© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose.

Von Leo Waldmann, Wien.

Im Grundgebirge des niederösterreichischen Waldviertels werden seit den Untersuchungen von F. E. Sueß (1903, 1908, 1912 usf.) zwei große Einheiten von ganz abweichender Art unterschieden, die moravische und die moldanubische. Die Trennung gründet sich auf den inneren Bau, den Gesteinsinhalt, die Metamorphose, kurz auf die geologische Geschichte dieser beiden; die Annahme einer gewaltigen Überschiebung des moldanubischen über das moravische wird diesen Unterschieden und den Lagerungsverhältnissen am besten gerecht. Die vielen Untersuchungen in den letzten Jahren haben diesen Anschauungen von F. E. Sueß keine Einbuße getan.

Näher besprochen werden hier nur wichtigere kristalline Schiefer des moravischen Grundgebirges zwischen Siegmundsherberg—Theras—Dallein. Ich kann mich dabei auch auf die Beschreibungen von F. E. Sueß (1908, 1912) und weiter anschließend im Norden auf die von K. Preclik (1924, 1926) stützen. Meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. F. E. Sueß, bin ich für viele Anregungen sehr zu Dank verpflichtet, ferner Herrn Prof. Dr. A. Himmelbauer, für die Bewilligung, die Einrichtungen des min.-petr. Institutes zu benützen.

In einer kleinen, aber durch die „Art der Fragestellung" wichtigen Arbeit knüpft B. Sander (1914) mit seinen Begriffen, gewonnen aus seinen Studien über das Verhältnis zwischen Umformung und Kristallisation in alpinen kristallinen Schiefern, an die Untersuchungen von F. E. Sueß, sowie an eigene Beobachtungen in der böhmischen Masse an. Auf einige von ihm aufgeworfene Fragen will ich hier eingehen, soweit sie nicht schon F. E. Sueß (1918) behandelt hat.

Im moravischen trennt man von einer altkristallinen hochmetamorphen Gruppe eine weniger metamorphe, vielleicht altpaläozoische, ab, deren Metamorphose jünger ist als die Intrusion des moravischen Batholithen. Das mo-

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ravische wurde unter der Last der darüber gleitenden moldanubischen Scholle, wie F. E. Sueß (1912) ausgeführt hat, zu flachen, außerordentlich zerknitterten Decken umgeformt. Aus dem mannigfaltigen, bunten, altkristallinen Untergrund, mit seinen großen, ästig verzweigten Intrusivmassen, haben Schubflächen einzelne Kerne und Zonen herausgehoben und verschiefert, dabei die Strukturen der älteren Tektonik umgeschleift. Vor allem im Norden sind die sedimentären Streifen zwischen den Kernen arg zusammengestaucht, sogar von ihrem Gneisuntergrunde abgeschert. Derartige abgelöste Falten und Teildecken werden besonders durch die zerlappten und verschlungenen, ineinander verfließenden Kalkzüge zwischen Pernegg und Hardegg verdeutlicht. Bei Dallein liegen die Kalke als Deckscholle auf phyllitischen Glimmerschiefern. Die ältere Tektonik hat sich nur im Innern der Thayakuppel gut erhalten (zum Beispiel bei Znaim, K. Preclik, 1926).

Die großen Bewegungen während der moldanubischen Überschiebung drückten dabei weitaus den meisten Gesteinen, und zwar wie K. Preclik (1926) dargelegt hat, zunächst den Mineralbestand und die Struktur der „Floititfazies" F. Beckes (1922) auf, gekennzeichnet durch die Minerale saurer Plagioklas, gemeine Hornblende, gemeiner Granat, Biotit, Epidot, Muskowit. Diese Minerale, die gerne als Porphyroblasten hervorstechen, kristallisierten im großen und ganzen während der Bewegung. Dieser Fazies gehören die kristallinen Schiefer von Trautmannsdorf-Pernegg an, deren höhere Metamorphose im Vergleich zu derer östlich von Weitersfeld F. E. Sueß (1908) betont hat.

Später zerschnitten und zerscherten gleitende Bewegungen zonenweise die moravische Masse, also die älteren, eigentlichen Falten- und Deckenstrukturen der Floitit- und noch älterer metamorpher Fazien (zum Beispiel Amphibolitfazies im Sinne P. Eskolas) unter den Bedingungen der Grün-(Chlorit-)schieferfazies — im Westen unter denen eher vergleichbar der Prasinitfazies. Der Bittescher Gneis quert unter einem spitzen Winkel die Faltenstrukturen des moravischen Kalkes, sie sinken im Streichen unter ihn ein, der sie weithin überschoben und dabei arg verquetscht hat. Anscheinend kappt er auch die Tonalitgneisdecken CD (Pleißinger Orthogneisdecke bei K. Preclik, 1924, 1926) bei Wairowitz und liegt mit verschleiften, höher metamorphen

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Kalken und Schiefern auf wenig veränderten Porphyroiden, Serizitphylliten und Kalken im Hangenden des Thayabatholithen. Im Norden verwischen die von K. Preclik entdeckten nachkulmischen Querstörungen einigermaßen das Bild. Ähnlich hat im Süden am Trenk- und Kugelberg der flachliegende Bittescher Gneis mit seiner Liegendgruppe den Scheitel der steiler einfallenden Tonalitgneisdecken CD jäh abgeschnitten und liegt unmittelbar auf dem Granitgneis E, während die Teildecke B des Bittescher Gneises durch Abscherung zurückgeblieben ist. Die Gesteine im Liegenden sind flächenhaft arg verquetscht, zu flachen Linsen aufgelöst, dünnblätterig und diaphthoritisch verändert. Mit der Diendorfer Störung haben aber diese Erscheinungen keinen Zusammenhang (F. E. Sueß, 1912). Derartige Diaphthorite hat auch K. Preclik im Norden näher beschrieben (1926). Erst diese Bewegungen haben die moldanubische Scholle soweit über das moravische getragen und dabei die moravischen Gesteine der Amphibolit- und Floititfazies passiv mitgeschleppt, bzw. abgeschert und zugleich zonenweise rückschreitend verändert. Es ist daher die von B. Sander „nur ungern vermerkte Tatsache", daß im Kern des moravischen Gebirges die Felsarten am wenigsten verändert sind, nicht mehr so auffällig, da eben die höher metamorphen Gruppen vorher unter wesentlich anderen Bedingungen (vergleichbar der „Tauernkristallisation") an einem anderen Orte ihre floititische oder die noch ältere amphibolitische Metamorphose erfahren haben. Erst nachher haben sie durch tektonische Bewegungen ihre heutige Lage erreicht (Grünschiefer- bzw. Prasinitfazies im autochthonen Kern, in den damals durchbewegten höher metamorphen moravischen Teilen im Westen und in der moldanubischen Glimmerschieferzone). Ähnlich hat sich schon K. Preclik geäußert (1926). Grundsätzliches finden wir auch bei F. E. Sueß (1912).

B. Sander hat (1914/220) in den Kalken eine stetige, von einer rupturellen, kalzitisch verheilten Umformung geschieden und damit ebenfalls auf altersverschiedene zwei Bewegungen hingewiesen.

Die alten vordevonischen Gebirgsstrukturen haben sich am besten nur im Gebiete des Thayabatholithen erhalten, wo sie K. Preclik nordöstlich von Znaim (1926) besonders untersucht hat. In den deckenförmig umgeprägten Teilen sind sie im Felde höchstens aus gewissen Ungleichförmigkeiten in der Tektonik der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

hoch- (Amphibolitfazies) metamorphen und weniger hochmetamorphen (Floititfazies) Glieder zu vermuten.

Später, nach der moldanubischen Überschiebung, wurden dann moldanubisch und moravisch unbekümmert um das tektonische Streichen zu weiten Mulden und Sätteln verbogen. Dabei wurde sogar die Weitersfelder Kuppel entlang älterer diaphthoritischer Bewegungszonen streckenweise auf die Eggenburger aufgeschoben. L. Kölbl (1922) hat diese Unabhängigkeit von örtlichem und tektonischem Streichen bei Messern verfolgt. Während aber die Streckung vom Außenrande des Bittescher Gneises NO—NNO verläuft, schwankt ihr Streichen an der Innenseite vermutlich wegen örtlicher tektonischer Unregelmäßigkeiten. Diesen mutmaßlich jungpaläozoischen Verbiegungen verdankt das Thayafenster, unbeschadet noch jüngerer Bewegungen, seinen heutigen S-förmigen Umriß.

Von den deckenförmig gegen Osten gewälzten moravischen Einheiten kennt man am längsten die des Bittescher Gneises (F. E. Sueß, 1897 u. f.). Sie umfaßt Orthogneise, Mischgneise in den mannigfachsten Abstufungen bis zu einheitlichen moravischen Perl- und Schiefergneisen mit pegmatitischen und granataplitischen Lagen, mitunter auch Hornfelseinschlüssen. Doch bleiben die Kennzeichen des Bittescher Gneises gewahrt; sie sind es, die ihm die oft beschriebene große Einförmigkeit verleihen, die er Durchbewegungen und weitgehender Umkristallisation verdankt (Floitit- und örtlich auch Grünschieferfazies, K. Preclik, 1926). In den Zerrklüften siedelten sich nach den Angaben von F. E. Sueß (1912/13) Chlorit, Epidot, Muskowit, vor allem aber Quarz an; dieser bildete sich hauptsächlich bei der Serizitisierung der Feldspate (vergl. A. Köhler, F. E. Sueß, 1912). Anscheinend ging die Auskristallisation des Muskowits im Bittescher Gneis als Porphyroblast und als Kluftmineral fast gleichzeitig unter ähnlichen Bedingungen als mit- bis nachtektonisch kristallisiertes Mineral in beiden Fällen in ähnlicher Mineralgesellschaft (F. E. Sueß, 1918). Die Streckung im Bittescher Gneis führt F. E. Sueß (1926/183) auf jünger gerichtete Bewegungen zurück, die das ganze moravische Gebirge nach der moldanubischen Überschiebung ergriffen haben. Sie läßt sich aber zurückführen auf den Schnitt zweier Flächenscharen (W. Schmidt, F. Becke, 1903), von denen die ältere mit dem Lagenbau der

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Mischgneise zusammenfällt, soweit es sich um derartige Gesteine handelt.

Gelegentlich kommen auch körnige Partien im Bittescher Gneise vor wie bei Mallersbach, Heufurth; es sind weniger zerdrückte Varietäten des Bittescher Gneises, zum Teil auch Perlgneise (K. Preclik, 1924, 1926). Gelegentlich durchziehen lager- und flammenartig Amphibolite den Bittescher Gneis, sie mögen wohl von Diabasgängen abzuleiten sein, wenigstens spricht ihr von F. E. Sueß (1908/406, 1912/15) nachgewiesenes jüngeres Alter dafür.

Die Kerne der übrigen moravischen Decken gehören granitischen-quarzitischen knotigen Stengelgneisen (z. B. Weitersfeld), Mischgneisen,[1]) die ganz besonders schöne Stengelgneise liefern — infolge Umfaltung oder infolge des Schnittes zweier Gleitflächenscharen ähnlich wie in den Mischgesteinen im Bittescher Gneis — vor allem aber Tonalitgneisen,[2]) Amphiboliten an; außer den nachweisbar von dioritisch-gabbroiden Gesteinen abzuleitenden — Neuhäusl (K. Preclik), Prutzendorf (F. E. Sueß), Therasburg u. a.) — Amphiboliten trifft man mitunter auch auf Bastitserpentine (Prutzendorf, F. E. Sueß). Diese basischen Gesteine — vielleicht vordevonische Ophiolithe — und die Stengelgneise sind durchwegs älter als die sauren Massen des Thayabatholiths. Granitaplite durchbrechen die Diorite von Therasburg und erzeugen am Kontakte Epidotsäume. Beide Magmen sind unabhängig voneinander in die moravischen Glimmerschiefer eingedrungen; möglicherweise liegt dazwischen eine ältere Gebirgsbildung, die an der allgemeinen hohen Metamorphose des Altkristallins teil hat. Manche der älteren Orthogneise sind nämlich noch vor der Intrusion der jüngeren Granite durchbewegt worden (F. E. Sueß, 1912, K. Preclik, 1926/250; bei Grüben, 1923. Es fehlen aber noch nähere Untersuchungen.

Die Amphibolite bilden schmale zu Linsen abgeschnürte Einlagerungen in den Granatglimmerschiefern und Biotitquarziten. Häufig enthalten sie körnige Partien mit Resten der Erstarrungsstruktur (Therasburg, Siegmundsherberg). Große, oft noch recht gut ausgebildete Andesine bilden ein wirres Gebälk mit grünen Hornblenden (Erzeinlagerungen des ehemaligen

---

[1]) E. F. Sueß vermutete hier schon Imprägnationsgneise (1908/408).
[2]) Durch Auflösung veränderte basische Typen?

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Augits) in den Zwischenräumen, andernfalls ist es die grobophitische Gabbrostruktur. Meist sind die Feldspate unter Beibehaltung der äußeren Form in ein kleinkörniges Gemenge zerfallen, manchmal durchsetzt von sekundärem Klinozoisit. Auch die ohnehin nicht ursprüngliche, wenn auch magmatische braune Hornblende geht auch ohne Durchbewegung [2a]) in eine blaßgrüne über, die noch dazu das durch Umkristallisation neugebildete Grundgewebe verseucht. In den fast gänzlich zu Amphiboliten umkristallisierten basischen Gesteinen läßt sich die ehemalige Erstarrungsstruktur günstigstenfalls aus der fleckigen Verteilung der Gemengteile erschließen.

Manche der Tonalite verlieren die Hornblende während der floititischen Metamorphose gänzlich, Biotit, saurer Plagioklas und Epidot bildeten sich neu (Stiefern, 1922, u. a. a. O.). In anderen Fällen schied sich wieder eine kräftig blaugrüne Hornblende als Porphyroblast aus, wie östlich von Theras, dort ist trotz der Zerspaltung der alten großen Biotite, der weitgehenden Körnelung und Verquarzung das alte Erstarrungsgefüge noch erkenntlich.

Vollends wird jede Spur eines Erstarrungsgefüges durch die floititischen Bewegungen zerstört. Zunächst bilden sich Augen- und Knotentexturen aus, die Plagioklase werden dabei zerrissen, gekörnt; die Hornblenden verflößt und zersplittert. Damit zusammen gehen auch die erwähnten mineralogischen Veränderungen vor sich. Das Ergebnis sind ziemlich grano- bis lepidoblastisch schiefrige Amphibolite. Die Pegmatiteinlagerungen werden zerstückelt und mitgefaltet (Therasburg).

Die alten lamprophyrischen Gänge sind Floitite (F. Becke, 1903) geworden. In den serizitisch zerdrückten Turmalinpegmatiten haben sich oft quergestellte große Muskowitporphyroblasten wie in den Orthogneisen neugebildet.

Unter späteren Zerscherungen (wenigstens teilweise parallel der alten Schieferung) gingen aus den basischen Gesteinen Chlorit- und Grünschiefer hervor. Sie lassen sich dann nicht immer leicht von ihrer Nachbarschaft, den diaphthoritischen Garben- und Glimmerschiefern trennen.

Im Süden ist die moravische Serie tektonisch weitgehend verdünnt, mechanisch und rückschreitend verändert. Einförmige phyllitisierte Biotitschiefer, zum Teil mit Muskowit, Kalksilikat-

[2a]) Vergl. die Beobachtungen von H. P. Cornelius (1921).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

schiefer, Phyllite, Kalke, Porphyroide, verquetschte Adergneise, sind hauptsächlich zu erwähnen. Tektonisch blieb vor allem die Hauptmasse der hochmetamorphen Paraschiefer (Staurolithglimmerschiefer mit ihren reichen Einlagerungen) zurück. Gerade diese und die Gesteine der Floititfazies sind im Innern der moravischen Schlinge am schönsten entwickelt.

Die Decke des Bittescher Gneises wird durch ein sedimentäres Lager in zwei Teildecken zerlegt. An dessen Zusammensetzung beteiligen sich Graphitglimmerschiefer, geaderte Staurolithglimmerschiefer, Schiefergneise, Knollen und Linsen von Kalksilikatfelsen (mit Orthit, Titanit, Kalkspat, Diopsid, blaugrüner Hornblende, Klinozoisit, Kalk-Granat, Vesuvian, Quarz, basischem Plagioklas, gruppenweise in den verschiedensten Mengenverhältnissen). Sie alle sind durchdrungen von aplitisch-pegmatitischen Gesteinen, die jene oft weitgehend auflösen. In den derartig durchaderten Kalksilikatfelsen von Zaisa kristallisieren die Hornblenden in großen poikilitisch durchlöcherten Individuen wieder aus. In anderen Fällen ist die Durchtränkung so fein, daß nur mehr kleine Feldspatlinsen oder gar nur mehr der Gehalt an Kalifeldspat an magmatische Einflüsse gemahnt. Verstärkt wird das Undeutlicherwerden der Durchaderung durch die floititische Durchbewegung, die die Adern zu dünnen, parallelen Streifen und Linsen ausgewalzt hat. Alle diese Gesteine gehören einer alten magmatisch durchtränkten Schieferhülle an, die nachträglich verschleift und rückschreitend verändert worden ist. Die Kalksilikatfelse gehen demnach in Hornblende-Epidot-führende Kalksilikatschiefer (Fugnitzer Kalksilikatschiefer zum Teil) über, wobei die ursprünglichen, blaugrünen, oft quergestellten, Hornblendeporphyroblasten verschleift, zerschnitzelt und zerflossen und als feiner Häcksel (besonders deutlich in den geaderten Partien) die Schieferungsflächen überkleidet. Die Pyroxene wandeln sich in eine sekundäre, faulgrüne Hornblende, die basischen Plagioklase in Saussurit um. Die Zerrklüfte sind mit Epidot ausgefüllt. Die Injektions- und Mischgneise wandeln sich unter Verglimmerung der Feldspate in serizitische Schiefer um, dabei wird der Biotit zu fleckigen Aggregaten zerrieben. Es entwickeln sich derart Lagen- und Bändergneise heraus, die sich konkordant im im Bittescher Gneis einschalten und allmählich in ihn übergehen. Meist unterscheiden sie sich wegen des größeren Biotitgehaltes nur mehr durch eine dunklere Farbe, bessere Schieferung

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

und ein geringeres Korn. Der lebhafte Wechsel mit (granat-) aplitischen Lagen läßt sie deutlicher als verschieferte Migmatite erkennen. Manchmal enthalten sie auch augenartig hervortretende Kalifeldspatporphyroblasten, vergleichbar den moldanubischen Mondsteinen (östlich Kotzendorf).

Der Bittescher Gneis ist nun mit seinem extrem verschieferten Kontaktmantel, bestehend aus von Granatapliten und Pegmatiten injizierten Fugnitzer Kalksilikatschiefern,[2b]) Kalksilikatmarmoren (im Innern gut erhalten!),, Adergneisen und anderen, über die scheinbar mächtige, lebhaft verfaltete Gruppe von Pernegg geschoben, in der neben den moravischen Kalken und anderen floititisch metamorphen Felsarten, vor allem hochmetamorphe Gesteine, besonders reichlich entwickelt sind. Im Osten umsäumen sie die Granit- und Mischgneise von Weitersfeld-Theras. Die hochmetamorphe Teilgruppe gehört einem älteren, stark gefalteten Grundgebirge an, das die granitischen (Weitersfeld-Theras) und dioritisch-gabbroiden Intrusionen vorgefunden haben. Nur in der Nähe wurden jene zu Misch- und Imprägnationsgesteinen umgewandelt. Eine sehr bunte Gesellschaft liegt in dieser Zone der Amphibolitfazies: graphitisch gebänderte, grobkörnige Marmore mit Diopsid und Phlogopit, Diopsid- und Labrador-führende Hornblendegarbenschiefer, Kalksilikatschiefer und -hornfelse, Schiefergneise mit blastoporphyrischen Einlagerungen, Graphitschiefer, Schörlfelse, Biotitquarzit; hauptsächlich sind es aber ziemlich einförmige graue Granatglimmerschiefer häufig mit Staurolith, zuerst von K. Preclik (1924, 1926) beschrieben. Ihnen will ich mich zuerst widmen.

In einem dicht verfilzten, kohlig bestäubten Grundgewebe von feinschuppigem Muskowit und Biotit, oft außerordentlich angereichertem, länglichem, derbem Erz (Magnetit), untermengt mit kleinkörnigem Albit und Quarz, etwas blaugrünem Turmalin, Zirkon, Apatit, stecken Porphyroblasten von Granat, Staurolith, Biotit und Magnetit, stellenweise auch Albit. Der lebhafte, innige, lagenförmige Wechsel im Mengenverhältnis der Minerale, das Auftreten verschiedener blastischer Strukturen, geben diesen Glimmerschiefern ein bandartiges Aussehen sedimentären Ursprungs. Noch verstärkt wird die Bänderung durch eine regel-

[2b]) Bei Harth und Nödersdorf sind die Kalksilikatschiefer im Innern als typische grün gebänderte Hornfelse entwickelt.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

mäßige Einschaltung von schmalen bis dünnen Lagen blastoklastischer Struktur und biotit-quarzitischer Zusammensetzung, die stellenweise (Mödringtal bei Pernegg) Geröllform annehmen und dann noch am besten die alten Strukturen des Sandsteines, besonders deutlich am Quarz und Apatit, kristallin abgebildet, zeigen. Den Glimmerschiefern schalten sich auch oft lebhaft gefältelte Linsen und Putzen von rein kristalloblastischem Schörlfels ein. Es ist auch bemerkenswert, daß die blaugrünen Kerne (Hülle: braun) dieser Schörle dieselben sind, wie die Turmaline in den Einschlußzügen der Staurolith- und Albitporphyroblasten. Die Schörlfelse sind als frühe Destillate der Granitintrusionen im Sinne P. Nigglis zu betrachten.

Häufig verwischt nun diesen Lagenbau eine lebhafte Quarzfeldspatimprägnation, ja sie steigert sich örtlich zu einer aplitisch-pegmatitischen Durchaderung und vergröbert, granitisiert geradezu dabei das Gefüge des Glimmerschiefers. Ebenso zeugen mächtige, reichliche Quarzmassen — vergleichbar denen im Altvater, freilich bisher ohne Andalusit — für den kräftigen jüngeren Einfluß des granitischen Magmas.

In den Porphyroblasten von Staurolith (z. B. Doberndorf) untereinander ordnen sich die zonar angereicherten Einschlußzüge — Erz, Quarz, kohlige Stoffe, grüner Turmalin — nirgends gleichsinnig an, vielmehr umschließen sie helizitisch die älteren Falten im Gestein. Er sucht die dem Grade und der Lebhaftigkeit von Lage zu Lage wechselnden älteren Falten oft durch eine polygonale Viellingsverwachsung [3]) abzubilden. Die Einschlußzüge wiederholen auf diese Weise ohne Unterbrechung die Falten. An anderen Orten sind die Einschlußzüge im Staurolith im Kern schwach flexurartig gekrümmt oder gegeneinander leicht verworfen. Nach außen zu verlieren sich diese Bewegungsspuren, die Einschlußzüge laufen glatt und geradlinig ins Grundgewebe hinein. Nur in einem Falle waren sie in ihrem ganzen Verlauf in alle Staurolithen des Schliffes S-förmig verdreht.

Im großen und ganzen fiel also das Wachstum des Staurolithes mit dem Erlöschen einer alten großen tektonischen Bewegung zusammen, wobei freilich das zeitliche Verhältnis zwischen den Gefügebewegungen und der Staurolithkristallisation etwas schwankt. Die örtlich lebhafte und reichliche Bildung des Stau-

[3]) meist Zwillinge nach (232).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

roliths, vor allem in den vorkristallin am ärgsten gefalteten Teilen und der Wechsel in seiner Tracht — die Staurolithe, die Falten umschließen, sind dicksäulig — führen sich u. a. wohl auf die durch die Durchknetung bedingte örtliche Stoffanreicherung und auf die eigenartigen, physikalischen Kristallisationsbedingungen, zurück. Ganz anders verhalten sich die Granatporphyroblasten. Sie sind ziemlich gleichmäßig verteilt. Die Einschlußzüge (Quarz, Erz, kohlige Stoffe) sind, wofern nicht weitere Bewegungen den Granat verschleppt haben, überall im gleichen Sinn S-förmig verdreht. Er wuchs also während der Bewegung. Daß die Bewegungen vor der Staurolith-, bzw. mit und nach der Granatkristallisation dieselben waren, also Granat und Staurolith verschiedenes Alter besitzen, läßt sich am schönsten in den Glimmerschiefern westlich von Theras nachweisen. In diesen füllt der Staurolith den Platz zwischen den scharf umrissenen Granatrhombendodekaedern aus, ja sie sind in ihm poikilitisch eingewachsen; während nun der Granat gleichsinnig ausgebildete S-förmig verdrehte Züge von Erz, spärlich blaugrauem, stetig gebogenem Turmalin umschließt, sind sie in dem den Granat umwachsenden Staurolith nicht oder nur wenig verlegt, sie verlassen den Staurolith glatt ohne ihre Richtung zu verändern. Im allgemeinen ist der Granat gleichmäßiger auf die hellen und dunklen Bänder verteilt als der Staurolith. Auf unsere Fälle läßt sich daher die Deutung einer solchen Vergesellschaftung durch H. Backlund (1918) als gleichzeitig gewachsene Mineralkombination, lediglich bedingt durch örtlich verschiedenen Druck während der Faltung, nicht anwenden.

Teilweise noch in die Zeit der Kristallisation des Granats fällt die des älteren Biotits als Porphyroblasten (oft als Querbiotit in allen Bändern).

In der Regel besitzt er S-förmig gewundene Einschlußzüge (kohlige Stoffe, Muskowit, Apatit). Freilich wird der Grad der Abweichung der inneren von der äußeren Struktur durch eine jüngere Translation verstärkt. In manchen Fällen umschließt derselbe Biotit eine ältere, schwache helizitische Fältelung des Grundgewebes; sein Wachstum, wie aus den Übergängen hervorgeht, hat also die ersten Bewegungen überdauert. Spätere Scherbewegungen, auch quer zur alten Struktur, verbunden mit enger Umfaltung noch vor der Staurolithkristallisation — der Staurolith schneidet die Falten durch — verzogen durch Translation

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

den Biotit, zersplitterten ihn sogar, stauten ihn mit dem Grundgewebe an den Granaten, wobei in deren Druckschatten grobkörniger granoblastischer Quarz und wirrblättriger Biotit kristallisierten.

In jenen eng zusammengestauchten Teilen ist aber keine Kataklase wahrzunehmen. Die quarzitischen Lagen haben die Fältelung nicht mitgemacht, während die glimmerreichen Lagen abgeschert und eng zerknittert worden sind.

In die Zeit der Granitintrusion fällt eine besonders reiche Entwicklung eines sparrigen Biotitgeflechtes auf Kosten von Granat und Staurolith.

Gleichzeitig aber mit dem Staurolith kristallisierten stellenweise reichlich Porphyroblasten von Albit (z. B. bei Brugg a. d. Pulkau), wobei die Einschlußzüge aus dem Staurolith in den Albit ziehen, ohne Richtung und Zusammenhang zu ändern.

Der Grundgewebsoligoklas bildete sich aber schon in der Zeit des ersten Biotits aus; die Einschlußzüge verhalten sich in ihm und im alten Biotit gleich, aus dem einen gehen sie unverändert in den anderen hinein.

Die örtliche Albitisierung hat aber nichts mit der jüngeren aplitisch-pegmatitischen Durchaderung zu tun, sie ist älter als die Injektion. Das jüngere turmalingranitische Geäder vergrößert das Korn und zerschneidet rücksichtslos die alten Faltenstrukturen, wenn es sich auch in den gröbsten Zügen an die älteren Strukturen hält. Es kann immerhin so arg sein, daß diese ebenso wie das ursprüngliche feinschuppige Grundgewebe aufgelöst werden und verloren gehen.

Diese Durchaderung führte zur Kristallisation von einschlußfreiem Kalifeldspat, Oligoklas (mit normaler Zonenstruktur) und reichlich Quarz, aber auch zur Resorption von Muskowit, Granat und Staurolith in den Adern. Doch schied sich der Überschuß der beiden letzteren in kleinen, zierlichen, einschlußfreien Kriställchen und Häufchen wieder aus, manchmal bildet der nachträglich ausgeschiedene Granat[4]) ein Netz, in dessen Maschen Feldspat und Quarz des magmatischen Materials eingebettet sind. Vielleicht auf gänzlich aufgezehrten Disthen — ein Mineral, das bisher nur zweimal gefunden worden ist (K. Preclik, 1924, 1926; Weitersfeld) — kann man den aus der übersättigten Lösung

[4]) Die eigenartig zerfressenen Granatformen in der Injektionszone sind auch schon K. Preclik aufgefallen (1926/261).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

ausgeschiedenen nadeligen Sillimanit auffassen (Chz +, Chm +, n > n Biotit, AE || c, γ'—α' etwa doppelt so hoch als die des Feldspats). Eine Folge der Injektion ist auch die reichliche Neubildung von wirr grobblätterigem Biotit, auf Kosten von Granat und Staurolith.

Bewegungen während dieser magmatischen Durchtränkung schnürten die Adern oft zu Linsen ab, falteten die Injektionslagen und Migmatite, die dann, wie F. E. Sueß (1912/25) und K. Preclik (1926/260) beobachteten, von Apliten glatt und geradlinig durchschnitten wurden, ebenso bei Therasberg, freilich sind da Pegmatite längs jüngerer Bewegungsflächen zu knotigen Linsen zerstückelt und der Migmatit in deren Nähe diaphthoritisch. Bestenfalls sind aber jene Bewegungen Nachläufer der Hauptbewegung vor der Kristallisation des Stauroliths.

Die Entwicklung zu Granat-(Staurolith-)Glimmerschiefern fällt daher nicht unmittelbar mit einer syntektonischen Granitintrusion zusammen, wie früher vermutet wurde, sie ist aber auch kein einziger Akt, sondern ein langandauernder Vorgang, während dem sich auch die äußeren Bedingungen geändert und zur Folge: Granat, Biotit, Albit — Staurolith, Albit, Biotit geführt haben. Die granitische Durchaderung hat die fertigen Granaten und fertigen Staurolithe vorgefunden.

Die späteren Bewegungen gingen mit der moldanubischen Überschiebung zusammen. Sie lösten sich mit Vorliebe in den biotitreichen Lagen aus und formten sie zu einem wilden Geflecht um. Bei Pernegg sind die Glimmerschiefer quer zu den Bändern und Falten von Gleitfächen zerschnitten, teilweise umgefaltet, dabei die Granaten herausgedreht und unter Entwicklung von einseitigen Kristallisationshöfen verschleift. Die Feldspate wurden in den Bewegungszonen serizitisiert, und nicht selten wandelten sich dabei Staurolith, Granat und die zersplitterten Biotitporphyroblasten in Chlorit um. Die aplitisch-pegmatitischen Adern quer und in der Schieferung wurden serizitisch zerdrückt.

In den Theraser Granatglimmerschiefern entwickeln sich in der Nachbarschaft der meist S-förmig, parallel den S-förmigen Einschlußzügen gewachsenen Granaten, unter Verquetschungen und Diaphthorese, quer zur alten Schieferung, in der die Granaten während des Wachstums gewälzt worden sind, sekundäre wellige Gleitzonen, die deutlichst durch verstärkte Umfaltung entstanden sind. Abseits des Granats ist der Glimmerschiefer bloß umgefaltet.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Der Granat wird von zahlreichen parallelen Rissen quer zu den Bewegungsflächen durchsetzt; es sieht aus, als ob er längs jener verzogen worden wäre. Die Quarzflecken sind durchaus granoblastisch. Auf diese Art schafft die rückschreitende Metamorphose schließlich die Chloritglimmerschiefer; sie nehmen vorzugsweise einen breiten Streifen zwischen den Stengelgneisen CD (Weitersfeld) und dem Thayagranit ein. K. Preclik (1924, 1926) hat sie zuerst als Diaphthorite nach Granat- (Staurolith-) glimmerschiefern erkannt. Doch können auch die begleitenden basischen Gesteine, Garbenschiefer u. a., durch die Diaphthorese das einförmige Gesicht eines Chlorit (glimmer) schiefers erhalten.

Die hornfelsähnlichen geaderten Schiefergneise von Siegmundsherberg—Therasburg (mit Turmalin- und Feldspatporphyroblasten) werden durch diese jungen Bewegungen zerschert, die Adern verdrückt und die Feldspate verglimmert.

Die floititische Metamorphose sondert sich in den hochmetamorphen Paraschiefern nicht so deutlich ab wie in anderen Gesteinen, da der Mineralbestand der Staurolith-Granatglimmerschiefer in der Floititfazies keine wesentlichen Änderungen erleidet.

In die (Staurolith führenden) Granatglimmerschiefer von Pernegg, Hötzelsdorf, Trautmannsdorf, schalten sich einige Meter mächtige Linsen von grauem, graphitisch gebändertem, grobkörnigem Marmor ein, er unterscheidet sich nicht im geringsten von moldanubischen. Auch er führt Phlogopit und Diopsid.

An der Grenze gegen die Glimmerschiefer stellen sich mannigfache Hornblendengarbenschiefer als Reaktionssaum ein, hervorgegangen wohl unter der Mitwirkung magmatischer Lösungen. Stets fehlt dieser breite Saum um den moravischen Kalk, — der von K. Preclik (1916) beschriebene floititische ist von diesem sehr verschieden — Granat, Labrador, Diopsid, Hornblende, Klinozoisit, grüner Biotit, Quarz, häufig Kalifeldspat, spielen in den Garbenschiefern die Hauptrolle. Die Hornblenden bilden entweder einzelne Porphyroblasten oder sind zu Garben oder fiederförmig miteinander verwachsen. Die Granatporphyroblasten besitzen S-förmige Gestalt, parallel der sich — also ebenfalls S-förmig —, auch die Einschlußzüge von Orthit, Titanit, Quarz, vor allem Klinozoisit, anordnen. Dagegen ziehen die Reliktstrukturen (Klinozoisit) ungehindert fast ohne Ablenkung geradewegs durch die blaßgrünen Hornblendeporphyroblasten. Auch

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

der farblose Diopsid ist poikilitisch vom Klinozoisit durchwachsen. Das Grundgewebe setzt sich der Hauptsache nach aus feinkörnigem, anscheinend granuliertem basischem Plagioklas reichlich Klinozoisit und Quarz zusammen. Auffällig ist der Parallelismus in der Entwicklung bei den Garbenschiefern und bei den Staurolithglimmerschiefern. Dort wie hier kristallisierte der Granat während einer älteren großen Bewegung, an deren Ende in jenen die Hornblende und der Diopsid, in diesen der Staurolith.

Die späteren Bewegungen während der moldanubischen Überschiebung parkettierten, zersplitterten die Hornblende, uralitisierten den Pyroxen und epidotisierten den Labrador und schufen unter weitgehender allgemeiner Körnung gebänderte Gesteine, ähnlich den Fugnitzer Kalksilikatschiefern.[5]) In den Zerrklüften kristallisierten ein grobblätteriger grüner opt. + Chlorit, Karbonate, grauer Quarz. Vielleicht gehört in die Gruppe solcher Sekretionen ein Lesestein mit sekretionären Aggregaten von grobstengeligem, blaßbläulichgrünem Zoisit, Kalkspat, Quarz und Muskowitrosetten. Möglicherweise stellen auch die von A. Himmelbauer (1909) beschriebenen Klinozoisite und die groben Tremoliteaggregate (K. Preclik, 1926) im Hardegger Kalk solche Ansammlungen dar.

Eigenartige Bildungen brachte die Intrusion der basischen Gesteine zuwege. Quarzitische Gesteine mit Porphyroblasten von grünem Biotit und etwas Feldspat wurden am Kontakt mit blaugrüner Hornblende, Magnetitoktaeder, Pyrit und Orthit imprägniert, stellenweise sogar in Hornblendeschiefer, bzw. Magnetitfelse verändert. Die Hornblenden liegen meist wirr in der Schieferung, in anderen Fällen sind sie gestreckt. Die Imprägnationen gingen nicht gleichmäßig, sondern flecken- und strichweise, auch quer zur Schieferung längs Klüften vor sich. Derartige Hornblendegesteine verlieren daher fast ganz ihren „stratigraphischen" Wert. Leider sind viele dieser Gesteine infolge der Zersetzung des Pyrits arg verändert. In dieselbe Gruppe gehört auch ein Glimmerschiefer zwischen Heinrichsdorf und Theras. Seine haselnußgroßen Granaten umschließen S-förmige Züge von länglichem, granuliertem Quarz, polygonal verwachsenem, farblosem Grünerit

[5]) Auch die aplitisch durchaderten Kalksilikathornfelse (stellenweise mit Axinit) von Kühnring—Matzelsdorf—Missingdorf gehen durch Verschieferung in die Fugnitzer über.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

(hohe negative Doppelbrechung) und reichlich Erz. Möglicherweise führen sich diese Vererzung und die Erzanreicherung in den Glimmerschiefern, die zur Staurolith- und Granatbildung beigetragen haben, auf dasselbe basische Magma zurück.

Anhangsweise an die hochmetamorphen moravischen Gesteine ist hier vielleicht einiges über die moldanubischen Granatglimmerschiefer mit Staurolith und Disthen am Platze, da sie ja manche verwandte Züge mit den moravischen aufweisen. Der Grad der Metamorphose ist in beiden derselbe, in beiden, soweit bekannt, der älteste, von dem aus sich die mannigfaltigsten Typen entwickelt haben. Dieser alte Typus ist in der Glimmerschieferzone vielfach erhalten geblieben, während die große Masse der komplexen moldanubischen Metamorphose unterworfen worden ist. Granat, Staurolith, Disthen, Biotit, liegen oft als gleichberechtigte [6]) Porphyroblasten in einem feinschuppigen glimmerigen Grundgewebe. Sie führen feine, kohlige, von Quarz und Erz durchsetzte Einschlußzüge, die im Granat S-förmig gedreht sind. Bei Disthen und Staurolith ließ sich bisher nichts Sicheres darüber feststellen. Aus diesem Mineralbestand entwickelte mit der Zeit unter dem Einfluß mehrfacher Metamorphosen das normale Moldanubische. Aus Disthen — Sillimanit, Feldspat und Biotit, Staurolith verschwindet zugunsten des Granates usw. Alle diese Vorgänge lassen sich auch in der Glimmerschieferzone verfolgen. Daß hier nicht dieselben Verhältnisse geherrscht haben, wie im übrigen Moldanubischen, führt sich auf die geringere magmatische Einwirkung (es fehlen die riesigen Gföhlergneismassen, und wo sie vorkommen, treten dafür die Glimmerschiefer zurück), vielleicht auch auf einen geringeren Grad der alten Durchbewegung zurück. Auch die Temperaturen waren anscheinend niedriger, die Pegmatite führen Turmalin, Disthen neben Biotit und Muskowit. Die Veränderungen während der moldanubischen Überschiebung bildeten hauptsächlich in den Bewegungszonen Serizit, bzw. Muskowitporphyroblasten neu (F. E. Sueß, 1912/44), auf Kosten der Feldspate, Sillimanit, Disthen, während sich der Granat in Biotit umwandelte (L. Kölbl, 1922). Das grobe Korn der Porphyroblasten (Granat, Staurolith usw.) in der Glimmerschieferzone ist auch den Ausgangsgesteinen eigen und

---

[6]) Fraglich ob auch gleichaltrig; in manchen moldanubischen Gesteinen gibt es eine zeitliche Folge der Entwicklung: Disthen, Staurolith—Granat—Sillimanit—Cordierit (von den Glimmern, Feldspat... abgesehen).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

unabhängig von der Durchbewegung während der Überschiebung, wie die S-Form der Einschlußzüge in den Granatporphyroblasten zeigt. Nur die Muskowite sind eine Ausnahme, soweit sie nicht an den Kontakt mit unversehrten aplitisch-pegmatitischen Adern gebunden sind. Die Glimmerschieferzone ist also ein Gebilde von Gesteinen der mannigfachsten Grade der Metamorphose, deren Alter ebenfalls verschieden ist. Ursprünglich weniger und hochmetamorphe Typen in allen Übergängen, dann beide diaphthoritisch unter dem Einfluß der moldanubischen Überschiebung (Grünschieferfazies, vgl. F. E. Sueß, 1912, 1918, 1926).

Ganz abweichend von den hochmetamorphen moravischen Gruppen sind die moravischen Kalke und Kalkglimmerschiefer die Hauptvertreter der Floititfazies. Beide kalkigen Gesteine sind aufs engste miteinander verbunden und nicht voneinander trennbar. Die braunvioletten feinkörnigen Kalkglimmerschiefer (Pernegg, Rassingdorf, Doberndorf u. a.) bilden wenig ausgeprägte verschwommene Bänder im Kalke. An Mineralen enthalten sie außer Kalkspat, Biotit und Quarz, noch sauren Plagioklas, manchmal auch Granat und grüne Hornblende. Mit den Kalken sind sie oft wild verfaltet, phyllitisiert, zerschert und ganz durchsetzt von sekretionären Adern und Linsen. In den gestauchten, umgefalteten, sogar zerscherten Zonen verglimmern die Albite, die Biotite verschmieren sich, während das übrige Gefüge, außerhalb dieser Bewegungszonen, durchaus kristalloblastisch ist und keine Spur von Kataklase zeigt. Der weiße Glimmer beschränkt sich ausschließlich auf die Bewegungsflächen. Die Granaten mit ihren S-förmigen Einschlußzügen von Quarz, Kalkspat, Biotit und Erz sind verschleift und im Bewegungsschatten kristallisiert ein grobes Muskowit-Biotit-Kalkspatgemenge aus. Diese neuen Gleitflächen (auch quer zur sedimentär angelegten Bänderung!) schneiden sich oft spitzwinkelig und lösen das Gestein in eine karbonatisch verkittete Breccie auf. In diesen Ablösungsflächen, die auch die Plattung des moravischen Kalkes ausmachen, liegen sekretionäre Linsen mit weißgrauem Quarz, Mikroklin, Albit, grobblätterigem Muskowit, Eisenkarbonat und Kalkspat. Sie liegen vorzugsweise in der Fortsetzung von entlang solcher jüngerer Bewegungsflächen verschleppter liegender Scharniere älterer Fältchen der Floititmetamorphose. Der Quarz dieser Knauern zerfällt in schmale Streifen $//\varepsilon$, die nicht die Kornumrisse, sondern großzügig die neue Schieferung abbilden. Parallel dazu

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

sind die eutektisch aus der Lösung ausgeschiedenen Mikrokline angeordnet.

Ein extremer Fall ist die Entstehung von Kalkspat-»Porphyroblasten« bis zu 2 Dezimeter im Durchmesser (Nödersdorf, Dallein). In den Zerklüften ⊤ zu dieser neuen Schieferung schieden sich ebenfalls Kalkspat und blättriger Muskowit aus. Die Bildungen von Serizit und Muskowit in den Bewegungszonen, die des Muskowits in den Knauern und Klüften gehören offenbar einem Zeitabschnitt der Durchbewegung an, wobei die gesetzmäßige Zerklüftung in den Ablauf der Verschieferung hineinfällt (Vergl. F. Becke, 1903, 1924). Die ursprüngliche Floititfazies mußte einer gleichfalls unter Durchbewegung vor sich gegangenen, der Grünschieferfazies ähnlichen, prasinitischen weichen. Bei Dallein und Trautmannsdorf liegen isolierte dünne Scherben und Faltenstücke von quarzitischem, Albit führendem Glimmerschiefer in den schmiegsamen überfalteten Kalkglimmerschiefern (Kalkspatausscheidung im Faltenkern und an Stelle der verquetschten Mittelschenkel). Es handelt sich aber nicht um eine sedimentäre Breccie, sondern um zunächst floititisch mit dem Kalke wirr verfaltete Einschaltungen, die nachträglich zerschert, zerstückelt und stellenweise diaphthoritisiert worden sind. In der Mineralfazies und in der granoblastischen Struktur stimmen diese gefalteten quarzitischen Glimmerschiefer, abgesehen von den späteren Veränderungen, ganz mit den Kalken und Kalkglimmerschiefern überein. Die von bis 0.5 cm breiten Zerrklüften durchsetzten Trümmer werden lidförmig von Kalk umflossen, wobei die Zerrklüfte scharf am Kalk absetzen und nicht in ihn eintreten. Die Klüfte und die toten Räume an den Seiten der Bruchstücke boten die Gelegenheit zur Kristallisation von grobblätterigem Muskowit, Kalifeldspat, Albit, Graphit[7]) und Eisenkarbonat bei niedriger Temperatur.

Von den moravischen Kalken gilt also genau dasselbe wie von den Kalkglimmerschiefern: eine energische extreme Faltung unter den Bedingungen der Floititfazies, dann eine Zerscherung unter Verhältnissen, ähnlich denen der Grünschieferfazies. Dieser gehören die Gleitflächen und Plattung in den moravischen Kalken von Pernegg, wie F. E. Sueß dargelegt hat

---

[7]) Auch F. E. Sueß erwähnt ihn, freilich als Seltenheit (1912/10).

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

(1912/27), aber auch die im Bittescher[8]) Gneis mit Verschleppung der Falten und reicher Quarzsekretion. Die Plattung ist tatsächlich eine tektonische, sie entspricht der jüngeren Bewegung des Bittescher Gneises über die Kalke und deren Begleiter.

An die Kalke und Kalkglimmerschiefer schließen sich durch quarzitische Lagen gebänderte, eng gefältelte, phyllitische Glimmerschiefer an, die sich ihrer ursprünglichen floititischen Mineralfazies (gem. Granat mit S-förmigen Einschlußzügen, Oligoklasalbit, Biotit, Quarz, sekund. Serizit auf den jüngeren Bewegungsflächen) aber auch ihrem sonstigen Verhalten nach eng den Kalkglimmerschiefern angliedern.

Zusammenfassung.

Die Untersuchungen der letzten Jahre haben ergeben, daß im Moravischen verschiedene tektonische Elemente von verschiedener Metamorphose vorhanden sind, die mehrfachen metamorphisierenden Vorgängen unterworfen worden sind. Floititische Metamorphose, wie die Grünschieferfazies, lassen sich auf die moldanubische Überschiebung zurückführen; freilich ist diese kein einfacher Vorgang, sondern zerfällt, wie F. E. Sueß (1912) dargelegt hat, in zwei zeitlich und örtlich getrennte Abschnitte (R. Preclik, 1926): 1. Erzeugung der floititischen Falten- und Deckentektonik; 2. der Schollentektonik (Grünschieferfazies) im Moravischen unter Beibehaltung der Bewegungsrichtung. Es liegt zwischen dem autochthonen Thayabatholith mit seiner Hülle und den hangenden westlichen floititischen Decken eine gewaltige tektonische Bewegungsfläche, während die Bewegungszonen der Grünschieferfazies in den westlichen Decken bis auf die unter dem Bittescher Gneise nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Augenblicklich lassen sich die Vorgänge in den mir bekannten Teilen des Moravischen folgendermaßen gliedern, wenn von den etwaigen Transgressionen und dergleichen abgesehen wird:

1. Ausgangsmaterial: fein gebänderte Tone und Sandsteine mit eingeschalteten Kalken und Mergeln, Grauwacken, Porphyre.

---

[8]) In den Aufschlüssen zwischen Nödersdorf und Pernegg schneidet die flache Plattung eine ältere steilere Schieferung und zerlegt den Bittescher Gneis in Scheiter und Stengel, sie wandelt die Granatglimmerschiefer an der Basis in muskovitische flatschige Gesteine.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

2. Altfloititische Metamorphose unter großen Bewegungen: Granatglimmerschiefer (altmoravische Hauptbewegung),.

a) 1. Intrusion der basischen Magmen und Bewegung (Grünerit, blaugrüne Hornblende, Magnetit, Orthit, Klinozoisit): Granat als Porphyroblast, mit Nachlassen der Bewegungen: Biotit.

b) 2. Besonders heftige Bewegung.

3. Amphibolitische Metamorphose, Nachlassen der Bewegungen: Kristallisation von Staurolith, Hornblende, Pyroxen, Albit; Marmore. Unmittelbar anschließend:

4. Zum Teil Hornfels-, zum Teil Migmatit-Metamorphose, Nachklänge der Bewegungen: Intrusion von Graniten; Bitteschr Gn. u. a.; Migmatite, Vesuvianfelse.

5. Intrusion des Thayabatholiths.

6. Intrusion von Diabasen.

7. Jungfloititische Metamorphose, große Bewegungen: moravische Kalke (mittelmoravische Hauptbewegung).

8. Grünschiefer-Metamorphose, große Bewegungen: Chloritschiefer, Liegendkalke, jungmoravische Hauptbewegung.

9. Nachtektonische Lamprophyre.

Der letzte gestaltende Vorgang (8) führte zu einer großartigen Auflösung des älteren Deckenbaues in vorbewegte mächtige Scherben oder Schollen: autochthoner Thayabatholith, innere Deckenzone mit untergeordneten Bewegungsspuren dieser Zeit und endlich Bitteschr Gneis.

Schriften:

Backlund H.: Petrogenetische Studien an Taimyrgesteinen. Geolog. Förening. Stockholm, 1918.

Becke F.: Vorläufiger Bericht über den geologischen Bau und die kristallinischen Schiefergesteine des Hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsbericht d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 51/1892. — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinischen Schiefer. Denkschr. d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 75/1903. — Das niederösterreichische Waldviertel. Tscherm. min.-petr. Mitt., 32/1913. — Fortschritte auf dem Gebiete der Metamorphose. Fortschritte der Min., 6/1916. — Zur Faziesklassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermaks min.-petr. Mitt., 35/1922. — Struktur und Klüftung. Fortschritte d. Min., 9/1924.

Cornelius H. P.: Zur Frage der Beziehungen von Kristallisation und Schieferung in metamorphen Gesteinen. Zentralbl. f. Min., 1921.

Eskola P.: The mineralfacies of rocks. Norsk geol. Tidskr., 1920.

Goldschmidt V. A.: Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondjemgebietes. Skrift. vidensk. Sellsk. Oslo, 1916.

Himmelbauer A.: Neue Mineralvorkommen aus Niederösterreich. Zentralblatt f. Min., 1909. (Klinozoisit.) — Neue Mineralvorkommen. Tscherm. min.-petr. Mitt., 32/1913. (Axinit.) — Die kristallinen Schiefer zwischen dem mittleren Kremstale und der Horner Bucht. Tscherm. min.-petr. Mitt., 32/1913.

Köhler A.: Einige Bemerkungen über die Pfahlschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Verhandlg. d. geol. Bundesanst., 1924.

© Österreichische
Geologische Gesellschaft/Austria; download unter www.geol-ges.at/ und www.biologiezentrum.at

Kölbl L.: Zur Deutung der moldanubischen Glimmerschieferzone im niederösterreichischen Waldviertel. Jahrb. d. geol. Bundesanst, 1922. — Der Südrand der Böhmischen Masse. Geol. Rundschau, 18/1927.

Lipold V. M.: Die kristallinen Schiefer- und Massengesteine in Nieder- und Oberösterreich, nördlich der Donau. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 3/1852.

Königsberger J.: Über alpine Minerallagerstätten, I—III. Abhandl. der bayr. Akad., 28/1917—1919.

Niggli P. und Grubenmann U.: Die Gesteinsmetamorphose I., Berlin, 1926.

Reinhold F.: Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendschiefern des Gföhler Zentralgneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tscherm. min.-petr. Mitt., 29/1910. — Das Gebiet östlich des Kamptales. Tscherm. min.-petr. Mitt., 32/1913. — Bericht über die geologisch-petrographische Aufnahme im Gebiete des Manhartsberges (n.-ö. Waldviertel). Tscherm. min.-petr. Mitt., 29/1910.

Mocker F.: Der Granit von Maissau. Tscherm. min.-petr. Mitt., 29/1910.

Sander B.: Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tscherm. min.-petr. Mitt., 30/1911. — Über tektonische Gesteinsfazies. Verhandl. der geol. Reichsanst., 1912. — Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. Jahrb. der geol. Reichsanst., 1912. — Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung des Gesteinsgefüges. Jahrb. der geol. Reichsanst., 1915. — Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges. Verhandl. d. geol. Reichsanst., 1914. — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrb. d. geol. Bundesanst., 1923.

Schmidt W.: Gesteinsumformung. Denkschr. d. Naturhist. Museums. 2/1925. — Über Bewegungsspuren in Porphyroblasten. Sitzungsber. d. Wiener Akad. mtha.,-natw. Kl., 127/1918.

Stiny J.: Zur Frage der „Tiefenstufen" bei der Gesteinsumprägung. Verh. 1926.

Sueß F. E.: Der Bau des Gneisgebietes von Gr.-Bittesch und Namiest in Mähren. Jahrb. d. geol. Reichsanst., 47/1897. — Bau und Bild der böhmischen Masse. Wien, 1903. — Die Beziehungen zwischen dem moldanubischen und moravischen Grundgebirge von Frain und Geras. Verh. d. geol. Reichsanstalt, 1908. — Die moravischen Fenster. Denkschr. d. Wiener Akad., math.-nat. Kl., 88/1912. — Bemerkungen zur neueren Literatur über die moravischen Fenster. Mitt. d. geol. Ges., Wien, 11/1918. — Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. Berlin, 1926.

Sueß F. E., Gerhart H., Beck H.: Geol. Spez.-Karte: Blatt Drosendorf. Wien, 1925.

Preclik K.: Zur Analyse des moravischen Faltenwurfes im Thayatale. (Vorläufiger Bericht.) Verh. d. geol. Bundesanst., 1924. — Die moravische Phyllitzone im Thayatale. Sborn. státn. geol. ust. českosl. rep. Prag, Bd. 6/1926. — Das Nordende der Thayakuppel, ebenda. — Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbungen am Ostrande der böhmischen Masse. Geol. Rundschau, 18/1927. — Erwiderung auf Kapitel V von K. Zapletals Aufsatz „Zur Geologie der Böhmischen Masse. Geol. Rundschau, 20/1929.

Waldmann L.: Das Südende der Thayakuppel. Jahrb. d. geol. Bundesanstalt, 1922. — Vorläufiger Bericht über die Aufnahme des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg—Siegmundsherberg. Anz. d. Wiener Akad., 1924. — Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg—Pernegg—Theras. Anz. der Wiener Akad., 1925, Nr. 1. — Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges nördlich von Siegmundsherberg. Anz. d. Wiener Akad., 1925, Nr. 27. — Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, IV. Teil. Anz. d. Wiener Akad., 1927, Nr. 1. — Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, V. Teil. Anz. d. Wiener Akad., 1927, Nr. 22. — Das Waldviertel. Erdgeschichte, Zeitschrift Deutsches Vaterland. Wien, 1925.

Zapletal K.: Zur Geologie der böhmischen Masse (mit besonderer Rücksicht auf die moravische Zone). Geol. Rundschau, 19/1928.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Austrian Journal of Earth Sciences

Jahr/Year: 1928

Band/Volume: 21

Autor(en)/Author(s): Waldmann Leo

Artikel/Article: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. 133-152