

Der bisher unbekannte Fundort „in Wolfsbergen“ (Karte 1:25.000 Umgebung von Wien) liegt an der SW Kante eines Hügels, der, von der Höhe des Straßenüberganges nach Hagenbrunn gesehen, sich im N über der von Weiden und Schilf bewachsenen Niederung ziemlich isoliert erhebt. Der Hügel trägt eine Decke von grobem Gerölle, darunter liegen quarzreiche Sande. Die Fossilien stammen aus der Grenzschicht zwischen Sand und Geröll, sind mit beiden verkittet und daher sehr schlecht erhalten.

Es fanden sich dort:

- Buccinum* cf. *Rosthorni* Partsch,
- Turritella turris* Bast.
- Conus* sp.,
- Terebra* sp.,
- Pectunculus* sp.,
- Venus* sp.,
- Ostrea* sp.,
- Pecten* sp.,
- Cardium* sp.,

Anschließend wäre noch zu bemerken, daß auf den geröllfreien Feldern beim steinernen Kreuz *Ostrea digitalina* ziemlich häufig aufzulesen ist und daß sowohl im Klausgraben, wie O der Wetterschießstätte Sandbänke angetroffen wurden, die zwar fossilleer, aber infolge der Ähnlichkeit ihrer Quarzsande mit denen „in Wolfsbergen“ vielleicht auch in die zweite Mediterranstufe gestellt werden können.

Karl Preclik, Zur Analyse des Moravischen Faltenwurfes im Thayatale. (Vorläufiger Bericht.) (Mit einer geolog. Kartenskizze im Text.)

Anszug aus der Literatur.

1. Blatt Znaim (Zone 10, Kol. XIV) d. Geol. R. A. in Wien, aufgenommen von C. M. Paul.
2. F. E. Sueß, Bau u. Bild der Böhm. Masse. Wien 1903.
3. F. E. Sueß, Die Beziehungen zw. d. Moldan. u. Morav. Grundgebirge i. d. Gebiete zw. Frain u. Geras. Verh. d. G. R. A. Wien 1908.
4. F. E. Sueß, Die Moravischen Fenster etc. Denkschr. d. Akad. d. Wissensch. Math.-nat. Kl., 88. Bd. Wien 1912.
5. F. E. Sueß, Bemerkungen zur neueren Literatur über die Morav. Fenster. Mitt. d. Geol. Gesellsch. Wien 1918.
6. A. Till, Geol. Exkurs. im Gebiete d. Kartenbl. Znaim. Verh. d. G. R. A. Wien 1906.
7. F. Reinhold, Das Gebiet östl. d. Kampatales. (Das Niederösterreich. Waldviertel, Nr. 3.) T. M. P. M. XXXII. Bd., Wien 1913.
8. L. Waldmann, Das Südende der Thayakuppel. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. Wien 1922.
9. L. Waldmann, Vorl. Bericht über die Aufnahme des morav. Gebietes südl. d. Bahnlinie Eggenburg—Sigmundsherberg. Akad. Anzeiger Nr. 5, Wien 1924.
10. H. Votters, Geologisches Gutachten über die Wasserversorgung der Stadt Retz. Jahrb. d. G. R. A. 1917.
11. K. Preclik, Über eine im Gebiete des Thayabatholithen bei Schattau (Mähren) beobachtete Mylonitbildung. Zentralbl. f. Min. etc. 1924, pag. 583 ff.

Bereits im „Bau und Bild der Böhmisches Masse“ hat F. E. Sueß auf den fundamentalen Unterschied zwischen Moldanubisch und Moravisch

hingewiesen, im Jahre 1912 dann in den „Moravischen Fenstern“ das scheinbar paradoxe Untertauchen der wenig metamorphen moravischen Serie unter die hochkristalline moldanubische durch eine Überschiebung der letzteren auf die erstere erklärt¹⁾ und die gegen das Liegende zu abnehmende Metamorphose der überwältigten Scholle auf ein gegen die Tiefe hin allmähliches Abklingen der mit dem Überschiebungsvorgange zusammenhängenden Temperatur- und Druckwirkung zurückgeführt. Daß sich die moravische Scholle unter der Last des aufgleitenden Moldanubikums nicht wie ein starrer Körper verhielt, sondern mit Deformationen im großen reagierte, hat schon F. E. Sueß angedeutet, indem er u. a. auf die liegenden Falten in den Pernegger Kalken und auf die Decke des Bittescher Gneises hinwies. Aber erst die in jüngster Zeit im Südteile der Thayakuppel durchgeführten, z. T. noch unveröffentlichten Detailuntersuchungen L. Waldmanns haben mit Sicherheit ergeben, daß die moravische Gesteinszone in ihrer Gesamtheit ein kompliziertes System von liegenden Deckfalten vorstellt, die z. T. in ihren Kernen als Reste der ehemaligen Unterlage Orthogesteine (basische Einlagerungen von gneisartiger Struktur [Reinhold] und Weitersfelder Stengelgneise [F. E. Sueß]) führen und gegen den \pm autochthonen Thayabatholithen branden. Schließlich hat es sich gezeigt, daß das tektonisch höchste Glied des Moravikums, der Bittescher Gneis, eine ähnliche Hülle wie die früher genannten Orthogesteine besitzt, also vermutlich an der Wurzel mit diesen zusammenhängt.

Für die Analyse des tektonischen Bauplanes im kleinen wäre natürlich eine, wenn auch nur grobe stratigraphische Gliederung der beteiligten Komponenten höchst wünschenswert. Diese stößt aber auf bedeutende Hindernisse, die einerseits im vollständigen Mangel paläontologischer Hilfsmittel, anderseits in der Veränderlichkeit des Metamorphosierungsgrades sowohl in verquerender als auch in streichender Richtung begründet sind. Diese Verschiedenheit der Metamorphose erschwert die Identifizierung äquivalenter Glieder, indem sie ursprünglich verschieden metamorphe Bildungen petrographisch angleicht, bzw. Unterschiede zwischen gleichwertigen Gesteinen schafft, sofern dieselben einmal mehr im Kerne, ein andermal mehr in der Hülle des moravischen Gewölbes auftreten. Im allgemeinen nimmt der Grad der Metamorphose sowohl vom Hangenden gegen das Liegende als auch im Streichen von der Pernegger Queraufwölbung in der Richtung gegen N und S ab. Diese allgemeine Regel erleidet im einzelnen wieder vielfache Ausnahmen, deren restlose Aufklärung wohl im günstigsten Falle erst nach einem genauen Studium der gesamten Thayakuppel zwischen Krems und Kromau erwartet werden kann. Vielleicht gelingt es dann auch, die so mannigfaltigen Paragesteine in ein stratigraphisches System zu bringen.

Zweck der vorliegenden Zeilen ist es, über die nunmehr zu einem gewissen Abschlusse gelangte, im Rahmen einer Detailaufnahme der Thayakuppel durchgeführte Kartierung des österreichischen Anteiles der

¹⁾ Zur Übersicht vergl. Lit. Nr. 4, Tafel I, oder Nr. 8, Fig. 2.

im Gebiete des Kartenblattes Znaim (Zone 10, Kol. XIV) auftretenden moravischen Gesteine in großen Zügen zu berichten. Das Liegende der ganzen Schichtfolge, der Thayabatholith, wird von einem bis tief ins Innere hinein kataklastisch geschieferten, ziemlich saueren Granitit gebildet, der von Apliten und glimmerfreien, seltener von Muskowit führenden Pegmatiten durchschwärmt wird. Merkwürdigerweise sind diese Gangbildungen im O, also im Inneren des Batholithen viel häufiger anzutreffen als am Westrande. Dafür tritt hier der Turmalin als Begleitmineral relativ häufig auf, während er dem Inneren fehlt. Stellenweise, z. B. im Wilhelmentale (Thayatal unterhalb Neuhäusel), erscheint der Granit in porphyrischen Varietäten, die, abgesehen vom Fehlen der Muskowitporphyroblasten, makroskopisch gewissen wenig durchbewegten Teilen des Bittescher Gneises recht ähnlich sehen.

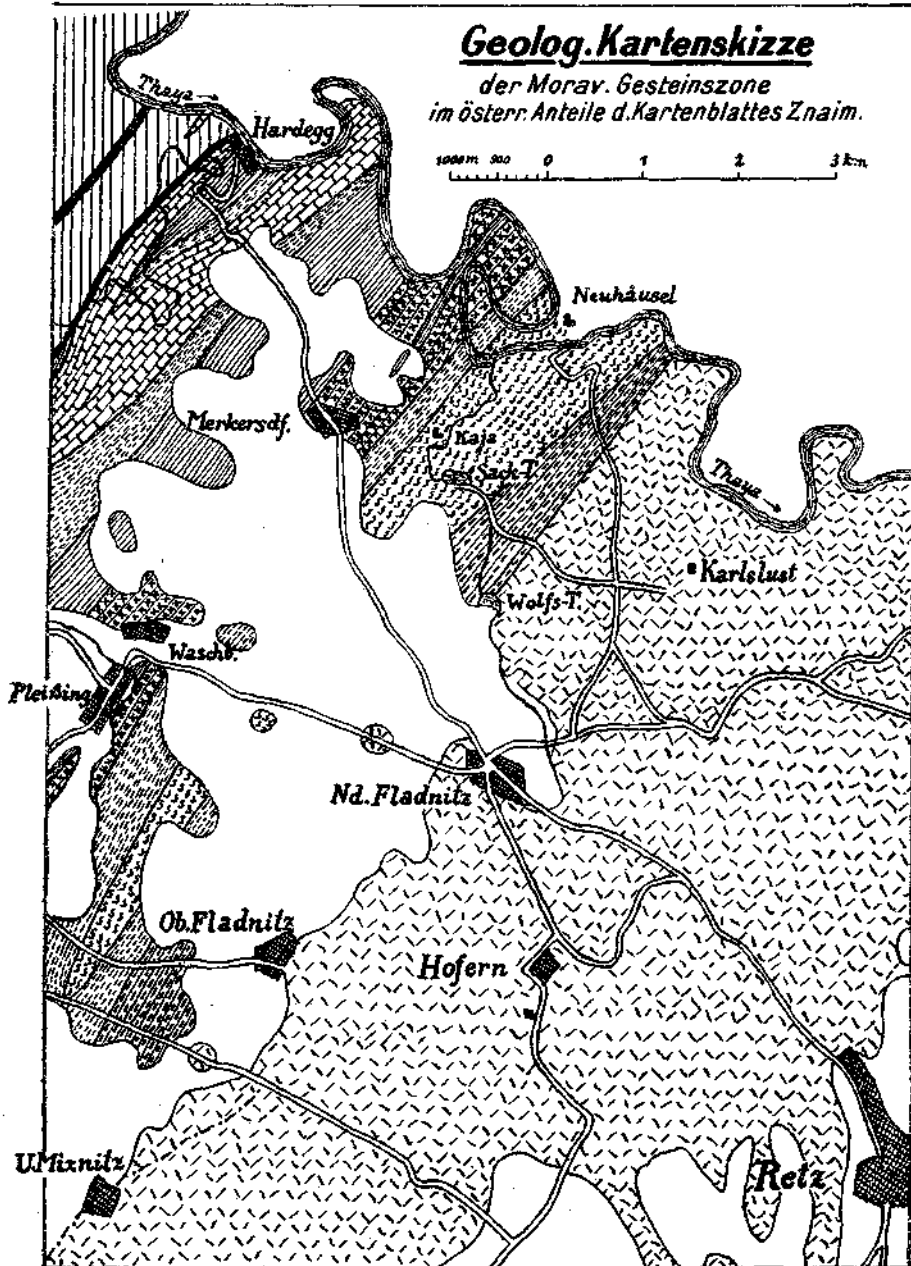
In chemischer Hinsicht zeichnet sich der Thayagranit durch das starke Vortreten des Natriums gegenüber dem Kalium aus. Inwieweit dieses Vorherrschen des Natriums ein ursprüngliches ist, bleibe dahingestellt. Hier sei nur darauf hingewiesen, daß Verdrängungen des Kalifeldspates durch Plagioklas (Myrmekitbildung, Bildung von Schachbrettalbit) fast in allen Schläffen häufig zu beobachten sind. Der an und für sich meist geringe Biotitgehalt variiert in den einzelnen Teilen des Gebietes, nimmt aber gewöhnlich randlich in der Richtung gegen die Zone der Paragesteine stark zu. Gleichzeitig wächst in der Regel die Intensität der Schieferung und Streckung. Nichtsdestoweniger sind die großen Biotittafeln vielfach in unmittelbarer Nähe des Kontaktes noch auffallend gut erhalten. In der Gegend des Wolfsteiches nördlich Niederfladnitz tritt Serizit als Neubildung auf; der Granit wird den von F. E. Sueß beschriebenen stengeligen und biotitreichen Gesteinen von Theras recht ähnlich und geht unmerklich in die kontaktmetamorphen Biotitschiefer der Hülle über. An anderen Stellen (z. B. im Thayatale) freilich ist von einer basischen Randfazies nicht viel zu bemerken.

Als Westgrenze des Batholithen kann ungefähr die Linie von der Mündung des Zleberbaches unterhalb Neuhäusel über Wolfsteich—Kote 431 westlich Niederfladnitz—Oberfladnitz nach Untermixnitz angegeben werden. Sie liegt also merklich weiter im O als C. M. Paul auf seiner geologischen Karte angibt.

Über den Granit legt sich im W eine noch \pm autochthone Zone von Kontaktgesteinen mannigfacher Art (z. T. feldspatige Phyllite nach F. E. Sueß). In der Gegend des Wolfsteiches sind es hochkristalline z. T. Granat und Turmalin führende, rein kristalloblastische Biotitschiefer, die von aplitischem, pegmatitischem und granitischem Material durchbrochen, durchhäutert und injiziert werden (Injektionsgneise) und in größerer Entfernung vom Kontakte anscheinend noch unaufgezehrtete Reste von Stauroolith führen, ferner dichte geschieferte Biotithornfelse und hornfelsartige Quarzite. Die Aplite werden von Scherflächen durchzogen, auf denen seidige Häute von Serizit angesiedelt sind. Weiter im S treten die Biotitschiefer zurück, und quarzreiche Biotithornfelse herrschen vor. Im N, an der Thaya, scheinen die Kontaktgesteine tektonisch stark reduziert zu sein. An der Straße von Obermarkersdorf nach Weitersfeld

Geolog. Kartenskizze
 der Morav. Gesteinszone
 im österr. Anteile d. Kartenblattes Znaim.

1000m 500 0 1 2 3km



1. Thayabatholith (Ortsgrenze desselben z. T. nach H. Vectors). — 2. Pleißinger Orthogesteinsdecke. — 3. Bittescher Gneis. — 4. Kontaktgesteine im Dache des Batholithen. — 5. Hochmetamorphe Biotit-schiefer. — 6. Chloritmuskowitschiefer. — 7. Fugntzer Kalksilikatschiefer. — 8. Gemeine Phyllite und Quarzite, Biotitphyllite im Westen. — 9. Moravischer Kalk. — 10. Tertiär und Quartär.

wurden beim Wegkreuze nördlich „Neubrücken“ (Spezialkarte 1:75.000) geschieferte ehemalige Quarzporphyre gefunden, die anscheinend mit Quarziten wechsellagern. Noch weiter im S, außerhalb des Kartenblattes Znaim, werden auch Kalksilikatgesteine angegeben (z. B. bei Kühring).

Es sei hier gleich vorweggenommen, daß die hohe Kristallinität dieser granatführenden, z. T. recht grobschuppigen Biotitschiefer mit der moravischen Metamorphose im Sinne von F. E. Sueß nichts zu tun hat. Die Metamorphose dieser Gesteine geht auf die Kontaktwirkung des Thayabatholithen zurück, sofern sie nicht noch älter ist; auf jeden Fall aber muß sie als prätektonisch bezeichnet werden.

Recht verschiedenartige Gesteine sind es, die mit dem Granit in Kontakt treten, und von einer Konkordanz des Batholithen im Sinne von Lepsius kann keine Rede sein. Was eine solche ursprüngliche Konkordanz vortäuschen könnte, das gemeinsame Streichen und Einfallen der Schieferungsflächen und der annähernd parallele Verlauf der Granitgrenze mit den Gesteinsgrenzen der Paragesteinshülle, wurde erst später gelegentlich der Gebirgsbildung geschaffen, dem Gesteinskomplexe von außen aufgeprägt. Es liegt also eine sogenannte tektonische Konkordanz vor, wie sie auch aus anderen Gebieten bekannt geworden ist.

Über die Zone der Kontaktgesteine legt sich mit nordwestlichem Einfallen (zirka 40°) ein etwa 1 km breiter Streifen von grobschuppigen, linsenförmig gestreckten, Granat und Turmalin führenden Chlorituskowitschiefern, die stellenweise ziemlich reichlich von Lagen bis faustgroßer, langausgezogener Quarzknuern durchsetzt werden und mit grauen dünnplattigen Quarziten und Hornblende führenden Hornfelsquarziten verfalet sind. Zerschieferete Gänge von Aplit, Turmalinfels und Chlorit führendem Turmalinpegmatit (Chlorit aus Turmalin entstanden!) wurden mehrfach angetroffen, wodurch die Zugehörigkeit der Chlorituskowitschiefer zum Kontaktbereiche des Batholithen erwiesen ist.

Gegen S wurden die Chlorituskowitschiefer ohne bedeutende petrographische Veränderungen (abgesehen vom Zurücktreten des Granats) bis in die Gegend des Kühberges (Kote 471 nördlich Untermixnitz) verfolgt, wo sie nach bedeutender Reduktion ihrer Mächtigkeit unter die sie ummantelnden gemeinen bleigrauen Phyllite und plattigen Quarzite tauchen. Diese wenig metamorphen bleigrauen Serizitphyllite werden im Thayatale nur in Spuren getroffen, südlich der Linie Niederfladnitz—Waschbach treten sie aber immer deutlicher hervor. Es macht den Eindruck, als ob hier eine gegen SW untertauchende, isoklinal nach NW einfallende Antiklinale mit Chlorituskowitschiefern im Kerne und gemeinen Phylliten in der Hülle vorliegen würde.

Der Chlorituskowitschiefer ist, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, das kristalloblastische Produkt einer rückschreitenden Metamorphose, also in gewissem Sinne ein Diaph-

thorit, entstanden aus einem Biotitschiefer¹⁾, der sich von dem früher erwähnten durch das Zurücktreten der Feldspate unterschieden haben muß, was bei der größeren Entfernung vom Granitkontakte ohne weiteres begreiflich ist. Übrigens ist die Grenze der Chloritschiefer gegen die Biotitschiefer im Liegenden keineswegs scharf, sondern allmählich und verschwommen, was wohl als Stütze für die Annahme eines genetischen Zusammenhanges zwischen den beiden Gesteinen gelten darf.

Man wird gewiß nicht fehlgehen, wenn man die Ursache der rückschreitenden Metamorphose in der Gebirgsbildung (moldanubischen Überschiebung) sucht. Diese fand Gesteine, die in ihrem Mineralbestande tieferen Zonen der Erdkruste entsprachen und glich sie den Verhältnissen der oberen Tiefenstufe an. Die überlagernden Tonschiefer aber erlitten, soweit sie nicht ausgequetscht wurden, eine Metamorphose im gewöhnlichen Sinne. Dabei bleibt allerdings die Frage offen, warum die Biotitschiefer in der Nähe des Granites nicht gleichfalls diaphthoritisiert wurden. Offenbar war es die im Vergleich zu den Deckfalten geringe Durchbewegung im \pm autochthonen Gebiete (Umrührwirkung), die einer weitgehenden Umwandlung hindernd im Wege stand.

Über die Serie der Paragesteine legt sich weiter im W (etwa bei der Toifelmühle im Thayatale, bei Merkersdorf und im Tale des Alsenbaches südlich von Pleißing beginnend) eine mit ihrem stratigraphisch Hangenden mehrfach verfaltete Zone von Orthogesteinen, die die Fortsetzung der Weitersfelder Stengelgneise F. E. Sueß' und vermutlich auch der „Basischen Einlagerungen von gneisartiger Struktur“ Reinholds (östliche basische Fazies nach Waldmann) bildet und die im folgenden „Pleißinger Orthogesteinsdecke“ genannt werden soll.

Es sind recht mannigfaltige, meist sehr stark veränderte Gesteine, die hier auftreten: Aplitgneise, biotitreiche granodioritische Gesteine, flaserige und stengelige Hornblendequarzdiorite, knotige Augengneise und stellenweise auch Amphibolite, die vielleicht von Diabasen herzuleiten sind und offenbar eine jüngere Intrusion vorstellen. Im allgemeinen herrschen im Osten mehr basische, im Westen mehr saure Gesteine vor. Die Struktur ist meist kristalloblastisch, nicht selten finden sich auch kataklastische Relikte.

Mit der Dynamometamorphose gingen hinsichtlich des Mineralbestandes oft ziemlich weitgehende Veränderungen Hand in Hand. Die Hornblenden bilden mit der Orthoklasssubstanz Biotit und Klinozoisit (Waldmann), die basischen Plagioklase werden entmischt, Muskowittäfelchen treten ab und zu als Neubildungen auf. Auffallend ist das häufige Vorkommen von Titanit.

¹⁾ Granat + Biotit + Wasser = Chlorit (Pennin) + Muskowit + Quarz
 $3(\text{MgFe})\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2 + 2(\text{FeMg})\text{O} \cdot \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 +$
 $+ 4\text{H}_2\text{O} = 2\text{H}_2\text{O} \cdot 3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} \cdot 2\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O} \cdot$
 $2\text{K}_2\text{O} \cdot 3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 + \text{SiO}_2$. Der Chloritmuskowitschiefer bietet anscheinend
in gewisser Beziehung ein Analogon zu den Chloritgneisen des Hohen Gesenkes.
(Lit. Nr. 4, Abschn. IX.)

Die Textur ist im allgemeinen streng schieferig bis extrem stengelig, doch läßt sich in der Richtung gegen S eine Abnahme der Streckung und Ausplättung verfolgen. Knapp westlich von Waschbach treten in den typischen Weitersfelder Stengelgneisen Augengneise mit 1 cm großen zerdrückten Feldspatäugen auf, die nach einer freundlichen Mitteilung des Herrn Prof. F. E. Sueß mit gewissen Varietäten des Kepernikgneises im Hohen Gesenke große Ähnlichkeit haben. Sie scheinen in der Richtung gegen O eine Zunahme des Biotitgehaltes und der Streckung zu erleiden und gehen südöstlich von Pleißing in Gesteine über, die denen von Theras recht ähnlich werden.

Einfaltungen des stratigraphisch Hangenden sind in den Orthogesteinen überaus häufig zu beobachten: Bleigraue graphitische Phyllite, Granat führende Biotitmuskowitschiefer, stengelige zuckerkörnige Quarzite, granoblastische dichte Quarzite mit Gefügeregelung, Hornblende führende Hornfelsquarzite usw. treten auf und werden von zerschiefernten pegmatitischen und quarzigen Gängen durchtrümmert. Zuweilen finden sich auch makroskopisch fast dichte, biotitquarzitähnliche Gesteine, die aber u. d. M. ziemlich reichlich Plagioklas (darunter zerbrochene und regenerierte Relikte) und vereinzelte Muskowitporphyroblasten führen und die wohl als veränderte Hornfelse zu deuten sind. Übrigens fallen hier unter den Einfaltungen, besonders aber im Hangendschenkel zum erstenmale Hornblende-, klinozoisit- und titanitreiche, zuweilen auch Mikroklin und Biotit führende Kalksilikatschiefer auf, deren Ursprungsmaterial mit den devonischen(?) Kalken im W wohl nichts zu tun hat und die etwa mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern im Dache des Bittescher Gneises verglichen werden könnten.

Die im Hangenden folgende, stellenweise durch eine schmale Lage von gemeinem kohligem Phyllit von der Pleißinger Decke getrennte Zone von feldspatfreien, zum Teil Staurolith und Granat führenden Biotitmuskowitschiefern und kristallinen Kalken stellt eine Anhäufung der von ihrer Unterlage abgesicherten und in ein eigenes Deckensystem gelegten Hangendgesteine der Orthogesteinsdecke vor¹⁾ und beginnt etwa an der Linie: Thayakrümmung nördlich „B“ der Aufschrift „Gerichts-B“. (Spezialkarte 1 : 75.000) — Meierhof Merkersdorf — Kreuz bei Kote 385 westlich Waschbach. Zunächst sind es noch die tieferen Glieder der moravischen Sedimentfolge, die hier zum Ausbisse gelangen; Kalke erscheinen vorläufig nur in Form losgelöster und eingefalteter Fetzen und gewinnen erst weiter im W Zusammenhang und Bedeutung.

Bezeichnend für die Biotitschieferzone ist das mehrfache Wechseln von Lagen, die reich an langgestreckten Quarzknuern sind, mit solchen, denen diese ganz fehlen. Oftmals läßt sich deutlich beobachten, daß diese Quarzeinlagerungen zum Teil wenigstens völlig zerschieferte und in die Schieferung eingeschaltete Pegmatitgänge sind, zumal wenn sie noch die für Pegmatite charakteristischen großen Feldspatindividuen eingeschlossen haben. Die Größe der Biotitschuppen, die Menge und Größe der Granatporphyroblasten und wahrscheinlich auch der Gehalt

¹⁾ Vergleichbar den Staurolithglimmerschiefern im Dache des Kepernikgneises im Hohen Gesenke.

an Staurolith scheint von der Nähe solcher quarzreicher Lagen abhängig zu sein. Quarzfreie Partien, namentlich in der Nähe der Kalkeinfaltungen, erscheinen in der Regel feinschuppig bis dicht, matt violettbraun bis bleigrau und arm oder frei an makroskopisch sichtbarem Granat. Auffallenderweise nimmt der Granatgehalt und die Stärke der Metamorphose gegen W hin stark ab, und, der im Hangenden folgende Kalk grenzt überall an bleigraue relativ wenig metamorphe Phyllite, die im SW, in der Gegend von Heufurth stark verbreitert erscheinen, was wohl mit einem Flacherwerden der Lagerung zusammenhängt.

Die Struktur der Biotitschiefer ist stets eine rein kristalloblastische, im großen und ganzen parakristalline. Die Biotitsträhne bilden die oft recht verworrene Fältelung polygonal ab,¹⁾ und das Quarzgewebe erscheint kaum undulös. Granat und Staurolith führen sigmoidale Einschlußstreifen von Quarztröpfchen und kohligter Substanz. Die S-Kurven in den Granaten und Staurolithen weisen stets den gleichen Krümmungssinn auf, können also wohl nicht als Abbildungen einer alten Fältelung, sondern nur als Spuren einer Wälzung der Porphyroblasten während ihres Wachstumes gedeutet werden.²⁾ Wenn aber sowohl Struktur als auch Mineralbestand Produkte der Gebirgsbildung sind, dann muß die Tatsache, daß die Metamorphose innerhalb der Biotitschieferzone in der Richtung gegen das Moldanubische gegen alle Regel schwächer wird, recht befremdend erscheinen, obwohl umgekehrt in dem Umstande, daß die Schiefer im Gegensatz zu jenen im Liegenden des Pleißinger Orthogesteinszuges nicht diaphthoritisirt sind, eine Bestätigung der allgemeinen Regel erblickt werden kann.

Die Biotitschieferzone tritt zwischen Waschbach und Heufurth in voller Mächtigkeit in das Gebiet des Kartenblattes Drosendorf über und scheint sich bis ins Horner Blatt fortzusetzen.

Nordwestlich der Linie Einsiedlerrücken (Rücken, der vom Bildstocke bei der ersten Serpentine der Straße Merkersdorf — Hardegg in nordöstlicher Richtung gegen die Einsiedelei zieht) — Bildstock östlich Heufurth (Blatt Drosendorf) beginnt der erste Zug von moravischem Kalk (Einsiedlerzug). Im Liegenden desselben wurden an einigen Stellen (Schlucht SO Einsiedlerrücken und auf mährischer Seite in dem Tälchen, das von Luggau gegen SW zur Thaya führt) grobkörnige Kalksilikatgesteine mit bis 2 cm langen Hornblendesäulen im Blockwerke gefunden, deren Genesis nicht recht klar ist, zumal Orthogesteine an dieser Stelle nicht gefunden werden konnten. Vielleicht wird sich bei weiteren Untersuchungen ein Zusammenhang mit der westlichen basischen Fazies Waldmanns, die in unserem Gebiete fehlt, herausstellen.

Im Raume zwischen der obenerwähnten Linie und dem Bittescher Gneise treten im wesentlichen zwei große Kalkzüge auf, die sich in der Gegend der Kote 458 „In der Fugnitz“ vereinigen. Zwischen beide schiebt sich ein Keil von Biotitschiefern, die bei der Mühle unterhalb Hardegg noch matt, fast bleigrau sind, weiter im W aber

1) B. Sander, T. M. P. M. 1911.

2) W. Schmidt, Sitzungsber. d. Akad. d. Wissensch., Math.-nat. Kl., Wien 1918.

in der Gegend des Hardegger Uhrturmes bereits Granat und wahrscheinlich auch Staurolith (Dünnschliffe liegen nicht vor!) führen.

Bei Hardegg grenzen diese hochmetamorphen Biotitmuskowitschiefer, die sich von denen im Liegenden des Einsiedlerzuges äußerlich in keiner Weise unterscheiden, scharf (vermutlich an einer Scherfläche) an die stellenweise reichlich Biotit führenden, relativ stark metamorphosierten Kalke des westlichen (Hardegger) Kalkzuges, der die Hardegger Burgruine trägt. Anscheinend handelt es sich wieder um eine nach SW untertauchende Decke mit stratigraphisch tieferem Schiefer im Kerne.

Der östliche Kalkzug (Einsiedlerzug) fällt ebenso wie die ihm unterteufenden Schiefer flach (10 bis 20° Neigung) nach NW ein. Er ist keineswegs ein einheitlicher Körper, sondern wurde mit bleigrauen Phylliten und mattbraunen Biotitschiefern mehrfach verfalltet, was man sowohl im großen (Einsiedlerücken, Abkürzungsweg Hardegg—Merkersdorfer Straße, Fugnitztal usw.), als auch im kleinen an den Aufschlüssen des Thayatales beobachten kann. Die meist dunkelgrauen bis bräunlichen Kalke sind stets stark geschiefert und enthalten im Gegensatz zu den eingefalteten Schiefen weniggestreckte Quarzknuern, was wohl mit der großen Plastizität der Kalke durch Lösungsumsatz zusammenhängt. Große, nicht selten querstehende Tafeln von Muskowit sind eine häufige Erscheinung. Im Fugnitztale findet man zwischen den Kalken und den Schiefen alle möglichen petrographischen Übergänge, was wohl nicht auf ursprüngliche Faziesübergänge, sondern auf eine tektonische Mischung beider Gesteine in den ausgewalzten Faltenschenkeln zurückzuführen ist. Übrigens würden solche Durchknetungserscheinungen mit der Deutung des Einsiedlerzuges als Liegendschinkel einer Großfalte in guter Übereinstimmung stehen.

Im Gegensatz hiezu zeichnet sich der Hardegger Kalkzug als Hangendschinkel durch größere Geschlossenheit und körniges Gefüge aus. Die relativ hohe Kristallinität desselben und der große Reichtum an Biotitporphyroblasten erklärt sich durch seine weit nach W vorgeschobene Position.

Über den Hardegger Kalk legt sich mit scharfer Grenze, die sich morphologisch meist als deutlicher Gehängeknick ausdrückt, der Fugnitzer Kalksilikatschiefer, der bereits zum Mantel des Bittescher Gneises gehört und zum Teil die steilen Felsen westlich der Stadt Hardegg aufbaut. Nicht überall grenzt der moravische Kalk direkt an die Kalksilikatschiefer: Am Westrande des Kartenblattes Znaim legt sich ein Granat führender Biotitschiefer zwischen beide, gewinnt im Gebiete des Blattes Drosendorf Breite und streicht bis ins Gebiet des Blattes Horn.

Die von F. E. Sueß eingehend beschriebenen und später von L. Waldmann weiter studierten Fugnitzer Kalksilikatschiefer streichen von der Mündung des Fugnitzbaches in südwestlicher Richtung zur Felsnase östlich der Bezeichnung „Fugnitz W.“ (Spezialkarte 1:75.000) und von hier zur Einmündungsstelle des Karrenweges, der vom Ziegelofen bei Waschbach in nördlicher Richtung ins Fugnitztal führt.

Bei Hardegg und im Fugnitztale wurden im Kalksilikatschiefer, niemals aber im moravischen Kalk zerschieferete Pegmatitgänge an-

getroffen, die das Gestein als einen im pyrogenen Kontakte mit dem Bittescher Gneise veränderten Kalk erkennen lassen.

Der Bittescher Gneis als höchstes Glied im moravischen Gewölbe nimmt in dem bisher studierten Gebiete einen geringen Raum ein, weshalb eine genauere Beschreibung einem späteren Zeitpunkte vorbehalten bleiben möge. Ähnlich wie die Pleißinger Orthogesteinsdecke führt auch er mehrfach Einfaltungen seines ehemaligen Mantels: Fugnitzer Kalksilikatschiefer (nicht zu verwechseln mit jenen von Hardegg), zum Teil Granat führende Biotitschiefer mit aplitischen Injektionen, hornfelsartige Quarzite usw. An der Thaya oberhalb Hardegg ist dem Gneise ein Band von moravischem Kalk eingeschaltet, das im Fugnitztale nicht mehr angetroffen wurde. An einigen Stellen wurden unregelmäßig begrenzte Körper eines ziemlich grobkristallinen Gesteins gefunden, das zum größten Teil aus stark kataklastischem saurem Plagioklas (Oligoklasalbit) besteht. Der stark chloritisierte Biotit ist in Scherflächen zerflößt, Staurolith und Disthen sind ausgeschwänzt und in Muskowitisierung begriffen. Akzessorisch kleine Rutilsäulchen und Titanitkörner. Offenbar handelt es sich um unvollständig resorbierte Schollen von tonerdereichen Sedimenten.

Manche Partien des Bittescher Gneises zeichnen sich durch geringe Schieferung aus und lassen die so charakteristischen Muskowitporphyroblasten vermissen. Sie können dann unter Umständen den Gesteinen des autochthonen Batholithen recht ähnlich werden. Das von F. E. Suess an der Straße von Heufurth nach Riegersburg (Blatt Drosendorf) als Thayagranit ausgeschiedene Gestein dürfte einer solchen Partie angehören. Offenbar handelt es sich um Zonen, die aus irgendwelchen Gründen, etwa wegen ihrer Position im Kerne von Teildecken, der Durchbewegung in geringerem Maße ausgesetzt waren.

Die moldanubische Überschiebungsbahn mit ihren diaphthoritischen Glimmerschiefern tritt erst auf tschechoslowakischem Boden in das Gebiet des Kartenblattes, weshalb von einer Besprechung derselben an dieser Stelle abgesehen werden kann.

Zusammenfassend kann die moravische Deckenfolge im österreichischen Anteile des Kartenblattes Znaim in der Richtung vom Liegenden gegen das Hangende in folgender Weise angegeben werden:

1. Thayagranit, \pm autochthon, randlich stark geschiefert.
2. Zone von Kontaktgesteinen (ehemaliges Dach des Batholithen), \pm autochthon, von aplitischen, pegmatitischen und granitischen Gängen durchschwärmt: injizierte Biotitschiefer, Biotithornfelse, Biotitquarzite. Im Süden anscheinend auch Quarzporphyre.

3. Diaphthoritische Chloritmuskowitschieferdecke, aus Biotitschiefern (Punkt 2) entstanden, spärlich von Gängen durchtrümmert, mit Quarziten verfalset, von gemeinen Phylliten und Quarziten ummantelt und gegen SW untertauchend.

4. Pleißinger Orthogesteinsdecke: Aplit-, Granit-, Quarzdiorit- und Granodioritgneise mit Einfaltungen von Granat führenden Biotitschiefern, Quarziten, Kalksilikatschiefern etc., anscheinend gegen NO auskeilend.

5. Granat und Staurolith führende Biotitschiefer, in der Richtung gegen das Hangende in weniger hochmetamorphe Biotitschiefer übergehend.

6. Zwei Züge von moravischem Kalk (Einsiedler und Hardegger Zug), die durch z. T. hochmetamorphe, Granat führende Biotitschiefer getrennt werden und sich „In der Fugnitz“ vereinigen; offenbar eine nach SW untertauchende Antiklinale.

7. Fugnitzer Kalksilikatschiefer, im äußersten SW des Blattes durch Granat führende Biotitschiefer von den Kalken getrennt, zum Dache des Bittescher Gneises gehörig.

8. Bittescher Gneis mit Einfaltungen von Fugnitzer Kalksilikatschiefern, moravischen Kalken, injizierten Biotitschiefern und Quarziten. Allgemeines Streichen SW—NO, Verfläachen NW.

Wenn man vom kataklastisch geschieferten Thayabatholithen und von spärlichen, immer aber regenerierten kataklastischen Resten in den Orthogesteinsdecken absieht, ist die Struktur der kristallinen Schiefer zwischen der moldanubischen Glimmerschieferzone und dem Batholithen fast stets eine kristalloblastische; nur an wenigen Stellen hat die Durchbewegung die Kristallisation überdauert.

Überall nimmt der Grad der Metamorphose vom Bittescher Gneis in der Richtung gegen den Batholithen ab. Nur in der auffallenden Verbreiterung der moravischen Zone zwischen Horn und der Nordwestbahnlinie bei Znaim zeigen sich bemerkenswerte Unterschiede. Hier treten relativ hochkristalline Gesteine auf, die weiter im N und S anscheinend fehlen und die sich bei der Gebirgsbildung z. T. in deutlicher Weise als instabil erwiesen, weshalb sie der Diaphthorose erlagen. Diese zuweiten glimmerschieferähnlichen Gesteine wechseln oft ohne Übergang mit wenig metamorphen Phylliten. Stets wurden die hochkristallinen Gesteine in den Kernen, die wenig metamorphen Phyllite in den Hüllen der Decken gefunden.

Der Metamorphosierungsgrad dieser Phyllite ist in den äußeren Teilen der Thayakuppel höher als in der Nähe der Granite, was der von F. E. Sueß auf Grund zahlreicher Beobachtungen aufgestellten Regel entspricht. Den bleigrauen z. T. graphitischen Phylliten des Inneren entsprechen außen matte granatfreie Biotitschiefer, den grauen, z. T. noch kataklastischen dünnplattigen Quarziten stengelige, zuckerkörnige und granoblastische dichte Quarzite mit ausgezeichneter Gefügeregelung, den wenig metamorphen dunklen Kalken die relativ grobkörnigen biotitreichen Kalke des Hardegger Zuges.

Der vielfache und anscheinend gesetzmäßige Wechsel von wenig und hochmetamorphen Schiefen, der entfernt an die Verhältnisse im silesischen Grundgebirge erinnert, läßt sich aber durch die moldanubische Überschiebung allein nicht erklären. Offenbar waren die hochmetamorphen Gesteine schon vor der Gebirgsbildung kristallin und haben ihre Kristallinität bewahrt, soweit sie nicht diaphthorisiert wurden; Gesteine aber, die als normale Sedimente vorlagen, wurden je nach ihrer Entfernung von der Überschiebungsbahn bald mehr, bald weniger metamorphosiert,

erreichten jedoch nie die Kristallinität der prätektonisch metamorphen Gesteine.

Wir haben also scharf zwischen einer alten prätektonischen und einer jüngeren paratektonischen, mit der moldanubischen Überschiebung zusammenhängenden, der eigentlichen moravischen Metamorphose im Sinne von F. E. Sueß zu unterscheiden.

Die Wirkung der über die moravische Kuppel gleitenden moldanubischen Scholle auf die Gesteine der ersteren war je nach der Beschaffenheit derselben eine verschiedene: Bei den altkristallinen Gesteinen äußerte sie sich in einer Umprägung der alten Struktur, eventuell verbunden mit rückschreitender Veränderung des Mineralbestandes, bei den nichtmetamorphen moravischen (devonischen?) Sedimenten aber in der Anpassung von Mineralbestand und Struktur an die Gleichgewichtsverhältnisse der obersten Tiefenstufe im Sinne F. E. Sueß'.

Welcher Art nun diese prätektonische Metamorphose war, ob Kontaktmetamorphose allein oder in Verbindung mit Dynamometamorphose, läßt sich heute schwer entscheiden. Tatsache ist, daß in allen hochmetamorphen Gesteinen Reste eruptiver Gangbildungen zu erkennen sind, eine alte Kontaktmetamorphose also auf jeden Fall sichergestellt ist.

In Anwendung obiger Erkenntnisse können wir die im beschriebenen Teile der Thayakuppel vertretenen Gesteine vom stratigraphischen Standpunkte aus in folgender Weise gliedern:

1. Orthogesteine: Thayabatholith, Pleißinger Orthogesteinsdecke, Bitlescher Gneis. Darüber

2. Prätektonisch kristalline Paragesteine des ursprünglichen Daches der Orthogesteine, mit diesen im Intrusionsverbande stehend (Kontaktgesteine, eventuell kristalline Schiefer), u. zwar: Hornfelse, Kalksilikatschiefer, Biotitschiefer, Granatstaurolithschiefer, Chloritmuskowitschiefer usw. Diese Gesteine können unter Umständen fehlen.

Große Diskordanz.

3. prätektonisch normale (devonische?) Sedimente, eventuell unmittelbar auf den Orthogesteinen liegend, durch die Gebirgsbildung zu kristallinen Schiefen der obersten Tiefenstufe metamorphosiert, u. zwar:

- a) vorwiegend quarzige,
- b) vorwiegend tonige Sedimente.

Diskordanz.

c) Kalke, im W stark vorherrschend, im O des studierten Gebietes anscheinend fehlend.

Anhangsweise sei erwähnt, daß auf dem durch epigenetische Täler zerschnittenen Plateau mehrfach Spuren der miozänen Transgression gefunden wurden.

Wohlgerundete Quarzschotter, stellenweise in rostbraune grobe Sande übergehend, finden sich in zirka 450 m Seehöhe an den Gehängen des Fuchsgrabens (Δ 471 westlich Niederfladnitz) und westlich von

Merkersdorf. Nordöstlich vom letztgenannten Orte treten ganz ähnliche Bildungen in 410 m Seehöhe auf.

Die Mächtigkeit dieser Schotter ist ziemlich bedeutend, wie man in den steilen Racheln westlich von Niederfladnitz erkennen kann.

In der Gegend des Ziegelfofens nördlich von Waschbach (410 m) gehen die aus moravischen Gesteinen bestehenden Schotter nach unten in grobe und schließlich in feine blaugraue tonige Sande über.

An der Stelle, wo die Straße Oberfladnitz—Pleißing in das Tal des Alsenbaches einmündet (390 m), kleben in engen Gehängensichen kleine Partien von rein weißen, mit rostbraunen Lagen alternierenden röschen Quarzsanden. Fossilien konnten weder hier noch bei Waschbach gefunden werden.

Die Lagerung dieses Tertiärvorkommens läßt auf eine vormiozäne Anlage des Alsenbachtals schließen.

Am Schlusse meiner Ausführungen ist es mir ein angenehmes Bedürfnis, meinem hochverehrten Lehrer Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß für das freundliche Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, und für die vielfache Förderung, die er derselben angedeihen ließ, meinen ergebensten Dank auszudrücken. Zu besonderem Danke bin ich auch Herrn Assistenten Dr. Leo Waldmann verpflichtet, der mir die unveröffentlichten Ergebnisse seiner Arbeiten im Gebiete des Kartenblattes Horn in bereitwilligster Weise zur Verfügung stellte; die meisten der oben mitgeteilten Schlußfolgerungen wurden durch Austausch und gemeinsame Besprechung der in beiden Arbeitsgebieten gemachten Beobachtungen gewonnen, sind also zum Teil auch sein geistiges Eigentum.

Dr. Guido Hradil. Notizen über einige Eruptivgesteine aus der Kitzbühler Grauwackenzone.

Das Material zu vorstehenden Untersuchungen wurde im Sommer 1913 auf einigen Begehungen in der Umgebung von Hopfgarten und Kirchberg gesammelt und in dem darauffolgenden Winter im mineralogischen Institut der Universität Innsbruck verarbeitet. Krieg, Kriegsgefangenschaft und die Verhältnisse der Nachkriegszeit zerstörten den ursprünglichen Arbeitsplan. So sind die folgenden Untersuchungsergebnisse lediglich als Beitrag zu der inzwischen erschienenen geologischen Karte Rattenberg von Dr. Th. Ohnesorge aufzufassen. Diesem meinem lieben Freunde danke ich für manche Anregung und Führung im Gelände, Herrn Prof. Dr. Brunner der Universität Innsbruck für die Förderung meiner chemischen Arbeiten in seinem Laboratorium.

Die im folgenden beschriebenen Gesteine lassen sich hinsichtlich ihrer genetischen Verhältnisse in drei Gruppen trennen: a) Gabbro- und Diabasderivate, b) aus Quarzporphyren und deren Tuffen hervorgegangene, c) sedimentogene Schiefer (Grauwacken und Tonschiefer).

Zu a) gehören die Gesteine, welche den mittleren Teil des Kropfrader Joches westlich Hopfgarten aufbauen (auf der Karte blaugrün mit *SDC* bezeichnet). In den Aufschlüssen am Grat zwischen Markbachalm und Mittermoosenalm, westlich dieser steht eines dieser Gesteine von dunkelgraugrüner Farbe und makroskopisch dichtem Aussehen an. U. d. M. zeigen