 50 cm hellockerfärbener stark steiniger stark grusiger lehmiger Sand

Die Humusverhältnisse des A<sub>1</sub>-Horizontes werden durch folgende Zahlen charakterisiert:

Gesamthumusgehalt:	16.8 ‰
Humusform (= Stabilität, Hock, 1943):	0.4 ‰
C/N-Verhältnis:	20.7 ‰

Demnach liegt bei hohem Gehalt an humoser Substanz eine geringwertige Humusform mit einem mittelmäßigen, nach E. H. MÜLLER (1957) als mesotroph eingestuftem Kohlenstoff/Stickstoffverhältnis vor.

Um die Wanderung des Eisens nachzuweisen, wurde das freie Eisen nach DEB (1950/51) ermittelt und das Verhältnis Rohton/Eisen errechnet.

Horizont:	Tiefe in cm	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> -Gehalt in ‰	Rohton/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
A <sub>1</sub>	0—6	0.80	n. b.
A <sub>2</sub>	6—20	0.60	9.0
B <sub>s+h</sub>	25—40	3.33	2.7
C	50—70	1.11	9.8

Die Eisenanreicherung im B-Horizont ist gegenüber dem A-Horizont beträchtlich; der hohe Eisengehalt kommt im B-Horizont durch das sehr enge Rohton/Eisenverhältnis zum Ausdruck. Die bodentypologische Ansprache dieses Bodens als eines stark ausgeprägten Podsolis wird durch die Werte für das Rohton/Eisenverhältnis in den einzelnen Bodenhorizonten bestätigt.

Ein weiteres Beispiel eines podsolierten Bodens konnte an einem Aufschluß N der Straße von Weißenstadt nach Meierhof in der Nähe der Finkmühle beobachtet werden. Hier liegt eine späteiszeitliche Hangschuttdecke aus Kontaktglimmerschiefer auf Zinngranit. Unter einem lichten Waldbestand von Kiefer und Fichte sowie einer Bodenbedeckung von Heide, Heidelbeere und Preiselbeere hat sich eine schwache Rohhumusauflage gebildet.

Profilbeschreibung:

A <sub>n</sub>	1—0 cm	Rohhumusdecke, schwarz
A <sub>1</sub>	0—10 cm	hellbrauner, gut durchwurzelter, schwach humoser, stark steiniger grusiger lehmiger Sand
A <sub>2</sub>	10—20 cm	violettgrauer, mäßig bis gut durchwurzelter stark steiniger sandiglehmiger Grus
B <sub>s</sub>	20—39 cm	ockerbrauner, mäßig bis gut durchwurzelter stark steiniger sandiglehmiger Grus
C	ab 39 cm	grauer bis hellgrauer stark steiniger lehmiger sandiger Grus

Die Reaktionszahlen dieser Horizonte liegen zwischen p<sub>11</sub> 3.5—4.0, der Boden ist also sehr stark sauer; die Werte für das austauschbare Ca sind äußerst niedrig und ergaben nur 3 mg je 100 g Boden; selbst im C-Hori-

zont wurden nur 13 mg Austausch kalk festgestellt. Die hohe Durchlässigkeit des Filtergerüsts verursacht auch hier im Zusammenspiel mit den extremen klimatischen Verhältnissen und der Basen- und Nährstoffarmut des Ausgangsgesteins die Podsolierung. Freies Eisen, Rohnton-gehalt und deren Verhältnis zueinander ergaben folgende Werte:

	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Rohnton	Rohnton/Eisen
A <sub>1</sub>	2.01 ‰	13.4 ‰	6.7
A <sub>2</sub>	1.67 ‰	10.3 ‰	6.2
B <sub>s</sub>	2.47 ‰	12.5 ‰	5.1
C	1.59 ‰	9.9 ‰	6.2

Somit ist auch bei diesem Profil die Eisenanreicherung im B<sub>s</sub> (= B-Sesquioxid-Anreicherungshorizont) erheblich; hingegen ist das Eisen/Rohntonverhältnis nicht so eng wie beim Schloßbergprofil. Diese Bodenbildung wird als schwach ausgeprägter Podsol bezeichnet.

Ein deutlich ausgeprägtes Podsolprofil, 1 km WNW Birk in einer Sandgrube an der Straße nach Weißenstadt gelegen, soll nicht unerwähnt bleiben. Im Liegenden der Sandgrube steht Zinngranit an. Das Hangende besteht aus einer rund zwei Meter mächtigen Decke einer älteren und einer jüngeren Fließerde. Die ältere Fließerde zeigt einen deutlich ausgeprägten Podsol mit einem bis zu 15 cm starken Bleichhorizont; der dazugehörige A<sub>1</sub>-Horizont ist nicht mehr vorhanden; über diesem älteren Podsol liegt eine jüngere 3—4 dm mächtige Fließerde, aus der ein schwach entwickelter Podsol entstanden ist. Die Bodenbedeckung besteht aus lichtem Kiefernwald mit starken Polstern von Heide, Preiselbeere und Moosen.

Die bisher besprochenen Profile erwecken den Eindruck, als seien die meisten Bodenbildungen aus kristallinem Gestein Podsole. Dies ist jedoch durchaus nicht die Regel, denn es konnten auch aus derartigem Ausgangsmaterial viele Bodenbildungen als schwach entwickelte Braunerden oder als schwach podsolige Braunerden festgestellt werden. Als Beispiel hierfür wird ein Profil von einer Sandgrube S Straße von Leupoldsdorf nach Vordorf beschrieben (s. a. Ergebnisse Tabelle 1 und 2):

Bodenausgangsmaterial: Orthogneis mit grobem Flasergneis, tiefgründig zergrust

Bodenart: schwach steiniger bis steiniger, grusiger stark lehmiger Sand  
Bodentyp: schwach podsolige Braunerde

Die Humusverhältnisse dieses Bodens werden durch den Gesamthumusgehalt mit 4.7 ‰, die Humusstabilität nach Hock mit 0.5 charakterisiert; dies bedeutet zwar eine reiche Humusversorgung im A<sub>11</sub>-Horizont in der Tiefe von 0—10 cm, die Humusform ist jedoch ungünstig; das Kohlenstoff/Stickstoffverhältnis beträgt 16.5 : 1 und deutet auf schwachen Basengehalt und mesotrophe Verhältnisse.

Die Untersuchung der Horizonte auf freies Eisen, sowie die Errechnung des Rohton/Eisenverhältnisses ergab folgende Werte:

Horizont	Tiefe in cm	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in ‰	Rohton/Eisen- verhältnis
A <sub>11</sub>	0—10	1.83	n. b.
A <sub>12</sub>	10—15	1.59	7.4
B <sub>11</sub>	20—30	1.63	8.1
B <sub>12</sub>	30—55	1.43	9.4
C	70—90	1.03	5.0

Der Vergleich der Rohton/Eisenverhältnisse von Profil Schloßberg (stark ausgeprägter Podsol) mit Profil Finkenmühle (schwach ausgeprägter Podsol) und mit Profil Leupoldsdorf-Vordorf (schwach podsoliierte Braunerde) läßt den Podsolierungsgrad klar erkennen; und zwar ist das Verhältnis Rohton/Eisen umso enger, je stärker die Podsolierung im Boden ist.

Ein Aufschluß im Forst „Beim Rosenbühl“ SW Brücklas zeigte dem obenbeschriebenen Profil ähnliche Bodenbildungen auf Orthogneis. Podsoliierte Braunerden wie auch schwach entwickelte Podsole haben sich hier unter lichtem Kiefernbestand gebildet.

Die Tiefgründigkeit der Böden hängt in hohem Maße vom Relief ab; im zerschnittenen und hängigen Gelände wurden besonders im Quartär die Verwitterungsprodukte vollständig oder doch zum größten Teil abgetragen und in den Tälern sedimentiert. Auf alten Landoberflächen bzw. Verebnungsflächen blieb eine häufig metertiefe Zergrusung des Granits erhalten. Auf diese Produkte vornehmlich physikalischer Verwitterung der Eiszeit hat seit der nacheiszeitlichen Wiederbewaldung die chemische und biochemische Verwitterung eingewirkt. In Wäldern, in denen derartige tiefgründige Verwitterungsdecken vorkommen, sind auf den steiniggrusigen, schwachlehmigen Sanden schwach entwickelte, sehr flachgründige Braunerde-Ranker entstanden, die einen schwach ausgebildeten (B)-Horizont von einigen cm aufweisen. Im Acker wurde durch die Bodenbearbeitung der Charakter der schwach entwickelten Ranker-Braunerden mit ihrem seichten A(B)C-Profil verwischt.

Als Ranker werden Bodenbildungen mit AC-Profil aus silikatischem Ausgangsmaterial bezeichnet; ihr humushaltiger A-Horizont ist gegen den humusfreien C-Horizont ohne Übergang scharf abgesetzt. Schwache Übergangs-(B-)Horizonte geben Anlaß zur Bezeichnung Braunerde-Ranker, stärkere zur Benennung Ranker-Braunerde bis schwach entwickelte Braunerde.

Die auf Blatt Fichtelberg vorgefundenen Ranker werden gewöhnlich auf verebneten Höhenlagen, auf Kammlagen langgestreckter Höhenzüge oder auf Kuppen angetroffen. Meist handelt es sich um flachgründige Bodenbildungen, bei denen der Abtrag mit der Bodenbildung Schritt gehalten hat, die also bereits Ansätze oder Fortschritte in der Braunerdeentwicklung aufweisen. Als Beispiel seien im tiefgründig zergrusten

Weißstädter Granit N von Oberröslau zwei Profile unter Wald und auf Acker einander gegenübergestellt:

im Wald:

Bodentyp: flachgründiger Braunerde-Ranker

A<sub>1</sub> 0—12 cm graubrauner humoser schwach lehmiger grusiger grober Sand von krümeliger Struktur

(B) 12—22 cm ockerfarbener schwach steiniger stark sandiger Grus, locker gelagert

C<sub>m</sub> ab 22 cm graugelber steiniger sandiger Grus = zergruster Granit

im Acker:

Bodentyp: Ranker

A<sub>1</sub> 0—18 cm dunkelgraubrauner humoser lehmiger grusiger grober Sand, krümelig

C ab 18 cm graugelber steiniger sandiger Grus = zergruster Granit

Der Einfluß der menschlichen Tätigkeit auf die Wandlung des Bodentyps ist unverkennbar. In Tabelle 1 werden die Reaktionsverhältnisse dieser beiden Profile angegeben. Das Ackerprofil zeigt eine Anreicherung an austauschbarem Ca, die durch Kalkung oder kalkhaltige Düngemittel bewirkt wurde; die stark saure Reaktion des Ackerprofils hat sich gegenüber dem Waldprofil nur unwesentlich nach oben verschoben; der geringe Basensättigungsgrad im Walde mit Werten von 1—8% ist im Acker mit rund 20% nicht unerheblich angestiegen. Der schwache (B)-Horizont des Waldprofils ist im Acker durch die wendende und mischende Arbeit des Pfluges verschwunden, so daß man in diesem Falle von einem „kultürlich“ geschaffenen Ranker sprechen müßte. Derartige Ranker und Braunerde-Ranker wurden auch auf dem tiefgründig zergrusten Weißstädter Granit NW und W von Voitsumra angetroffen.

Ähnliche, durch die Ackerkultur geschaffene Ranker werden im Gebiet S u. W von Wunsiedel auf Glimmerschiefern vorgefunden. Auf einem Acker W Breitenbrunn wurde nachstehend beschriebenes Profil aufgenommen (s. a. Tabelle 1 und 2):

Bodenausgangsmaterial: phyllitischer Glimmerschiefer

Bodenart: glimmerschiefriger stark lehmiger feiner Sand

Bodentyp: Ranker

Profilbeschreibung:

A<sub>1</sub> 0—20 cm graubrauner humushaltiger glimmerschiefriger stark feinsandiger Lehm

C<sub>11</sub> 20—40 cm gelbgrauer glimmerschiefriger stark lehmiger feiner Sand

C<sub>12</sub> 42—50 cm gelbgraue stark feinsandig lehmige Glimmerschiefer-Verwitterung

Die Bestimmung des Gesamthumusgehaltes (= Gesamte organische Masse) der Krume ergab 2.9%, die Humusstabilitätszahl wurde mit 0.4 festgestellt. Es liegt somit ein mittlerer Humusgehalt vor, dessen Quali-

tät als gering zu bezeichnen ist. Auch bei diesem Profil ist der ursprüngliche Bodentyp durch den Ackerbau verwischt. Während hier früher mit Kuhgespannen bis zu einer Tiefe von 10 cm geackert wurde, pflügt man heute mit Motorkraft mühelos bis zu 20 cm und tiefer und verändert hierdurch das natürlich entstandene Profilbild noch stärker als seither in Richtung zum Ranker. Im nahegelegenen Kiefern- und Fichtenwald konnte das ursprüngliche Profil unter kräftigem Unterwuchs von Kräutern und Sträuchern als eine schwach entwickelte podsolierte Braunerde festgestellt werden.

Am stark geneigten Hang im O des Dorfes Schönbrunn wurde auf einem Acker im Graphitschiefer ein Profil untersucht. Aus dem stark schiefergrusigen feinsandig lehmigen Bodenausgangsmaterial konnte sich infolge der ständigen Wirkung der erosiven Kräfte nur ein flachgründiger Boden entwickeln, der als Ranker zu bezeichnen ist.

Aus dem gleichen Ausgangsmaterial hat sich auf einer alten verebneten Landoberfläche unter Ackerkultur im N der Gemeinde Tröstau folgendes Profil entwickelt (s. a. Tabelle 1 und 2):

Bodenausgangsmaterial: Graphitschieferserie

Bodenart: glimmeriger stark feinsandiger Lehm bis glimmeriger stark lehmiger feiner Sand

Bodentyp: podsoliger Ranker

Profilbeschreibung:

A <sub>1</sub>	0—18 cm	schwarzgrauer humushaltiger locker krümeliger glimmerschieferiger stark lehmiger feiner Sand
A <sub>2</sub>	18—45 cm	grauer bis hellgrauer locker gelagerter glimmerschieferiger stark lehmiger feiner Sand
C <sub>m</sub>	50—65 cm	dunkelgrauer dichtgelagerter stark glimmerschieferiger stark lehmiger feiner Sand

Im N der Gemeinde Franken wurden an einem langgestreckten und leicht nach N geneigten Hang Bodenbildungen aus Sillimanit-Hornfelsglimmerschiefer untersucht. Dieser Hang stellt einen Verebnungsflächenrest einer ehemaligen Landoberfläche dar, die sicher seit vielen Jahrhunderten unter Ackerkultur steht. Die Sillimanit-Hornfelsglimmerschiefer sind zu glimmerigen stark lehmigen Sanden verwittert; der saure Charakter des Ausgangsgesteins verleiht auch den Böden stark saure Reaktion. Der Humusgehalt ist mittel bis hoch, jedoch infolge der Basenarmut nur von geringer Qualität. Aufgrabungen und Abbohrungen am Hang zeigten als Bodentypen deutlich ausgeprägte Ranker. Lediglich am Hangfuß konnte ein Braunerde-Ranker festgestellt werden, der unter einem braunen A-Horizont einen 5—10 cm starken ockerbraunen (B)-Horizont aufwies, der seinerseits dem braungelben C-Horizont des tiefgründig und dichtgelagerten Zersatzes des Sillimanit-Hornfelsglimmerschiefers aufliegt.

Auf dem Rosenbühl N der Ortschaft Göringsreuth kommen als Bodenausgangsmaterial Kalksilikatfelse vor. An einem schwach geneigten

Südhang wurden die Bodenbildungen aus diesem Material untersucht. Ergebnisse hinsichtlich der Bodenreaktion, des Basensättigungsgrades und der Austauschkalk-Verhältnisse sind in Tabelle 1 verzeichnet; Angaben über die Korngrößenzusammensetzung bringt Tabelle 2. Am flachauslaufenden Hangfuß der ackergenutzten Fläche konnte folgendes Profil beobachtet werden:

Bodenausgangsmaterial: Kalksilikatfels

Bodenart: steiniger stark lehmiger feiner Sand

Bodentyp: mittelgründige Braunerde geringer Basensättigung

Profilbeschreibung:

A<sub>1</sub> 0—20 cm graubrauner humushaltiger krümeliger schwach steiniger lehmiger feiner Sand

(B) 20—55 cm rotbrauner schwach steiniger lehmiger feiner Sand

C ab 55 cm braungelber steiniger lehmiger feiner Sand

Der Gesamthumusgehalt der Krume wurde mit 3.0 %, die Stabilitätszahl mit 0.4 festgestellt; auch hier liegt eine mittlere bis gute Humusversorgung vor, die Humusform ist jedoch von geringer Qualität.

Hangaufwärts durchgeführte Bohrungen zeigten ebenfalls Braunerden geringer Basensättigung, wenn auch die Gründigkeit der Bodenbildung nur unwesentlich abnimmt. Eine stärkere Wirkung der Bodenerosion ist an diesem schwach geneigten Hang nicht festzustellen.

Ein weiteres Profil aus Kalksilikatfels-Verwitterung wurde NW Petersweiher zwischen Neuenhammer und Leupoldsdorferhammer in ebener Lage untersucht. Hier ist ein tiefgründiger feinsandiger bis kräftiger Lehm entstanden, der nach seiner bodentypologischen Ausbildung als Braunerde-Pseudogley anzusprechen ist. Das dichte Gefüge der tieferen Bodenhorizonte ab 80 cm hat in den darüberliegenden Horizonten Merkmale ausgeprägt, die dem Staunässecharakter dieser Bodenbildung entsprechen.

Da sämtliche Bodenbildungen infolge der saueren Ausgangsgesteine im Bereich des Kartenblattes Fichtelberg basenarm sind und saure bis stark saure Reaktion aufweisen, wurden die Böden in der näheren Umgebung des einzigen Kalkvorkommens beim Marmorbruch Furtenhammer im S von Schönbrunn untersucht. Hierbei ergab sich, daß auch im engeren Bereich des Marmorwerkes keine Rendzinen feststellbar waren. Das Marmorvorkommen ist von Kalksteinbraunlehm, den entkalkten Rückständen alter Kalkverwitterung, bedeckt, die mit Verwitterungsprodukten der umgebenden saueren Gesteine vermischt sind.

Die als diluviale Hangfließlehme bezeichneten Flächen, die an langgestreckten, sanft auslaufenden Hängen festgestellt werden, stehen i. a. unter landwirtschaftlicher Nutzung. Sie bestehen meist aus feinkörnigen Ablagerungen; die Bodenart ist von grusig lehmiger Beschaffenheit, und zwar dort, wo Granit und Gneisverwitterung als Herkunftsmaterial in Betracht kommen. Da das Wasser in dem durchlässigen Filtergerüst

leicht abziehen kann, sind Staunässeböden selten. Es handelt sich meist um schwach entwickelte, flach- bis mittelgründige Braunerden geringer Basensättigung. Als Beispiel hierfür wird ein Profil W Weißenhaid angegeben:

Bodenausgangsmaterial: diluvialer Fließlehm auf Granitzersatz

Bodenart: grusiger lehmiger bis stark lehmiger Sand

Bodentyp: flachgründige schwach entwickelte Braunerde geringer Basensättigung

Profilbeschreibung:

A<sub>1</sub> 0—10 cm braungrauer schwach steiniger grusiger lehmiger bis stark lehmiger Sand

(B)<sub>11</sub> 10—30 cm braungelber glimmeriger schwach grusiger stark lehmiger Sand

(B)<sub>12</sub> 30—80 cm braungelber glimmeriger schwach grusiger stark lehmiger Sand

D ab 80 cm graugelber grusiger Granitzersatz

Der Boden zeigt saure bis stark saure Reaktion; die Versorgung mit Phosphorsäure und Kali ist schlecht. Der Gehalt an lactatlöslicher Phosphorsäure im (B)<sub>11</sub>-Horizont ist äußerst gering und beträgt nur 0,8 mg auf 100 g Boden. Der Gehalt an lactatlöslichem Kalium beträgt im gleichen Horizont nur 14 mg auf 100 g Boden, was einer mangelhaften Kaliversorgung entspricht.

Hangfließlehme aus Glimmerschiefer zeigen wegen ihrer Zusammensetzung aus feinstkörnigem Material und infolge ihres dichten Gefüges manchmal schwache Anzeichen von Staunässe; sie können jedoch i. a. noch zu den flach- bis mittelgründigen Braunerden gestellt werden. Wo diluviale Lehme in weiten Mulden und Senken abgelagert sind, haben sich unter dem Einfluß von hochstehendem Grundwasser Gleye entwickelt; NW von Oberröslau konnte ein derartiges Profil beobachtet werden:

A<sub>1</sub>G 0—15 cm dunkelbrauner stark rohmoser schwach eisenfleckiger feinsandiger Lehm

G<sub>11</sub> 15—60 cm grauer eisenfleckiger schwach grusiger sandiger toniger Lehm

G<sub>1</sub> 60—100 cm blaugrauer grusiger lehmiger schwach toniger Sand

Dieser Boden wird als Wiese genutzt; durch Drainagen und tiefe Vorfluter erfolgte eine starke Entwässerung, sodaß stellenweise Ackernutzung mit Anbau von Kartoffeln, Weizen und Hafer möglich ist.

In vollkommen ebener Lage im Walde N der Zeitelmooswiesen konnte unter einem 60—70 jährigen Kiefernbestand ein Anmoorgley festgestellt werden. Auch hier ist der hohe Grundwasserstand bei 40—60 cm für die Ausbildung des Bodentyps von ausschlaggebender Bedeutung gewesen.

Das Gebiet des Blattes Fichtelberg ist reich an Weihern und Tümpeln, seine Täler werden von Bächen und kleineren Flußläufen durchzogen, die

ihre Entstehung dem regenreichen Klima verdanken; dem Wasserreichtum entsprechend wird die Ausbildung der Bodentypen in den Talungen und Senken stark vom hochstehenden Grundwasser beeinflusst. Neben Böden aus mineralischen Sedimenten nehmen in den tiefsten Lagen auch organogene Bodenbildungen größere Flächen ein. Die vom hochstehenden Grundwasser stark beeinflussten Böden zeigen naturgemäß alle Übergänge vom Gley über den Anmoorgley bis zu den eigentlichen Moorböden.

Das betont kühlfeuchte Klima, das nährstoffarme Grundwasser und die basenarmen Gesteinsunterlagen ließen oligotrophe Moore mit dem Charakter von Übergangsbruchwaldmooren und Hochmooren entstehen. Nur stellenweise ist die ursprüngliche Moorvegetation aus Birke, Kiefer, Besenheide, Rauschbeere, Weißmoospolstern usw. noch zu erkennen. Meist wurden die natürlichen Moore durch künstliche Maßnahmen umgewandelt. Entwässerung, Abtorfung, Anwendung von Handelsdüngern und sonstige Meliorationen haben aus den ehemaligen Mooren Streuwiesen und Dauergrünland entstehen lassen. Ein Beispiel hierfür sind die Zeitelmooswiesen im NO von Hildenbach, die nach der Abtorfung der Hochmoordecke heute den Anblick von weiten ebenen Moorwiesen darbieten.

Im regenreichen Waldgebiet im S des Schneebergs ist nördlich des Fichtelsee-Weiher ein ombrogenes Hochmoor entstanden. Zwar wurde auch dieses Moor bereits zu einem großen Teil abgetorft, jedoch lassen die noch stehengebliebenen Moorkwände von 3–4 m Höhe den Aufbau des ehemaligen Hochmoors erkennen. Der untere Teil des Moores zeigt einen Schwarzmoostorf, der im Liegenden Stubben und Reste von Birken und Kiefern aufweist; diese zeigen den ehemaligen Waldbestand an, der durch die Entwicklung des Hochmoores untergegangen ist. Über dem Schwarzmoostorf, der zum größten Teil aus Carexarten und scheidigem Wollgras besteht, befindet sich der Weißmoostorf, dessen Hauptbestandteil Sphagneen sind. Einzelne Gruppen von Birken und Kiefern umsäumen das ehemalige Hochmoor, einzelne Exemplare von Birken und Spirken haben auf der abgetorften Fläche bereits wieder Fuß gefaßt.

Die Bodenschätzung hat unter ausschließlicher Berücksichtigung der naturgegebenen Faktoren von Klima und Boden in den vergangenen zwei Jahrzehnten für die landwirtschaftlich genutzten Böden Deutschlands eine Bodeninventur erstellt, deren Ergebnisse für nichtsteuerliche Zwecke in übersichtlicher Weise in farbigen Bodenschätzungskarten im Maßstabe 1 : 5000 (als Inselkarte für jede einzelne Gemeinde) niedergelegt sind. Diese Karten befinden sich an den zuständigen Landwirtschaftsämtern, dienen dort der Beratung und Lehre und stehen jedermann zur Einsichtnahme zur Verfügung.

Die Bodenzahlen stellen nach Abzug entsprechender Abzüge für Besonderheiten als Ackerzahlen ( = Ertragsmeßzahlen) für

die als Acker genutzten Flächen das Endergebnis der Bodenschätzung dar und ermöglichen somit die Beurteilung der Ertragsfähigkeit der Böden. Sie zeigen, auf das gesamte Blattgebiet bezogen, Werte zwischen 31 und 25; dies ist etwa 1/3 bis 1/4 des Wertes unserer erstklassigen Böden in der Magdeburger Börde, die unter besten Bodenverhältnissen und günstigen klimatischen Bedingungen die Ackerzahl 100 erhielten. Zu den Gemeinden mit den besseren Ackerzahlen gehören Schönbrunn (34—29), Grün (33—27) und Tröstau (31—27); mit dem Durchschnitt der Wertzahlen liegen die Gemeinden Voitsumra (30—25), Vordorf (30—22) und Franken (32—20) nur unwesentlich tiefer. Die verhältnismäßig geringen Ackerzahlen sind klimabedingt, die Bodenzahlen als Ausgangszahlen für die Bewertung haben Klimaabschläge erfahren, die i. a. zwischen 32 und 28 % der Bodenzahl liegen.

Während in früherer Zeit Hafer, Roggen und Kartoffeln als Hauptanbaufrüchte nur geringe Erträge brachten, haben es die Ergebnisse der modernen Pflanzenzüchtung ermöglicht, auch im rauen Klima des Fichtelgebirges Sorten von entsprechender Ertragsleistung anzubauen. Unter der Voraussetzung einer weiteren Mehrung der oft recht geringen Bodenfruchtbarkeit u. a. durch reichliche Nährstoffversorgung, insbesondere mit Kalk, Phosphorsäure und Kali, ist auch im Klima des Fichtelgebirges vieles möglich, an das vor 4—5 Jahrzehnten noch nicht gedacht werden konnte. Stellenweise legen schöne Weizen-, Roggen- und Haferbestände, wie auch erfolgversprechende Rotklee-, Kartoffel- und Futterrübenschläge hiervon Zeugnis ab. Die Basenarmut des Ausgangsgesteins und die stark saueren Reaktionsverhältnisse machen im Rahmen der Erhöhung der Bodenfruchtbarkeit eine bessere Kalkversorgung zur Voraussetzung jeglichen Erfolges. Die Gegenüberstellung der Werte an austauschbarem Calcium bei Acker- und Waldprofilen läßt die Wirkung von kalkhaltigen Düngemitteln zwar erkennen, jedoch ist die Basenversorgung bei weitem nicht ausreichend. Durch vorsichtiges Aufkalken und laufende Kalkversorgung sowie durch Anwendung basenhaltiger Handelsdünger sollten die naturgegebenen Reaktionsverhältnisse zum Vorteil für einen höherwertigen Anbau mehr als seither geändert werden. Mit der besseren Basenversorgung wird gleichzeitig die Qualität der organischen Masse verbessert; aus dem geringwertigen Humus, der meist in ausreichender Menge vorhanden ist, entsteht durch Basenzufuhr adsorptiv gesättigter Humus; dieser wird, neben seiner Funktion als Nährhumus für das Bodenleben, als Dauerhumus zum wichtigsten Träger der Bodenfruchtbarkeit. Für die Schaffung des Dauerhumus ist das Bodenleben ein wichtiger Faktor. Bei allen Aufgrabungen und Profiluntersuchungen war die Kleintierwelt, insbesondere der Regenwurm nur ganz selten zu beobachten. Die Verbesserung der Reaktionsverhältnisse im Boden schafft ein Milieu, das dem Regenwurm zusagt. Der Fruchtbarkeitszustand eines Bodens wird vielfach durch die Häufigkeit des Vorkommens von Regenwürmern dokumentiert. Ihre Lebenstätigkeit schafft aus der organischen

Masse und den kolloiden Bodenbestandteilen zusammen mit dem Kalk den Kalk-Ton-Humuskomplex, den Träger der Bodenfruchtbarkeit, von dessen Vorhandensein die Ertragsfähigkeit und die Ertragsleistung in hohem Maße abhängt.

## J. Forstwirtschaftliche und standortkundliche Verhältnisse<sup>7)</sup>

(MARTIN REISSMANN, Bayreuth)

Die morphologische Gliederung des Blattes Fichtelberg in zwei Teillandschaften (Wunsiedler Bucht im Osten und Hochgebiete im Westen und Süden) findet auch ihren Ausdruck in den verschiedenartigen standörtlichen Verhältnissen.

Die standörtliche Verschiedenheit der Wuchsgebiete liegt in erster Linie in der allgemeinen Lage, im Großklima begründet. Doch spielt auch die Geologie eine maßgebliche Rolle. Hier in unserem Gebiet sind es weniger die Unterschiede im Grundgestein als die tertiären Verwitterungs- und vor allem die pleistozänen Umlagerungsvorgänge, welche Bodenbildung und Wasserhaushalt entscheidend beeinflussen. Die Unterschiede im Ausgangsgestein treten auch deshalb nicht wirksam hervor, weil es sich in den Waldgebieten fast ausschließlich um Granite und Orthogneise gleicher oder sehr ähnlicher mineralogischer und chemischer Zusammensetzung handelt.

Als Folge dieser in der Natur der Landschaft liegenden Verschiedenartigkeit des gesamten Standortscharakters haben sich auch zwei entsprechend differenzierte Regionalgesellschaften (= natürliche Waldgesellschaften bestimmter Einzellandschaften) entwickelt. Nicht zuletzt haben diese unterschiedlichen standörtlichen Bedingungen auch einen entscheidenden Einfluß auf die menschliche Besiedelung, auf die Ausbreitung der Landwirtschaft, und damit auf die Bedeutung der Forstwirtschaft von heute ausgeübt.

Eine im Vergleich zum nordöstlichen Kartengebiet ungleich größere Bedeutung besitzt die Forstwirtschaft

im Wuchsgebiet des eigentlichen Fichtelgebirges dem die westlichen und südlichen Teile des Kartenblattes zugehören.

Mit Ausnahme nur kleiner Flächen in ortsnahen Lagen am Nordhang des Schneeberges und am Rudolfstein, sowie Teilen des „Schönbrunner Waldes“ (Stadtwald Wunsiedel) befindet sich der gesamte zusammen-

---

<sup>7)</sup> Die in diesem Beitrag angegebenen klimatischen Daten sind dem Klimaatlas von Bayern entnommen (KNOCH, 1952). Als Bezeichnungen für die pleistozänen Erscheinungen fanden die von G. PRIEHLÄUSSER (1951, 1955, 1956) Verwendung.

hängende Waldkomplex in staatlichem Besitz (Forstämter Weißenstadt, Wunsiedel, Fichtelberg und Bischofsgrün).

Infolge der orographischen und klimatischen Bedingungen überwiegen hier die absoluten Waldböden und Waldstandorte. Die Landwirtschaft tritt fast gänzlich in den Hintergrund.

Das allgemeine Klima kann hier als rauhes bis sehr rauhes Mittelgebirgsklima angesprochen werden. Die mittleren jährlichen Niederschläge haben mit 900—1200 mm eine optimale Höhe; die mittlere Jahrestemperatur beträgt nur 6° C, in den Hochlagen nur 5° C. Die Hanglagen sind durch Inversionserscheinungen etwas wärmebegünstigt. Die flach auslaufenden Unterhänge sind spätfrostgefährdet. In den Hochlagen bilden Schnee- und Eisbruch eine akute Gefahrenquelle.

Die petrographische Ausgangslage für die Vegetation ist ungünstig; dies gilt besonders für das anspruchsvollere Laubholz. Denn die vorkommenden Granite und Gneise haben eines gemeinsam, sie sind relativ sauer, haben also einen relativ geringen Gehalt an Erdalkalien (Ca, Mg). Infolge dieser nur mäßigen Nährstoffkraft der Böden kommt daher ihrem Wasserhaushalt umso ausschlaggebendere Bedeutung für die Leistungsfähigkeit des Einzelstandortes zu; dies gilt namentlich für die Leistung des Nadelholzes. Die Wasserführung der Böden im eigentlichen Fichtelgebirgsstock aber hat durch glaziale Umlagerungsvorgänge eine grundlegende Beeinflussung erfahren.

Zur Einführung in die standörtliche Problematik des Höhenkranzes vom Schneeberg bis zur Kösseine seien einige ihrer wesentlichsten Züge berührt:

In den durch die Auswirkung der letzten Kaltzeit charakterisierten höheren Lagen (über 800 m), z. B. am Schneeberg, stehen die „Firneisgrundschutte“ (Gg. PRIEHÄUSSER 1951, 1955, 1956) bis zur Oberfläche an und sind nur vom Blockschutt überrollt. Die dichte Packung und Festigkeit dieser eiszeitlichen Bildungen wird in oberflächennahen Partien durch Eisenausscheidungen im blättrigen Gefüge noch verstärkt, wenn, wie in flachen Hangmulden und auf Verebnungen eine nachhaltige Wasserzufuhr gegeben ist. Bei zeitweisem Luftzutritt kommt es hier zur Oxydation der mitgeführten gelösten Eisenverbindungen. Die im Laufe der letzten 8000 Jahre in diesen Hochlagen gebildeten Böden besitzen nur eine sehr flache physikalische Gründigkeit und geringeres Wasserspeichervermögen. Ein wichtiges Merkmal dieser Standorte ist daher eine ausgesprochen oberflächennahe Wasserführung. Das in diesen Höhen reichliche Schneeschmelz- und Niederschlagswasser bewegt sich fast ausschließlich auf oder nur in den oberen blättrigen Bereichen des „Firneisgrundschuttes“ hangabwärts. Diese oberflächennahe Wasserführung dürfte auch die Ursache für das üppige Gedeihen des *Calamagrostis villosa* sein, das bereits in lichten Stangenhölzern wieder auftritt und später absolut verzüngungsfeindlich wirkt. Die Bestockung auf diesen jungen Firneisgrundschutten der Hochlagen besitzt wasserwirtschaftlichen Schutzwald-

charakter. Mit Hilfe einer Dauerbestockung kann besonders die Schneeschmelze und das oberflächliche Weglaufen des Schneeschmelzwassers in das Frühjahr hinein verzögert werden, damit dies der Hangbestockung noch möglichst lange in die Vegetationsperiode hinein zur Verfügung steht.

Bodenphysikalisch günstiger verhalten sich die während der letzten Kaltzeit nur wenig bewegten Verwitterungsschuttdecken aus Gneismaterial auf dem nur schmalen Rücken zwischen Nußhardt und Platte. Eine vertikale Wasserbewegung in die dort vorliegenden tiefgründig verwitterten Zersatzschichten — deren Wasserspeicherungsfähigkeit ist auch die Ursache des Wasserreichtums der darunter liegenden Hanglagen — ist daher eher noch möglich. Der Bestockung dieser Standorte fällt wasserwirtschaftlich vor allem die Aufgabe zu, durch intensive Wurzeleistung die vertikale Wasserleitfähigkeit dieser Böden zu erhalten bzw. zu verbessern. Eberesche und — soweit es die klimatischen Bedingungen erlauben — Buche, Bergahorn und Tanne werden deshalb als Tiefwurzler dringend benötigt.

Die Leistungsfähigkeit der Hangstandorte in den höheren Lagen (über 800 m) hängt wesentlich von der Wasserführung ab. Da diese jedoch an die Oberfläche gebunden oder zumindest sehr oberflächennah verläuft, ist die Leistungsfähigkeit in diesen Lagen umso besser, je großflächiger diese Standorte sind. Das abfließende Niederschlagswasser speist teilweise entlang der unteren Grenze liegenden Quellen, deren Schüttung auf den Niederschlagsverlauf ungewöhnlich schnell reagiert. Unterhalb dieser kommt es fast immer zu mehr oder weniger ausgedehnten Bodenvergleyungen. Zum anderen Teil bewegt sich das Hangwasser auf ebenfalls wassertragenden, älteren „Firneisgrundschutten“ der Mittelhänge, unter der Überlagerung von bodenphysikalisch günstigen „hängigen Frosterden“ (G. PRIEHÄUSSER), in einem langen und gleichmäßigen Hangwasser-schub abwärts und ist von den Tiefwurzlern (Tanne, Laubholz) noch erreichbar.

In ihrem Wasserhaushalt noch günstiger verhalten sich die steilen Osthänge des Höhenzuges vom Schneeberg bis zur Platte. Das Niederschlagswasser aus den Hochlagen ergießt sich als Rieselwasser die Hänge hinab. Hinzu kommt reichlich Hangquellwasser aus Zersatzschichten. Hier liegen auch die leistungsfähigsten Standorte im Bereich des Kartenblattes.

Demgegenüber fallen kurze Hänge an relativ niedrigen oder schmalen Geländerücken in ihrer Ertragsfähigkeit deutlich ab (Hänge des Rudolfsteines, flache Rücken und Hügel um Fichtelberg und Neubau, Hänge der Hohen Mätze im „Tröstauer Wald“, des Habersteines und des Schauer-Berges im „Schönbrunner Wald“). Ihnen fehlt der ausdauernde Wasser-nachschub, wie ihn z. B. die langen Hänge des Schneeberges besitzen. Hier macht sich auch die unterschiedliche Körnung der Granite im Boden-Wasserhaushalt bemerkbar, denn dichtgelagerte, wassertragende „Firneis-

grundschutte“ sind nur schwach ausgebildet oder fehlen ganz. Als Folge der Freilage während der letzten Kaltzeit liegen hier meist Frosterden mit tieferer Verwitterung. Nicht selten sind auch grusige Böden auf anstehendem, vergrustem, grobkörnigem „Fichtelberger Granit“ (Kerngranit), die meist schon am Auftreten der Heide (*Calluna vulgaris*) zu erkennen sind (Unterhänge der Hohen Mätze, „Ehewald“ u. a.).

An den flach auslaufenden **U n t e r h ä n g e n** lagern meist vergleyte — nur selten braune — Fließerden über älteren „Firneisgrundschutten“. Diese Gleyböden haben fast immer mehr oder weniger mächtige Moorauflagen (saure Anmoorgleye und Hangmoore) als Folge zeitweiser oder ständiger Vernässung. Die Leistung der Fichte ist auf solchen Standorten relativ gut, solange noch ein ausreichender Wasserzug gegeben ist. Doch ist sie hier infolge ihrer sehr flachen Wurzelausbildung äußerst wurfgefährdet. Durch Beteiligung der Tanne — soweit die saueren Moorauflagen ihren Anbau erlauben — und eine plenterwaldartige Dauerbestockung sollte das Bestandsgefüge hier gegen ständige Wurfkatastrophen besser gesichert, und der Wasserreichtum dieser Standorte dauernd produktiv ausgenützt werden. Jede Kahllegung dagegen hat Vernässung zur Folge und fördert die weitere Moorbildung, eine zunehmende Verflachung der Fichtenbewurzelung und — abgesehen von Zuwachsverlusten der Kulturen durch Vernässung und Spätfrost — damit auch einen allgemeinen Leistungsabfall der Nachfolgebestände und deren Anfälligkeit gegen Wurfschäden. Ähnliches gilt auch für Hangley-Standorte.

Die auf dem Kartenblatt Fichtelberg liegenden Vorkommen von **K o n t a k t g l i m m e r s c h i e f e r n** geben trotz ihrer verhältnismäßigen Kleinflächigkeit einen guten Aufschluß über die weite Amplitude ihrer Ertragsleistung. Die etwa 850 m hohe Kontaktglimmerschiefer-Kuppe in Abt. „Schacht“/„Krummschlag“ (Forstamt Weißenstadt) nordwestlich des Schneeberges und ihre oberen Schatthänge sind die einzige Stelle im Fichtelgebirge, wo während der letzten Kaltzeit Schiefergesteine von der Verfirnung erfaßt worden sind. Auf den dort anstehenden jungen „Firneisgrundschutten“ mit ihrer nur flachen postglazialen chemischen Verwitterung (30—35 cm) kommt es zu einer überraschend hohen Wuchsleistung. Auf dieser Kuppe stockt heute noch einer der wenigen autochthonen Buchen-Tannen-Fichten-Mischbestände des Fichtelgebirges. Die Frosterden der Kontaktglimmerschiefer dagegen unterlagen infolge ihrer Freilage während der letzten Glazialperiode wesentlich längere Zeit der Verwitterung und der humiden Auswaschung. Bei ihnen ist dadurch eine beträchtliche Oberbodenverarmung eingetreten, die im Bodenprofil in breiten A- und B-Horizonten sichtbar wird. Ihr Leistungsabfall ist gegenüber den jungen „Firneisgrundschutten“ ganz beträchtlich, wenn nicht eine überdurchschnittlich gute Wasserversorgung einen Ausgleich für die eingetretenen Nährstoffverluste bringt.

Als **R e g i o n a l g e s e l l s c h a f t** im Granit-Gneis-Bereich des Fichtelgebirgsstockes kann der Tannen-Buchen-Fichten-Wald angesehen wer-

den (Bergahorn, Bergulme, Sommerlinde, Moorbirke, Eberesche, Erle waren zudem je nach Standort mehr oder weniger beteiligt, während die Lärche gänzlich gefehlt haben dürfte). Der Schwerpunkt in der Zusammensetzung dieser natürlichen Waldgesellschaft variiert je nach den Bedingungen des Einzelstandortes zu Standortsgesellschaften. Auf den  $\pm$  podsoligen Braunerden der Hanglagen im Granit-Gneis-Gebiet dürfte diese der Buchen-Tannen-Fichten-Wald sein, in dem einst die Rotbuche an den wärmebegünstigten Südhängen ihre relativ stärkste Verbreitung gehabt haben dürfte. Auf den Gley-Standorten tritt sie dagegen fast ganz zugunsten der Tanne zurück. Auf den Quell- und Hangmooren bildet die Fichte mit Moorbirke und Eberesche die natürliche Standortsgesellschaft. Und in den klimatisch bedingten Hochlagen sind es allein die Fichte und die Vogelbeere, die noch gedeihen können. Erwähnenswert ist außerdem ein ausgeprägtes Hochmoor in der „Seelohe“, im Sattel zwischen Ochsenkopf und Schneeberg, das einen geschlossenen Bestand von Spirke (*Pinus montana* var. *arborea*) trägt.

Die natürliche Bestockung des Fichtelgebirgsstockes hat durch die nun etwa schon fünf Jahrhunderte dauernde menschliche Bewirtschaftung große, der Ertragsfähigkeit der Einzelstandorte nachteilige Veränderungen erfahren. Buche und Tanne sind durch zu rasche Wirtschaftsweise teils unbewußt, teils durch kurzzeitige wirtschaftliche Manipulationen ganz bewußt aus dem Wald „hinausgewirtschaftet“ worden. Aber auch die ursprüngliche, dem Standort angepaßte Fichtenrasse ist als Folge der Kahlschlagwirtschaft und künstlichen Verjüngung mit fremdem, standortsuntauglichem Pflanz- und Saatgut verloren gegangen. Die verhängnisvollen Auswirkungen zeigen sich in fast hundertprozentig wipfelgebrochenen Beständen der Hochlagen.

Die heutige Bestockung wird also fast gänzlich von gleichartigen Fichtenbeständen gebildet, denen die Tanne nur noch in einzelnen Exemplaren beigemischt ist. Die Rotbuche ist in stärkerer Mischung oder bestandsbildend nur noch in wenigen Beständen an den Süd- und Osthängen des Schneeberges, sonst ebenfalls nur noch vereinzelt vorhanden. Bergahorn, Bergulme und Linde sind nur noch äußerst selten zu finden. Die Moorbirke ist gänzlich verschwunden.

Die Humusverhältnisse mußten durch diese anhaltende Fichtenwirtschaft eine erhebliche Verschlechterung erfahren, da sie auf diesen nur mäßig basenversorgten Böden von Natur aus schon sehr labil gelagert sind. So ist die Form des guten Moder-Humus sehr selten geworden (Mullhumus wird auch auf den relativ besten Standorten von Natur aus nicht erreicht). Zur Charakterisierung des heutigen Humusstandes kann allgemein gesagt werden, daß die Streuzersetzung auf jenen Standorten relativ am besten vor sich geht, welche einen gleichmäßig frischen Wasserhaushalt besitzen. Als typische Standortswieser treten dort auf: *Oxalis acetosella*, *Luzula villosa*, *Galium saxatile* und einzelne Farne. Auf relativ trockenen Standorten liegen dagegen trockenfaserige Rohhumus-

decken, auf Standorten mit ständiger oder zeitweiser Vernässung  $\pm$  mächtige Auflagen von schmierigem, schwarzem Humusstoff. In beiden Fällen hat sich — als wohl nachteiligste Folge — die Durchwurzelung der Fichte zunehmend verflacht und vernag allein erst recht nicht mehr, den Standort voll auszunützen. Z. T. flächig auftretender Heidelbeerbewuchs verstärkt die Rohhumusbildung und wird auf manchen Standorten sogar zur Wurzelkonkurrenz für die Fichte. Mit steigendem Säuregrad tritt auch die Preiselbeere hinzu, auf sehr trockenen Böden außerdem die Heide.

Seit jüngerer Zeit werden alle Anstrengungen unternommen, um mittels großflächiger Vorausverjüngung des Laubholzes (Buche — Bergahorn) und der Tanne die Voraussetzungen dafür zu schaffen, daß diese Baumarten in den künftig entstehenden Beständen mit einem befriedigenden Anteil wieder beteiligt sein werden. Dabei bestimmen die natürlichen Standortsbedingungen nicht nur die Baumartenwahl, sondern auch die z. T. notwendigen Meliorationsmaßnahmen und nicht zuletzt die künftig anzustrebende Waldaufbauform. Die Bedeutung der Tanne und des Laubholzes liegt dabei nicht allein in einer gewissen Verbesserung der Humusverhältnisse, sondern vielmehr in ihrer äußerst intensiven Wurzeleistung sowohl am Stock, als auch auf den Zwischenflächen. Dadurch soll der fortschreitenden Oberbodenverarmung entgegengewirkt und vor allem die Fichte wieder zu einer tieferen Durchwurzelung angeregt werden. Denn das Leistungspotential der meisten Standorte kann auch hier nur mittels einer intensiven Durchwurzelung voll ausgeschöpft werden.

#### Auf der alten Landoberfläche im nordöstlichen Kartenbereich

Ist der Wald von der Landwirtschaft stark zurückgedrängt worden auf Standorte, die nur geringen oder gar keinen landwirtschaftlichen Ertrag versprechen. Er ist hier auch von Teilen am Schau-Berg (staatl. Forstamt Weißenstadt) und Flächen am Wolfstein und im Zeitelmoos (staatl. Forstamt Wunsiedel) abgesehen, fast ausschließlich in bäuerlichem oder kommunalem Besitz.

Diese alte Landoberfläche im Nordostteil des Kartenblattes besitzt nur flachwelliges bis hügeliges Relief. Ihre mittlere Höhe über NN. schwankt etwa zwischen 600 und 650 m; im Süden sinkt sie teilweise bis 550 m ab, und im Westen gegen den Schneeberg-Höhenzug erreichen Schau-Berg und Wolfstein 732 bzw. 754 m.

Das allgemeine Klima dieses Gebietes ist gemäßigt und besitzt merklich kontinentale Tönung. Die Jahresdurchschnittstemperatur liegt mit etwa 6° C relativ niedrig. Die mittlere jährliche Niederschlagsmenge ist mit 750—900 mm nur mäßig hoch als Auswirkung der Lage im Regenschatten des Fichtelgebirgsstockes, an dem sich die vorherrschenden und

Regen bringenden West- und Südwestwinde bereits abregnen. Mikroklimatisch charakteristisch für diese Landschaft ist die hohe Frostgefahr in den flachen Mulden- und Tallagen, die ausgesprochene Kaltluftseen darstellen. Vor allem die Spätfröste überwiegen und bilden eine große Gefahr für Land- und Forstwirtschaft. Die Frühfrostgefahr wird durch die Wärmekapazität der wasserreichen anmoorigen und Moor-Böden etwas gemildert.

Der Wasserhaushalt des Einzelstandortes wird hier durch die Bodenbedingungen besonders ungewöhnlich stark beeinflusst. Die sandig-grusigen Granit- und Gneisverwitterungsböden, die auf dieser alten Landoberfläche eine sehr tiefe physikalische Verwitterung besitzen, verschieben infolge großer Durchlässigkeit den Wasserhaushalt zur Trockenheit hin. Diese Tendenz wird verstärkt durch den hohen Benetzungswiderstand trocken-faseriger Rohhumusauflagen. Die von der Waldbestockung dringend benötigten Sommerniederschläge werden obendrein zu einem nicht geringen Teil von starkem Heidelbeer- und Preiselbeerbewuchs, auf den trockensten Standorten auch von der Heide verbraucht. Andererseits gibt es dagegen auf den sehr saueren anmoorigen und Moorstandorten der flachen Tallagen einen zumindest zeitweisen Überschuß nährstoffarmen Wassers. Dichte, vergleyte Verlagerungsböden verhindern hier fast jede vertikale Wasserbewegung. Der horizontale Wasserabfluß ist wegen des geringen Gefälles stark gehemmt. Soweit solche Standorte nicht von der Landwirtschaft als Wiesen genutzt werden, stocken heute meist sehr wurfgefährdete Fichtenreinbestände oder fichtenreiche Mischbestände mit Kiefer darauf.

Auf den zur Trockenheit neigenden, tiefgründig verwitterten sandig-grusigen Granit- und Gneisverwitterungsböden dagegen fand — durch das kontinental geartete Klima (trockener Schnee) obendrein begünstigt — die von Osten her eingewanderte herzynische Mittelgebirgskiefer ihre zusagenden Lebensbedingungen (G. A. KRAUS, 1952) Sie vermochte sich deshalb in Einzelmischung gegenüber den hier im Nachteil befindlichen Schatthölzern der natürlichen Waldgesellschaft (Fichte, Buche, Tanne) dauernd zu behaupten, „wobei in jeder Generation eben immer nur die jeweils schattenfesten Individuen der Kiefer den Daseinskampf bestanden“ (G. A. KRAUS, 1952). Geradschaftigkeit, spitze Kronenform, Astreinheit, Feinastigkeit und tief am Stamm herabreichende helle Spiegelborke geben ihr den gesuchten, hervorragenden und typischen Habitus einer Halbschatten-Kiefer. Als solche verjüngt sie sich noch unter lichtem Schirm des Altbestandes gut. Da sich also die Wachrelation zwischen Fichte und Kiefer auf den zur Trockenheit neigenden Standorten eindeutig zugunsten der Kiefer verhält, vermochte sie sich, am Saum oder auf Schmalkahlschlägen in die Fichten-Pflanzkulturen eingeflogen, auch in den künstlichen Fichtenbeständen mit einem verhältnismäßig hohen Anteil durchzusetzen. Außerdem besitzt diese Halbschatten-Kiefer einen hohen Anteil gesuchten Wertholzes und ist deshalb

auch aus ökonomischen Überlegungen heraus nicht radikal aus dem Wirtschaftswald verdrängt, sondern sehr häufig — auch in bauerlichen Waldungen — sogar in Reinbeständen nachgezogen worden. Diese herzynische Mittelgebirgskiefer gibt daher dem Waldbild dieses Gebietes auch heute noch sein charakteristisches Gepräge. Ihre stärkste Auslese hinsichtlich Schneefestigkeit dürfte diese Kiefernrasse am Schau-Berg und Wolfstein erfahren haben, wo sie sich bestandsbildend bis in Höhenlagen zwischen 700—750 m gegen den Schneeberg vorschiebt. Auf der Ostseite des Schneeberges kann man daher das Zusammenstoßen zweier Regional-Waldgesellschaften, der Waldgesellschaft der herzynischen Mittelgebirgskiefer mit Tanne, Fichte, Buche, und des montanen Tannen—Buchen—Fichten—Waldes des Fichtelgebirgsstockes gut beobachten.

## K. Baugrund

Alle Gesteine des Blattes Fichtelberg sind im unverwitterten Zustand ohne Einschränkung als Baugrund zu verwenden. Häufig treten jedoch mächtige Verwitterungsdecken auf, deren Eignung bei entsprechenden Bauvorhaben unterschiedlich bewertet werden muß. Zwar fehlen noch einschlägige Untersuchungen, doch kann man z. B. vergrusten Granit, der nur wenig chemische Zersetzung zeigt, noch einigermaßen günstig beurteilen. Wichtig ist in allen Fällen, daß die verwitterten Gesteinspartien ungestörte und mit dem Anstehenden übereinstimmende Lagerung besitzen. In hängigen Lagen überkleidet jedoch pleistozän umgelagerter Gesteinszersatz als Fließerde und Fließlehm die anstehenden Gesteine. Wird dieser angeschnitten, so kann er bei genügender Durchfeuchtung in Bewegung geraten. In derartigen Lagen ist eine Gründung auf dem unterlagernden anstehenden Gestein erforderlich, was bei der allgemein geringen Mächtigkeit der Fließerden (selten über 2 m) nicht allzu schwierig sein wird, außerdem Entwässerung des Geländes. In den Talböden können die quartären Lockergesteine einschließlich der Moorbildungen Schwierigkeiten verursachen. Hier empfiehlt sich die vorherige Untersuchung des Baugrundes mittels Flachbohrungen.

## L. Vorschläge für Lehrwanderungen

Hier sollen Aufschlüsse genannt werden, die einen guten Einblick in die Art der Gesteine und ihre Lagerungsformen bieten, also für Lehrwanderungen geeignet sind. Auf die vielen Mineralfundpunkte hinzuweisen, würde über den Rahmen dieser Erläuterungen hinausgehen. Hierfür möchte ich nur die Übersichten erwähnen, die GIEBE (1895), A. SCHMIDT (1903), LAUBMANN (1924) und SCHNITZER (1956) geben, sowie auf die im Text erwähnten Fundstellen.

Nimmt man für Lehrwanderungen Wunsiedel als Ausgangspunkt, dann bieten sich zwar die Gesteine der Arzberger Serie zum Besuch an, doch muß leider betont werden, daß die Aufschlußverhältnisse hier nicht sonderlich gut sind. Nur wenige Aufschlüsse des Anstehenden vermitteln einen guten Einblick. So in Wunsiedel ein alter Steinbruchversuch unmittelbar nördlich des Bahnüberganges der Straße nach Hof. Die hier aufgeschlossenen quarzitischen Muscovit-Biotit-Kontaktglimmerschiefer (S. 14 und Abb. 7) zeigen eine schwache Bänderung durch unterschiedlichen Quarzgehalt und gelegentlich auch durch Einschaltung dünner kalksilikatischer Lagen. Im Aufschluß sind die Gesteine zu einem kleinen, leicht südvergenten Sattel verfaultet, der durch streichende Störungen zerlegt wird. Daran schließt sich im Norden eine Mulde, zu welcher auch die feingefalteten Bereiche an der Straße gehören.

Bei diesem Aufschluß zweigt ein Weg von der Straße nach Westen ab und führt, etwa 800 m östlich Göringsreuth, in einen Hohlweg mit verwitterten, stellenweise graphitführenden Glimmerschiefern, die Einlagerungen von Kalksilikatfelsen enthalten (eine mächtigere Kalksilikatfelslage im Westen des Hohlweges). Graphitschiefer wird man sonst als Lesesteine auf den Feldern suchen müssen. Auch die mächtigen Kalksilikatfelse im Norden bei Göringsreuth bieten keinen nennenswerten Aufschluß. Doch kann man sie leicht als Lesesteine finden.

Der Wunsiedler Marmor ist bei der Walkmühle nahe Wunsiedel in einem kleinen, stillgelegten Steinbruch erschlossen.

Verläßt man Wunsiedel südlich in Richtung auf die Luisenburg, so stößt man unmittelbar vor Übertritt auf Blatt Fichtelberg im Straßeneinschnitt auf anstehende, phyllitisch aussehende Glimmerschiefer (z. T. Fleckschiefer). Südlich der Fichtelgebirgsstraße begegnen bald die großen, durch Solifluktion von der Luisenburg herabgewanderten Granitblöcke. Längs einer SE-NW-gerichteten Linie erhebt sich dann der Granit der Luisenburg (Seite 35/36) mit seinen verstürzten Blockmassen aus dem nur wenig geneigten Vorfeld. Ein Steinbruch unterhalb des Festspielgeländes (siehe S. 79) ist heute leider stark verwachsen und kaum mehr für Besuche zu empfehlen. Überquert man die flache Einmündung mit den diluvialen Fließerden und Blockströmen nach Westen, so gelangt man zum Schauerberg, an dessen Nordabhang der Steinbruch der Fa. Reul liegt (siehe S. 79). Folgt man dem Abhang des Schauerbergs nach Norden, so quert man Porphyroidgneis (S. 29), der aber wegen der starken Überdeckung mit Fließerden und Granitschutt nur mit einiger Mühe gefunden werden kann. Dafür ist Porphyroidgneis als Schutt in den Fließerden, bzw. Fließlehmern weiter hangabwärts reichlich vorhanden. Ein Abstecher zum kleinen Steinbruch im Wunsiedler Marmor unmittelbar am Westrand von Furthammer bietet sich von selbst (Abb. 3). Zwischen Bahnunterführung und Steinbruch steht der Marmor auch im Mühlgraben an.

Der Bahneinschnitt westlich Tröstau ist immer wieder das Ziel geologischer Exkursionen. Ausnehmend gut sind hier stark verfaultete Kalk-

silikatfelse aufgeschlossen, die als Einlagerungen in Biotitquarziten der Graphitschieferzone liegen (siehe S. 15). Ein Aplitgranitgang durchschneidet die metamorphen Sedimente mit 140° NW-Streichen (S. 43).

Während der Aufschluß im Bahneinschnitt nur geringmächtige Kalksilikatfelse zeigt, schneidet westlich davon, bei Neuenhammer, die Straße feingestaltete Kalksilikatfelse an, die als Äquivalente des Wunsiedler Marmors, größere Ausdehnung besitzen (S. 12).

Der Orthogneis der Wunsiedler Bucht ist südlich von Vordorf in der westlichen Talflanke des Rösllautales an vielen Stellen anstehend.

Die Steinbrüche am Fuchsbau (2,5 km westlich Leupoldsdorf) haben als Fundpunkte pegmatitisch-pneumatolytischer Mineralien, vor allem auch wegen des Auftretens von Kupferuranglimmer (Torbernit) immer wieder Geologen und Mineralogen angezogen (siehe S. 42). Vom südlich des Fuchsbaues gelegenen Zinnschützweiher an häufen sich nach Norden die Spuren der alten Zinnwäschereien (Zinngräben. S. 74 ff.).

Vielbesuchte Ziele liegen westlich Fichtelberg in der SW-Ecke des Blattes. Seien es die Steinbrüche im Proterobas (S. 47 ff. und 81) oder die Quarzeisenglanzgänge vom Gleißingerfels (S. 52 und 77). Letztere stehen oberflächlich an wenigen Stellen an. In größerer Mächtigkeit z. B. in einer kleinen Grube im Wald an der Straße zum Ochsenkopf (R<sup>44</sup> 88,50 H<sup>55</sup> 41,40).

Nimmt man Weißenstadt am Nordrand unseres Blattes als Ausgangspunkt, so wird man vor allem den Graniten mehr Beachtung schenken. Im Weißenstädter Granit liegen hier keine Steinbrüche. Doch findet man an vielen Stellen herausgewitterte Blöcke dieses Granites, am Blattrand SW Weißenstadt steht eine kleine Felsgruppe und ebenfalls 1 km SE Weißenstadt.

Interesse verdient ein Steinbruch östlich vom Rudolfstein am Kontakt von Zinngranit gegen Randgranit (S. 37 und 41), ebenfalls die Granitruinen am Rudolfstein und die südwestlich davon gelegenen „Drei Brüder“.

Eine Wanderung weiter über den Schneeberg nach Süden zum Nußhardt und Sehaus und von dort über den Seehügel und die Platte nach Silberhaus wird den, der sich mehr Zeit nimmt, reich belohnen. Sei es durch das Erlebnis der Landschaft und das wachsende Verständnis für ihren Werdegang (S. 6, 69 ff.), oder durch die Einprägung der verschiedenen Granite. Am südlichen Nußhardtfelsen kann man die Hand auf den Intrusionskontakt zwischen Granit und Ortho-Augengneis legen und die großen Feldspatäugen im letzteren bewundern. Zwischen Nußhardt und Seehügel geht der Augengneis in einen weniger groben, mittel- bis feinkörnigen Stengel- und Flasergneis über, der nur noch örtlich größere Feldspatäugen zeigt.

Unterhalb des Seehauses, das aus einem früheren Zechenhaus hervorgegangen ist, findet man die fast noch frischen Spuren der Zinnwäscherei

aus der Zeit nach dem 1. Weltkrieg, sowie Einsturzpingen über dem Stollennetz der Zinnerzsuche (S. 75, 76).

Im Gebiet der Platte erreicht der porphyrische Randgranit seine größte Ausdehnung, am Gipfel selbst werden die Kalifeldspateinsprenglinge in der feinkörnigen Grundmasse seltener.

## M. Schichtenverzeichnisse von Bohrungen

### 1. Tiefbohrung der Vereinigten Stahlwerke GmbH, Dortmund, im Eisenerzgrubenfeld „Engelsburg“ bei Eulenloh (1937).

L a g e : R<sup>44</sup> 95,13 H<sup>55</sup> 41,68

A n s a t z p u n k t : auf 575 m NN

R u h e w a s s e r s p i e g e l in 5,0 m Tiefe

- 11,50 m Wechsel von verwitterten bräunlichen, grünlichen und grauen Schiefen
- 13,00 m brauner sandiger verwitterter Schiefer
- 15,50 m verwitterter Marmor?
- 19,50 m Alter Mann, Eisenspat und verwitterte graphitische Schiefer
- 21,00 m sandig-lehmiger Zersatz mit wenig Eisenspat
- 25,20 m graphitische Schiefer mit wenig Eisenspat
- 27,50 m verwittertes, zersetztes Karbonatgestein mit Eisenspat
- 39,50 m verwitterte graphitische Schiefer
- 41,00 m quarzitisches Gestein mit wenig Eisenspat
- 71,00 m helle, verwitterte Schiefer, mit Quarzknuern (z. T. wahrscheinlich auch verwitterte Kalksilikatfelse)
- 75,50 m rötliche und grünliche verwitterte Schiefer (Kalksilikatfelse?) mit Spuren von Eisenspat
- 78,00 m stark sandiger grünlicher Schiefer
- 81,00 m verwitterter Granit

### 2. Wie 1. bei Eulenloh

L a g e : R<sup>44</sup> 96,02 H<sup>55</sup> 41,63

A n s a t z p u n k t auf 566 m NN

R u h e w a s s e r s p i e g e l in 0,3 m Tiefe

- 0,80 m mooriger Talboden
- 43,50 m stark zersetzte Glimmerschiefer mit reichlicher Quarzbeimengung, weiße, gelbliche, grünliche und rötliche Farben (anscheinend sind an der Zusammensetzung auch verwitterte Kalksilikatfelse beteiligt)
- 45,80 m verwitterter Granit?
- 56,00 m verwitterte, quarzreiche Glimmerschiefer
- 57,50 m verwitterter Quarzit
- 59,50 m quarzreicher grüner Glimmerschiefer
- 60,50 m verwitterter Quarzit
- 62,50 m harter Quarzit
- 63,50 m quarzreicher Phyllit
- 79,10 m unverwitterter Kalksilikatfels

Spateisen wurde in dieser Bohrung nur in etwa 5 m Tiefe in geringer Menge angetroffen.

### 3. Wie 1. und 2. bei Eulenloh

Lage: R<sup>44</sup> 96,07 H<sup>55</sup> 41,72

Ansatzpunkt 565 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,3 m Tiefe

- 1,10 m gelber und brauner Lehm
- 7,75 m teils sandiger, teils lehmiger Gesteinszersatz in weißen, gelblichen, grünlichen und rotbraunen Farben
- 18,25 m grüne, chloritische Glimmerschiefer?
- 28,55 m klüftiger Kalkmarmor
- 69,50 m Kalkmarmor (bei 37—42 m mit kalksilikatischen Einlagerungen, bei 65—67 m sehr klüftig)
- 74,10 m unverwitterter Granit

### 4. Bohrung an der Rösrau in Furthammer (Baugrunduntersuchung für die Pfeiler der Röslaubrücke)

Lage: R<sup>44</sup> 97,64 H<sup>55</sup> 42,66

Ansatzpunkt auf 541 m NN

- a) — 0,2 m Bauschutt
- 0,8 m schlickartiger Auelehm
- 1,6 m Schotter
- 2,2 m Sand
- 4,2 m Feinsand und Kies
- 6,3 m gelber Lehm mit Einlagerungen von Sand und Kies
- ? Kalkmarmor
- b) — 1,75 m schlickartiger Auelehm
- 2,2 m Torf
- 4,3 m grauer Grobsand
- ? Kalkmarmor

### 5. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937)

Lage: R<sup>44</sup> 89,30 H<sup>55</sup> 50,47

Ansatzpunkt auf 624 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,3 m Tiefe

- 2,40 m quartäre Talfüllung
- 25,00 m stark verwitterter Granit

### 6. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937)

Lage: R<sup>44</sup> 89,84 H<sup>55</sup> 50,68

Ansatzpunkt auf 620 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,6 m Tiefe

- 2,10 m quartäre Talfüllung
- 25,50 m verwitterter Granit

### 7. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937)

Lage: R<sup>44</sup> 91,12 H<sup>55</sup> 51,16

Ansatzpunkt auf 612 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,10 m Tiefe

- 1,20 m Torfmoor
- 4,30 m wenig sortierter Granitschutt mit Geröll im Liegenden
- 25,50 m verwitterter Granit

### **8. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937)**

Lage : R<sup>44</sup> 89,57 H<sup>55</sup> 51,16

Ansatzpunkt auf 623 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,10 m Tiefe

- 3,0 m quartäre Talfüllung
- 23,00 m stark verwitterter Granit
- 25,00 m verwitterter Granit mit Nebengesteinseinschlüssen

### **9. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937)**

Lage : R<sup>44</sup> 92,74 H<sup>55</sup> 50,96

Ansatzpunkt auf 605 m NN

Ruhewasserspiegel in 1,2 m Tiefe

- 3,25 m quartäre Talfüllung (Granitschutt)
- 26,00 m verwitterter Granit

### **10. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937) südöstlich Voitsumra**

Lage : R<sup>44</sup> 89,76 H<sup>55</sup> 50,68

Ansatzpunkt auf 620 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,6 m Tiefe

- 3,00 m quartäre Talfüllung (Granitschutt)
- 32,00 m lehmig verwitterter Granit
- 65,40 m verwitterter Granit
- 91,50 m angewitterter Granit
- 97,30 m brauner, nur wenig angewitterter Granit
- 102,50 m grauer, unverwitterter Granit

### **11. Wasserbohrung der Stadt Hof (1937) südöstlich Weißenstadt**

Lage : R<sup>44</sup> 92,58 H<sup>55</sup> 50,68

Ansatzpunkt auf 608 m NN

Ruhewasserspiegel in 0,45 m Tiefe

- 5,70 m quartäre Talfüllung (Granitschutt)
- 45,80 m grauer, wenig angewitterter Granit

### **12. Bohrung 250 m nordöstlich der Thusmühle nordöstlich Oberröslau**

Lage : R<sup>44</sup> 97,12 H<sup>55</sup> 50,37

Ansatzpunkte auf 570 m NN

- 1,10 m quartäre Talfüllung
- 15,00 m harter Granit

### **13. Wasserbohrung auf dem Schneeberg**

Lage : R<sup>44</sup> 89,69 H<sup>55</sup> 46,25

Ansatzpunkt auf 1045 m NN

Ruhewasserspiegel in 5,9 m Tiefe

- 50,00 m Granit

#### 14. Wasserbohrung auf dem Schneeberg

Lage: R<sup>44</sup> 89,91 H<sup>55</sup> 46,35

Ansatzpunkt auf 1018 m NN

Ruhewasserspiegel in 6,85 m Tiefe

— 30,00 m Granit

### N. Chemische Analysen von Gesteinen des Blattgebietes

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	73,35	74,30	74,19	73,80	70,15	74,02	76,03	74,22	73,63
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,16	0,02	Sp. <sup>8)</sup>	0,03	— <sup>8)</sup>	Sp.	0,02	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,96	13,82	13,45	10,82	13,48	13,91	13,34	11,16	10,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,78	0,43	1,28	2,45	3,12	1,98	2,14	1,69	5,35
FeO	1,45	1,41	2,72	3,19	2,44	0,89	1,39	2,03	1,92
MnO	—	0,10	—	—	—	—	—	—	—
CaO	1,05	0,75	1,01	1,90	2,50	1,08	0,90	1,23	1,50
MgO	0,69	0,43	0,35	0,87	0,56	0,54	0,57	0,61	0,45
K <sub>2</sub> O	4,47	4,29	4,45	3,85	4,15	4,33	2,62	3,04	4,59
Na <sub>2</sub> O	2,28	2,96	2,77	2,95	3,38	4,58	3,71	3,84	2,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.b.	0,13	0,19	0,16	0,19	0,11	0,14	0,16	0,13
H <sub>2</sub> O (105°)	0,18	0,20	} 0,16	0,33	0,12	0,24	0,12	0,68	0,42
H <sub>2</sub> O (Rotglut)	1,09	0,76							
	99,60	99,74	100,59	100,29	100,12	101,67	100,96	98,68	101,31

Sauere Metamagmatite mit granitischem Gesteinschemismus

1. Porphyroidgneis südöstlich Furthammer (SPRINGER in WURM 1932)
2. Orthogneis südlich Bibersbach (ABELE in WURM 1932)
3. Orthogneis vom Nußhardt (OBEREMBT 1905)
4. Orthogneis 1 km N Vordorf a. d. Str. nach Meierhof (OBEREMBT 1905)
5. Orthogneis zwischen Seehaus und Nußhardt (OBEREMBT 1905)
6. Orthogneis SW-Abhang des Manzelberges südlich Vordorf (OBEREMBT 1905)
7. Orthogneis zwischen Seehaus und Schmierofenhütte (OBEREMBT 1905)
8. Orthogneis von Valetsberg nördlich Wunsiedel (OBEREMBT 1905)
9. Reliktischer Granit im Orthogneis vom Manzelberg südlich Vordorf (OBEREMBT 1905)

<sup>8)</sup> Sp = Spur, — = nicht bestimmt.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	66,30	72,70	74,60	70,35	74,25	73,93	71,93	75,25	65,32
TiO <sub>2</sub>	0,66	0,27	0,20	0,40	Sp.	—	Sp.	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,86	12,47	12,99	14,69	13,68	11,95	15,54	13,18	19,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,69	1,30	0,43	0,35	0,31	1,09	0,59	0,28	0,36
FeO	3,44	1,41	1,57	2,58	1,38	2,19	2,10	1,23	—
MnO	0,08	0,10	0,07	0,20	—	—	—	—	—
CaO	2,75	0,90	1,50	2,50	0,85	2,49	1,60	0,65	1,27
MgO	1,33	0,54	0,32	0,76	0,32	0,52	0,56	0,02	—
K <sub>2</sub> O	5,03	5,71	4,42	4,83	4,65	5,10	5,30	4,55	10,54
Na <sub>2</sub> O	3,45	3,02	2,93	2,74	2,94	2,59	2,61	2,91	3,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,26	0,29	0,32	0,19	0,18	0,21	0,27	0,18	—
H <sub>2</sub> O (105°)	0,14	0,26	0,20	0,31	} 0,65	0,62	0,69	0,64	0,95
H <sub>2</sub> O (Rotglut)	0,72	0,67	0,68	0,51					
	99,71	99,64	100,23	100,41	99,21	100,69	100,82	98,99	100,88

### Granite

10. Weißenstädter Granit östlich Oberröslau (ABELE in WURM 1932)
11. Kösseinegranit, Steinbruch am Burgstein (ABELE in WURM 1932)
12. Kösseinegranit, Kantorschlag (ABELE in WURM 1932)
13. Luisenburggranit bzw. grobk. Kerngranit (SPRINGER in WURM 1932)
14. Zinngranit vom Schneeberg (OBEREMBT 1905)
15. Granit vom Nußhardt (Kerngranit), (OBEREMBT 1905)
16. Luisenburggranit bzw. grobk. Kerngranit (BÖTTIGER 1889)
17. Randgranit vom Schneeberg (BÖTTIGER 1889)
18. Kalifeldspat-Einsprengling in 17. (BÖTTIGER 1889)

	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	50,106	47,74	47,60	0,15
TiO <sub>2</sub>	0,203	3,71	Sp	—
SnO <sub>2</sub>	0,330	—	—	—
F	1,363	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,429	24,10	15,29	0,90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,010	—	7,09	95,15
FeO	0,589	9,16	6,87	—
MnO	1,010	—	0,12	—
CaO	0,631	7,51	8,41	0,26
MgO	0,963	4,28	6,48	0,03
K <sub>2</sub> O	10,509	0,60	1,40	—
Na <sub>2</sub> O	1,583	1,67	3,62	—
Li <sub>2</sub> O	1,426	—	—	—
H <sub>2</sub> O	1,912	0,88	2,14	—
CuO	0,187	—	—	—
SiO <sub>2</sub>	50,106	47,74	47,60	0,15
	98,252	99,65	100,03	96,65

19. Lithiumglimmer aus Pegmatitgang, Tröstau (BÖTTIGER 1889)
20. Amphibolit vom Ostfuß der Luisenburg (HASSE 1905)
21. Proterobas westlich Fichtelberg (LORETZ in GÜMBEL 1879)
22. Eisenglanz vom Gleißingerfels (A. SCHMIDT in FINK 1906)

	24	25	26	27	28	29	30	31
SiO <sub>2</sub>	60,97	74,29	67,86	57,10	37,37	16,38	72,21	59,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,27	11,77	13,62	19,54	6,81	5,13	7,57	18,14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,16	4,16	—	—	6,08	—	5,40	8,37
FeO	1,38	—	4,32	4,04	—	1,29	0,45	—
MnO	0,26	Sp.	—	—	Sp.	—	0,15	0,25
CaO	10,87	3,60	7,16	12,66	31,54	44,52	8,76	5,83
MgO	5,41	Sp.	1,92	2,42	2,16	1,02	1,36	2,38
K <sub>2</sub> O	4,26	4,44	3,22	2,55	2,07	} 0,34	3,58	2,92
Na <sub>2</sub> O	1,34	2,18	Sp.	Sp.	—		Sp.	3,01
SrO	0,32	Sp.	—	—	Sp.	—	Sp.	Sp.
H <sub>2</sub> O	0,52	—	—	—	—	—	0,38	—
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	13,32	28,44	—	—
	100,76	100,44	98,10	98,31	99,35	97,12	99,86	100,69

### Gesteine aus der Kalksilikatfelsserie

24. Kalksilikatfels von der Acherwiese (AUST 1896)
25. Göringsreuth (AUST 1896)
26. Göringsreuth (A. SCHMIDT 1895)
27. Pötzelschacht, westlich Tröstau (A. SCHMIDT 1895)
28. Pötzelschacht, westlich Tröstau (AUST 1896)
29. Bibersbach (A. SCHMIDT 1895)
30. Tröstau (AUST 1896)
31. Nördlich Wunsiedel (AUST 1896)

## O. Schrifttum

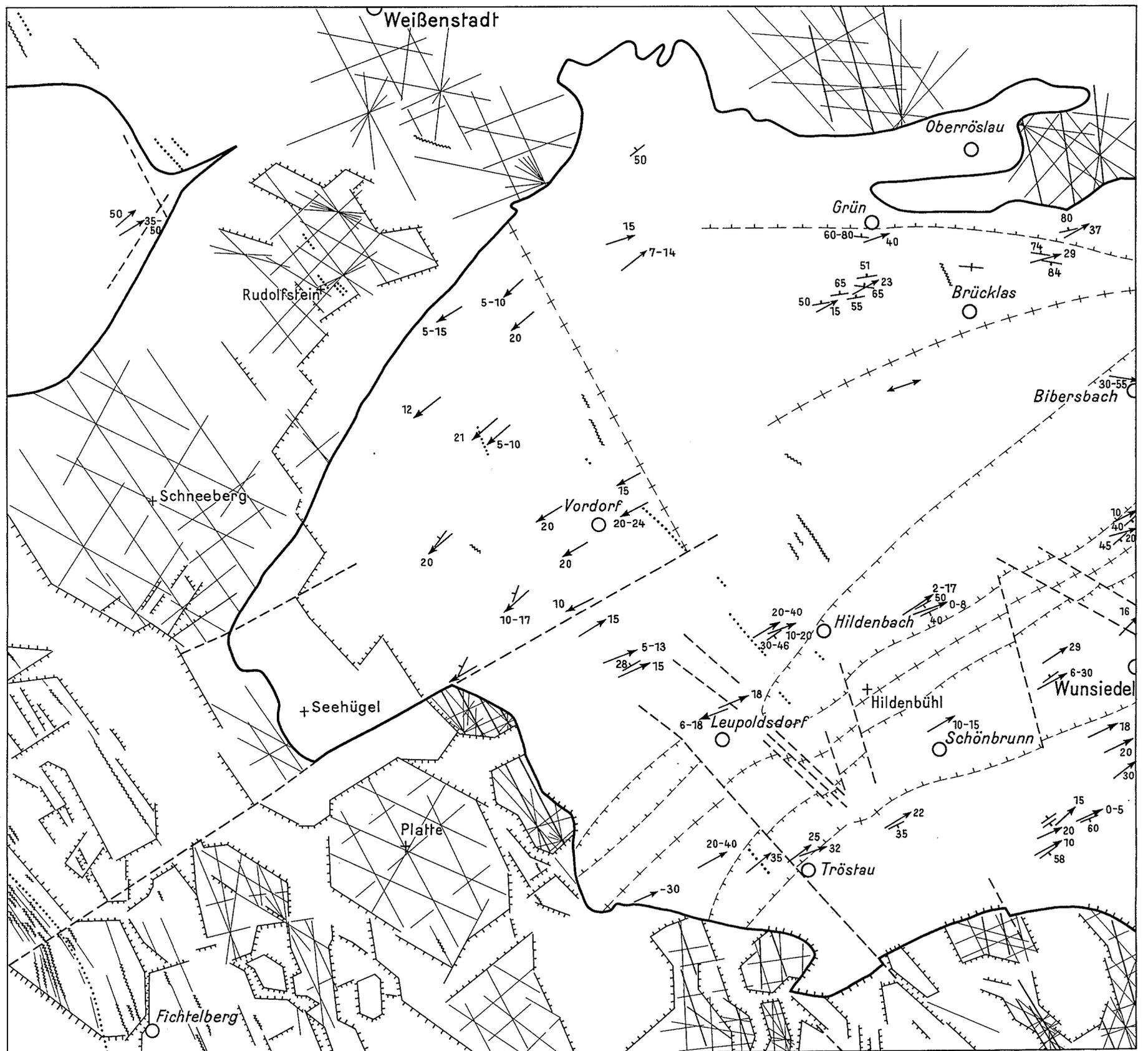
- AMMON, L. v.: Über radioaktive Substanzen in Bayern. — Geognost. Jh., 23, 1910, S. 191—209, München 1911.
- AUST, P.: Beiträge zur Kenntnis der metamorphen Kalke des Fichtelgebirges. Inaug. Diss. Erlangen 1896.
- BAYERISCHES OBERBERGAMT: Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns. Bd. I. Fichtelgebirge, Frankenwald und Bayerischer Wald. München 1924.
- BERGMANN, K.: Die fichtelgebirgische Granitindustrie. Diss. Tübingen 1948.
- BÖTTIGER, A.: Beiträge zur Kenntnis der Granite des Fichtelgebirges und ihrer Umwandlungsprodukte. Inaug. Diss. Erlangen. München 1889.
- DEB, B. C.: The estimation of free iron oxyde and clays and their removal. — Journ. of Soil Science, S. 212—220, 1950/51.
- DÜLL, E.: Gesteine und Mineralien der Acherwiese bei Schönbrunn im Fichtelgebirge. München 1893.
- FINK, W.: Das Eisenglimmervorkommen am Gleifingerfels. — Geognost. Jh., 19, 1906, S. 153—167, München 1908.
- FIRBAS, F. & ROCHUS, M. v.: Zur Geschichte der Moore und Wälder im Fichtelgebirge. — Forstw. Cbl., 75, H. 9/10, S. 367—380, 1956.
- FISCHER, G.: Granit und Sial.-Geol. Rdsch., 39, S. 32-77, Stuttgart 1951.

- FLURI, M. v.: Beschreibung der Gebirge von Bayern und der oberen Pfalz. München 1792.
- FREYBERG, B. v.: Die tertiären Landoberflächen in Thüringen. — Fortschr. Geol. Paläontol., H. 6, S. 76, Berlin 1923.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Schichtgliederung der Phyllitgebiete in Thüringen und Nordbayern und ihre Einordnung in das stratigraphische Schema. — Jb. Reichsst. Bodenforsch., 62, 1941, S. 54—86, Berlin 1942.  
— Probleme des Saxothuringikums. — Geol. Jb. 65, S. 409—450, Hannover 1950.
- GIEBE, P.: Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirgs und der angrenzenden fränkischen Gebiete. — Geognost. Jh., 7, 1894, S. 1—56, Cassel 1895.
- GÜMBEL, C. W. v.: Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. Gotha 1879.
- GÜNTHER, H.: Radioaktive Erscheinungen im Fichtelgebirge. — Diss. München 1914. Kulmbach 1914.
- HARRASSOWITZ, H.: Laterit. — Fortschr. Geol. Paläontol., 4, H. 14, Berlin 1926.
- HASSE, P.: Kontakterscheinungen am Granite der Luisenburg bei Wunsiedel. Inaug. Diss. Erlangen 1905.
- HOCK, A.: Beitrag zum Humusproblem in der Bodenkunde. — Jb. Reichsamts f. Bodenforschung, 63, S. 296—320, Berlin 1943.
- KNOCH, K.: Klimaatlas von Bayern. Bad Kissingen 1952.
- KÖHL, O.: Zur Geschichte des Bergbaues im vormaligen Fürstentum Kulmbach-Bayreuth etc. — Hof 1913.
- KRAUS, G. A.: Zur Frage der forstlichen Standortsrassen. — Forstw. Cbl., 71, H. 11/12, 1952.
- KRONBERGER, K.: Die Naturschutzgebiete im Regierungsbezirk Oberfranken (Naturschutzgebiet Torf-, See- und Hüttenlohe). — Ber. Naturw. Ges. Bayreuth., 8, S. 33—36, 1953/54.
- KUBIENA W. L.: Entwicklungslehre des Bodens. Wien 1948.  
— Bestimmungsbuch und Systematik der Böden Europas. Stuttgart 1953.
- KUMMER, A.: Zu den Nachrichten über Uranerzfunde im Fichtelgebirge. — Z. f. Erzbergbau und Metallhüttenwesen. S. 384, 1949.
- LAATSCH, W.: Dynamik der mittteleuropäischen Mineralböden. — Dresden und Leipzig 1954.
- LAUBMANN, H.: Über Kalksilikatfelse aus dem Fichtelgebirge. — Cbl. Mineral. usw. 1916, S. 346—353, Stuttgart 1916.  
— Studien über Mineralpseudomorphosen. 1. Mitt. — N. Jb. Mineral., 1, Stuttgart 1921.  
— Die Minerallagerstätten von Bayern r. d. Rh. München 1924.  
— Die Zinnerzlagerstätten des Fichtelgebirges. — Cbl. Mineral., 1925, Abt. A, S. 54—64, Stuttgart 1925.
- LINDEMANN, B.: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen etc. — N. Jb. Mineral. Beil.-Bd. 19, S. 197—318, Stuttgart 1904.
- LINDEMANN, W.: Untersuchung eines Einschlusses im Proterobas von Neubau (Fichtelgebirge). — Geol. Bl. NO-Bayern, 2 S. 127—129, Erlangen 1952.

- LUCZISKY, D.: Der Granit von der Kösseine im Fichtelgebirge und seine Einschlüsse. — *Tscherm. Mineral. Petr. Mitt.*, N. F., **24**, S. 345, 1905.
- MARTIUS, L. W.: Wanderungen durch einen Teil von Franken und Thüringen. Erlangen 1795.
- MIELEITNER, K.: Über einige Mineralien vom Fuchsbau im Fichtelgebirge. — *Z. Krist.*, **56**, S. 90, 1921.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland. Frankfurt a. M. 1957.
- MÜLLER, E. H.: Die Bodenverhältnisse des Forstamtes Neuenheerse. — *Allg. Forst- und Jagdztg.*, **128**, S. 78—82, Frankfurt a. M. 1957.
- NEUHAUS, A.: Über Uraninit im Granit von Weißenstadt, Fichtelgebirge. — *Fortschritte. Mineral. Krist.*, **32**, S. 80, 1953.
- OBEREMBT, H.: Der Gneis von Vordorf bei Wunsiedel und seine Beziehungen zu den umliegenden Granitmassen. Inaug. Diss. Erlangen 1905.
- PIETZSCH, K.: Kaolinitbildung in Sachsen und Böhmen. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **65**, 1913, S. 594—603, Berlin 1913.
- PRIEHÄUSSER, G.: Der Nachweis der Eiszeitwirkungen im Bayerischen Wald mit Hilfe von Schuttauabildungen. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **1**, S. 81—91, Erlangen 1951.
- Störungen im Zersatz kristalliner Gesteine unter eiszeitlichen Schuttdecken im Bayer. Wald. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **5** S. 97—109, Berlin 1955.
- Der Klimaablauf der Späteiszeit im Bayerischen Wald. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **6**, S. 55—66, Erlangen 1956.
- SANDBERGER, F. v.: Über Lithionitgranite mit besonderer Rücksicht auf jene des Fichtelgebirges, Erzgebirges und des nördlichen Böhmens. — *Sitz.-Ber. k. Bayer. Akad. Wiss.*, **18**, S. 423—492, München 1888.
- Bemerkungen über einige Mineralien aus dem Fichtelgebirge. — *N. Jb. Mineral.*, 1892, **2**, S. 37—43, Stuttgart 1892.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. **I**, Wien 1948.
- SCHIEFFER F. u. SCHACHTSCHABEL, P.: Bodenkunde (Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde I. Teil). Stuttgart 1956.
- SCHMIDT, A.: Zur Geschichte der Zinnengewinnung im Fichtelgebirge. — *Archiv für Geschichte und Altertumskunde von Oberfranken*, **15**, H. 6, 1884; **17**, H. 2, 1887; **18**, H. 1, 1890.
- Tabellarische Übersicht der Mineralien des Fichtelgebirges und des Steinwaldes. Bayreuth 1903.
- SCHMIDT, FR.: Die Gesteine der Zentralgruppe des Fichtelgebirges. Leipzig 1850.
- SCHNITZER, W. A.: Alte und neue Mineralfundpunkte in Pegmatiten des Fichtelgebirges. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **6**, S. 163—168, Erlangen 1956.
- SCHÜLLER, A.: Über epizonal verformte Magmatite des westlichen Fichtelgebirges, ihre genetische Ableitung und ihre Weiterbildung in Hornfelsfazies. — *Prävarisc. Glieder usw. III.* — *Abh. Sächs. Akad. Wiss., Math.-Phys. Kl.*, **42**, S. 1—60, 1934.
- Zur petrologischen und tektonischen Analyse des Fichtelgebirges. — *Geol. Rdsch.*, **27**, S. 260—275, Stuttgart 1936.

- SCHUSTER, M.: Bemerkungen zum mikroskopischen Habitus des Granits von der Kösseine im Fichtelgebirge. — Geognost. Jh., 20, 1907, S. 135—143, München 1908.
- STERN, J.: Beiträge zur Kenntnis der Diabase des Fichtelgebirges und des Frankenwaldes. — Geognost. Jh., 27, 1914, S. 1—26, München 1915.
- TEUSCHER, E. O.: Die Kalksilikatfelse der nördlichen Oberpfalz. — Geologica Bavarica, Nr. 14, S. 7—15, München 1952.
- THAUER, W.: Die asymmetrischen Täler als Phänomen periglazialer Abtragungsvorgänge. — Mitt. Fränk. Geogr. Ges., 2, S. 135—173, Erlangen 1955.
- THUN, R., HERRMANN, R., KNICKMANN, E.: Die Untersuchung von Böden (Handbuch der landwirtschaftlichen Versuchs- und Untersuchungsmethodik Band I) 3. Aufl., Berlin 1955.
- VOGEL, F.: Bodenbildung und Bodenfruchtbarkeit, aufgezeigt an südbayerischen Bodentypen unter besonderer Berücksichtigung von Ackerböden. Z. f. Pflanzenbau und Pflanzenschutz, Sonderh. 3, München 1952.
- Boden und Landschaft. München 1957.
- WURM, A.: Tektonische und magmatische Analyse des alten Gebirges im Norden von Bayern. — Cbl. Mineral., 1923, S. 532—542 und 561—575, Stuttgart 1923.
- Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. 223 S., Berlin 1925.
- Geologie von Bayern. I. Teil. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. 373 S., Berlin 1925.
- Über alte geschieferte Amphibolitgänge des Wunsiedler Marmorzuges. — Z. deutsch. geol. Ges., 77, 1925, 174—182, Berlin 1926.
- Der Bauplan des variskischen Gebirges in Bayern. N. Jb. Mineral. usw. Beil.-Bd. 60, Abt. B., S. 473—530, Stuttgart 1928.
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. Blatt Wunsiedel Nr. 82. München 1932.
- Morphologisch-tektonische Untersuchungen im Fichtelgebirge und Oberpfälzer Wald.-N. Jb. Mineral., Beil. Bd. 69, Abt. B., S. 257—291, Stuttgart 1932.
- Neue Ergebnisse der Forschungen im variskischen Gebirge Nordostbayerns. — Z. deutsch. geol. Ges., 108, 1956, S. 6—20, Hannover 1956.

# Tektonik auf Blatt Fichtelberg



10  
 → Faltenachsen (und Linearen) (Zahlenangaben =  
 Abtauchen in Grad)

60  
 ← s - Flächen

--- geologische Sättel

--- geologische Mulden, umfahren an der  
 Hangendgrenze des Wunsiedler Marmors

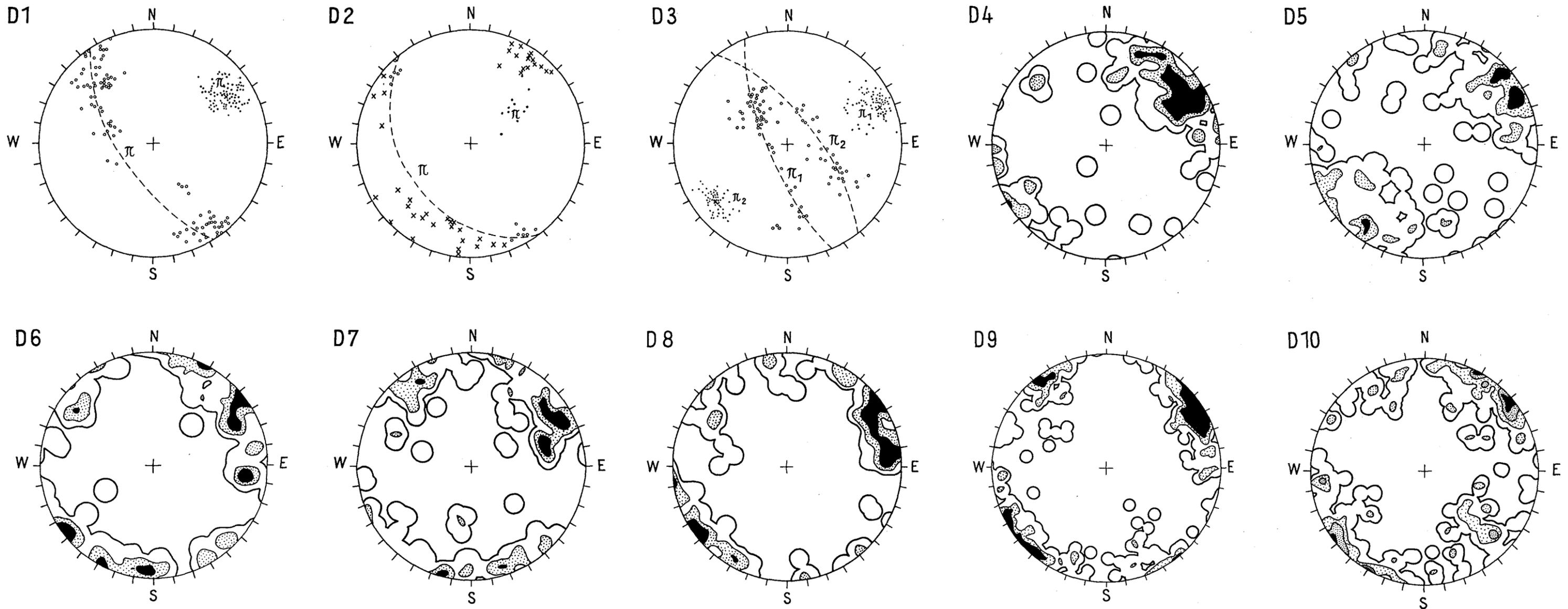
--- Störungen

⊗ Kluftgefüge im Granit

⋯ Eruptivgänge

⋈ Mineralgänge

⋈ Geländekanten als Abbildungen  
 junger Störungen



### Zu den Diagrammen:

Die Darstellung der tektonischen Gefügedaten erfolgte auf der Unterlage der flächentreuen Azimutalprojektion der Lagenkugel (Schmidt'sches Netz). In den Diagrammen D1, D2 und D3 sind die s-Flächen als kleine Kreise, die Faltenachsen (B) und Linearen (L) als Punkte eingetragen, die Fugenpole als Kreuzchen (D2). In den Diagrammen D4 - D10 sind die Fugen-(Kluft-) Pole statistisch ausgezählt, die am stärksten belegten Gebiete der Diagramme schwarz gefärbt und die am schwächsten besetzten Areale mit einer stärkeren Linie umzogen.

- D1. Sammeldiagramm der s - Flächen - Pole (Kreischchen) und der Faltenachsen (Punkte) aus den metamorphen Sedimentserien südwestlich Wunsiedel.
- D2. Faltenachsen (Punkte), Flächenpole (Kreischchen) und Fugenpole (Kreuzchen) aus den Muscovitquarziten (Ordovizium?) westlich der Weissenhaider Mühle.
- D3. Sammeldiagramm der Faltenachsen und Linearen (Punkte) und s - Flächenpole (Kreischchen) aus dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht.
- D4. Verteilung von 162 eingemessenen Fugenpolen aus den metamorphen Sedimentgesteinen südwestlich Wunsiedel (Arzberger Serie). Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.
- D5. 200 Fugenpole aus dem Orthogneis der Wunsiedler Bucht. Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.

- D6. 100 Fugenpole aus dem Weissenstädter Granit. Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.
- D7. 144 Fugenpole aus dem Kösseinemassiv (Anteil auf Blatt Fichtelberg). Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.
- D8. 136 Fugenpole aus den Graniten im Südwestteil des Kartenblattes. Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.
- D9. 329 Fugenpole aus dem Granitgebiet Fuchsbau-Seilerschlag. Belegungsdichte: > 6-3-1-0 %.
- D10. 257 Fugenpole aus dem Granit vom Schneeberg und Rudolfstein. Belegungsdichte: > 10-6-2-1-0 %.

