

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 48 (1968)

Heft: 3

Artikel: Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen

Autor: Streckeisen, Albert

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-37792>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 23.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen

Von *Albert Streckeisen* (Bern)*)

Mit 6 Textfiguren

Abstract

The crystalline core of the southern part of the Eastern Carpathians is composed of three groups of crystalline schists:

1. The epizonal (phyllitic) group (Tulgesch series). It forms the main part of the region and consists above all of sericite and chlorite schists, metamorphic porphyrogyne and tuffogene rocks (porphyroids, h lleflintas, leptites), with subordinate amounts of black quartzites and graphitic schists and some small lenses of crystalline limestones.
2. The mesozonal group (Magas series) is situated on the inner margin of the Eastern Carpathians. It is mainly composed of crystalline limestone beds (with tremolite and tale) and contains large intercalations of micaschists (with almandine, staurolite, sillimanite). The tremolite-bearing marbles from L zarea (near Ditro) run towards the South up to 20 km and have been recorded West of Sîndominic. A similar series has been observed by SAVUL in the Bistritza area, 50 km North of Ditro. Therefore, the crystalline limestone zones are considered to belong to the crystalline core and are in no genetic relation to the intrusive massive of Ditro.
3. The high-grade migmatic complex (Haghimash series) which appears in the Eastern part of the area. It consists of high-grade micaschists and gneisses, with abundant migmatites and anatexites (cordierite-bearing granites, granodiorites, and quartz-diorites). It supports, on a Permian erosion surface, the major part of the unmetamorphosed mesozoic sediments of the area (Triassic up to Cretaceous).

The epizonal series merges towards the West into the mesozonal series, by progressive regional metamorphism. The isogrades of biotite, garnet (almandine), staurolite, and sillimanite are indicated in Fig. 1.

The high-grade migmatic complex shows transition against the epizonal series within a relatively short distance. It is interpreted as an ancient overthrust mass which has moved over the epizonal series in the time of a Pre-Permian (e. g. the Hercynian) folding. The movement surface seems to be blurred by later re-crystallization phenomena. No lenses of mesozoic sediments have been found along the overthrust plane.

*) Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Sahlistrasse 6, 3012 Bern.

Stilpnomelane has been found in mechanically strongly deformed metamorphic derivatives of acid igneous rocks and psammitic sediments, i. e. in porphyroids and hälleflintas of the epizonal group, situated in the zone of transition from the epizonal to the high-grade series, as well as in flaser and augen gneisses which have been inserted along the overthrust surface by tectonic movements. Besides garnet, these rocks contain generally phengite and biotite (well arranged along s-planes), while stilpnomelane appears in small flakes and sheaf-like aggregates lying across foliation. Thus, stilpnomelane has obviously developed after the main phase of metamorphism and tectonic deformation by post-tectonic re-crystallization, due to a process of segregation by solutions. It is assumed that stilpnomelane originated after the latest movements which affected the area. The stilpnomelane-bearing rocks are described, and a chemical analysis of a stilpnomelane schist is given (p. 769).

The nepheline-syenite complex of Ditro (STRECKEISEN 1960) sets up in the crystalline core of the Carpathians. On the North, East and South-East it is surrounded by crystalline schists of the epizonal series, while in the South-East it is contacted by micaschists of the mesozonal series. The massive has developed with the country rock a typical thermal contact aureole (hornfels with andalusite, cordierite, corindon, biotite, muscovite). Calc-silicate hornfels (with wollastonite, grossular, anorthite, diopside, idocrase) have not been recorded, as country rocks of the appropriate composition are absent. The limit of contact metamorphism crosses the isogrades of regional metamorphism almost perpendicularly (Fig. 1). We cannot favour the theory of metasomatic origin of the massive of Ditro, put forward by CODARCEA, DESSILA, and IANOVICI (1958).

Also in the Southern Carpathians, stilpnomelane is found in strongly deformed granitic and psammitic rocks of the Paríng massive. In these rocks again, it appears as a younger formation by post-tectonic re-crystallization; it originated obviously after the main phase of the alpino-carpatic orogenesis. Chloritoid is found frequently in the same area, especially in metamorphic mesozoic schists (Schela formation). In the same area, *pumpellyite* was detected by MURGOCI as early as 1900 and was given the name of *lotrite*. His original description and chemical analysis are reproduced (p. 778).

Zusammenfassung

Im südlichen Teil der Ostkarpathen treten drei verschiedene Gruppen von kristallinen Schiefern auf:

1. Epizonale (phyllitische) Gruppe (Tulgheş-Serie). Sie nimmt den Hauptbereich des Gebiets ein und besteht vor allem aus — oft phyllitischen — Sericit- und Chlorit-schiefern, aus metamorphen porphyrogenen und tuffogenen Gesteinen (Porphyroide, Hälleflinten und Hälleflintgneise, Sericit-Albitgneise). Mehr untergeordnet treten schwarze Quarzite und Graphitschiefer auf, sowie einige Linsen von kristallinen Kalken.
2. Mesozonale Gruppe (Magas-Kristallin). Es bildet den Innenrand der Ostkarpathen und besteht aus langgestreckten Zügen von kristallinen Kalken (mit Tremolit und Talk) und mehr oder weniger mächtigen Einlagerungen von Glimmerschiefern (mit Granat, Staurolith, Sillimanit). Grobkörnige Marmore (mit Tremolit) ziehen von Lăzarea (bei Ditro) über 20 km weit gegen Süden (Nagy hegy W Sîndominic): eine ähnliche Serie mit Tremolit führenden Marmoren hat SAVUL aus dem Bistrița-Gebiet, 50 km nördlich von Ditro, beschrieben. Es darf daher angenommen werden, dass diese Marmore zum Altkristallin gehören, und dass ihre Bildung nicht einer Kontaktwirkung des Massivs von Ditro zuzuschreiben ist.

3. Hochkristalline (migmatische) Gruppe (Häghimaş-Kristallin). Sie tritt im Osten des Gebiets auf und besteht aus hochkristallinen Glimmerschiefern und Gneisen, die mit Migmatiten und Anatexiten verknüpft sind (Cordierit-Granite, -Granodiorite und -Quarzdiorite). Die hochkristalline Gruppe wird an einer permischen Erosionsfläche in normal stratigraphischer Diskordanz überlagert von unmetamorphen mesozoischen Sedimenten (Trias bis Kreide).

Durch progressive Regionalmetamorphose geht die epizonale Serie gegen Westen allmählich über in die mesozonale Serie. Die Isograden von Biotit, Granat (Almandin), Staurolith und Sillimanit sind in Fig. 1 angegeben.

Der hochkristalline (migmatitische) Komplex zeigt gegen die epizonale Serie einen allmählichen Übergang, aber auf relativ kurze Distanz. Es darf angenommen werden, dass die hochkristalline Serie auf die epizonale Serie tektonisch überschoben wurde, dass aber der Überschiebungskontakt durch spätere Rekristallisation verwischt worden ist. Längs der Überschiebungslinie sind nie irgendwelche Linsen von mesozoischen Gesteinen aufgefunden worden. Es scheint sich um eine alte, prä-permische Überschiebung zu handeln, die der hercynischen oder einer noch älteren Faltung zuzuschreiben ist. Sie ist aber vielleicht später durch posthume Bewegungen wiederbelebt worden.

Stilpnomelan wurde in mechanisch beanspruchten metamorphen Derivaten von sauren Eruptivgesteinen und psammitischen oder tuffogenen Sedimenten (Porphyroide und Hälleflintgneise) aufgefunden, die in der Übergangszone zwischen der epizonalen und der hochkristallinen Serie auftreten; ferner in Augen- und Flasergneisen, die längs der Überschiebungslinie tektonisch eingeschuppt worden sind. Diese Gesteine führen meist ausser Granat auch Hellglimmer (Muskowit, Phengit) und Biotit (beide gut in die s-Flächen eingeregelt) als typomorphe Gemengteile; während Stilpnomelan in spiessigen Schuppen und garbenförmigen Aggregaten meist schief oder quer zur Schieferung auftritt. Stilpnomelan ist daher in diesen Gesteinen eine jüngere, posttektonische Bildung, entstanden durch Rekristallisation nach den letzten (vielleicht posthumen) Bewegungen. Die Stilpnomelan führenden Gesteine werden beschrieben, und es wird die chemische Analyse eines Stilpnomelanschiefers mitgeteilt (p. 769).

Das komplex gebaute Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (STRECKEISEN 1960) setzt im Kristallin der Ostkarpathen auf. Es wird im N, E und SE von kristallinen Schiefern der epizonalen Serie umhüllt, während im SW Glimmerschiefer der mesozonalen Serie an das Massiv herantreten. Das Massiv hat in den vornehmlich pelitischen Schiefern des Nebengesteins einen typischen Hornfelskontakt erzeugt (Hornfelse mit Andalusit, Cordierit, Korund, Biotit, Muskowit); typische Kalksilikatfelse (mit Wollastonit, Grossular, Anorthit, Diopsid, Vesuvian) fehlen, weil die entsprechenden Ausgangsgesteine nicht vorhanden sind. Die Grenze der Kontaktmetamorphose ist in Fig. 1 eingetragen; sie schneidet die Isograden der Regionalmetamorphose fast rechtwinklig. Der Theorie einer migmatitischen Bildung des Massivs durch metasomatische Umbildung des Nebengesteins, wie sie von CODARCEA, DESSILA und IANOVICI (1958) vertreten wird, können wir nicht beipflichten.

Auch in den Südkarpathen wurde Stilpnomelan als junge, posttektonische Neubildung in mechanisch stark beanspruchten granitischen und psammitischen Gesteinen des Parîng-Massivs angetroffen; es handelt sich offensichtlich um Neubildungen nach der Hauptphase der alpinen Faltung. Im gleichen Gebiet ist auch Chloritoid weit verbreitet, vor allem in den Phylliten der liasischen Schela-Formation. Auch *Pumpellyit* ist in diesem Gebiet schon 1900 von MURGOCI entdeckt und unter dem Namen *Lotrit* beschrieben worden. Seine Originalbeschreibung und chemische Analyse werden wiedergegeben (S. 778).

Inhalt

Einleitung	754
Das Kristallin im südlichen Teil der Ostkarpathen	757
1. Epizonale phyllitische Gruppe (Tulgheş-Serie)	757
2. Mesozonale Gruppe (Magas-Kristallin).	758
3. Hochkristalline (migmatitische) Gruppe (Hăghimaş-Kristallin)	760
Stilpnomelan als Gesteinsgemengteil im Kristallin der Ostkarpathen	763
1. Vorkommen und Gesteinsbeschreibung	763
2. Chemismus von Stilpnomelan führenden Gesteinen	769
3. Auftreten und Entstehung des Stilpnomelans	771
Das Massiv von Ditro und seine Kontakthülle	774
Stilpnomelan in den Südkarpathen	775
Literatur	778

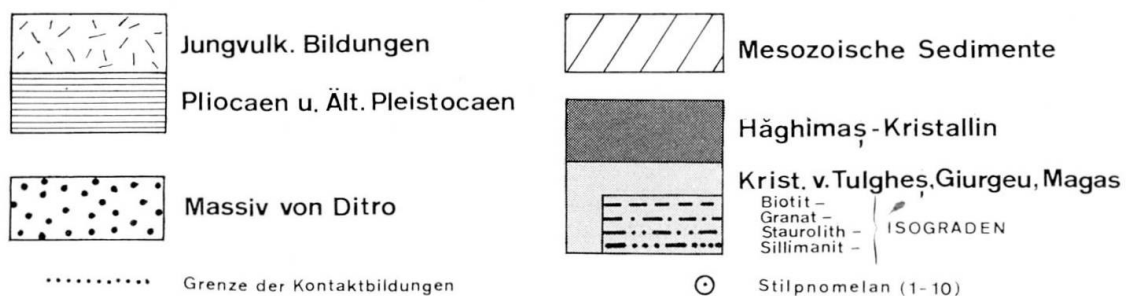
EINLEITUNG

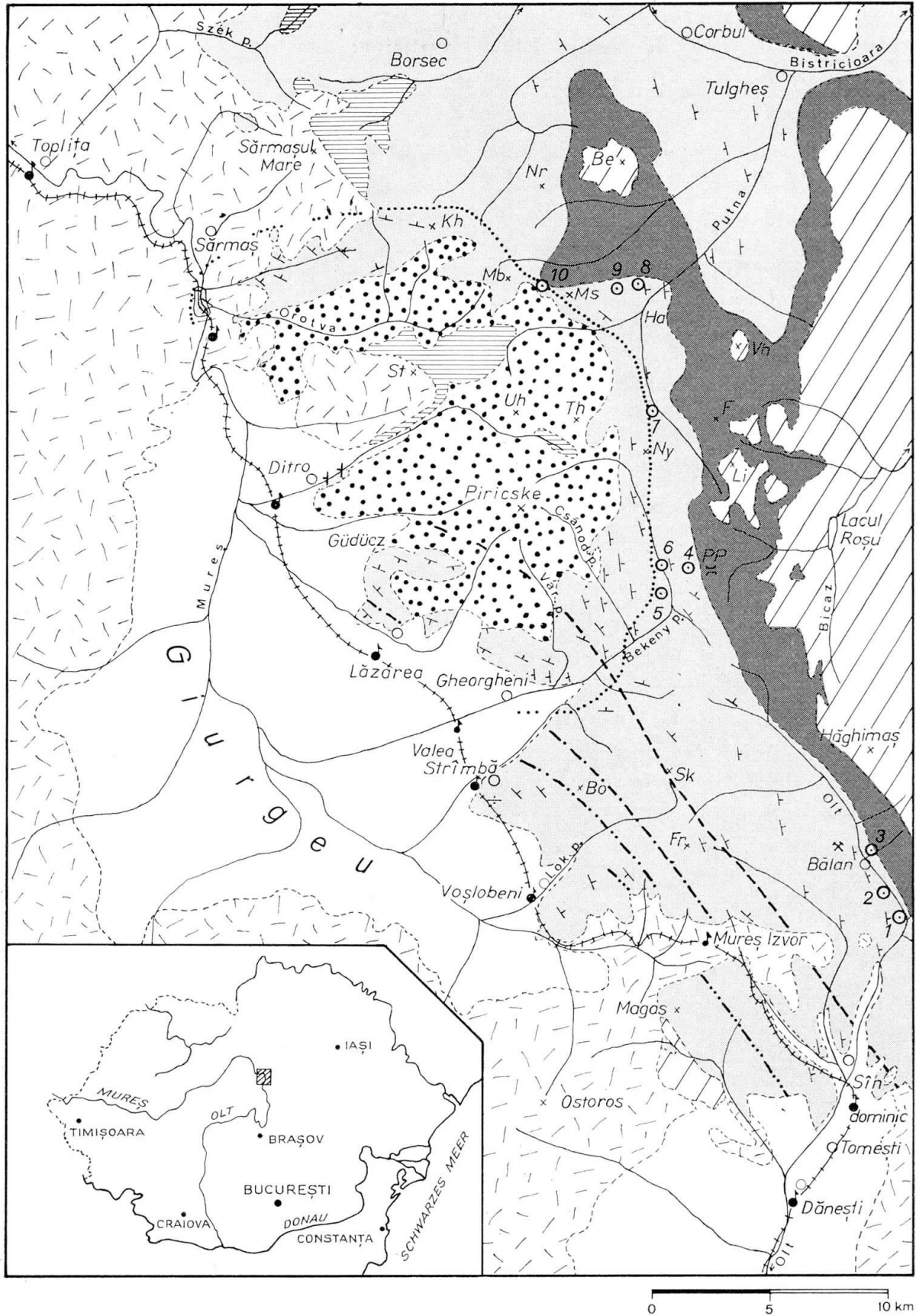
Am Innenrand der Ostkarpathen erstreckt sich ein breites Band von kristallinen Schiefern von der Maramureş im Norden bis zum Hăghimaş im Süden, auf eine Länge von mehr als 200 km. Da das Streichen der Gesteinszüge weitgehend dem Gebirgsstreichen folgt, treten von Norden bis Süden immer wieder ähnliche Komplexe kristalliner Schiefer auf. Schon früh wurden auch in den Ostkarpathen zwei Gruppen von kristallinen Schiefern ausgeschieden, die — in Analogie zu den Südkarpathen (MRAZEC 1898) — als I. und II. Gruppe bezeichnet wurden:

I. Gruppe: Hochkristalline Schiefer; vorwiegend Glimmerschiefer und Gneise, oft verknüpft mit Migmatiten und Anatexiten.

II. Gruppe: Epizonale kristalline Schiefer; vorwiegend Sericit- und Chlorit-schiefer, oft phyllitisch ausgebildet.

Fig. 1. Geologische Kartenskizze des südlichen Teils der Ostkarpathen. Be N.Benes (Beneşul Mare), Bo Borzoka t., F Fügés t., Fr Fekete rész, Ha Hăgótöälja, Kh N.-Közrez havas, Li Likas, Mb Magasbükk, Ms Melegmezösarka, Nr Nagy rész, Ny Nyerges, PP Pongrácz-Pass (Pasul Pingăraţi), Sk Siposkö, St Sóza t., Th Tatárhavas, Uh Ujhavas, Vh Vithavas.





Im südlichsten Teil des Kristallinzugs setzt der Nephelinsyenit-Stock von Ditro auf. Im Osten der breiten Ebene von Giurgeu (Gyergyó), die vom Oberlauf des Mureş durchflossen wird, erhebt sich das Massiv bis zur bewaldeten Kuppe des Piricske (1545 m). Gegen N, E und SE wird es von epizonalen kristallinen Schiefern umhüllt; diese lassen sich gegen SE bis in die Gegend von Sîndominic im oberen Olt-Tal verfolgen. Gegen NW wird das Massiv von jungvulkanischen Bildungen überdeckt, die der Harghita-Kette zugehören (siehe Fig. 1).

Die Umgebung des Massivs von Ditro ist dadurch interessant, dass hier eine ältere Regionalmetamorphose von einer jüngeren Kontaktmetamorphose überlagert wird. Anfänglich war man der Meinung, dass das Massiv gänzlich in einer epizonalen Umhüllung aufsetze. Es zeigte sich dann aber, dass im SW biotitreiche Glimmerschiefer an das Massiv herantreten, die sich weit gegen S verfolgen lassen (STRECKEISEN 1931, 617f.). Es fragte sich nun, ob diese Gesteine ihre höhere Metamorphose einer Kontaktwirkung des Massivs verdanken, das sich dann unter Tage noch über 15 km weiter gegen S fortsetzen würde. FÖLDVÁRI (1946) war dies anzunehmen geneigt, während wir diese Möglichkeit skeptischer beurteilten.

Um diese Frage abzuklären, wurde das Kristallin in der weiteren Umgebung des Massivs einer kursorischen Untersuchung unterzogen. Es ergab sich dabei, dass am Innenrand der Karpathen — zwischen Gheorgheni und Sîndominic — eine regionalmetamorphe Serie kristalliner Schiefer mit Granat, Staurolith und Sillimanit auftritt, die vom Massivkontakt unabhängig ist (STRECKEISEN 1952, 270). Ausserdem stiessen wir im Grenzbereich zwischen den kristallinen Serien der I. und II. Gruppe auf Stilpnomelan führende Gesteine, die hier erstmals erwähnt und beschrieben werden.

Den Untersuchungen liegen Aufsammlungen aus den Jahren 1929—1935 zu Grunde, auf welche sich die Gesteinsnummern beziehen; sie werden im Naturhistorischen Museum der Stadt Basel deponiert¹⁾. Die topographischen Angaben beziehen sich auf die Blätter 5275 Oláh-Toplicza (Ausgabe 1915) und 5375 Gyergyó (Ausgabe 1912) der Karte 1 : 75 000 des k.k. österreichisch-ungarischen Militärgeographischen Instituts²⁾.

Für anregende Diskussionen und mannigfache Hilfe danken wir den Herren Prof. E. Niggli (Bern) und E. Wenk (Basel), PD. J. von Raumer (Fribourg), Dr. M. Frey, Dr. St. Graeser und cand. geol. J. Kramers, sowie Herrn H. Huber für die Durchführung der Röntgenaufnahmen. Ganz besonderen Dank schulden wir Herrn Prof. H. Schwander

¹⁾ Der Verfasser erhielt im September 1968 durch Teilnahme an der Exkursion C 47 des 23. Int. Geol. Kongresses Einblick in neuere Auffassungen. In Anmerkungen, die während der Drucklegung der Arbeit eingefügt wurden, wird darauf Bezug genommen.

²⁾ Gegenüber früher sind einige Änderungen in der Schreibweise topographischer Namen eingetreten, auf die hier aufmerksam gemacht wird: Bălan, früher Bălanbaia (ungar. Balánbánya); Izvorul Mureş, früher Mureş Izvor (ungar. Marosfő); Lacul Roşu, früher Lacul Ghilcoş (ungar. Gyilkos tó); Pongrácz-Pass, jetzt meist Pasul Pingăraţi; Voşlobeni, früher Văşlab (ungar. Vasláb).

(Basel) für die chemische Analyse des Stilpnomelanschiefers. Die Figuren zeichnete in verdankenswerter Weise Herr cand. geol. H. R. Keusen. — Ebenfalls danken wir Herrn Prof. Dr. V. Ianovici (Bukarest) für seine Erläuterungen und Hinweise anlässlich der Exkursion C 47 (Anmerkung während des Druckes).

DAS KRISTALLIN IM SÜDLICHEN TEIL DER OSTKARPATEN

In der näheren und weiteren Umgebung des Massivs von Ditro lassen sich — nach dem Grad der Metamorphose und nach der Art der auftretenden Gesteine — drei Gruppen von kristallinen Schiefen unterscheiden, die durch Übergänge mit einander verbunden sind. Im Anschluss an unsere frühere Darstellung (STRECKEISEN 1952, 268—271) unterscheiden wir:

1. *Epizonale phyllitische Gruppe* (sog. II. Gruppe der Ostkarpathen; Tulgheş-Serie.)

Die epizonalen kristallinen Schiefer dieser Gruppe bilden die nördliche und östliche Umrandung des Massivs. Gegen Norden ziehen die Gesteine in die Gegend von Corbul und Tulgheş (siehe die ausführlichen Beschreibungen von ATANASIU 1928). Gegen SE erstrecken sie sich über Bălanbaia in die Gegend von Sîndominic (siehe die Beschreibungen von BĂNCILA 1941 und PANTÓ 1950). Das Alter dieser Gesteine ist unbekannt; DESSILA (1966) ist geneigt, sie dem mittleren Riphean zuzurechnen.

Die wichtigsten Gesteine dieser Gruppe sind:

Dunkle Sericitschiefer, oft fein gebändert durch rhythmischen Wechsel von pelitischem und psammitischem Material, oft phyllitisch ausgebildet.

Chloritschiefer

Porphyrogene Gesteine (sehr reichlich, den Phylliten in langen Zügen eingelagert)

Porphyroide

Häleflinten und Häleflintgneise

Sericit-Albit-Gneise (z.T. tuffogen)

Schwarze Quarzite und Graphitschiefer

Kristalline Kalke und Dolomite (untergeordnet)

Albit-Amphibolite und Albit-Epidot-Amphibolite, mit aktinolithischer Hornblende (sehr untergeordnet)

Augen- und Flaserigneise (vorzugsweise in den Übergangsgebieten zur I. Gruppe; oft von Porphyroiden schwer zu unterscheiden).

Eine ähnliche Serie hat SAVUL (1938, 213—224) aus dem Bistrița-Gebiet (Gegend von Dorna und Broșteni) beschrieben, und ebenso KRÄUTNER (1938, 176—195) aus dem Rodna-Gebirge.

2. *Mesozonale Gruppe* (Magas-Kristallin STRECKEISEN 1940b, 300; 1952, 270).

Am Westrand des Gebietes, in den Bergen zwischen Gheorgheni, Mureş Izvor und Sîndominic (kulminierend im Magas tetö P. 1084, 3 km SSE Station Mureş Izvor), erscheint eine höher kristalline Serie. Sie ist lithologisch besonders durch das Vorwiegen kristalliner Kalke und Dolomite gekennzeichnet, die längs der Bahnlinie Gheorgheni — Sîndominic bestens aufgeschlossen sind. Die Marmore bilden NW–SE bis NNW–SSE streichende langgestreckte Züge, denen Glimmerschiefer (z.T. mit Staurolith oder Sillimanit) zwischengelagert sind. Als wichtigste Gesteine treten auf:

Kristalline Kalke und Dolomite, oft sehr grobkörnig, gelegentlich Tremolit führend. (Chemische Analysen der Karbonatgesteine bei STRECKEISEN 1954, 385.)

Vorkommen von Tremolit:

Steinbruch von Lăzarea (Nr. 314, 1634):

Umgebung von Voşlobeni (REINHARD und ATANASIU 1926, 393);

Nagy hegy, 3,5 km W Kirche Sîndominic, 350 m NNE P. 948 (Nr. 1513).

Karbonat-Talkschiefer. Gelegentliche Einlagerungen in den grobkörnigen Marmoren; z.B. Steinbruch von Lăzarea (Nr. 51).

Phyllitische Glimmerschiefer mit Biotit-Porphyroblasten (häufig Querbiotiten).

Graphitschiefer mit Biotit-Porphyroblasten.

Albit-Sericitschiefer (Albitporphyroblastenschiefer).

Staurolith-Granatglimmerschiefer.

Vorkommen:

Tal des Balász patak, 375 m E P. 798, 3,5 km SE Station Valea Strîmbă (Nr. 1602);

Tal des Vasláb patak (Lok viz patak), 750 m WSW P. 924, 4,5 km NE Station Voşlobeni (Nr. 1597).

Sillimanitglimmerschiefer.

Vorkommen:

2 km W Ponkbükk P. 1096, 650 m SSE P. 1059, 4 km E Station Voşlobeni (Nr. 1134);

380 m S Nr. 1134 (Nr. 1136);

1 km E Magas tetö P. 1084 (Nr. 1140, 1142);

650 m ENE Magas tetö P. 1084 (Nr. 1680);

250 m S Nr. 1680 (Nr. 1681).

Der Übergang von der epizonalen Gruppe (im Osten) zur mesozonalen Gruppe (im Westen) vollzieht sich ganz allmählich; er ist auf den Querprofilen Siposkö-Borzoka teteje–Valea Strîmbă und Fekete rész–Voşlobeni ausgezeichnet zu verfolgen. Es findet sowohl ein Wechsel im Material wie auch ein solcher im Grad der Metamorphose statt. Die pelitischen und psammitischen Gesteine der epizonalen Gruppe machen einer vorwiegend karbonatischen Serie Platz, wobei pelitische Gesteine nur als mehr oder weniger breite Einlagerungen auftreten.

Graphitische Schiefer sind in der mesozonalen Gruppe häufig, doch wurden keine schwarzen Quarzite beobachtet; hingegen sind porphyrogene Gesteine in dieser Gruppe ausgesprochen selten. Beim Übergang von der epizonalen zur mesozonalen Gruppe erscheint zuerst Biotit, dann Granat, später Staurolith, zuletzt Sillimanit. Die Isograden dieser Minerale sind in Fig. 1 eingetragen.

Die Biotit-Isograde ist schwer genau festzulegen. Sie verläuft aus der Gegend N Sîndominic über Fekete rész und Siposkö und tritt E Gheorgheni an das Massiv heran; sie würde etwa E Güdüz durchziehen und sich gegen Ditro fortsetzen. In den äusserst feinkörnigen, z.T. diaphthoritischen Phylliten entwickeln sich in den von Sericitzügen gebildeten s-Flächen limonitische Lösungen, die den Sericitbelag rotbraun färben, sich aber bei stärkster Vergrößerung oftmals als beginnende Biotitbildung zu erkennen geben. Weiter westlich entstehen daraus kleine, gut individualisierte Biotitschuppen. Erst mit der Annäherung an die Marmorzüge werden die Gesteine grobkörnig und lassen den Biotit auch von blossen Auge gut erkennen.

Die Granat-Isograde zieht von der Station Mureş Izvor über Borzoka t. nach Gheorgheni und Lăzarea. Erster Granat wurde festgestellt 500 m NE Ponkbükk P. 1096 im Tal des Meszes patak (Nr. 1138) sowie 250 m N P. 1185, 4,1 km ENE Station Voşlobeni (Nr. 278). Ferner treten Granatglimmerschiefer bei der Szt.-Antal-Kapelle P. 870 N Lăzarea auf (Nr. 1633).

Die Staurolith-Isograde zieht über Valea Strîmbă südwestlich am Massiv von Ditro vorbei. Die Vorkommen von Staurolith-Granatglimmerschiefer im Tal des Lok viz patak bei Voşlobeni wurden oben erwähnt.

Die Sillimanit-Isograde konnte nur im südlichen Teil des Gebiets festgelegt werden. Typische Sillimanitglimmerschiefer treten an der Borzoka t. wie auch im Gebiet des Magas t. auf; sie sind oben erwähnt worden.

Der ausgesprochen rotbraune Biotit (oft mit grossen pleochroitischen Höfen um Zirkon und feinste Körnchen unbestimmbarer Natur) findet sich in der mesozonalen Serie sehr häufig in Porphyroblasten (oft in Form von Querbiotiten). Er zehrt Sericit und Chlorit auf, während graphitische Züge als ältere Zeichnung durch ihn hindurchsetzen. Der porphyroblastische Biotit ist jünger als das Grundgewebe und dessen Fältelung, aber sicher älter als die Neubildungen des Massivkontakts. Turmalin und Apatit treten in diesen Gesteinen sehr reichlich auf.

Die Gesteinszüge fallen meist steil (50—90°) gegen NE, seltener gegen SE ein; geringeres Einfallen dürfte vorwiegend durch die Verhältnisse der oberflächlichen Lagerung bedingt sein (Hakenwerfen usw.). Die Distanz zwischen Biotit- und Sillimanit-Isograde beträgt ziemlich konstant ca. 4 km. Diese Tatsache und der regelmässige Verlauf der Isograden erwecken den Eindruck, dass wir es hier mit einer alten, von Osten nach Westen zunehmenden Regionalmetamorphose zu tun haben. Der Wechsel im Material, d.h. der Übergang von pelitisch-psammitischen Gesteinen im Osten zu vorwiegend karbonatischen

Gesteinen im Westen, dürfte durch die Anordnung des ursprünglich (d.h. *vor* der Regionalmetamorphose) vorliegenden Gesteinskomplexes bedingt sein. Für die Annahme einer tektonischen Überlagerung der epizonalen durch die mesozonale Serie haben wir keine Anzeichen gefunden.

SAVUL (1938, 224—237) hat aus dem Bistrița-Gebiet einen ähnlichen Komplex von Staurolith und Sillimanit führenden kristallinen Schiefern beschrieben, der ebenfalls mit kristallinen Kalken (mit Talk, Zoisit, Tremolit, Diopsid, Phlogopit) verknüpft ist. Hier allerdings besteht ein scharfer tektonischer Kontakt zwischen der mesozonalen und der epizonalen Serie: Die mesozonale Serie erscheint als Decke über das Autochthon der epizonalen Serie überschoben; in der heutigen Topographie bildet die mesozonale Serie eine Deckensynklinale mit nach Norden einfallender Achse. Das Überschiebungsphänomen wird der hercynischen Faltung zugeschrieben. Wir zweifeln nicht daran, dass die mesozonale Serie des Bistrița-Gebiets derjenigen des Magas-Kristallins entspricht. Wir halten es aber durchaus für möglich, dass in dem 50 km weiter nördlich gelegenen Bistrița-Gebiet ein Teil der mesozonalen Serie aus ihrer ursprünglichen Lage abgeschert und gegen Osten über die epizonale Serie überschoben wurde. Dies umso mehr, als auch im Bistrița-Gebiet die mesozonale Serie der Deckensynklinale nach oben normal in eine epizonale Serie übergeht (siehe Karte bei SAVUL 1938)³).

Auch KRÄUTNER (1938, 207—223) beschreibt aus dem Rodna-Gebirge eine mesozonale Serie mit Granat, Staurolith und Disthen führenden kristallinen Schiefern, die gegen Osten auf das epizonale Kristallin überschoben ist. Die Wurzel der Decke liegt im Westen. Die Überschiebung wird ebenfalls in die hercynische Faltung gestellt. Es dürfte sich um ähnliche Verhältnisse handeln wie im Bistrița-Gebiet.

3. *Hochkristalline (migmatische) Gruppe* (sog. I. Gruppe der Ostkarpathen; massifs d'intrusion avec leur enveloppe de contact et leurs apophyses nach ATANASIU 1929; Hăghimaș-Kristallin nach STRECKEISEN 1931, 216; 1932, 88; 1940b, 300; 1952, 269).

³) Die von uns als Magas-Kristallin beschriebene mesozonale Serie wird von den rumänischen Geologen als „Série de Bistrița-Barnar“ bezeichnet und ins obere Ante-Proterozoikum gestellt (Carte géol., Bl. Toplița, note expl., p. 20). Damit wird die — auch von uns angenommene — Identität mit der Bistrița-Serie von SAVUL postuliert. Es wird angenommen, dass sie älter sei als die epizonale Tulgheș-Serie, die ins obere Proterozoikum-Kambrium (Baikalien) gestellt wird (l. c., p. 21); nach mündlicher Mitteilung soll an der Grenze zwischen Magas-Kristallin und Tulgheș-Serie ein Konglomerathorizont aufgefunden worden sein, der Gerölle der mesozonalen Serie enthalte. Aus unseren — oben dargelegten — Untersuchungen gelangten wir zur Auffassung, dass zwischen Tulgheș-Serie und Magas-Kristallin ein allmählicher Übergang besteht, und dass die mesozonale Serie aus der epizonalen Tulgheș-Serie durch eine spätere, nach Westen zunehmende progressive Regionalmetamorphose hervorgegangen ist. Nur weitere Untersuchungen werden diese Frage klären können. (Anmerkung während des Druckes.)

Im Osten des untersuchten Gebiets erscheint eine hochkristalline Serie. Sie bildet die Unterlage der unmetamorphen mesozoischen Sedimente (Trias bis Kreide) des Hăghimaş und zieht von da gegen Norden in das Gebiet von Tulgheş. Ihre wichtigsten Gesteine sind:

Granatglimmerschiefer und Gneise, meist sehr grobkristallin.

Granat- und Zoisit-Amphibolite, meist randlich den Glimmerschiefern und Gneisen eingelagert (siehe Kärtchen bei ATANASIU 1929, 229).

Cordierit führende Granite, Granodiorite und Quarzdiorite.

(Chemische Analyse bei STRECKEISEN 1954, 387.)

Von normalen Graniten usw. unterscheiden sich die zuletzt genannten Gesteine durch inhomogene Verteilung der Mineralkomponenten sowie durch das Auftreten von Cordierit, Granat, Sillimanit (?). Stellenweise trifft man Gesteine, bei denen makroskopisch die Fältelung noch gut sichtbar ist, während im Schliff manche Teile bereits völlig massig erscheinen (Nr. 1572). Es handelt sich offenbar um Gesteine, die durch irgend welche Faktoren (Wärme, Mineralisatoren) eine stufenweise Auflösung erfuhren, wobei das jeweilige Stadium der Auflösung im Gesteinsbild fixiert wurde. Sie sind zweifellos als Migmatite und Anatexite anzusprechen (STRECKEISEN 1940b, 301).

Die Gesteinsassoziation besitzt an sich mesozonalen Charakter; sie wird hier als „hochkristalline“ Gruppe bezeichnet, um sie zunächst von der mesozonalen Serie des Magas-Kristallins begrifflich zu unterscheiden, der gegenüber wesentliche Unterschiede bestehen. Der Übergang zur epizonalen Serie ist ein allmählicher, vollzieht sich aber auf relativ kurze Distanz (einige hundert m). An der Basis der hochkristallinen Serie treten häufig schmale Züge von hellen Augen- und Flasergneisen auf, die in diese Übergangszone tektonisch eingeschuppt sein könnten. Merkwürdig mutet an, dass die hochkristalline Serie meist die Anhöhen bildet, während die epizonale Serie meist den Talgrund einnimmt. Die mesozoischen Sedimente liegen in der Regel auf der hochkristallinen Serie (Hăghimaş, Likas, Vithavas, Beneşul Mare etc.), gelegentlich aber auch auf den Schieferen der epizonalen Serie (Gebiet von Tulgheş); siehe Karte bei ATANASIU 1929.

Die Beziehungen zwischen der epizonalen und der hochkristallinen Serie sind viel diskutiert worden. Für ATANASIU (1929) entspricht die hochkristalline Serie pilzförmig eingedrungenen granitisch-dioritischen Intrusivmassen mit ihrer Kontakthülle; ihr Auftreten auf den Bergkämmen betrachtet er als zufällig. Für VOITEŞTI (1929) stellt die hochkristalline Serie mit den ihr auflagernden mesozoischen Sedimenten die Überschiebungsrelikte der transylvanischen Decke dar, die bei der alpinen Faltung auf die bukovinische Decke (epizonale Serie) überschoben worden wäre. Da an der Grenze der beiden Serien nirgends irgendwelche verschuppte mesozoische Sedimente aufgefunden wurden, erwog STRECKEISEN (1931, 616; 1932, 89) ob es sich nicht um eine alte

(z.B. paläozoische) Überschiebung handeln könnte, die später durch Rekristallisation verwischt worden wäre, wodurch der allmähliche Übergang auf relativ kurze Distanz erklärt werden könnte. BĂNCILĂ (1941, 113) betrachtet die hochkristalline Serie als eine Decke der hercynischen Faltung über dem Autochthon der epizonalen Gruppe, eine Auffassung, die sich heute weitgehend durchgesetzt haben dürfte (ONCESCU 1957, 115)⁴). In der alpinen Faltung stellte die kristallin-mesozoische Zone der Ostkarpathen wohl eine einzige grosstektonische Einheit dar, die als Ganzes über die Flyschzone überschoben wurde. Immerhin dürften während der alpinen Faltung auch in dieser Einheit kleinere Bewegungen stattgefunden haben; dafür sprechen schon die Verschuppungen in den auflagernden mesozoischen Sedimenten, wie sie aus den Profilen von ATANASTIU (1929) und BĂNCILĂ (1941) zu ersehen sind⁵).

Für den Fall, dass die Annahme einer alten (vor-permischen) Überschiebung der hochkristallinen über die epizonale Serie zu Recht besteht, stellt sich die Frage, ob dann die am Westrand der Ostkarpathen auftretende mesozonale Serie (Magas-Kristallin) etwa als Wurzelgebiet zu betrachten wäre. Ohne späteren Untersuchungen vorgreifen zu wollen, möchten wir doch auf die Unterschiede der beiden Serien in Lithologie und Metamorphose aufmerksam machen, die einen direkten Zusammenhang als wenig wahrscheinlich erscheinen lassen:

Magas-Kristallin	Hăghimaş-Kristallin
Vorwiegend kristalline Karbonatgesteine, mit mehr oder weniger breiten Einlagerungen von Glimmerschiefern (meist mittel- bis feinkörnig)	Vorwiegend Glimmerschiefer und Gneise, meist sehr grobkristallin
Keine Migmatite und Anatexite	Migmatite und Anatexite verbreitet
Amphibolite nicht bekannt	Amphibolite verbreitet
Auftreten von Staurolith	Staurolith nicht nachgewiesen

⁴) Es wird heute allgemein anerkannt, dass die Überschiebung der hochkristallinen Hăghimaş-Serie (die auch als „Série des gneiss de Rarău“ bezeichnet wird) auf die epizonale Tulgheş-Serie in prä-permischer Zeit erfolgt ist (Carte géol., Bl. Topliţa, note expl., p. 62 ff.). (Anmerkung während des Druckes.)

⁵) Die neuen Untersuchungen der rumänischen Geologen (SĂNDULESCU 1967, MUREŞAN 1968) haben — wohl zu Recht — auch in der kristallin-mesozoischen Zentralzone einen Deckenbau alpinen Alters festgestellt. Im Südteil der Ostkarpathen handelt es sich dabei vor allem um das Abgleiten der Sedimente der Hăghimaş-Decke (einer „nappe de décollement“, die zum System der transylvanischen Decken gestellt wird) über die Sedimente der bukovinischen Decke und deren kristallinen Unterbau. Auch nach dieser Auffassung würde das gesamte Kristallin des Gebietes einer einzigen grosstektonischen Einheit der alpinen Faltung, der bukovinischen Decke, angehören. Ob allerdings der Sedimentkomplex von Tomeşti (STRECKEISEN 1940a) ein tektonisches Fenster darstellt und vom mächtigen Kristallin der bukovinischen Decke überfahren wurde — wie dies von SĂNDULESCU angenommen wird —, wagen wir noch zu bezweifeln. (Anmerkung während des Druckes.)

Es darf unseres Erachtens⁶⁾ angenommen werden, dass die Grenzlinie zwischen der epizonalen und der hochkristallinen Serie einem alten (vor-permischen) Bewegungshorizont entspricht, der durch spätere metamorphe Überprägung verwischt worden ist. Es besteht durchaus die Möglichkeit, dass solche Bewegungshorizonte später (vielleicht sogar während der alpinen Faltung) wieder etwas reaktiviert worden sind. In diesem Zusammenhang ist es bezeichnend, dass die Stilpnomelan führenden Gesteine, von denen nachfolgend die Rede sein wird, gerade im Gebiet dieser Grenzlinie — und nur längs dieser Grenzlinie — aufgefunden worden sind (Fig. 1).

STILPNOMELAN ALS GESTEINSGEMENGTEIL IM KRISTALLIN DER OSTKARPATEN

1. Vorkommen und Gesteinsbeschreibung

Stilpnomelan beobachteten wir in porphyrogenen Gesteinen (Porphyroide und Hälleflintgneise) der epizonalen Gruppe, in Flaser- und Augengneisen aus der Übergangszone der epizonalen zur hochkristallinen Gruppe, und vereinzelt auch in diaphthoritischen Granatglimmerschiefern aus dem Randgebiet der hochkristallinen Gruppe. Die Vorkommen liegen in einer Zone, die sich aus dem oberen Olt-Tal (Umgebung von Bălan) im Süden über das Gebiet des oberen Bekeny patak in das Tal der Sötet Putna und in das Gebiet nördlich von Hágótölja im Norden hinzieht (Fig. 1).

Die Hälleflintgneise sind helle, bräunliche, feinlagige Gesteine mit guter Paralleltexur. Sie bestehen wesentlich aus einem sehr feinkörnigen Gefüge von Quarz, Albit, bisweilen auch Kalifeldspat, und Glimmer; sie enthalten vereinzelte grössere Linsen und Körner von Quarz, Albit bis Albitoligoklas, und Schachbrettalbit.

Die mit ihnen vergesellschafteten Porphyroide weisen dasselbe sehr feinkörnige Quarz-Feldspat-Gefüge auf; sie enthalten aber zahlreiche grössere Einsprenglinge von Quarz, Albit bis Albitoligoklas, und Schachbrettalbit, seltener solche von Kalifeldspat.

Die Flaser- und Augengneise sind helle, bräunliche, kleinflaserige bis ausgesprochen ophthalmitische Gesteine, die den Porphyroiden oft sehr ähnlich sehen. Sie unterscheiden sich aber von ihnen durch das Fehlen des sehr feinkörnigen Quarz-Feldspat-Gefüges und durch das Auftreten sehr zahlreicher Einsprenglinge von perthitischem Kalifeldspat (z.T. schummerig ausgebildet, z.T. klar mit deutlicher Mikroklingitterung); Einsprenglinge von Quarz, Albit und Schachbrettalbit sind ebenfalls häufig. Die Flaser- und Augengneise dürften seinerzeit längs der Grenzfläche zwischen der epizonalen und der hochkristalli-

⁶⁾ Entgegen unserer zeitweiligen Auffassung (STRECKEISEN 1940b, 301).

nen Gruppe tektonisch eingeschuppt worden sein; nördlich von Hágótölja bilden sie einen zusammenhängenden Zug, der die Grenze zwischen der epizonalen und der hochkristallinen Gruppe bildet. Im oberen Olt-Tal E P. 911 (REINHARD and ATANASIU 1927, 3; BĂNCILĂ 1941, 26) und im Gebiet von Tulgheș (ATANASIU 1929) finden sich in ähnlicher tektonischer Position zahlreiche Augen- und Flasergneise, die von uns nicht untersucht wurden.

Der Stilpnomelan bildet in der Regel einzelne spiessige Schuppen oder büschelige farbenförmige Aggregate. Bei starker Vergrößerung lässt sich bisweilen eine Querabsonderung erkennen, die einer unvollkommenen Spaltbarkeit nach (010) entspricht (Fig. 5). Ähnlich wie Biotit ist auch der Stilpnomelan optisch einachsigt negativ und zeigt gerade Auslöschung. Sein Pleochroismus wechselt von goldgelb, gelbbraun oder hell rotbraun in der Richtung schwächster Absorption zu rotbraun oder dunkelbraun in der Richtung stärkster Absorption; er unterscheidet sich deutlich von dem des Biotits, der stärker braune bis graubraune Farbtöne aufweist. Im Gestein Nr. 90 wurde der Stilpnomelan auch durch das Röntgendiagramm nachgewiesen, der die 12-Å-Linie zeigt, die der ersten Basalinterferenz entspricht (NIGGLI et al. 1956, 474).

Der Stilpnomelan tritt meist nur als Nebengemengteil auf, bisweilen sogar recht spärlich; in den Gesteinen Nr. 1282 und 90 erscheint er allerdings als Hauptgemengteil (im letzteren Fall mit ca. 10%). Er findet sich häufig auch in Gesteinen, die Biotit und Granat führen; doch steht er mit diesen Gemengteilen nicht im Gleichgewicht, sondern erweist sich deutlich als jüngere Bildung. Während die Glimmer deutlich in die Paralleltextur des Gesteins eingeregelt sind, stehen die Schuppen des Stilpnomelans oft schief oder quer zu den s-Flächen (Fig. 2). Ähnlich ist das Verhältnis zum Granat, wo der Stilpnomelan in büscheligen Aggregaten aus den Querrissen des Granats hervorsprosst (Fig. 3).

Die zarten Garben des Stilpnomelans dürften einer letzten, leichten metamorphen Überprägung ihre Entstehung verdanken, die das bereits vorher vorhandene Gesteinsbild nur unwesentlich verändert hat. Die betreffenden Gesteine dürften auch später keine mechanischen Einwirkungen mehr erlitten haben; denn solche hätten zur Zerstörung der zierlichen Gebilde führen müssen.

Im folgenden sollen die einzelnen Vorkommen kurz beschrieben werden.

1. *Hällefliintgneise* (Nr. 1556). Strasse Sindominic-Bălan, bei P. 830. — Einsprenglinge von Albit und Albitoligoklas und von Schachbrettalbit, sowie einige langgezogene Quarznester. Feinkörniges Grundgewebe (gut paralleltexturiert) von Quarz, Albit, Orthoklas, phengitischem Glimmer (n_α farblos, n_γ grünlich, $2V = 32\text{—}33^\circ$) und Biotit (mit starkem Pleochroismus von graubraun zu braunschwarz); Glimmer gut in die s-Flächen eingeregelt. Stilpnomelan (reichlich, mit Pleochroismus von goldgelb zu rotbraun) z. T. in den s-Flächen, meist aber schief oder quer zu ihnen sprossend (Fig. 2); häufig in farbenförmigen Aggregaten, die von Biotitschuppen ausstrahlen und in das Quarz-Feldspat-Gefüge verlaufen. Ausserdem etwas Chlorit (Neubildung?). Accessorien: Titanit (reichlich), Zirkon, Apatit, Erz.

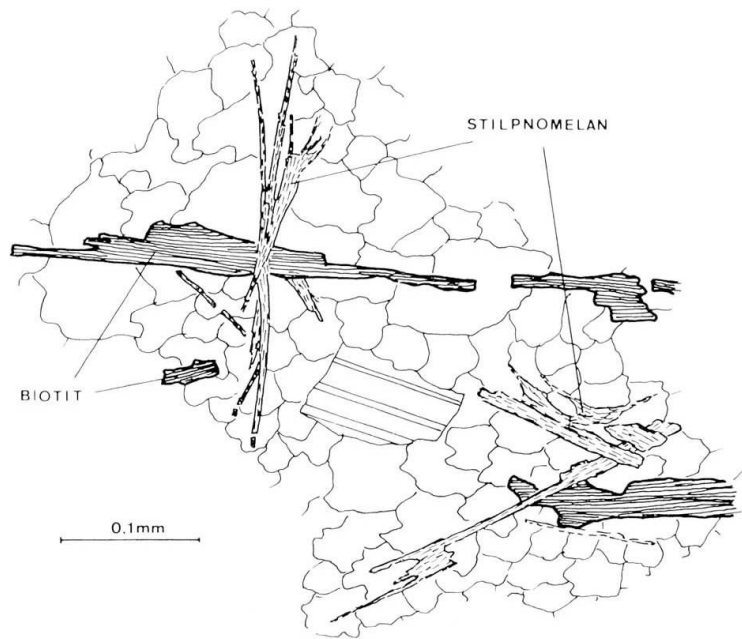


Fig. 2. Quarz-Albit-Gefüge mit Schuppen von Biotit, die gut in die s-Flächen eingeregelt sind, und mit Schuppen von Stilpnomelan, die die s-Flächen schief und quer durchspießen. Hälleflintgneis Nr. 1556, Bălanbaia.

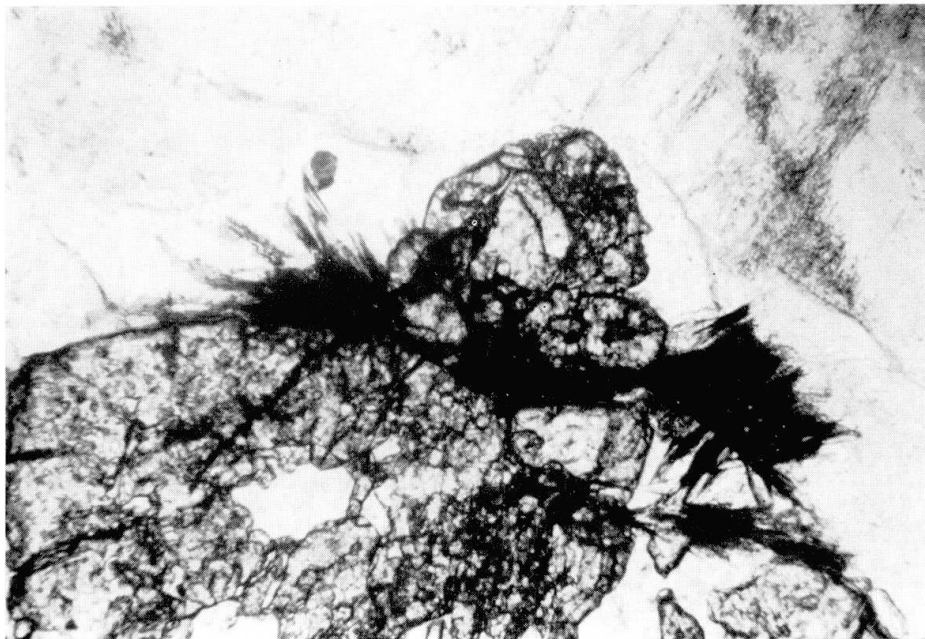


Fig. 3. Porphyroblast von Granat, aus dessen Rissen der Stilpnomelan büschelig hervorsprosst. Flasergneis Nr. 1563, Bălanbaia. Vergr. 150 \times .

2. *Flasergneis* (Nr. 1557). Strasse Sîndominic-Bălan, 450 m NNE P. 846, bei den ersten Häusern von Bălan. — Längliche Einsprenglinge von Kalifeldspat (schummerig), Schachbrettalbit (z. T. mit Resten von Kalifeldspat) und Albit liegen in einem Grundgewebe von Quarz, Albit, Kalifeldspat, phengitischem Glimmer und vereinzelt Schup-



Fig. 4. Garbenförmige Aggregate von Stilpnomelan. Körner von Apatit am linken Rand und in der rechten oberen Ecke. Stilpnomelanschiefer Nr. 90, 1 km W Pongrácz-Pass. Vergr. 150 \times .

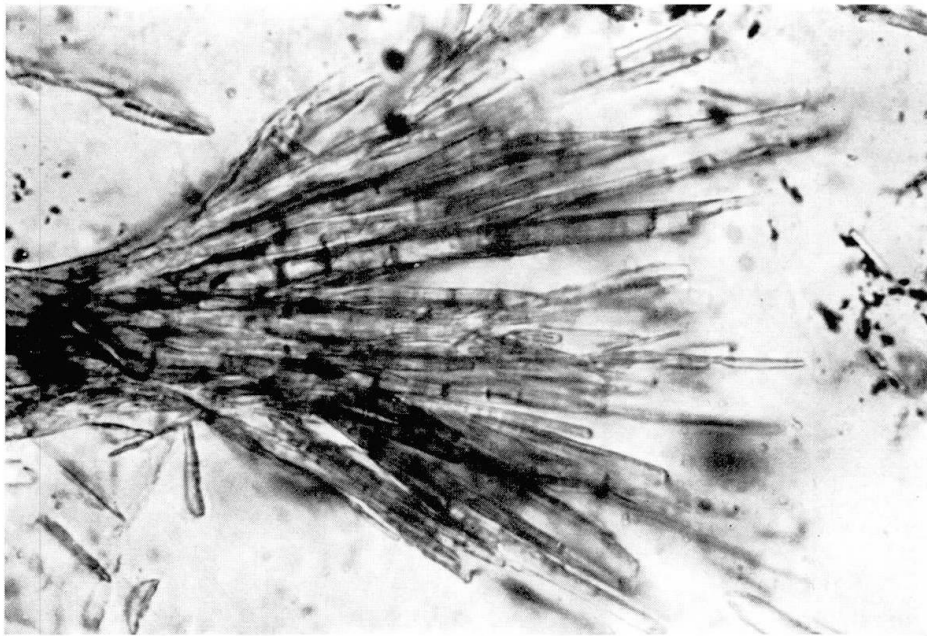


Fig. 5. Garbenförmiges Aggregat von Stilpnomelan. Stilpnomelanschiefer Nr. 90, 1 km W Pongrácz-Pass. Vergr. 750 \times .

pen von Biotit und Chlorit. Der reichlich auftretende Stilpnomelan bildet spiessige garbenförmige Aggregate. Ein in Auflösung befindliches grösseres Granatkorn wird von Stilpnomelan teilweise umhüllt, teilweise auf Rissen durchsetzt. Accessorien: Titanit, Zirkon, Apatit, Erz.

3a. *Diaphthoritischer Granatglimmerschiefer* (Nr. 1561). 250 m NE Kirche Bălanbaia, auf der Nordseite des Kovács patak. — Die Schieferungsflächen werden gebildet von zusammenhängenden Zügen schuppiger Gemengteile: Muskowit, Biotit (weitgehend chloritisiert), und auch Stilpnomelan, untermischt mit limonitischer Substanz. Die hellen Zwischenlagen bestehen aus einem mittelkörnigen Gefüge von Quarz, in dem reichlich Schuppen von Chlorit und Muskowit eingebettet liegen. Der schmutzig braune Stilpnomelan (gelbbraun bis dunkelbraun) bildet kleine spiessige Aggregate, die teils in den Schieferungsflächen gesprosst sind, teils von hier in das Quarzgefüge vordringen. Granat ist teils frisch, teils durch Chlorit-Aggregate (mit Nestern von Stilpnomelan) ersetzt und von einem schmalen Muskowitsaum umhüllt. Accessorien: Apatit, Erz.

3b. *Flasergneis* (Nr. 1563). 400 m NE Kirche Bălan, auf der Nordseite des Kovács patak. — Längliche Flaser und Augen von Albit und Kalifeldspat sowie einzelne Porphyroblasten von Granat werden umhüllt von Zügen von phengitischem Glimmer, in denen gut individualisierte Schuppen eines schmutzig braunen Biotits eingebettet liegen. Das mittelkörnige Grundgewebe besteht aus Quarz, Albit, Kalifeldspat und vereinzelt Schuppen von Hellglimmer und Biotit. Die Flaser von Kalifeldspat sind bräunlich bestäubt und schummerig entwickelt oder zeigen deutliche Mikroklingitterung. Die länglichen Albit-Kristalle (mit guter polysynthetischer Verzwillingung nach dem Albitgesetz) sind hervorragend frisch und klar und enthalten nach der Art gefüllter Feldspäte zahlreiche Schuppen von hellem Glimmer und Stäbchen von Klinozoisit. Der Stilpnomelan, deutlich jünger als die übrigen Gemengteile, bildet spiessige farbenförmige Aggregate, vornehmlich im Quarz-Feldspat-Gefüge, aber auch in den Glimmerzügen; er umhüllt ferner büschelig die Granatkristalle und siedelt sich auch auf Rissen im Granat an, aus denen er hervorsprosst (Fig. 3). Accessorien: Titanit, Apatit, Erz, limonitische Substanz.

4. *Stilpnomelanschiefer* (Hälleflintgneis) (Nr. 90). Ungefähr 1 km westlich vom Pongrác-Pass (Pasul Pingărați), an der Strasse von Gheorgheni nach dem Lacul Ghilcoș (Lacul Roșu) (ca. 1 km NE P. 946 Bekeny patak). — Das bräunliche, gut paralleltexturierte Gestein besteht aus einem feinkörnigen granoblastischen Gefüge von Quarz, Albit, hellem Glimmer und Stilpnomelan mit einigen grösseren Körnern von Quarz und Albit, auch einigen Körnern von Granat. Kein Biotit! Kein Chlorit! Der bräunliche Belag auf den Schieferungsflächen besteht fast ausschliesslich aus Stilpnomelan (gelbbraun bis dunkel rotbraun); dieser bildet farbenförmige Aggregate, teil in den s-Flächen, teils schief oder quer zu ihnen (Fig. 4 und 5). Accessorien: Zirkon, Apatit, Erz. Chemische Analyse dieses Gesteins p. 769.

5. *Porphyroid* (Nr. 1062). 750 m WNW P. 946 Bekeny patak und 600 m NE P. 1330 Oláhbükk. — Grosse Einsprenglinge von Kalifeldspat, Albit und Quarz (letzte meist gerundet, z. T. korrodiert, und leicht undulös) liegen in einem sehr feinkörnigen Gefüge von Quarz und Feldspat (vorwiegend Albit) mit Schüppchen von hellem Glimmer und Körnchen von (?) Klinozoisit. Darin finden sich häufig einzelne Schuppen von Chlorit und farbenförmige Aggregate von Stilpnomelan (goldgelb bis dunkelbraun). Das Grundgewebe enthält ferner einzelne zusammenhängende Züge und Nester von Chlorit mit grossen Körnern von Titanit und Erz; bisweilen umhüllt der Chlorit Anreicherungen von Stilpnomelan. In der Grundmasse hat Rekristallisation von Albit zu grösseren, frischen, gut verzwillingten Individuen stattgefunden. Accessorien: Zirkon, Apatit, Erz.

6. *Porphyroid* (Nr. 297). Bekeny patak P. 970 Ostseite, bei der Einmündung des Kis György patak. — Der Schliff zeigt einen grossen, gerundeten und stark korrodierten Einsprengling von Quarz, der stark undulös auslöschet und durch Risse in mehrere Stücke zerlegt ist; die Risse sind durch (paralleltexturierten) Quarzmörtel verheilt. Die feinkörnige, paralleltexturierte Grundmasse besteht aus Quarz und Feldspat (vorwiegend

Albit) und Strähnen von hellem Glimmer; sie enthält einzelne Schuppen und kleinere Aggregate von Chlorit, sowie Körnchen von Titanit, Zirkon, Apatit und Erz. Der Stilpnomelan tritt nur ganz untergeordnet auf: er bildet einzelne sehr kleine spiessige Schuppen im Grundgewebe und ferner — zusammen mit Chlorit — ein grösseres garbenförmiges Aggregat, das sich auf einem verheilten Riss im Quarz-Einsprengling angesiedelt hat.

7. *Stilpnomelanschiefer (Hälleflintgneis)* (Nr. 1282). Tal der Sötet Putna, 400 m SSE P. 873, linke Talseite. — Das gut geschieferte Gestein besteht aus einem feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz, Feldspat (vorwiegend Albit) und hellem Glimmer, mit einigen grösseren Körnern von Quarz und Albit. Züge von hellem Glimmer und (?) graphitischer Substanz bilden die Schieferungsflächen. Der Stilpnomelan (gelbbraun bis dunkelbraun) tritt reichlich in garbenförmigen Aggregaten auf, teils längs der Schieferungsflächen sprossend, teils schief und quer zu ihnen. Accessorien: Granat, Apatit, Erz. — Das Gestein ist sehr ähnlich dem Stilpnomelanschiefer vom Pongrácz-Pass (Nr. 90) und könnte die nördliche Fortsetzung des gleichen Gesteinszuges bilden.

8. *Flaserigneis* (Nr. 1220, 1221). 750 m WNW P. 788 Hágótölja (Putna-Tal), am Kamm von Melegmezösarka gegen ESE nach dem Putna-Tal. — Längliche Flaser von Kalifeldspat (mit schmalen Albitspindeln, meist mit guter Mikroklingitterung) und Albit (im Innern gefüllt mit zahlreichen Schuppen von hellem Glimmer und mit einschlussfreier Randzone), umgeben von Zügen eines phengitischen Glimmers. Dazwischen granoblastisches Gefüge aus Quarz, Albit, Kalifeldspat und gut individualisierten Schuppen von hellem Glimmer und stark pleochroitischem Biotit. Aggregate eines chloritischen Minerals mit rundlichen bis quadratischen Umrissen. Stilpnomelan bildet häufig spiessige Schuppen und divergentstrahlige Garben, besonders am Rand der Feldspataugen oder im Innern des Quarz-Feldspat-Gefüges; er durchspiesst auch die chloritischen Aggregate. Accessorien: Apatit, Erz.

9. *Feinflaseriger Gneis* (Nr. 1232). 250 SSW P. 1234 Melegmezösarka, W Hágótölja (Putna-Tal). — Feinflaseriges, gut paralleltexturiertes Gestein mit ovalen Augen von Kalifeldspat (bis 0,5 cm lang). Grundgewebe aus Quarz, Albit und Kalifeldspat mit vereinzelt Schuppen von hellem Glimmer und stark pleochroitischem Biotit. Die leicht gebogenen s-Flächen werden gebildet von Zügen eines phengitischen Glimmers mit vereinzelt Schuppen von Biotit. Stilpnomelan spärlich in schmutzig braungrauen bis graugrünen divergentstrahligen Aggregaten, die von den Glimmerzügen quer zur Schieferung ins Grundgewebe vordringen. Accessorien: Zirkon, Apatit, Erz, limonitische Substanz.

10. *Feinflaseriger Gneis* (Nr. 1250). Magasbükk P. 1232, 4,5 km W P. 788 Hágótölja (Putna-Tal). — Kleine ausgezogene Augen (bis 0,5 cm lang) von Kalifeldspat (mit schmalen Albitspindeln, schummerig oder mit angedeuteter bis deutlicher Mikroklingitterung) werden umhüllt von Zügen eines phengitischen Glimmers und vereinzelt Schuppen von rotbraunem Biotit. Grundgewebe aus Quarz, Albit und Kalifeldspat, mit vereinzelt Glimmerschuppen. Einige rundliche chloritische Aggregate. Vereinzelt Granat, z. T. in einzelne Körner zerfallend oder chloritisiert. Stilpnomelan (goldgelb bis gelbbraun) eher spärlich, in divergentstrahligen Aggregaten, vorwiegend am Rande der Feldspataugen oder im Grundgewebe sprossend, auch zwischen den Körnern des zerfallenden Granats. Accessorien: Zirkon, Apatit, Erz, limonitische Substanz. — Das Gestein, obwohl nahe dem Massivkontakt gelegen, zeigt kaum Anzeichen von Kontaktmetamorphose. Dies erscheint verständlich; einmal weil der in der Nähe aufsetzende rötlich zersetzte Nephelinsyenit ganz allgemein nur geringe Kontaktwirkungen ausübt; dann auch darum, weil das Gestein aus Gemengteilen besteht, die bereits an höhere Temperaturen angepasst sind. Der Stilpnomelan ist hier geringer entwickelt als in den früher beschriebenen Gesteinen; seine Bildung ist jedenfalls in keiner Weise auf kontaktliche Beeinflussung durch den Nephelinsyenit zurückzuführen.

2. Chemismus von Stilpnomelan führenden Gesteinen

In den Alpen ist Stilpnomelan aus sehr verschiedenartigen Gesteinen bekannt geworden: aus granitischen Gesteinen (Bernina-Julier-Gebiet, Unterengadin, Mont-Blanc), aus SiO_2 -reichen Sedimenten (Glaukonitsandsteine, Kieselkalke, Radiolarite, Quarzite), aber auch aus Kalken, Schiefern und selbst aus Ophiolithen (NIGGLI 1956). Ein besonderer Chemismus scheint für seine Bildung notwendig zu sein: Vorherrschen von Fe über Mg (d.h. kleine mg-Zahl), und häufig (aber nicht immer) auch ein nur geringer oder fehlender Tonerdeüberschuss ($\text{al} < \text{alk} + \text{c}$) (NIGGLI 1956).

Der Stilpnomelanschiefer (Hälleflintgneis) Nr. 90 vom Pongrácz-Pass ergab die nachstehende Zusammensetzung (Analytiker: Prof. Dr. H. Schwander, Basel):

SiO_2	84,3	Atomprozente		Molekularwerte	
TiO_2	0,4	Si	82,6	nach NIGGLI	
Al_2O_3	7,0	Ti	0,3	si	823
Fe_2O_3	1,8	Al	8,1	al	40,1
FeO	0,5	Fe^{3+}	1,3	fm	28,3
MnO	0,1	Fe^{2+}	0,4	c	2,1
MgO	0,7	Mn	0,1	alk	29,5
CaO	0,2	Mg	1,0	k	0,23
Na_2O	2,4	Ca	0,2	mg	0,36
K_2O	1,1	Na	4,6	c/fm	0,07
P_2O_5	n. b.	K	1,4	ti	2,3
H_2O	1,4			qz	+ 605
Summe	99,9		100,0		

Unter Berücksichtigung der nicht genau bekannten und sehr variablen Zusammensetzung des Stilpnomelans lässt sich die Analyse auf den folgenden Mineralbestand berechnen:

Quarz	61,5
Albit	22,8
Stilpnomelan	10,0
Sericit	5,3
Apatit	0,4
	<hr/> 100,0

was mit dem Dünnschliff gut übereinstimmt.

Der Stilpnomelanschiefer vom Pongrácz-Pass ist charakterisiert durch einen sehr hohen SiO_2 -Wert, der mineralogisch im hohen Quarzgehalt zum Ausdruck kommt. Es handelt sich daher sicher nicht um ein reines Orthogestein. Hingegen könnte ein tuffogenes Gestein (mit reichlicher sedimentogener Beimengung) oder auch ein rein psammitisches Gestein (Arkose) vorliegen. Sieht man vom (jedenfalls sedimentogen beeinflussten) SiO_2 -Gehalt ab, so fallen das hohe fm, das relativ niedrige mg, das geringe c und das hohe alk (bei Natron-Vormacht) auf. Abgesehen vom hohen si-Wert finden wir ähnliche Basenwerte

bei manchen Sericit-Albit-Gneisen sowohl der Ostkarpathen (SAVUL 1927, 1938) wie auch aus dem Val de Bagnes der Walliser Alpen (A, p. 172, 174). Ganz besonders finden wir vergleichbare Gesteine unter den Hälleflinten und Leptiten Schwedens, wie Tab. 1 zeigt. Hier treffen wir zahlreiche Gesteine mit Natron-Vormacht, aber auch viele mit Kali-Vormacht; unter den letzteren treten auch solche mit extrem hoher si-Zahl (1706, 811) auf. Es erscheint daher durchaus wahrscheinlich, dass der Stilpnomelanschiefer vom Pongrácz-Pass als ein tuffogenes Gestein der porphyrogenen Gruppe (Porphyroide, Hälleflinten und Leptite) mit reichlicher sedimentogener Beimengung anzusprechen ist.

Interessant ist ein Vergleich mit dem Stilpnomelanschiefer des Julier-Gebiets (Scharte zwischen Piz Lunghin und Piz del Sass, Graubünden), der von CORNELIUS (1935, 118) als „Chrysobiotitschiefer“ beschrieben worden ist (Tab. 1). Bei niedrigerem si sind fm und alk hoch, mg relativ niedrig, c klein, und das Gestein zeigt Natron-Vormacht. Sein Mineralbestand wurde vom Autor auf 27,5% Quarz, 36,5% Albit, 34% Stilpnomelan („Chrysobiotit“) und 2% Accessorien (Titanit, Apatit) berechnet.

Tabelle 1. *Vergleichbare Gesteine aus Karpathen, Alpen und Schweden*

SiO ₂	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	Gestein	Quelle
84,3	823	40	28 ₅	2	29 ₅	0,23	0,36	0,07	Stilpnomelanschiefer	Diese Arbeit
Ostkarpathen										
71,65	426	50	17	3 ₅	29 ₅	0,58	0,16	0,20	Raráu-Gneis	SAVUL 1938, 53
66,82	304	45 ₅	29 ₅	2 ₅	22 ₅	0,38	0,41	0,09	Sericit-Albit-Gneis	SAVUL 1927, 441
66,58	305	44	21	4 ₅	30 ₅	0,13	0,06	0,22	Sericit-Albit-Gneis	SAVUL 1927, 436
Schweizer Alpen										
75,81	455	43	30	5	22	0,24	0,43	0,17	Sericit-Albit-Gneis	A, p. 174, Nr. 22
69,69	333	37 ₅	33 ₅	7	22	0,30	0,38	0,21	Sericit-Albit-Gneis	A, p. 172, Nr. 9
75,12	443	42	20 ₅	2	35 ₅	0,22	0,14	0,10	Arkose (permokarbon)	B, p. 32, Nr. 495
69,92	421	52 ₅	18	2	27 ₅	0,58	0,16	0,10	Porphyroid	CORNELIUS 1935, 128
71,15	321	27	35	2	36	0,02	0,33	0,55	Riebeckitschiefer	CORNELIUS 1935, 114
68,27	289	21	47	7	25	0,29	0,30	0,15	Stilpnomelanschiefer	CORNELIUS 1935, 118
76,54	466	38 ₅	28 ₅	3	30	0,13	0,25	0,11	Roter Radiolarit	A, p. 244, Nr. 157
Schweden										
76,43	480	42	27	8	23	0,25	0,31	0,30	Leptit	C, Nr. 435
77,01	477	41 ₅	34	2 ₅	22	0,26	0,61	0,07	Leptit	C, Nr. 439
76,87	450	34 ₅	34	4	27 ₅	0,09	0,32	0,12	Hälleflinta	C, Nr. 454
77,00	446	42	20	5	33	0,03	0,67	0,25	Natron-Leptit	C, Nr. 456
76,83	445	43 ₅	24 ₅	0 ₅	31 ₅	0,23	0,69	0,02	Natron-Granulit	C, Nr. 458
76,79	434	34	34 ₅	5 ₅	26	0,05	0,32	0,16	Leptit	C, Nr. 471
73,79	397	39 ₅	23	2	35 ₅	0,48	0,38	0,09	Leptit	C, Nr. 489
73,84	395	35 ₅	32 ₅	6 ₅	25 ₅	0,33	0,26	0,20	Leptit	C, Nr. 492
75,31	394	34	35	6 ₅	24 ₅	0,03	0,50	0,19	Natron-Leptit	C, Nr. 493
74,08	394	41	21 ₅	5	32 ₅	0,05	0,21	0,23	Leptit	C, Nr. 494
73,20	394	40	24	5	31	0,45	0,35	0,21	Leptit	C, Nr. 495
70,89	343	38	30 ₅	6	25 ₅	0,37	0,27	0,20	Hälleflinta	C, Nr. 529
91,67	1706	46	29 ₅	3	21 ₅	0,88	0,47	0,10	Quarzitischer Leptit	C, Nr. 392
83,27	811	47	28	4 ₅	20 ₅	0,71	0,37	0,16	Hälleflinta	C, Nr. 397
76,64	484	37	29 ₅	5 ₅	28	0,95	0,47	0,19	Leptit	C, Nr. 433
74,68	439	43	27	0 ₅	29 ₅	0,89	0,60	0,02	Hälleflinta	C, Nr. 463
72,16	414	41	26 ₅	6	26 ₅	0,65	0,21	0,21	Hälleflinta	C, Nr. 479

Subtrahiert man die für die Bildung von Quarz, Albit, Sericit, Titanit und Apatit nötigen Beträge, so verbleiben für den Rest in Atomprozenten

	Si	Al	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	K
Pongrácz-Pass	50,0	12,4	3,0	13,3	4,1	0,8	10,3	—	6,1
Juliergebiet	46,5	4,4	—	13,8	10,7	0,3	10,7	2,8	10,8

oder bezogen auf Si 8,00

	Si	Al, Ti, Fe, Mn	Mg	Ca	K
Pongrácz-Pass	8,00	5,10	1,64	—	0,98
Julier-Gebiet	8,00	5,03	1,83	0,48	1,86

3. Auftreten und Entstehung des Stilpnomelans

Aus den Gesteinsbeschreibungen kann folgendes festgestellt werden:

1. Das Auftreten von Stilpnomelan in dem von uns untersuchten Gebiet ist beschränkt auf porphyrogene Gesteine (Porphyroide und Hälleflintgneise), sowie auf Augen- und Flasergneise. Dies ist verständlich, weil in solchen Gesteinen Fe stark über Mg überwiegt, Ca nur geringe Werte annimmt, und zudem nur wenig überschüssiges Al vorhanden ist. In einem einzelnen Fall wurde Stilpnomelan auch in einem diaphthoritischen Granatglimmerschiefer beobachtet.

2. Obwohl in der epizonalen Tulgheş-Serie zahlreiche porphyrogene Gesteine auftreten, beobachteten wir Stilpnomelan ausschliesslich in Gesteinen, die dem Grenzgebiet der epizonalen und der hochkristallinen Serie angehören (Fig. 1). Von den rund 200 Schliffen von porphyrogenen Gesteinen, die uns aus dem Untersuchungsgebiet zur Verfügung stehen, fanden wir Stilpnomelan nur in 12 Gesteinen, die die genannte geologische Lage einnehmen.

Wir prüften die Gesteinsbeschreibungen von TRAUTH, ATANASIU, SAVUL, KRÄUTNER, BĂNCILĂ, FÖLDVÁRI, PANTÓ nach, konnten aber keine Angaben entdecken, die auf das Vorhandensein von Stilpnomelan hinweisen würden. Dies ist verständlich, da Stilpnomelan dem Biotit sehr ähnlich ist und daher früher leicht übersehen wurde, zumal sein Vorkommen und Aussehen früher kaum bekannt war. Eine Nachprüfung der Schlichsammlungen der genannten Autoren, besonders von Augen- und Flasergneisen, Porphyroiden und Hälleflintgneisen aus dem Grenzgebiet der I. und II. Gruppe, dürfte sich lohnen.

3. In den beschriebenen Gesteinen tritt Stilpnomelan häufig zusammen mit Biotit und Granat auf. Er steht aber mit diesen Mineralen nicht im Gleichgewicht, sondern erweist sich deutlich als eine jüngere Bildung.

4. Die zierlichen Gebilde, die — wenn man sie einmal gesehen hat — kaum mehr übersehen werden, dürften als letzte Mineralbildung in den beschriebenen Gesteinen anzusprechen sein. Durch spätere tektonische Beanspruchung oder metamorphe Überprägung hätten sie wohl zerstört werden müssen.

Aus Gesteinen der rumänischen *Karpathen* ist Stilpnomelan unseres Wissens bisher noch nicht beschrieben worden. RĂDULESCU und DIMITRESCU (1966) erwähnen ihn lediglich aus den Eisen- und Manganlagerstätten von Ghelar (Jud. Hunedoara) und Delinești (Jud. Caransebeș)⁷⁾.

Auch aus den *Alpen* ist Stilpnomelan als Gesteinsgemengteil erst spät bekannt geworden. Als erster beschrieb ihn CORNELIUS (1935, 106, 116—118) unter dem Namen „Chrysobiotit“ aus mechanisch stark deformierten Graniten und Orthogneisen des Julier- und Berninagebiets (doch tritt er dort auch in Quarziten, Phylliten und Kalkschiefern auf). Seine guten Beschreibungen und die spätere Nachprüfung durch E. NIGGLI (1956) machen es zweifelsfrei, dass es sich um Stilpnomelan handelt. In den kataklastischen und mylonitischen Gesteinen des genannten Gebiets ist Stilpnomelan immer eine jüngere, posttektonische Bildung, die erst beim Abschluss der alpinen Orogenese entstanden sein kann.

In ganz ähnlicher Weise — als junge posttektonische Bildung — tritt Stilpnomelan im tektonisch stark beanspruchten Tasna- und Plattamala-Granit des Unterengadins auf, sowie in einem tektonisch ausgewalzten Gneis an der Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke (STRECKEISEN und NIGGLI 1958).

Aus dem Wallis ist Stilpnomelan aus Sericit (bzw. Phengit)-Albit-Gneisen der Bernhard- und der Dent-Blanche-Decke bekannt geworden (SCHAER 1959, NIGGLI und NIGGLI 1965), und neuerdings — ebenfalls als junge posttektonische alpine Mineralneubildung — durch VON RAUMER (1967, 650) aus dem Mont-Blanc-Granit.

Nachdem schon DEBENEDETTI (1961) auf das Auftreten von Stilpnomelan in der Val d'Aosta aufmerksam gemacht hatte, haben G. V. DAL PIAZ und GOVI (1968) zahlreiche neue Vorkommen im penninischen Kristallin und Permokarbon jenes Gebiets namhaft gemacht und ausführlich beschrieben. Stilpnomelan tritt vorzugsweise in epimetamorphen sauren Eruptivgesteinen und epimetamorphen Derivaten psammitischer, pelitischer und karbonatischer Sedimente auf. Die Gesteine bestehen vorwiegend aus Quarz, Albit, Schachbrettalbit, Phengit und Stilpnomelan und führen darüber hinaus oft auch grünen Biotit, Aktinolith, Klinozoisit-Epidot, Chlorit und Granat. Auch hier ist Stilpnomelan eine ausgesprochen späte, postkinematische Bildung der alpinen Metamorphose; seine Lamellen stehen häufig schief oder quer zu den s-Flächen. Die Autoren machen darauf aufmerksam, dass die Umwandlung des mehr oder weniger perthitischen Kalifeldspats in Albit und Schachbrettalbit von der Entwicklung des Stilpnomelans begleitet wird.

In allen diesen Fällen ist Stilpnomelan eine alpine Spätbildung und ent-

⁷⁾ Wie wir nach Abschluss dieser Arbeit erfuhren, ist eine Arbeit von H. G. KRÄUTNER und A. MEDEȘAN, On stilpnomelane in some Rumanian Carpathian crystalline formations, in Vorbereitung, auf die wir hinweisen möchten. Sie soll in Tscherma's Min. Petr. Mitt. erscheinen. (Anmerkung während des Druckes.)

spricht dem niedrigsten Metamorphosegrad der alpinen Orogenese. In Richtung höherer Metamorphose erscheinen successiv Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit. Die Verhältnisse in den Alpen werden allerdings dadurch kompliziert, dass die alpinen Mineralneubildungen zeitlich gestaffelt sind, und plurifazielle Beziehungen berücksichtigt werden müssen (NIGGLI und NIGGLI 1965).

Die genannten Ergebnisse stehen in Einklang mit dem Auftreten von Stilpnomelan im Gebiet von West-Otago, New-Zealand (HUTTON und TURNER 1936, 1940; zitiert bei DEER et al., vol. 3, p. 111):

“... Moreover HUTTON (1938) has shown that stilpnomelane sometimes occurs in microfolds as well formed undistorted crystals, as sheaf-like aggregates lying across foliation planes, and in open fissure veins. Thus stilpnomelane may develop after the main phase of metamorphism during a period of post-tectonic recrystallization.”

“... Some of the stilpnomelane has originated by post-tectonic recrystallization, and its development is due to a process of segregation by solutions.”

Über die mineralfazielle Einstufung des Stilpnomelans schreibt WINKLER (1967, 93):

„Für die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies ist Stilpnomelan ein kritisches Mineral; Stilpnomelan, welcher mikroskopisch leicht mit Biotit verwechselt werden kann, tritt nur in dieser niedrigsttemperierten Subfazies auf. ... Besonders wichtig ist es, darauf hinzuweisen, dass in dieser niedrigsttemperierten Subfazies unter den hohen Drucken noch kein Biotit vorkommt.“

Ausserdem tritt Stilpnomelan in Paragenesen der sog. Versenkungsmetamorphosen (Pumpellyit-Prehnit-Quarz-Fazies, Lawsonit-Glaukophan-Fazies) auf. Für die Stilpnomelan führenden Gesteine der Ostkarpathen ist dies nicht relevant, weil aus diesem Gebiet keine Pumpellyit-Prehnit- oder Lawsonit-Glaukophan-Gesteine bekannt geworden sind.

Die epizonale Gruppe der Ostkarpathen muss im wesentlichen zur Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies gerechnet werden. Trotzdem haben wir Stilpnomelan in den sauren porphyrogenen Gesteinen im Innern des von dieser Subfazies beherrschten Gebietes nicht angetroffen; sondern nur im Grenzgebiet zur hochkristallinen (migmatitischen) Gruppe. Hier aber auch in Flaser- und Augengneisen, die längs dieser Grenzlinie tektonisch eingeschuppt worden sind. Die Stilpnomelan führenden Gesteine sind fast immer durch eine ältere Metamorphose geprägt, die auch Biotit (in s-Flächen eingeregelt) und Granat hat entstehen lassen. Dem gegenüber ist Stilpnomelan stets eine jüngere, post-tektonische Bildung.

Wir glauben, die Grenzfläche zwischen der epizonalen und der hochkristallinen Gruppe als alte (prä-permische) Überschiebungsfläche betrachten zu dürfen, die durch spätere Rekristallisation verwischt worden ist. Es ist durchaus möglich, dass sich auch später wieder Bewegungen an dieser Linie ausgelöst haben. Es erscheint uns deshalb sehr wahrscheinlich, dass längs dieser alten Überschiebungsfläche — im Gefolge solcher jüngerer Bewegungen — Stilpnomelan durch posttektonische Rekristallisation gebildet wurde. Für das Alter

der Stilpnomelanbildung haben wir keinerlei Anhaltspunkte; wir halten indessen auch ein alpidisches Alter nicht für ausgeschlossen.

DAS MASSIV VON DITRO UND SEINE KONTAKTHÜLLE

Der sehr komplexe Bau des Nephelinsyenit-Massivs von Ditro (STRECKEISEN 1960) ist hier nicht zu erörtern. Hingegen sollen einige Bemerkungen über das Verhältnis der (jüngeren) Kontaktmetamorphose zur (älteren) Regionalmetamorphose gemacht werden.

Der im allgemeinen recht scharfe Massivkontakt wird von einer typischen Hornfelszone begleitet, die ausserordentlich schöne und mannigfaltige Hornfelse aufweist. Entsprechend dem vorwiegend pelitischen Charakter der umgebenden kristallinen Schiefer sind die verbreitetsten Kontaktminerale Biotit, Muskowit, Andalusit, Cordierit (meist in Pinit umgewandelt) und Korund. Kalksilikatfelse (mit Wollastonit, Grossular, Anorthit, Diopsid, Vesuvian) wurden nicht beobachtet, da die entsprechenden Ausgangsgesteine fehlen. In weiterer Entfernung vom Massiv äussert sich die Kontaktwirkung vor allem in der Bildung einzelner Porphyroblasten (Biotit, Andalusit) in den kristallinen Schiefern, sowie in der beginnenden Umwandlung des Grundgewebes. Die erste kontaktliche Beeinflussung besteht meist in der Bildung kleinster Körnchen und Schüppchen eines schwach pleochroitischen, hell rotbraunen, Mg-reichen Biotits; er ist zunächst nicht in die s-Flächen eingeregelt, doch wächst der neu gebildete Biotit im weiteren Verlauf bisweilen auch in Richtung der s-Flächen nach dem Prinzip der besten Wegsamkeit. Im Gegensatz dazu ist der Glimmer in den regionalmetamorphen Gesteinen der mesozonalen Serie gut eingeregelt (abgesehen von den erwähnten Querbiotiten). Wir glauben daher die jüngere Kontaktmetamorphose (mit Andalusit, Cordierit, Korund) von der älteren Regionalmetamorphose (mit Almandin, Staurolith, Sillimanit) gut unterscheiden zu können. Die Grenze der Kontaktwirkungen ist in Fig. 1 eingetragen; sie schneidet die Isograden der Regionalmetamorphose fast rechtwinklig.

Die Marmore von Lăzarea sind gelegentlich als kontaktmetamorphe Bildungen betrachtet worden. Die nahe Lage am Massiv macht diese Auffassung verständlich. Wir glauben sie trotzdem ablehnen zu müssen. Grobkörnige Marmore mit Tremolit finden sich in gleicher Ausbildung wie bei Lăzarea z.B. am Nagy hegy W Sîndominic, 20 km südlich vom Massiv; ebenso im Bistrița-Gebiet (SAVUL 1938) 50 km nördlich von Ditro. Minerale, die in kontaktmetamorphen Marmoren häufig gefunden werden, wie etwa Vesuvian, Grossular, Diopsid, Forsterit, sind aus den Marmoren von Lăzarea bislang nicht bekannt geworden. Das Auftreten von Tremolit und Talk in diesen Marmoren entspricht durchaus ihrer regionalmetamorphen Stellung. Wir glauben daher diese Marmore als Glieder des Altkristallins betrachten zu sollen.

Das Streichen der Gesteinszüge im Kristallin verläuft regional im allgemei-

nen N-S bis NW-SE mit steilem Fallen (im allgemeinen gegen E) (Fig. 1). In der Umgebung des Massivs treten plötzlich Unregelmässigkeiten auf, die eine Umbiegung der Streichrichtungen bis in die E-W-Richtung bewirken. Wir deuten dies so, dass die Platznahme des Massivs für diese Unregelmässigkeiten verantwortlich zu machen ist, indem das Aufdringen der Intrusivmassen ein Auseinanderdrängen und Auseinandertreten der Züge kristalliner Schiefer zur Folge gehabt hat.

Mit der Theorie der Entstehung des Massivs durch metasomatische Umbildung des Nebengesteins (CODARCEA, DESSILA und IANOVICI 1958) können wir uns nicht befreunden. Wohl trifft man (besonders im nördlichen Teil des Massivs) Züge phyllitischer Gesteine, die in den randlichen Teilen des Massivs mehr oder weniger stark umgebildet wurden. Auch die syenitischen und granitischen Gesteine des mittleren Orotva-Tals (zwischen P. 847 und P. 885) enthalten zahlreiche Schollen von Nebengestein, die in Hornfelse umgewandelt wurden. Allenfalls wäre zu erwägen, ob der Zug der oft stark schiefrigen Gesteine der Güdüz-Zone ehemaligen kristallinen Schiefen entspricht, die bei der Intrusion des Nephelinsyenits aus der Tiefe hochgebracht und dabei zu gabbroiden Gesteinen umgebildet wurden. Hingegen scheinen uns der im allgemeinen recht scharfe Kontakt, wie er besonders im südlichen und östlichen Teil des Massivs zu beobachten ist, und die Ausbildung eines typischen Hornfelskontakts, dessen Kontaktzone das ganze Massiv umgibt, für das Auftreten magmatischer Intrusivmassen zu sprechen; ganz abgesehen von Auftreten und Ausbildung des Grossteils der Gesteine, die das komplex gebaute Massiv zusammensetzen.

STILPNOMELAN IN DEN SÜDKARPATHEN

Bei der Durchsicht unserer Schliffe aus den Südkarpathen trafen wir *Stilpnomelan* in Gesteinen des Parîng-Massivs, und zwar in den folgenden Gesteinen:

- CB 6 Granit. Valea Latoriței, oberhalb von Ciunget.
- AN 12 Verschiefter Granit („Granogneiss“ nach Ghika-Budești). M. Rânca, 2,5 km S Vf. Păpușa.
- AN 5 Verschiefter Granit („Granogneiss“ nach Ghika-Budești). M. Cerbu, 1 km N Stîna Cerbu.
- Bb 8 Quarzit. M. Zănoaga, 6 km SE Vf. Păpușa (coll. O. Schmidt).

Diese Gesteine stammen grossenteils aus Gebieten, die von GHIKA-BUDEȘTI (1932), MANOLESCU (1937a, 1937b) und PALIUC (1937) genauer untersucht worden sind. Wir haben daher die im Min.-Petr. Institut der Universität Basel deponierte Schliffsammlung von GHIKA-BUDEȘTI nachgeprüft und dabei Stilpnomelan noch in den folgenden Gesteinen angetroffen (wir geben die Gesteinsbezeichnungen und Fundorte an, wie sie vom Autor handschriftlich eingetragen worden sind):

31	AA 8	Granite phanéritique. Latorița — Ciunget + 3 km.
31120	EZ 8	Granogneiss. Pârâul Negrenilor.
31138	FD 18	Granogneiss. Latorița — Petrimani.
31153	FD 16	Granogneiss oculaire. Latorița — Petrimani.
81	BC 5	Quartzite. Culmea Rudăreasa.

Diese Gesteine stammen sämtlich aus dem autochthonen Parîng-Massiv, das von der Getischen Decke überfahren worden ist. Es sind alles granitische und psammitische Gesteine, die starke mechanische Einwirkungen erlitten haben, höchstwahrscheinlich im Gefolge der alpinen Faltung. Stilpnomelan, der oft nur spärlich auftritt, ist in ihnen stets eine junge, posttektonische Neubildung. In manchen dieser „Granogneisse“ finden sich auch schmale Prismen und Nadeln von aktinolithischer Hornblende, ebenfalls als Neubildungen, meist in die Verschiebungsflächen eingeregelt, also etwas älter als die Bildung des Stilpnomelans (ähnlich wie im ausgewalzten Gneis von der Basis der Silvretta-Decke im Fimbertal, siehe STRECKEISEN und NIGGLI 1958, 80). Die Fundorte der genannten Gesteine liegen im nördlichen und zentralen Teil des Parîng-Massivs (Fig. 6). In den uns zur Verfügung stehenden Schlfen aus dem tektonisch weniger stark beanspruchten Südteil des Massivs haben wir keinen Stilpnomelan angetroffen.

Im genannten Gebiet ist ferner *Chloritoid* als alpine Neubildung weit verbreitet. Er findet sich besonders in den dunkeln Sericit- und Graphitphylliten und den mit ihnen vergesellschafteten schwarzen Quarziten der liasischen Schela-Formation⁸⁾, die bei Rafaila im Jiu-Tal (südlich vom Kloster Lainici) in einer

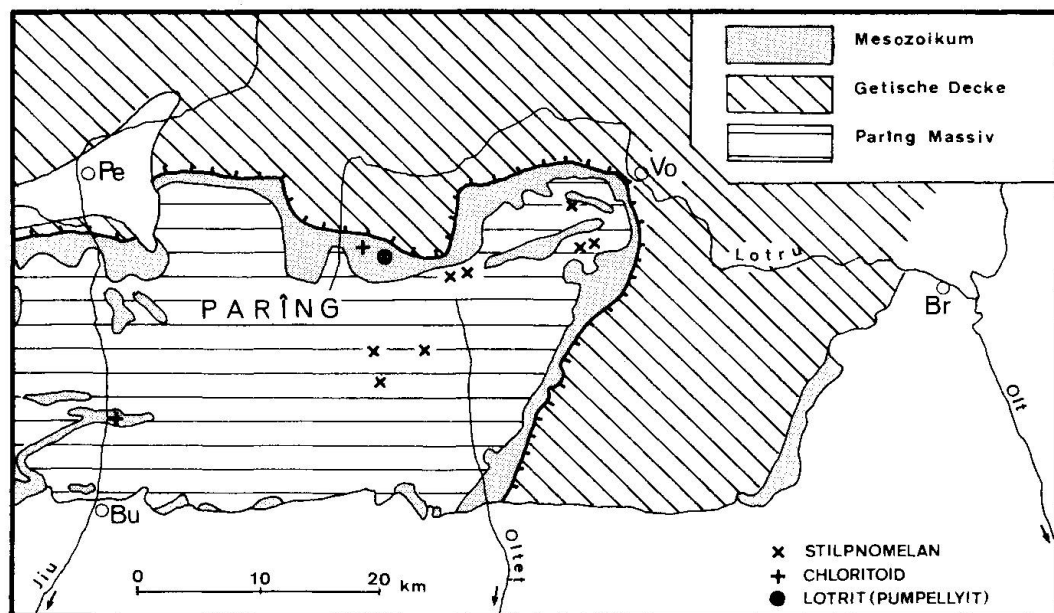


Fig. 6. Geologische Kartenskizze des mittleren Teils der Südkarpathen (zwischen Olt-Tal und Jiu-Tal). Br Brezoi, Bu Bumbești, Pe Petroșani, Vo Voineasa.

⁸⁾ Das Alter der Schela-Formation ist durch neuere Untersuchungen (SEMAKA 1963)

engen Synklinale ins Massiv eingefaltet worden ist; von dieser Lokalität ist der dunkle Phyllit mit den grossen Chloritoid-Porphyroblasten erstmals von MRAZEC und DUPARC (1893) beschrieben worden. MANOLESCU (1937a, 141—145; 1937b, 20) beschreibt ihn aus der Synklinale von Rafaila, ausserdem vom Nordrand und — in schwächerer Ausbildung — auch vom Südrand des Massivs. Auch PALIUC (1937, 259—261) erwähnt ihn aus der Schela-Formation vom Nordrand des Massivs; und GHIKA-BUDEȘTI (1932) vermerkt sein Vorkommen wenigstens in der Legende der seiner Arbeit beigegebenen Karte. In Fig. 6 haben wir das Vorkommen von Rafaila und den Chloritoid führenden schwarzen Quarzit von Stefanu (zwischen Vf. Urdelor und Obîrșia Lotrului, AO 8 unserer Schiffsammlung) eingetragen. Eine Nachprüfung der Schiffsammlungen der genannten Autoren dürfte es leicht möglich machen, eine grosse Anzahl von Fundorten von Chloritoid in einer Karte zur Darstellung zu bringen.

Es ist ferner bemerkenswert, dass MURGOCI (1901) in diesem Gebiet das neue Mineral *Lotrit* entdeckt hat, das seither unter dem Namen *Pumpellyit* weithin bekannt geworden ist⁹⁾. Der Originalfundort dieses Minerals ist ebenfalls in Fig. 6 eingetragen worden.

wieder zur Diskussion gestellt worden. Die zahlreichen von SEMAKA in dieser Formation namhaft gemachten Pflanzenfunde belegen teils oberkarbones, teils permisches, teils unterliasisches Alter. In den Chloritoidschiefern von Lainici hat der genannte Autor einen Rest von *Sphenophyllum longifolium* gefunden, der auf oberkarbones Alter hinweist. Die Schela-Formation wird von ihm als „série compréhensive“ aufgefasst, die Schichten von Oberkarbon bis Lias enthält.

Unabhängig vom Alter dieser Schichten erhebt sich die Frage nach dem Alter der metamorphen Neubildungen, die in dieser Formation angetroffen werden. Dass die Überschiebung der gewaltigen Masse der Getischen Decke auf das Danubische Autochthon der alpinen Faltung zuzuschreiben ist, wird schon durch das Auftreten mesozoischer Gesteine längs der Überschiebungslinie belegt (Carte géol., Bl. Orăștie und Tirgu Jiu). Auch die an der Basis der Getischen Decke auftretenden Serpentine werden in das Mesozoikum gestellt. Wir vertreten nach wie vor die Auffassung, dass die starke tektonische Beanspruchung des autochthonen Kristallins (GHIKA-BUDEȘTI 1932, MANOLESCU 1937a, PALIUC 1937) wie auch die metamorphen Neubildungen in den ihm aufliegenden Sedimenten der alpinen Faltung zuzuschreiben sind. (Anmerkung während des Druckes.)

⁹⁾ Entgegen den Angaben in den Lehrbüchern (z. B. DEER et al., 1963, vol. 1, p. 227; TRÖGER 1967, 326) ist der Pumpellyit nicht erst 1925 von PALACHE und VASSAR entdeckt worden, sondern schon 1900 von MURGOCI (1900, 31, 67f.) erkannt und in seiner Dissertation beschrieben worden. In den Grünschiefern, die die mesozoischen Serpentine des Parîng-Gebiets begleiten, finden sich dichte Gesteine, die z. T. fast ausschliesslich aus Pumpellyit bestehen. Es erscheint angezeigt, die Originalbeschreibung von MURGOCI der Vergessenheit zu entreissen.

„Die graugrünen oder gefleckten Hornfelse sind entweder eine innige Mischung von Klinoisit mit Chlorit oder mit einem neuen Mineral, dem Lotrit. Bei geflecktem Aussehen bildet entweder der grünliche Lotrit Adern und unregelmässige Flecken in der weissen Klinoisitmasse, oder schickt der rötliche Klinoisit Adern und Flecken in die grünliche durchscheinende Masse des Lotrits. Mit Salzsäure brausen alle diese Gesteine

Es dürfte eine lohnende Aufgabe sein, den Mineralneubildungen der alpinen Metamorphose in diesem Gebiete nachzugehen und ihre mineralfaziellen Beziehungen zu untersuchen. Für die Schweizer Alpen ist eine solche Aufgabe besonders von E. NIGGLI (1960, 1965) in Angriff genommen worden.

Aus andern Gebieten der Südkarpathen haben wir in den uns zur Verfügung stehenden Schliften keinen Stilpnomelan angetroffen.

LITERATUR

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ATANASIU, I. (1929): Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului, Jud. Neamţ. (Etudes géologiques dans les environs de Tulgheş.) An. Inst. Geol. Rom. 13, 165—508.
- BÂNCILĂ, I. (1941): Etude géologique dans les Monts Hăghimaş-Ciuc (Carpates orientales). An. Inst. Geol. Rom. 21, 1—118.
- (1958): Présentation sommaire de la carte géologique des environs de Cheile Bicazului, rédigée par I. ATANASIU. Rép. Pop. Roum., Ann. Com. Géol. 24—25, 5—11.
- BERWERTH, F. M. (1905): Der Eläolithsyenitstock des Piricske bei Gyergyó-Szt-Miklos. Jb. siebenbürg. Karpathenvereins.
- Carte géologique de la République Socialiste de Roumanie 1 : 200 000, avec notes explicatives. Feuilles: 12 Topliţa, 26 Orăştie, 33 Tîrgu Jiu. Bucarest 1968.
- CODARCEA, AL., DESSILA-CODARCEA, M. et IANOVICI, V. (1958): Structure géologique du massif de roches alcalines de Ditrău. Acad. Rép. Pop. Roum., Rev. Géol. Géogr., II, 1, 1—135.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe I. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 70/1.
- DAL PIAZ, G. V. e GOVI, M. (1968): Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta. Boll. Soc. Geol. Ital. 87, 91—108.

ziemlich stark wegen der Kalkspatadern und -nester. Die grünliche Masse zeigt unter dem Mikroskop ein Aggregat von kleinen Säulen und Lamellen eines stark lichtbrechenden Minerals ($n=1,67$) mit einer deutlichen Spaltbarkeit der Längsrichtung parallel. Es ist schwach doppelbrechend ($n_\gamma - n_\alpha$ höchstens 0,014); der Auslöschungswinkel beträgt 28° gegen die Spaltbarkeit . . .“ (l. c. p. 31). „Er charakterisiert sich in den Durchschnitten, wo die Auslöschungsschiefe 28° beträgt, durch eine schwache Doppelbrechung von $n_\beta - n_\alpha$ ungefähr 0,002. Der Achsenwinkel $2V$ ist klein (höchstens 20°) bei positivem Charakter. In einigen Beziehungen ist der Lotrit dem Prehnit ähnlich, doch unterscheidet er sich von demselben durch die höhere Licht- und schwächere Doppelbrechung; die Dichte und die Härte des Lotrits ist viel höher; die chemische Zusammensetzung zeigt ihn auch von dem Prehnit verschieden“ (l. c., p. 67). Spez. Gewicht 3,229. Härte 7,5.

Eine Analyse ergab folgende Werte: SiO_2 39,44, Al_2O_3 (mit etwas Fe_2O_3 , aber nicht viel) 28,33, MgO 3,20, CaO 22,21, Na_2O 0,93, H_2O 6,58, Summe 100,69. Die Analyse ist für die damalige Zeit recht befriedigend und stimmt mit den späteren Analysen von Pumpellyit (DEER et al., 1963, vol. 1, p. 229) recht gut überein.

Eine neuere Analyse von RĂDULESCU (1966) ergab: SiO_2 40,53, TiO_2 0,41, Al_2O_3 21,81, Fe_2O_3 8,01, FeO 1,53, MnO 0,30, MgO 4,06, CaO 20,95, Na_2O 0,89, K_2O 0,06, H_2O 1,43, Summe 99,98.

Ein Stück Lotrit von der Originallokalität, das in unserem Institut aufbewahrt wird, ergab ein Röntgendiagramm, das mit demjenigen von Pumpellyit (NEUMANN et al. 1957) völlig identisch ist.

- DEBENEDETTI, A. (1961): Stilpnomelano in rocce della Val d'Aosta. *Rend. Soc. Miner. Ital.* 17, 625—626.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMAN, J. (1963): *Rock-Forming Minerals*. Longmans London.
- DESSILA-CODARCEA, M. (1966): Problema orizontării și răspîndirii Rifeanului în România. *Rep. Soc. Rom., An. Com. Stat Geol.* 35, 105—163.
- FÖLDVÁRI, A. (1946): Age and Contact-Metamorphic Effects of the Nepheline Syenite Stock of Ditró (Transsylvania). *Rel. Ann. Inst. Geol. Hung., B. Disp.* 8, 1—11.
- FÖLDVÁRI, A. and PANTÓ, G. (1951): Report on the Geology and Ore Deposits of Balánbánya (Transsylvania). *Rel. Ann. Inst. Geol. Hung. Annual Rep. of 1941—1942, Part II*, 352—366.
- GHICA-BUDEȘTI, ȘT. (1932): Etudes géologiques et pétrographiques dans les Munții Lotrului (Carpates méridionales, Roumanie). (Diss. Univ. Basel.) *An. Inst. Geol. Rom.* 16, 419—480.
- KOCH, A. (1880): Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstockes von Ditró in Ostsiebenbürgen. *N. Jb. Mineral. etc.* 2, 132—178.
- KRÄUTNER, TH. (1938): Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpathen). *An. Inst. Geol. Rom.* 27, 161—292.
- MANOLESCU, G. (1937a): Etude géologique et pétrographique dans les Munții Vulcan (Carpates méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* 18, 79—172.
- (1937b): Studiul geologic și petrografic al regiunii Văii Jiului. *Acad. Rom., Mem. sect. științ., ser. III*, 12, mem. 6.
- MRAZEC, L. (1898): Essai d'une classification des roches cristallines de la zone centrale des Carpathes roumaines. *Arch. sci. phys. et nat. Genève*, 4e période, 3, 1—4; *Bul. Soc. Științe București* 6, 190—193.
- (1903): Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). *Int. Geol. Congr. Wien, IX. Session*, 631—648.
- MRAZEC, L. et DUPARC, L. (1893): Sur un schiste à chloritoïde des Carpathes. *C. R. Acad. Paris*.
- MUREȘAN, M. (1968): The Tectonic Structure of the Southern Part of the Crystalline-Mesozoic Zone in the Eastern Carpathians. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr.*, 12/1, 55—59.
- MURGOCI, G. M. (1901): Über die Einschlüsse von Granat-Vesuvianfels in dem Serpentin des Parîngu-Massivs. (Diss. Univ. München 1900.) *Bul. Soc. Științe București* 9, 1—113.
- NEUMANN, H., SVERDRUP, TH. and SAEBO, P. CHR. (1957): X-Ray Powder Patterns for Mineral Identification. III. Silicates. Oslo.
- NIGGLI, E. (1956): Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. *SMPM* 36, 511—514.
- (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. *Int. Geol. Congr. Norden, XXI. Session, Part XIII*.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. und JÄGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostrande des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). *Eclogae geol. Helv.* 49, 469—480.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C. R. (1965): Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit). *Eclogae geol. Helv.* 58, 335—368.
- ONCESCU, N. (1957): *Geologia Republicii Populare Romîne*. Editura Tehnică București.

- PALIUC, G. (1937): Etude géologique et pétrographique du massif du Parâng et des Munții Cimpîi (Carpates méridionales, Roumanie). *An. Inst. Geol. Rom.* 18, 173—279.
- PANTÓ, G. (1951): Report of Geological Survey About Balánbánya. *Rel. Ann. Inst. Geol. Hung.*, Annual Rep. of 1941—1942, Part II, 297—304.
- RĂDULESCU, D. și DIMITRESCU, R. (1966): Mineralogia topografică a României. Editura Acad. Rep. Soc. Rom. București.
- VON RAUMER, J. (1967): Kristallisation und Gefügebildung im Mont-Blanc-Granit. *SMPM* 47, 499—579.
- REINHARD, M. und ATANASIU, I. (1927): Geologische Beobachtungen über die kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* 12, 391—413.
- SÂNDULESCU, M. (1967): La nappe de Haghimas — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates orientales. *Ass. géol. carpato-balk.*, VIIIe Congr. Belgrade, sept. 1967, *Rapports Géotectonique*, 179—185.
- SAVUL, M. (1927): Șisturile cristaline și zăcămintele de manganез din regiunea Șarul-Dornei, distr. Câmpulung (Gisements de manganèse de la région Șarul-Dornei, Câmpulung). *An. Inst. Geol. Rom.* 12, 1—86.
- (1938): Le cristallin de Bistrița. La région Dorna-Broșteni (districts Câmpulung et Neamț). *Ann. scient. Univ. Jassy* 24, 415—466.
- SCHAEER, J.-P. (1959): Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes. *Arch. sci. phys. et nat. Genève* 12, 473—620.
- SEMAKA, A. (1963): Despre vîrsta Formațiunii de Schela. *Ass. géol. carpato-balk.*, V^e Congr. Bucarest 1961, *comm. scient.*, II^e sect. stratigr., 165—171.
- STRECKEISEN, A. (1931): Über das Nephelinsyenitmassiv von Ditro (Rumänien). *N. Jb. Miner. etc.*, B.-B. 64, Abt. A. (Brauns-Festband), 615—628.
- (1932): Sur la tectonique des Carpates méridionales. *An. Inst. Geol. Rom.* 16, 328—417.
- (1940a): Le Mésozoïque de Tomești (dép. de Ciuc). *C. R. Inst. Géol. Roum.* 24, 85—89.
- (1940b): Über Migmatite im Kristallin der Ostkarpathen. *SMPM* 20, 299—302.
- (1952, 1954): Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditro (Siebenbürgen). I. *SMPM* 32, 249—310; II. *SMPM* 34, 336—409.
- (1960): On the Structure and Origin of the Nepheline-Syenite Complex of Ditro (Transylvania, Roumania). *Int. Geol. Congr. Norden, XXI. Session, Part XIII*, 228—238.
- STRECKEISEN, A. und NIGGLI, E. (1958): Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen. *SMPM* 38, 76—82.
- TRAUTH, F. (1910): Ein Beitrag zur Kenntnis des ostkarpathischen Grundgebirges. *Mitt. Geol. Ges. Wien* 3, 53—103.
- VOITEȘTI, I. P. (1929): Aperçu synthétique sur la structure des Carpates roumaines. *Rev. Muz. Geol.-Miner. Univ. Cluj* 3.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. A., Springer, Berlin-Heidelberg-New York.

Analysen-Sammlungen:

- A. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser.*, 14. Lfg.
- B. DE QUERVAIN, F. und JENNY, V. (1956): 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotech. Ser.*, 34. Lfg.
- C. LARSSON, W. (1932): Chemical Analyses of Swedish Rocks. *Bull. Geol. Inst. Upsala* 24, 47—196.

Manuskript eingegangen am 15. Juni 1968.